

THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : **GEOPAC**

Structure de Recherche : **Géophysique et risque naturel**

Discipline : **Sciences d'ingénieur**

Spécialité : **Géophysique (Sismologie)**

Présentée et soutenue le 28/12/2019 par :

Roumaissae AZGUET

Le titre de la thèse

Analyse du facteur de qualité du substratum géologique de la région d'Agadir, à l'aide de stations sismiques larges bandes : contribution à la quantification du risque sismique.

JURY

RIMI Abdelkrim	PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V-Rabat	Président/ Rapporteur
HARNAFI Mimoun	PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V-Rabat	Directeur de Thèse
TIMOULALI Youssef	PES, Institut Scientifique, Université Mohammed V-Rabat	Co-Directeur de Thèse
BENMAKHOLOUF Mohamed	PES, Faculté des Sciences, Université Abdelmalek Essaadi -Tétouan	Rapporteur/Examineur
TAHAYT Abdelilah	PH, FST de Tanger, Université Abdemalek Essaadi -Tétouan	Rapporteur/Examineur

Année Universitaire :
2019-2020

Dédicace

A la mémoire de mon père

A ma chère Maman

*Je ne saurai exprimer assez ma gratitude pour tout ton amour et soutien,
et tous tes sacrifices. J'espère que tu seras toujours fière de moi,*

A mes très chères sœurs Chaimae, Sarra et Hounaida

*Les mots ne suffisent guère pour exprimer l'amour, l'attachement et
l'affection que je porte pour vous,*

A mon frère Habib,

A mon cher neveu Mohammad Firas et ma chère nièce Ranim

A ma très chère amie Niama,

A ma très chère amie et collègue Ghizlane,

A tous les membres de ma famille,

A tous mes amies,

A tous ceux qui m'aiment

Je dédie ce travail

Avant-Propos

Ce travail a été réalisé à l'Institut Scientifique au Département des Sciences de la Terre, Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels, sous la direction de Monsieur **HARNAFI Mimoun**, Professeur à Institut scientifique et la codirection de Monsieur **TIMOULALI Youssef**, Professeur à l'institut scientifique.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse Monsieur le professeur **HARNAFI Mimoun**, pour les conseils qu'il m'a prodigué, son judicieux encadrement ainsi que son assistance tout au long de ma thèse. Vous êtes la personne qui m'a donné envie de faire la sismologie.

Je voulais remercier mon co-directeur Monsieur le professeur **TIMOULALI Youssef**. Je vous remercie de vous être investi dans ce travail de thèse. Merci pour les échanges que l'on a eu lors des réunions « atténuation et vitesse des ondes sismiques ».

C'est pour moi un plaisir autant qu'un devoir de remercier toutes les personnes qui ont pu contribuer de près ou de loin à l'établissement de ce projet de thèse, qui m'ont aidé, m'ont soutenus et ont fait en sorte que ce travail ait eu lieu. Je tiens à exprimer mes remerciements aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail de recherche.

Je voulais remercier Monsieur **RIMI Abdelkrim**, professeur à institut scientifique d'avoir accepté d'être dans un premier temps, mon rapporteur et aussi m'a fait l'honneur d'accepter de présider ce jury.

J'exprime mes chaleureux remerciements à Monsieur **BENMEKHLOUF Mohamad**, Professeur à la Faculté des Science de Tétouan, d'avoir acceptée d'être rapporteur et d'examiner mon travail. Je le remercie pour les remarques pertinentes apportées à cette thèse.

Je voulais remercier, Monsieur **TAHAYT Abdelilah**, professeur Habilité à FST de Tanger m'a fait l'honneur d'être rapporteur et d'examiner et de siéger parmi les membres de ce jury; je le remercie infiniment de ses intéressants remarques.

Mes remerciements vont aussi au responsable de centre de recherche GEOPAC, Monsieur le professeur **TAHIRI Abdelfatah** et le responsable de Laboratoire de Géophysique et Risque Naturel, Madame le professeur **MHAMDI Nadia**. Ainsi que tout son personnel chercheur m'ont toujours accueilli et simplifié les procédures administratives.

Le CeDOC de la Faculté des sciences exerce un rôle facilitateur, je remercie Monsieur le Professeur LFERDE et Monsieur Professeur GUENBOUR pour leurs disponibilités et leurs suivis.

ICTP [NAGET], GFZ, institutions représentées respectivement par Assia Harbi, Claus Milkelert, ont tous contribué de près ou de loin à mes déplacements dans le cadre de séminaires de colloques et de stages effectués en plus du Maroc, en Egypt, à Ghana et à Tunisie.

Enfin ; je me permets de lancer un remerciement général à tous ceux et celles qui ont contribué de près ou de loin à l'accomplissement de ce travail trouvent ici l'expression de mes remerciements les plus chaleureux.

Résumé

L'atténuation des ondes sismiques de la coda à haute fréquence ($f > 1\text{Hz}$) a été estimée dans la région d'Agadir par le modèle de rétrodiffusion (Backscattering) des enveloppes S-coda. La région étudiée s'étend sur plusieurs domaines géologiques distincts : la bordure sud occidentale du Haut-Atlas, la bordure nord-occidentale de l'Anti-Atlas, et entre les deux la moitié occidentale de la plaine de Souss. À notre connaissance, Jusqu'à présent, aucune approche de la coda n'a été utilisée pour obtenir des résultats satisfaisants sur les propriétés d'atténuation dans la région. Nous avons analysé 151 sismogrammes, obtenus à l'aide de 7 stations sismiques larges bandes, placées dans des milieux géologiques différents, durant la période 2010-2013. Les séismes locaux enregistrés durant cette période ont été utilisés pour l'analyse des ondes de la coda. Nous examinons la dépendance fréquentielle de Q_c en se limitant à la fréquence centrale de chaque bande choisie. Nous déterminons ainsi Q_c pour les fréquences : 1,5 ; 3 ; 6 ; 9 ; 12 et 18 Hz en utilisant les différentes fenêtres des enveloppes de la coda. Les variations des caractéristiques d'atténuation pour les différentes fréquences révèlent un contraste marqué, en accord avec la diversité géologique de la région. Les valeurs moyennes de Q_c estimées et leurs relations de dépendance fréquentielle sont bien corrélées avec l'hétérogénéité lithologique et l'activité tectonique de la région. Les résultats montrent également que l'atténuation est plus élevée dans la partie occidentale du bassin du Souss que dans les zones de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas couverts par cette étude.

Mots clés : Atténuation; coda sismique; facteur de qualité ; Backscattering; Agadir

Abstract

The attenuation of seismic coda waves at high frequency ($f > 1$ Hz), has been estimated in Agadir Region, using a single back-scattering model of S-coda envelopes. The study area extends over several distinct geological domains: the south-western border of the High Atlas, the north-western border of the Anti-Atlas, and between the two the occidental part of Souss plain. So far, no coda waves approach in our knowledge have been used to draw satisfying outputs about the attenuation properties in the region. A total of 151 broadband seismograms from local earthquakes recorded by 7 different stations within the period of 2010 through 2013 have been used for this analysis. The frequency-dependent of Q_c values are estimated at central frequencies of 1.5, 3, 6, 9, 12, and 18 Hz using different lapse time windows. The variations in attenuation characteristics at different frequencies reveal a marked contrast, consistent with the geotectonic diversity of the region. The average Q_c values estimated and their frequency dependence relationships correlate well with geological heterogeneity and tectonic activity of the region. Results also show that the attenuation is higher in Souss basin compared to Anti-Atlas and High-Atlas regions.

Keywords: Attenuation; Coda Waves; Quality factor; Backscattering; Agadir

Tables des Matières

Dédicace	II
Avant-Propos	III
Résumé	V
Abstract	VI
Tables des Matières	VII
Chapitre 1: Introduction générale.....	1
1.1 Contexte générale et motivation	1
1.2 Aperçu sur la sismotectonique de la région d'étude.....	3
1.3 Objectif et organisation de la thèse	5
Chapitre 2 : Atténuation des ondes de la coda	8
2.1 Introduction sur l'atténuation.....	8
2.2 Les processus de l'atténuation.....	9
2.2.1 L'atténuation géométrique	9
2.2.2 Multi-réflexions	10
2.2.3 Scattering	11
2.2.4 l'atténuation intrinsèque	12
2.3 Les ondes de la coda.....	15
2.3.1 Caractéristiques des ondes de la coda	16
2.3.2 La quantification de l'atténuation par le modèle de « Single Back -scattering »	17
2.3.3 La tectonique et l'atténuation des ondes de la Coda.....	20
Chapitre 3 : Stations sismiques, Méthodes, et Traitement de données.....	21
3.1 Réseaux sismologiques temporaires et permanents gérés par l'Institut Scientifique	21
3.1.1 Enregistrement numérique	23
3.2 L'analyse des données.....	24
3.2.1 Prétraitement	24
3.2.2 Traitement de données.....	26
3.2.3 Procédure de Mesure de Q_c par la méthode coda Q le modèle de Back-scattering ...	29
Chapitre 4: les variations d'atténuation des ondes de la coda	34

4.1 L'estimation du facteur de qualité Q_c	34
4.2 Atténuation des ondes coda dans le sud-ouest de la région du Haut Atlas, Maroc	42
4.2.1 Abstract	42
4.2.2 Introduction	43
4.2.3 Geological setting	45
4.2.4 Methods	46
4.2.5 Data	49
4.2.6 Results and discussion	51
4.2.6.1 Frequency-dependent attenuation parameter	51
4.2.6.2 Lapse time-dependent attenuation	56
4.2.6.3 Comparison of results with other regions	59
4.2.7 Conclusion	62
Chapitre 5 : la corrélation entre l'analyse de l'atténuation dans la région et d'autres paramètres géophysiques.....	63
5.1 La distribution spatiales de la Coda- Q (Q_c), Q_0 et n	63
5.2 La corrélation entre la tomographie de la région et la quantification de l'atténuation	65
5.3 La corrélation entre les études géothermique et l'atténuation de la région	69
Chapitre 6 : Conclusions et Perspectives.....	70
Les Références	73
Listes des figures.....	84
Liste des Tableaux:.....	86
Annexes	87

Chapitre 1: Introduction générale

1.1 Contexte générale et motivation

La ville d'Agadir, a subi l'un des plus violents séismes de son histoire ; le 29 Février 1960. Bien que le tremblement de terre était de magnitude modérée (5.5) sur l'échelle de Richter, les dégâts étaient catastrophiques ; plus de 12000 morts et des milliers de blessés, du fait que la profondeur du séisme ne dépasse pas 5 Km. La nature de la majorité é ne respectait aucun code de construction parasismique.

Dans l'histoire des tremblements de terre, une région qui a subi un violent séisme, pourrait être le siège d'un autre selon la probabilité de la période de retour (qui peut être 50, 100, 400 ans) selon la nature et l'activité de la faille qui a donné naissance au séisme.

La région d'Agadir est traversée par la faille Sud-Atlasique mérite une surveillance sismique permanente à l'aide d'instruments géophysiques appropriés (sismomètre ultra sensibles, accéléromètres, station GPS, ...). Il est nécessaire d'évaluer l'aléa sismique et d'effectuer un micro-zonage détaillé dans cette région.

Cet aspect est étudié à l'aide de modèles de prédictions du mouvement du sol qu'ils sont basé sur l'équation de prédiction des mouvements du sol GMPEs (Ground Motion Prediction Equations).

Le mouvement du sol produit par un séisme enregistré par une station sismique, peut être décrit comme la convolution des effets combinés de la source sismique, le chemin de propagation et l'effet de site qui traduit les effets locaux du milieu sur lequel est installée la station (Figure 1.1). Ce qui est traduit dans l'espace fréquentielle par :

$$U(f) = S(f)P(f)L(f)I(f)$$

Où $S(f)$ est le terme de la source, $P(f)$ est le terme de propagation, $L(f)$ est le terme l'effet de site et $I(f)$ est le terme de la réponse instrumentale.

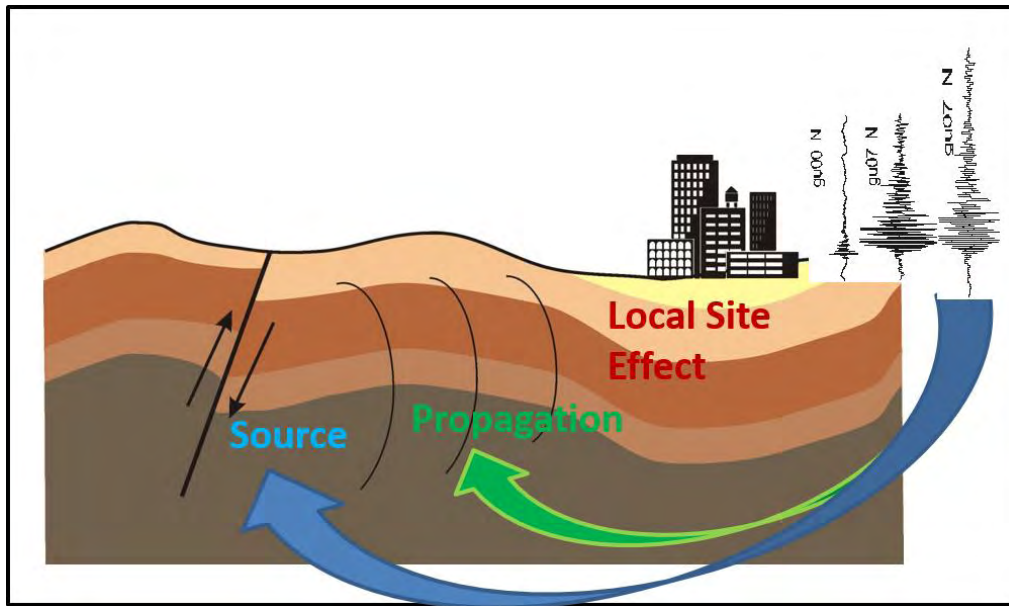


Figure 1. 1 Les différents effets sur un mouvement du sol (Source : GFZ course 2018)

L'effet du chemin de propagation sur le mouvement du sol est lié directement à l'atténuation des ondes sismiques. Par conséquent, l'étude de l'atténuation des ondes sismiques est essentielle pour étudier le risque sismique et évaluer et prédire les mouvements forts du sol. L'objectif, visé dans ce travail, est l'étude des variations du coefficient de qualité des ondes sismiques, dans différents milieux géologiques en fonction de la fréquence contenue dans le signal sismique.

Le facteur de qualité Q , sans dimension, est inversement proportionnel à l'atténuation, ce que signifie que les ondes sismiques sont fortement atténuées pour les régions ayant un facteur de qualité Q plus faible et vice versa. Le facteur de qualité peut être calculé à partir des ondes P (Q_p), ou à partir des ondes S (Q_s), et aussi à partir des ondes de la coda (Q_c). Dans cette étude on s'intéresse plus particulièrement au facteur de qualité (Q_c) qui quantifie la vitesse de décroissance énergétique des ondes sismiques.

L'estimation de l'aléa sismique et la détermination de la nature des mouvements du sol (GMPEs), basées sur la connaissance de l'atténuation des ondes de la coda, assume une importance particulière pour l'étude des caractéristiques tectoniques des paramètres géodynamiques (Pulli. 1984; Havskov et al. 1989). Le

facteur de qualité Q_c peut fournir des informations précieuses sur la nature de la croûte terrestre et le manteau supérieur et peut nous aider à mieux comprendre la nature de la lithosphère (Fehler & Sato, 1998).

1.2 Aperçu sur la sismotectonique de la région d'étude

La région d'Agadir est située sur le front Sud-Atlasique, qui constitue la limite structurale entre la chaîne Atlasique marocaine toujours en activité (Timoulali et al., 2016) et le domaine saharien relativement stable et qui s'insère dans le Craton West Africain. Les chaînes des Atlas constituent une unité géomorphologique majeure de l'Afrique du Nord et s'étendent le long d'une direction Est-Ouest de 2000 km près, depuis la marge atlantique marocaine jusqu'à la Méditerranée en Tunisie, et représentent les plus hauts reliefs de toute l'Afrique de l'Ouest. Parmi ces unités, le Jbel Toubkal située dans le Haut Atlas Marocain est le deuxième plus haut sommet africain après le Kilimandjaro, avec un sommet à 4165 m.

Le Haut Atlas occidental s'étend vers l'Ouest jusqu'à la côte Atlantique, et il est recouvert par les séries du Trias-Crétacé (Missenard, 2006). Ces deux derniers massifs sont parfois regroupés sous le terme « Western High Atlas ». Le Haut Atlas occidental est en outre constitué par une série méso-cénozoïque très épaisse et s'étend entre le couloir d'Argana et la côte Atlantique. La chaîne de l'Anti-Atlas est limitée au Sud par le bassin de Tindouf, et au Nord par l'Accident Sud-Atlasique (ASA). Le domaine anti-atlasique laisse affleurer les terrains précambriens sous forme de boutonnières fortement minéralisées et métamorphisées entourées par une couverture sédimentaire paléozoïque déformée (Missenard, 2006). L'avant-pays sud du Haut Atlas marocain présente les variations topographiques les plus marquées, étant pourtant situé au front des plus hauts sommets de la chaîne. D'ouest en est on y trouve : un bassin subsident et à faible altitude i.e. le bassin du Souss. (Altitudes comprises entre 0 et 600 m avec un remplissage sédimentaire fin Méso-Cénozoïque supérieur au kilomètre, où la subsidence tecto-sédimentaire est encore active se manifestant par un jeu de grabens et fentes d'extension (Missenard, 2006)).

La région étudiée (Figure 1.2) s'étend donc sur plusieurs domaines distincts : la bordure sud occidentale du Haut Atlas, la bordure nord-occidentale de l'Anti-Atlas, et entre les deux la moitié occidentale de la plaine du Souss, prolongée vers le sud par la plaine des Chtouka. La zone sismique est délimitée au nord et nord-ouest par le pli du Haut Atlas et sud et sud-ouest par le bassin Souss. Le contraste entre la topographie (environ 2 000 m) et les dépôts déformés du Néogène et des alluvions du Quaternaire, visibles sur le front de poussée, montre la longue durée de l'activité tectonique.

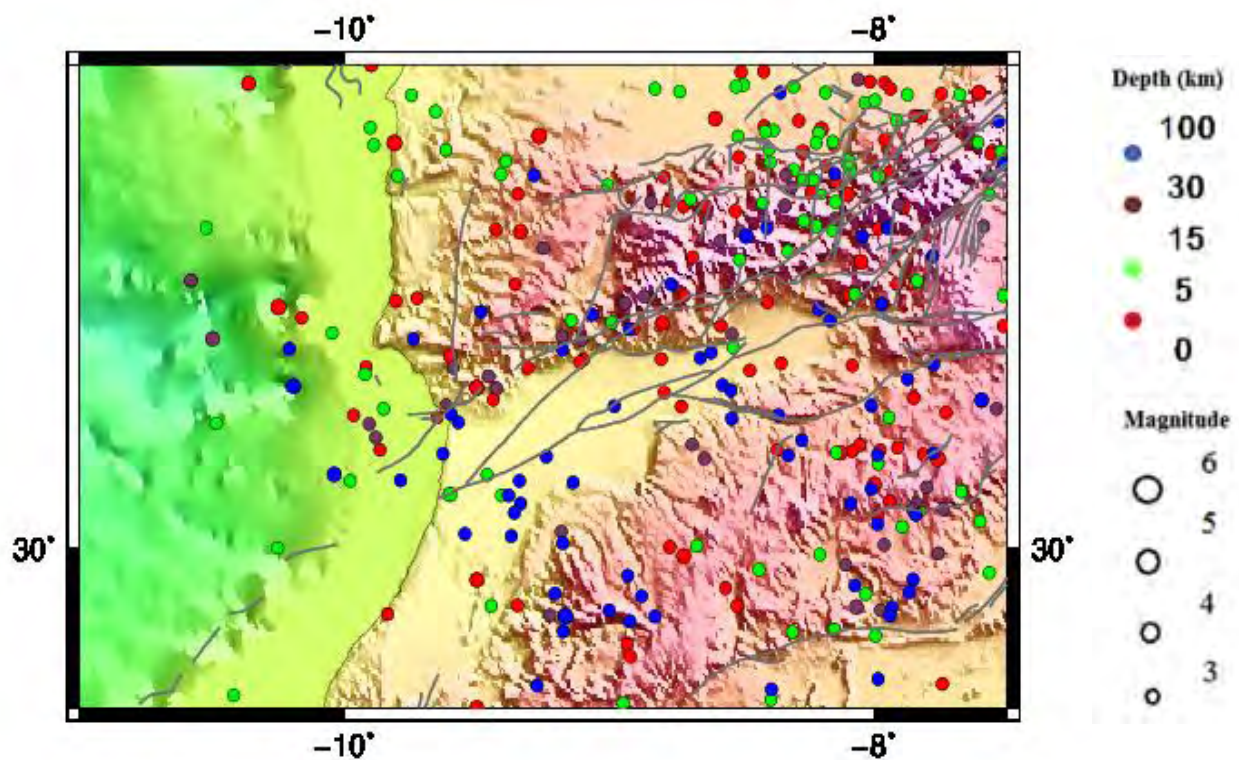


Figure 1. 2 : la carte sismotectonique de la région d'Agadir

Ambroggi, 1963 et Meghraoui et al., 1998 ont estimé le taux de soulèvement dans la région d'Agadir de 0,1 à 0,2 mm/an, à partir des levés de terrasses alluviales et marines du quaternaire terminal ainsi que les hiatus et discontinuités latérales contenues dans les dépôts Plio-Quaternaire. L'étude de la cinétique des failles néogènes et quaternaires faite par El Maamar, 1988 révèle un raccourcissement NNW-SSE à travers l'Accident Sud Atlasique, ce qui est conforme à l'axe général P de la pression des mécanismes au foyer à partir d'évènements récents. Les structures compressives majeures du Haut Atlas sont représentées par des réseaux de plis synclinaux et anticlinaux alternés et qui ont affecté les terrains mésozoïques et

cénozoïques avec un plongement de plis dominant E-W au NE-SW (Figure 1.3). La croûte continentale sous les montagnes de l'Atlas est relativement amincie dont l'épaisseur est estimée entre 33 et 40 km basé principalement sur les données de gravité et de réfraction sismique (Makris et al., 1985; Tadili et al., 1986; Wigger et al., 1992; Ayarza et al., 2005, Spieker et al., 2014, Timoulali et al., 2019).

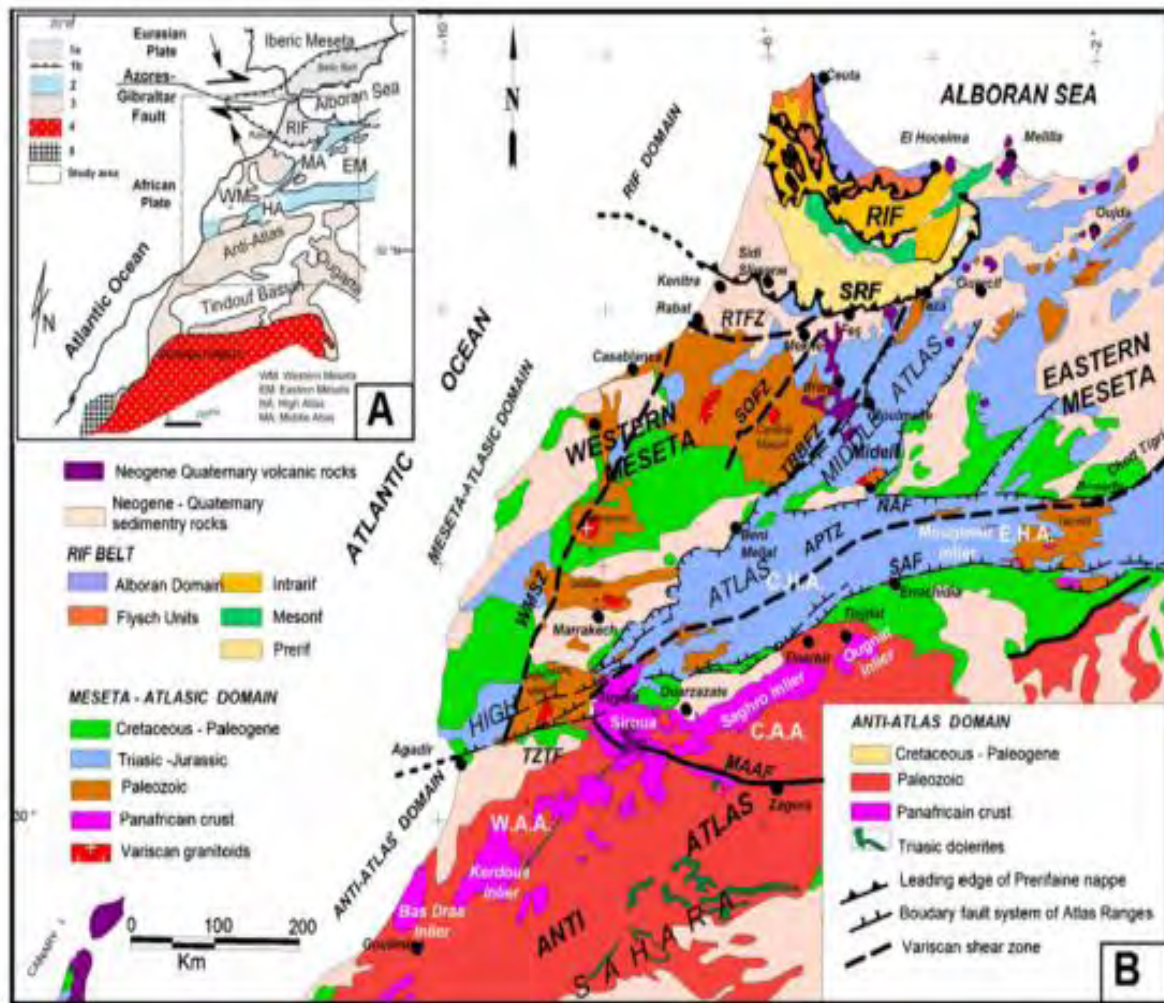


Figure 1. 3 : (a) les Unités tectoniques au Maroc; (b) Les principales formations géologiques du Maroc (Khattach et al., 2013)

1.3 Objectif et organisation de la thèse

Le but essentiel de cet étude est d'étudier l'atténuation des ondes de la coda des évènements locaux, dans la gamme de haute fréquences ($f > 1$). L'objectif final de ce

travail est d'aboutir à des relations de la dépendance fréquentielle ($Q_c = Q_0 f^n$) qui peuvent être utilisés dans amélioration de l'aléa sismique de la région d'étude.

L'étude des variations spatiale de Q_c est un indicateur des changements des caractéristiques tectoniques, de la sismicité et de l'hétérogénéité latérale du milieu physique. Cette propriété peut être utilisée pour la prédiction de l'amplitude et la nature des mouvements du sol, par conséquent l'aléa sismique estimé, sera plus représentatif.

De nombreuses études ont été menées afin d'estimer le facteur de qualité des ondes de la coda, pour différentes régions du monde (Aki & Chouet, 1975; Sato, 1977; Bianco et al., 2002; Kumar et al., 2016; Gupta et al., 1995; Kumar et al., 2005; Hazarika et al., 2009; Sharma et al., 2009; Mukhopadhyay & Sharma, 2010; Padhy & Subhadra, 2010; Tripathi et al., 2012; Singh et al., 2012; Hazarika et al., 2013 ; Dasović et al., 2013; Bora et al., 2018). C'est avec les travaux pionniers d'Aki & Chouet, 1975 au milieu des années 70 que l'analyse des ondes de la coda des séismes locaux, nous permet de quantifier l'atténuation des ondes sismiques dans la croûte terrestre. Cependant, peu d'études sur les propriétés d'atténuation de la croûte et de la lithosphère sont effectuées sur le territoire marocain.

Au meilleur de nos connaissances, pour la première fois au Maroc, nous proposons une étude différente du modèle d'atténuation et de ses propriétés physiques et tectoniques dans la région d'Agadir qui présente une diversité du substratum géologique ; le haut Atlas, l'Anti Atlas et le bassin de sous. La plupart des études d'atténuation concernant le Maroc ont été effectuées dans la partie nord du pays (Boulanouar et al., 2018). Par conséquent, cette étude est une nouvelle contribution à la recherche en sismologie, au Maroc, avec un accent particulier sur la détermination du facteur de qualité .Les résultats du présent travail ont été publié dans le journal « **Geodesy and Geodynamics** » (Azguet et al., 2019). Les résultats de cette étude sont répartis en six chapitres :

Dans ce chapitre, nous montrons que de l'atténuation des ondes sismiques est essentielle à la fois pour l'évaluation du risque sismique et pour l'ingénierie en sismologie ; c'est un moyen de caractérisation des propriétés physiques des structures géologiques, de la sismicité et de la tectonique de la région.

Dans le chapitre 2, nous présentons un bref aperçu sur l'atténuation des ondes sismiques, et un rappel sur les ondes de la coda et leurs propriétés. Cette étude bibliographique nous permet d'opter pour le modèle de diffusion simple proposé par (Aki & Chouet, 1975). Cette méthode, permet la détermination de l'atténuation totale des ondes de la coda dans la lithosphère, Q_c mais sans séparer les effets dus à l'inélasticité et à la dispersion. Cependant, la connaissance de Q_c nous renseigne sur l'hétérogénéité de la zone d'étude et offre une estimation fiable des paramètres de source et la quantification de l'aléa sismique.

Le chapitre 3, on décrit le réseau sismique utilisé dans cette étude, ainsi que les étapes de préparation et de traitement des signaux sismiques et aussi la procédure de l'analyse de données.

Dans le chapitre 4, nous présentons les résultats obtenus en adoptant le modèle de « Back-Scattering » pour toutes les stations déployées dans la région d'étude. Les valeurs des facteurs de qualités obtenues indiquent une forte dépendance fréquentielle. Ce chapitre est essentiellement composé de l'article (**Attenuation of coda waves in the SW of High-Atlas area, Morocco**) publié en 2019 dans le journal (Geodesy and Geodynamics).

Dans le chapitre 5, nous montrons la corrélation entre les résultats de l'estimation de l'atténuation et d'autres paramètres géophysiques, tels que les variations régionales de vitesses des ondes P, flux de chaleur.

Nous concluons dans le chapitre 6.

Chapitre 2 : Atténuation des ondes de la coda

2.1 Introduction sur l'atténuation

Lors d'un tremblement de terre, des ondes sismiques générées se propagent à l'intérieur de la terre. Lors de la propagation des ondes de la source vers la station, les ondes sismiques perdent de l'énergie et subissent des filtrages en fonction de la nature du milieu géologique. L'atténuation est l'un des principaux paramètres de caractérisation du milieu ; il représente la dissipation de l'énergie portée par l'onde sismique le long de la trajectoire source – station sismique.

Les amplitudes des ondes sismiques sont réduites par quatre facteurs principaux : l'atténuation géométrique, la multi-réflexion, la diffusion et l'atténuation anélastique. Les trois premiers sont des processus élastiques, dans lesquels l'énergie est conservée, tandis que l'inélasticité est responsable des pertes d'énergie (Figure 2.1).

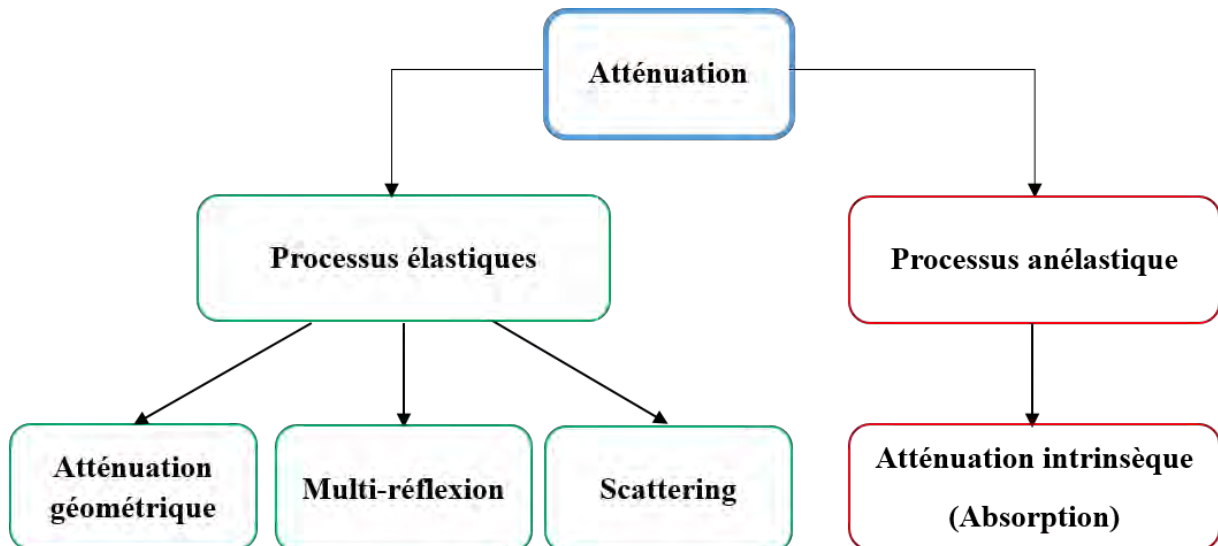


Figure 2. 1 : une représentation schématique montre les différents facteurs qui contribuent dans l'atténuation des ondes sismiques.

Comme La Terre n'étant pas parfaitement élastique, homogène et isotrope, l'atténuation des ondes sismiques ne sera pas uniquement causée par l'atténuation géométrique, (*Engl : geometrical spreading*), l'une parmi les processus les plus importants de l'atténuation extrinsèque, qui est inversement proportionnelle à la distance parcourue. D'autres processus contribuent à la diminution de l'amplitude des ondes sismiques : l'atténuation intrinsèque (ou anélastique), qui convertit l'énergie sismique en chaleur par absorption inélastique. Et l'atténuation élastique ou la diffusion (communément appelé *scattering*) qui redistribue l'énergie à cause des hétérogénéités distribuées aléatoirement dans la croûte terrestre qui peuvent être des anomalies de vitesse ou de densité. Les raisons de l'atténuation anélastique sont le frottement et la viscosité du milieu (Jackson & Anderson, 1970; Mitchell, 1995). Il faut noter que l'énergie totale dans le champ d'ondes reste constante en cas de *scattering*, cette atténuation uniquement redistribue de l'énergie. Tandis que l'atténuation intrinsèque provoque la disparition de l'onde due à une perte d'énergie. Les mécanismes contribuent à l'atténuation des ondes sismiques pouvant être de l'origine intrinsèque ou extrinsèque, par la suite nous allons décrire en bref chacune de ces mécanismes.

2.2 Les processus de l'atténuation

2.2.1 L'atténuation géométrique

Atténuation géométrique est l'un des effets impliquant une variation (diminution ou augmentation) de l'amplitude des ondes sismiques avec la distance, En fonction de la dilatation ou contraction des fronts d'onde. Son effet est différent selon que l'on a des ondes de surface ou des ondes de volume.

Les ondes se propageant dans toutes les directions, créant un front d'onde sphérique dont la surface augmente avec le temps. L'atténuation géométrique est due au fait que l'énergie émise par la source sismique se conserve au sein de chaque front d'onde. La densité d'énergie diminue donc lorsque l'onde diverge et que le front d'onde s'étend spatialement.

Dans le cas des ondes de volume, se propageant dans une sphère homogène l'onde diverge de la source de manière isotrope. Alors, l'énergie se conserve sur la surface de la sphère. La surface de la sphère étant $4\pi r^2$, avec r le rayon de la sphère, l'énergie par unité de surface décroît donc proportionnellement à $\frac{1}{r^2}$ et l'amplitude de l'onde proportionnellement à $\frac{1}{r}$.

La Terre en réalité est inhomogène, leur amplitude dépend aussi de la focalisation/défocalisation des rais, liée à la structure en vitesse (Stein & Wysession, 2003). Dans le cas des ondes de surfaces, les fronts d'onde sont des cylindre concentriques de périmètre $2\pi r$, et la conservation de l'énergie sur ce front d'onde implique que l'énergie décroisse proportionnellement à $\frac{1}{r}$ et l'amplitude de l'onde proportionnellement à $\frac{1}{\sqrt{r}}$.

La diminution de l'énergie sismique est également due à l'absorption d'énergie causée par les imperfections de la terre. C'est pour cela, atténuation géométrique seul ne peut pas décrire atténuation complète des ondes sismiques.

2.2.2 Multi-réflexions

Comme la Terre est stratifiée verticalement dans sa première approximation, les effets des variations latérales sont secondaires. Cependant, les variations latérales de la vitesse de propagation des ondes entraînent des modifications de la densité d'énergie, ou de l'amplitude des ondes sismiques, et cet effet est appelé Multi-réflexions (*Engl : Multipathing*), (par exemple Stein & Wysession, 2003). Cela conduit à un processus de focalisation et défocalisation car les ondes se propagent à travers des anomalies de vitesse positives ou négatives à basse et haute vitesse. Si elles, traversent une anomalie négative alors les rais sont réfractés vers l'extérieur de l'anomalie, tandis que si elles traversent une anomalie positive les rais sont déviés vers l'intérieur de l'anomalie. L'écart entre les rais représente alors la densité d'énergie (Figure 2.2).

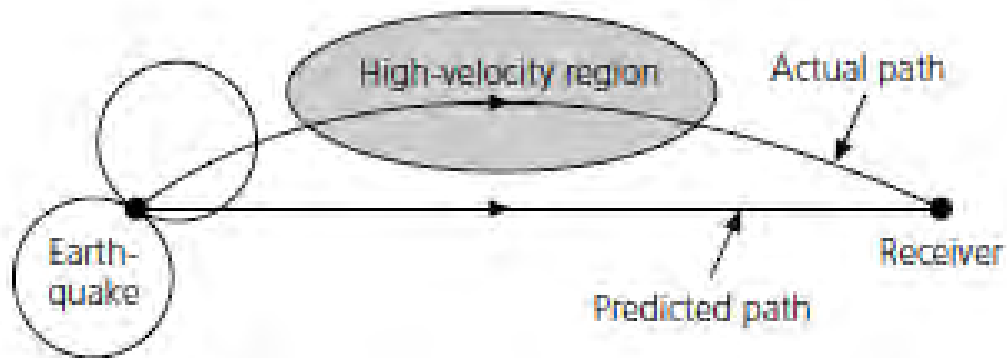


Figure 2. 2 : une représentation graphique montre l'hétérogénéité de la vitesse causant la multi-réflexion (Stein & Wysession 2003)

2.2.3 Scattering

La diffusion des ondes sismiques est un autre processus d'atténuation élastique. Communément appelé « Scattering ». Le Scattering est un processus qui permet la redistribution de l'énergie sismique, à cause des hétérogénéités petites échelles distribuées dans le milieu. Cette atténuation résultant des phénomènes de diffraction (interaction entre le champ d'ondes sismiques et les hétérogénéités).

Dans le cas où la taille de l'hétérogénéité est plus grande par rapport à la longueur d'onde, leur interaction est observée sous la forme de multi-réflexions ou focalisation/ délocalisation qu'on a abordé précédemment. Dans l'autre cas où l'hétérogénéité est petite par rapport à la longueur d'onde, on considère alors que l'onde est dispersée ou bien diffusée (Stein & Wysession, 2003).

L'épaisseur de la lithosphère varie d'un endroit à l'autre selon le cadre tectonique de la région. Les hétérogénéités de la Terre ont été étudiées avec de différentes méthodes géologiques et géophysiques. Les vitesses des ondes sismiques et la densité des roches permettent une caractérisation géophysique. Par ailleurs, l'évolution des roches donne une interprétation géologique de ces hétérogénéités.

La diffusion des ondes sismiques à haute fréquence montre l'existence de telle hétérogénéité à petite échelle dans la lithosphère. Ces hétérogénéités peuvent être des failles, des anomalies de vitesse ou de densité.

L'interaction entre ces ondes et les hétérogénéités réparties de façon aléatoires dans la lithosphère provoque une arrivée avec une « *coda* », la queue de séismogramme. C'est un phénomène important à prendre en compte dès que l'on s'intéresse à la propagation d'une onde dans la croûte.

Les ondes P parcourent le chemin le plus court et arrivent donc à la station sismique avant toutes les autres ondes qui interagissent avec les hétérogénéités. Les amplitudes des ondes qui sont dispersées par les hétérogénéités à petite échelle, arrivent donc après les ondes S avec des amplitudes inférieures à celle des ondes P . Ce sont en fait les ondes de la coda.

2.2.4 l'atténuation intrinsèque

Tous les mécanismes d'atténuation qu'on a abordée précédemment sont purement élastiques, ou l'énergie sismique n'est pas réellement perdue, mais juste redistribuée. Il existe un autre mécanisme d'atténuation qui entraîne une réduction des amplitudes sismiques. Il s'agit d'une perte d'énergie due à des processus anélastique ou à des frictions internes lors de la propagation. C'est ce qu'on appelle l'atténuation intrinsèque. L'énergie perdue se convertit en chaleur. Un modèle simple qui décrit atténuation intrinsèque est le modèle de l'oscillateur harmonique amorti, constitué d'un ressort élastique et d'un amortisseur (Stein & Wysession, 2003).

L'équation du mouvement à laquelle obéit un telle système est défini par :

$$m \frac{\partial^2 u(t)}{\partial t^2} + \gamma m \frac{\partial u(t)}{\partial t} + ku(t) = 0 \quad (2.1)$$

Avec :

- $u(t)$ le déplacement
- γ est le facteur d'amortissement
- m La masse
- k La constant du ressort

Le facteur d'amortissement est défini par le rapport de la fréquence propre ω_0 et le facteur de qualité Q comme $\gamma = \frac{\omega_0}{Q}$ La fréquence propre est déterminé par la

relation entre k et m , comme $\omega_0^2 = \sqrt{\frac{k}{m}}$

L'équation (2.1) devient :

$$\frac{\partial^2 u(t)}{\partial t^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{\partial u(t)}{\partial t} + \frac{k}{m} u(t) = 0 \quad (2.2)$$

Pour cette équation différentielle du deuxième ordre, la solution générale est :

$$u(t) = A_0 e^{ipt}, p = (a + ib) \in (C) \quad (2.3)$$

Respectivement :

$$u(t) = A_0 e^{ipt} e^{\frac{-\omega_0 t}{2Q}} \quad (2.4)$$

Où A_0 est l'amplitude initiale, $e^{\frac{-\omega_0 t}{2Q}}$ le facteur d'atténuation causé par le frottement, tandis que e^{ipt} la partie harmonique. Q est inversement proportionnel au facteur d'amortissement, γ . donc plus l'amortissement est petit, plus Q est élevé. L'amplitude décroît à e^{-1} (0,37) de sa valeur d'origine à $t = \frac{2Q}{\omega}$, ce que nous appelons temps de relaxation (Stein & Wyssession, 2003). L'énergie dans un système oscillant est proportionnelle au carré de l'amplitude, l'énergie de l'oscillateur est comme suit:

$$E(t) = \frac{1}{2} k A^2(t) = \frac{1}{2} A_0^2 e^{\frac{-\omega_0 t}{Q}} = E_0 e^{\frac{-\omega_0 t}{Q}} \quad (2.5)$$

Par conséquent, la perte d'énergie des ondes dépend du facteur de qualité, qui est une mesure de la perte d'énergie due à inélasticité, qui est défini comme la fraction d'énergie perdue au cours d'un cycle d'onde.

$$Q = 2\pi \frac{\Delta E}{E} \quad (2.6)$$

L'atténuation des ondes est généralement quantifié par le facteur de qualité Q , selon le type d'ondes sismiques considérées, atténuation peut être distingué par : atténuation des ondes S (Q_S^{-1}), des ondes P (Q_P^{-1}), des ondes de la coda (Q_C^{-1}), etc.

Le facteur de qualité effectif est censé être une combinaison de l'atténuation de scattering et de l'absorption intrinsèque (Dainty, 1981; Wennerberg, 1993; Polatidis & al., 2003). Le facteur de qualité représentant l'atténuation totale, Q_t est donné par:

$$\frac{1}{Q_t} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_{sc}} \quad (2.7)$$

Où

- Q_i est le facteur de qualité qui quantifie atténuation anélastique (absorption)
- Q_{sc} est le facteur de qualité qui quantifie le scattering

L'une des approches utilisées pour estimer l'atténuation, consiste à mesurer le facteur de qualité des ondes de la coda (Q_C). La signification physique de (Q_C) fait l'objet de débats au sein de la communauté sismologique depuis de nombreuses années. Actuellement, il est largement admis que l'atténuation déduite de la décroissance de la coda est une combinaison d'atténuation intrinsèque (absorption) et l'atténuation de diffusion (*Eng : Scattering attenuation*) (Del Pezzo et al., 2016).

L'atténuation intrinsèque (Q_i) est due à la conversion de l'énergie élastique en chaleur ou en une autre forme d'énergie par friction et par viscosité. L'atténuation de

diffusion (Q_{sc}) est associée au processus élastique de redistribution de l'énergie sismique. Par conséquent (Q_c) est paramètre important pour quantifier atténuation dans un milieu.

2.3 Les ondes de la coda

C'est à partir des années soixante que la coda des ondes sismiques, a marqué un tournant dans la recherche en sismologie. Avant cette période les petites hétérogénéités de la terre ont été négligées, à cause de l'assimilation de la terre comme étant une succession de couches homogènes. En 1969 Aki démontre que la coda est une superposition d'ondes incohérentes diffusées par plusieurs hétérogénéités.

Le terme coda est d'origine latine (*cauda*), qui signifie la queue. il a été utilisé en sismologie depuis longtemps pour décrire la queue du sismogramme. Cette partie du sismogramme correspond à l'énergie enregistrée après le passage de toutes les ondes primaires (directes) (les ondes P et S) du sismogramme (Figure 2. 3).

Aki (1969) était le premier qui a utilisé ce sens pour les premiers études des séismes locaux. Il a nommé ce phénomène par « *seismic coda waves* ». Depuis lors ce terme a été utilisé en sismologie pour décrire la queue des séismogramme locaux et régionaux. L'amplitude des ondes de la coda décroît avec le temps d'une manière exponentiel.

Il existe deux types de la coda, « P coda » indiquent les ondes entre les ondes P et S directes, et « S coda » désignent les ondes qui suivent les ondes S directes. Le plus souvent coda implique « S coda », car la coda des ondes P est généralement superposé aux ondes S directes. Dans cette étude le terme coda signifie « S coda ». Les ondes à haute fréquence les plus couramment observées dans la coda sont sensibles aux hétérogénéités de petite taille à l'intérieur de la Terre, principalement dans la croûte et la lithosphère, en raison de la relation entre leur longueur d'onde et les dimensions de l'hétérogénéité.

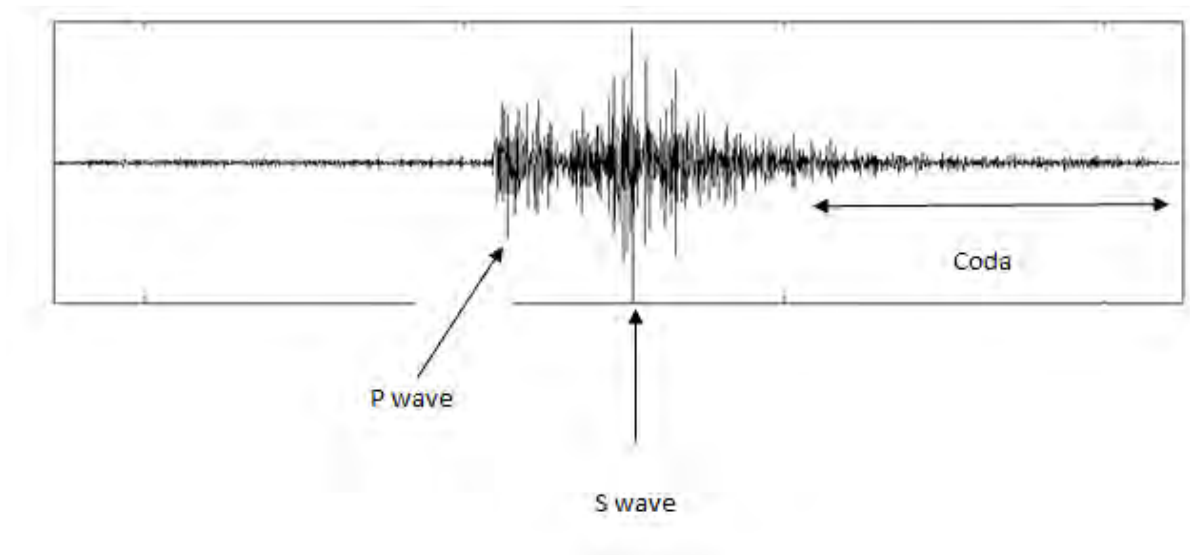


Figure 2. 4 : un sismogramme montre les ondes P , les ondes S , et la coda

Rautian & Khaltruin (1978) ont été les premières à étudier les ondes de la coda au central d'Asie à différentes stations sismiques. Ils ont conclu que la forme de la coda ne varie pas d'une station à l'autre, à condition que le temps du début de la coda est égal à deux fois (ou plus) le temps écoulé par les ondes S , car après cette période, la contribution des ondes S est négligeable.

2.3.1 Caractéristiques des ondes de la coda

La forme de la coda donne une information sur les caractéristiques régionales de la lithosphère. Elle présente des propriétés différentes des autres types d'ondes

Les différentes caractéristiques des ondes de la coda des séismes locaux ont été résumées par Aki & Chouet (1975). Ces caractéristiques sont les suivantes:

- le contenu spectral de la coda est indépendant de la distance et de la nature du trajet entre le séisme et la station contrairement à celui des ondes directes P et S (Aki, 1956 ; Aki, 1969)
- pour un séisme local, la durée entre l'arrivée de l'onde P et la fin de la coda est presque indépendante de la distance et peut être utilisée comme mesure de magnitude dite « magnitude de durée » (Lee et al., 1972 ; Real & Teng, 1973).

- la puissance spectrale de la coda décroît de la même manière en fonction du temps pour tous les séismes locaux (Rautian & Khalturin, 1987 ; Tsujiura, 1978).
- le taux de décroissance temporelle est indépendant de la distance et de la magnitude (pour des séismes de magnitude ayant une magnitude inférieure à 6 (Aki & Chouet, 1975)
- les ondes de la coda ne sont pas des ondes sphériques planes régulières provenant directement de l'hypocentre (Aki, 1969)

De nombreux modèles phénoménologiques ont été proposés pour l'explication de la génération de la coda. : le modèle à diffusion unique, le modèle de diffusion unique, le modèle de diffusion multiple, la théorie de la diffusion et le modèle de flux d'énergie, et d'autres peuvent être trouvés dans la revue de Sato et al. (2012). Le modèle le plus couramment utilisé dans la pratique est le modèle de diffusion unique (Eng : single Back-Scattering).

2.3.2 La quantification de l'atténuation par le modèle de « Single Back - scattering »

Aki et Chouet (1975) ont proposé deux modèles pour décrire les amplitudes des ondes de la coda : le modèle de la diffusion multiples et le modèle de la diffusion unique (Engl: *Single Back-scattering*). Ce dernier, suppose que, pour un séisme local, la source et le récepteur sont confondues et que les ondes de la coda sont des ondes rétrodiffusées à partir d'hétérogénéités ponctuelles de type distribution aléatoire mais uniforme. Sato (1977) a ensuite étendu ce modèle au cas de la source et du récepteur non confondues. Le modèle de diffusion multiple (Aki & Chouet, 1975; Gao et al., 1983) suppose une diffusion secondaire et considère le transfert d'énergie sismique comme un processus de diffusion. Le modèle le plus fréquemment utilisé est celui à diffusion unique, (Aki & Chouet, 1975; Sato, 1977) en raison de sa simplicité et de sa facilité d'application. Ce modèle est considéré le plus approprié pour les tremblements de terre locaux (Ibanez et al., 1990).

Le modèle de diffusion unique peut être appliqué pour quantifier le facteur de qualité des ondes de la coda, également connu dans littérature sous le nom de méthode *Coda-Q*. En supposant une diffusion unique à partir d'hétérogénéités distribuées de manière aléatoire, Aki et Chouet (1975) ont montrés que l'amplitude de l'onde coda pour un sismogramme filtré par passe-bande, à la fréquence centrale, f , et le temps écoulé, t , est lié au paramètre d'atténuation Q par l'équation suivante:

$$A(f, t) = S(f)t^{-\alpha} \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q_c}\right) \quad (2.8)$$

Avec :

- $S(f)$ est la fonction source de la coda
- f est la fréquence
- $Q_c(f)$ est le facteur de qualité de la coda, qui inclut le scattering et l'atténuation intrinsèque

Le paramètre de l'atténuation géométrique, égal à 1 pour les ondes de volumes et à 0,5 pour les ondes de surface. Dans ce modèle, on suppose que les ondes de coda sont générées par la diffusion des ondes de volumes et que $\alpha = 1$.

Rautian et Khalturin (1978) ont montré que Le modèle d'Aki et chouet (1975) est valide que pour le temps d'arrivée de signal des ondes de la coda, supérieur ou égale au double du temps de parcours de l'onde S directe.

La technique habituelle pour obtenir le facteur de qualité $Q_c(f)$, consiste à appliquer des logarithmes aux deux termes de l'équation (2.8), en tenant compte de l'étalement géométrique des ondes de volumes:

$$\ln(A(f, t)t) = \ln(s(f)) - \frac{\pi f t}{Q_c} \quad (2.9)$$

Si on applique la régression linéaire sur l'équation (2.9), on peut obtenir la valeur de

Q_c à partir de la pente b :

$$Q_c(f) = -\frac{\pi f}{b} \quad (2.10)$$

De nombreuses études (Aki & Chouet, 1975; Rautian & Khalturin, 1978, par exemple) ont montré que le facteur de qualité Q_c des ondes sismiques à haute fréquence dépendant de la fréquence. Il a été démontré qu'il suit une simple dépendance fréquentielle de la forme :

$$Q_c(f) = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^n \quad (2.11)$$

Où f_0 est une fréquence de référence (généralement 1 Hz), Q_0 est le facteur de qualité à la fréquence de référence f_0 et n le paramètre de dépendance fréquentiel ce qui signifie que l'expression (2.11) est simplifiée par :

$$Q_c(f) = Q_0 f^n \quad (2.12)$$

Si les valeurs de Q_c sont connues pour les différentes fréquences centrales, et en appliquant le logarithmique de l'expression (2.12). Alors les valeurs de Q_0 et n peuvent être estimés par la régression linéaire de l'équation

$$\ln(Q_c(f)) = \ln Q_0 + n \ln f \quad (2.13)$$

Bien que, dans leur modèle théorique, Aki et Chouet (1975) n'aient pas prédit la dépendance temporelle des facteurs de de qualité de la coda, de nombreuses études ont montré que le facteur de qualité de la coda augmente avec le temps écoulé. (Ibanez et

al., 1990; Del Pezzo and Patanè, 1992; Gupta et al., 1995; Giampiccolo et al., 2002 ; Singh et al., 2016).

2.3.3 La tectonique et l'atténuation des ondes de la Coda

L'atténuation des ondes la coda a été couramment mesurée dans la gamme de fréquences de 1 à 30 Hz et utilisés comme un outil sismologique utile pour estimer la force de l'hétérogénéité aléatoire dans la lithosphère. Ces mesures ont été comparées avec l'activité sismotectonique.

Le modèle à diffusion unique s'est avéré très efficace pour estimer la valeur du facteur de qualité coda (Q_c) dans de nombreux cas tectoniquement actifs ou stables. Par exemple, Jin et Aki (1989) ont trouvé une forte corrélation entre Q_c^{-1} et le degré de fracturation de la lithosphère associé à la sismicité (pour d'autres exemples, voir Herrmann, 1980; Roecker et al., 1982; Singh & Herrmann, 1983; Pulli, 1984; Del Pezzo et al., 1995).

Singh et Herrmann (1983) ont étudié des séismogrammes courtes périodes provenant de séismes locaux aux États-Unis. Les valeurs les plus élevées de Q_c ont été trouvées dans le centre des États-Unis, où les types de roches exposées sont les plus anciens. Cette étude montre que Q_c est plus élevé, dans les zones tectoniquement stables et les valeurs de Q_c plus faibles dans les zones actives où la lithosphère est très hétérogène.

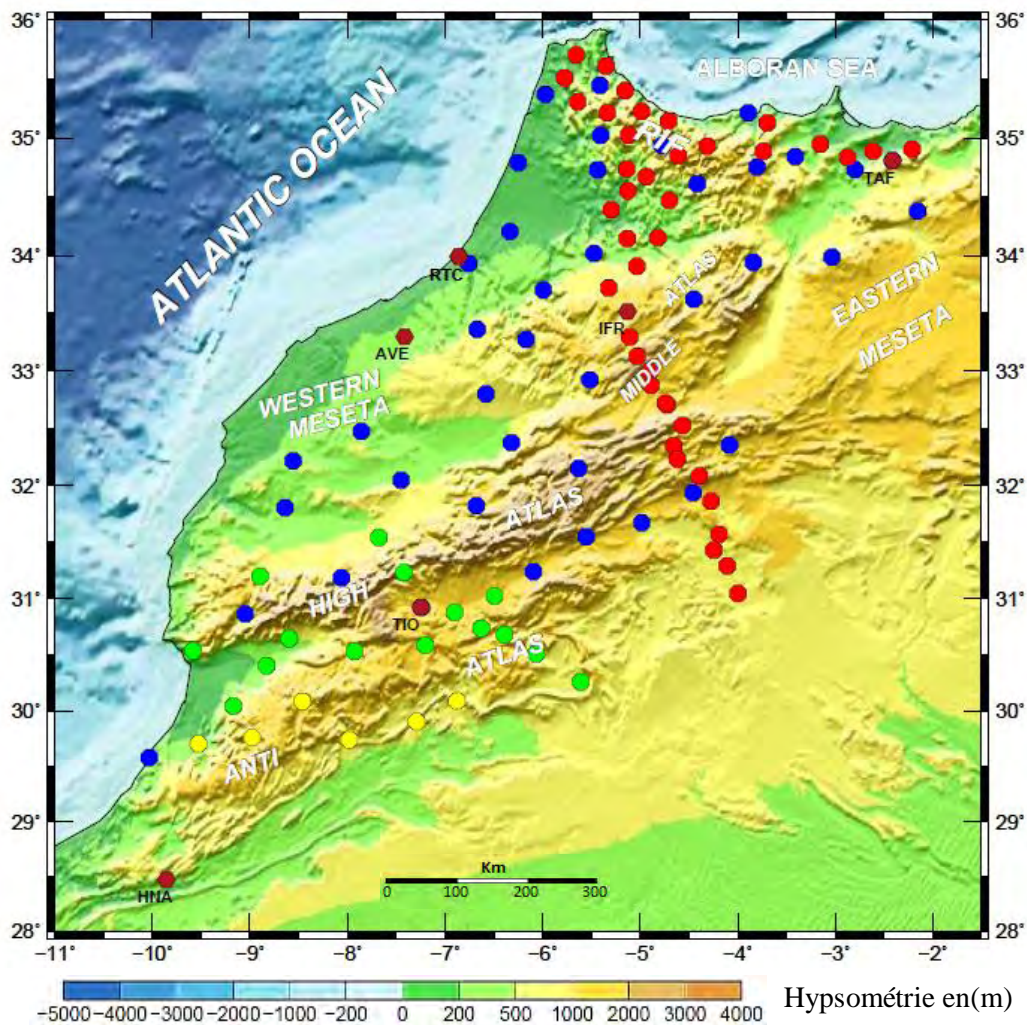
La dépendance du facteur de qualité coda sur la fréquence est de forme $Q_c = Q_0 f^n$ pour $f > 1$ Hz, où Q_0 est Q_c à 1 Hz et n est le paramètre de relation de fréquence. Le paramètre n indique le degré d'hétérogénéité de la croûte (Aki, 1981) et varie de 0,5 à 1,1 pour la plupart des régions. Des valeurs plus élevées du paramètre n indiquent une plus grande hétérogénéité. Q_0 est aussi très dépendant de la nature tectonique d'une région donnée.

Chapitre 3 : Stations sismiques, Méthodes, et Traitement de données

3.1 Réseaux sismologiques temporaires et permanents gérés par l'Institut Scientifique

Depuis 2006, et grâce à l'engagement de l'institut scientifique, dans la coopération internationale le réseau sismique a connu une modernisation par l'acquisition des stations sismiques numérique, sous forme de dons. Les équipements des Observatoires, Averoès, Ifrane, Tiouine, Aouinat Lahna, ont été renouvelés. Entre 2007 et 2014, plusieurs stations sismiques numériques, large bande, ont été installées sur le territoire national. (Figure 3.1).

Pour étudier les différentes structures géologiques de la croûte terrestre au niveau du Maroc, plusieurs projets, de coopération en sismologie avec des partenaires internationaux (Université de Münster en Allemagne, Institut Jaume Almera Des Sciences de la Terre à Barcelone, Espagne, Université de l'Oregon USA ; Université de Rice USA, université de Bristol Royaume Uni). Nous résumons ces projets dans le Tableau 3.1 et la figure 3.1.



- Réseaux sismiques**
- PM (l'université d'Oregon)
 - IB (l'ICTJA et CSIC)
 - MM (l'université de Munster)
 - MB (l'université de Bristol)
 - ◆ Stations permanent

Figure 3. 1 : carte des réseaux sismiques temporaire et permanent déployé au Maroc (El Fellah, 2015)

Tableau 3. 1 : les parametres des stations Temporaires appartenant aux projets : Topo-Iberia, Picasso et Morocco-Array

<i>Intitulé du projet</i>	<i>Partenaires du projet</i>	<i>Reference des stations</i>	<i>Période</i>	<i>Type de sismomètre</i>	<i>Type de digitaliseur</i>	<i>Type de stockage</i>
Topo-Iberia 19 stations	Institut Jaume Almera CSIC Barcelone Espagne	IB	nov. 2007 à nov. 2014	Trillium 120	Taurus	Disk dur
PICASSO 40 stations	Université d'Oregon, USA	PM	nov. 2008 à nov.2012	Guralp SMG	Taurus	Disk dur
Morocco-Array 21 stations	Université de Munster, Germany et Université de Bristol	MM, MB	nov. 2010 à avril 2013	Trillium 120	Taurus	Flash Disk

3.1.1 Enregistrement numérique

Le but principal du réseau sismique est d'enregistrer des signaux sismiques large bande et trois composantes représentant l'activité sismique dans la partie nord du territoire national. Il permet, en outre, d'enregistrer les séismes se produisant dans le monde entier, si la magnitude est supérieure à 7 sur l'échelle de Richter. Les données sismiques numériques sont enregistrées sous format binaire compressées de durée un mois, il est nécessaire d'effectuer un prétraitement des données brutes, pour former des fichiers journaliers, voir les détails (Figure 3.2).

Le mouvement du sol est détecté par le sismomètre qui fournit un signal analogique, puis amplifié et filtré. L'intérêt de filtre dans la chaîne de mesure est d'éviter un signal parasite dû au phénomène d'aliasing (repliement). Le signal filtré est ensuite sous échantillonné à une fréquence qui doit être au moins égale à deux fois la fréquence du filtre (AAA) afin d'éviter aliasing, (théorème de Nyquist-Shanon). Ensuite ce signal est convolué avec un filtre numérique anti-aliasing (DAA), souvent appelé filtre à réponse impulsionnelle finie (FIR), et finalement ré-échantillonné à deux fois la fréquence de Nyquist souhaitée.

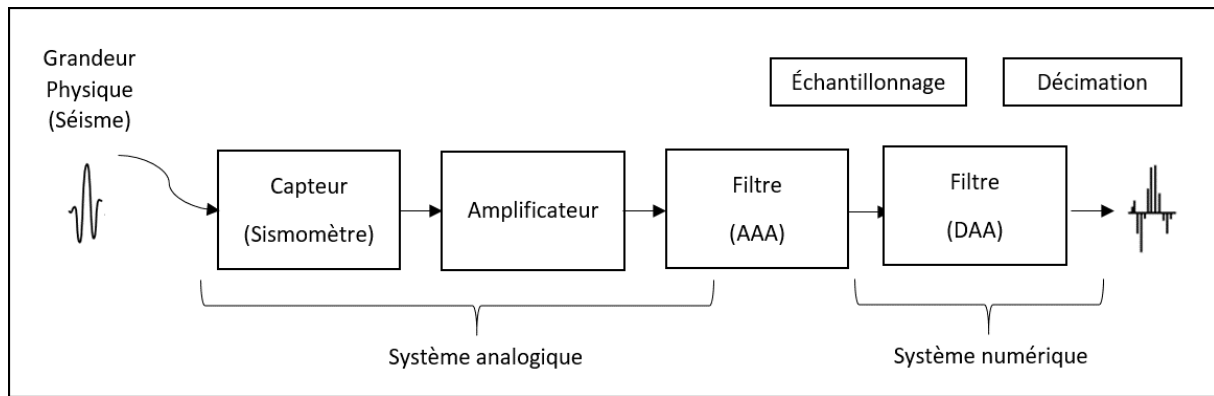
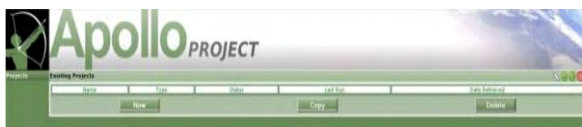


Figure 3. 2 : Diagramme montrant le processus de la conversion analogique-numérique (ADC). La partie analogique du système consiste en la génération, l'amplification et la filtration (AAA) d'un signal sismique. La partie numérique du système consiste à échantillonnage et la décimation du signal filtré (DAA). (Schéma adapté de Stein & Strain, 2003).

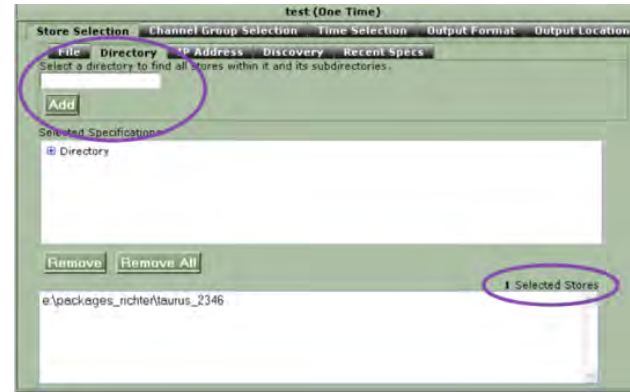
3.2 L'analyse des données

3.2.1 Prétraitement

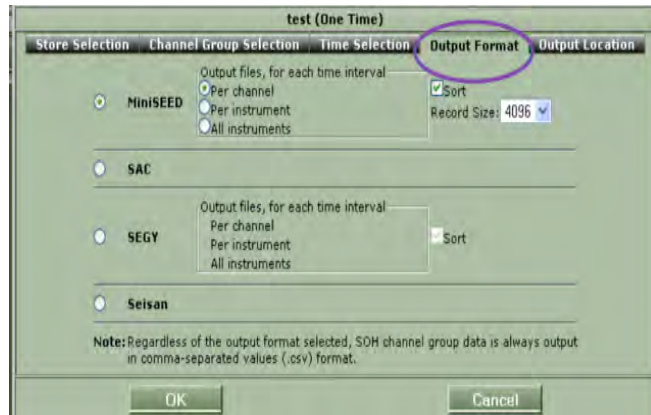
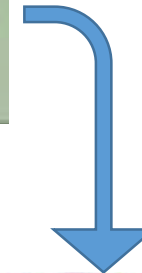
Une phase de prétraitement de données est nécessaire pour adapter les données au traitement qui suivent. Les données brutes provenant de la station sismique sont sous la forme .Store, grâce au logiciel ApolloProject. (Hutt et al., 2011 ; Alguacil & Havskov, 2010 ; Sleeman et al., 2006), on obtient des fichiers sous quatre formats standards couramment utilisés (miniseed, sac, segy, seisan). La figure 3.2 montre les différentes étapes de cette conversion. A partir de ces données sismiques une base de données a été constituée afin de pouvoir réaliser notre étude.



1-Creation du projet : on affecte un nom au projet et on sélectionne le type « ONE TIME ».



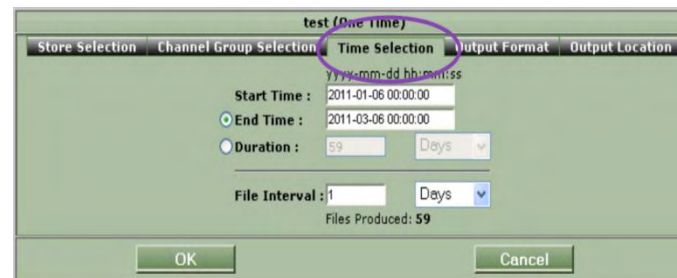
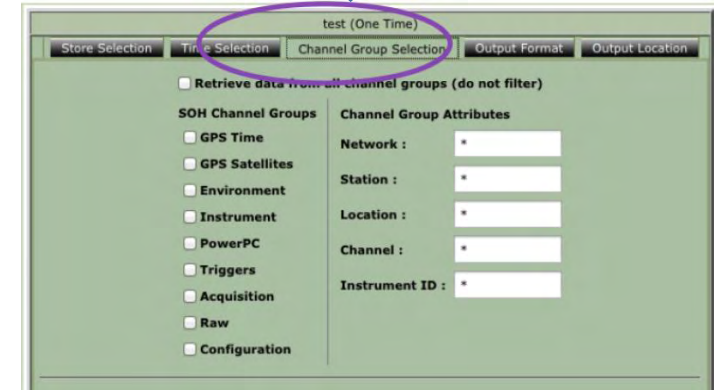
2-selection des données sources (stores) pour les convertir.



5-le choix de Output du fichier selon le format approprié



3-selection du channel propose des options permettant de définir les canaux à partir desquels le projet extraira les données. on sélectionne les fichier SOH (State ohf Health)



4- spécification du début et fin de l'enregistrement de la station.

Figure 3. 3 : les différentes étapes de conversion avec le logiciel ApolloProject

3.2.2 Traitement de données

Les données sismiques enregistrés par les sept stations (MM11, MM12, MM13, MM14, MM15, MB18, M204) ; ont été utilisée pour étudier les propriétés des ondes de la coda dans la région d'étude (Figure 3.3). Comme on l'a déjà défini, auparavant, la région d'étude se compose de trois domaines géologiques différents, on a choisis 4 stations déployé dans le bassin de Sous et les 3 autres dans le Haut et l'Anti atlas.

Toutes les stations sismiques sont équipées par des sismomètres larges bande à trois composantes (Trilium) avec une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz (tableau 3.1). La région d'étude présente une grande diversité structurale. La plupart des stations sismiques sont situés dans une région caractérisée principalement par les roches paléozoïques et précambriennes.

Les deux stations MM11, MM13 sont sur les principales failles de la région et d'autres stations sont situées près des changements stratigraphiques (Spieker et al., 2014). Toutes les stations utilisées dans cette étude appartenant au réseau temporaire (Morocco Array), mise à part la station (M204) qui appartient au réseau (Topoiberia).

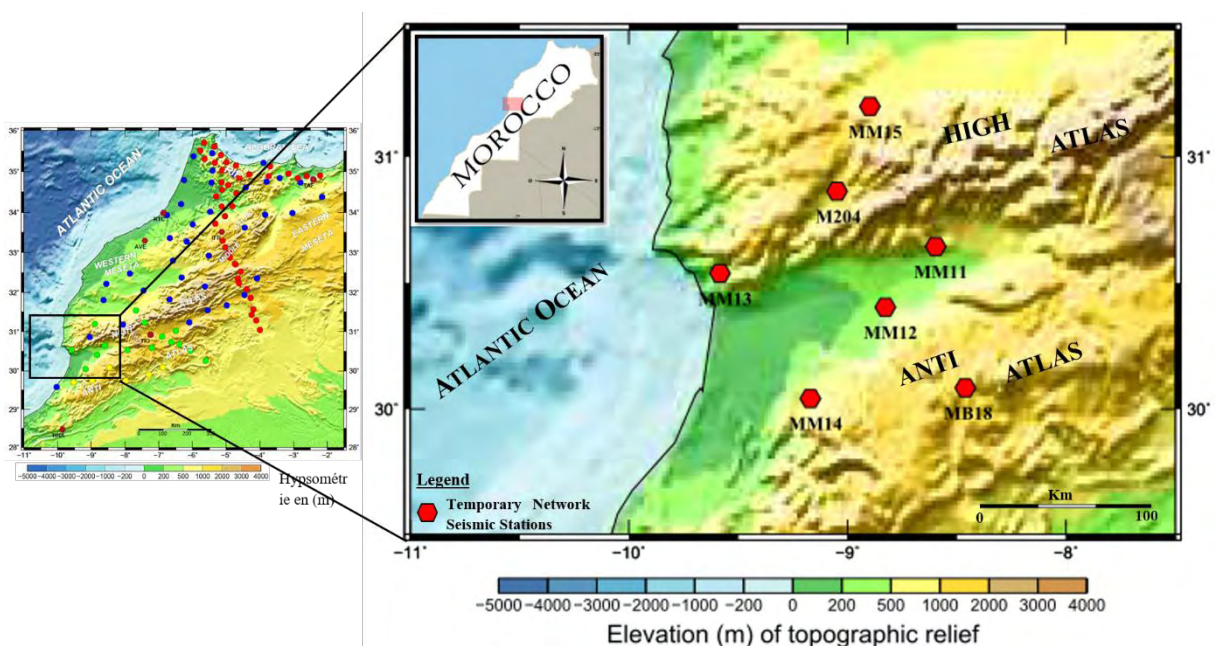


Figure 3. 4 : la carte des stations déployée dans la région d'étude

Les stations (MM11 MM12 MM13 MM14) sont situées dans le Sud du domaine du haut Atlas, plus précisément dans le bassin cénozoïque près de la cote Atlantic (bassin de sous). Les stations (M204, MM15) sont situées dans la région du Haut-Atlas et la station MB18 dans la région de l'Anti-Atlas (Figure 3.4). L'analyse et le traitement des signaux sismiques sont effectués en utilisant les logiciels spécialisés et dédiés à la sismologie : le Seisan (Seismic Signal Analysis) et Sac (Seismic Analysis Code).

Nous avons utilisé le catalogue des séismes, enregistrés au Maroc par le Laboratoire d'Astrophysique et de Géophysique (LAG) du CNRST pour sélectionner les évènements locaux (profondeur < 35 km) qui se sont produits dans la région d'étude. La relocalisation des évènements est faite par le programme « Hypo » sous « Seisan ». Ces évènements ont été sélectionnés et traités pour l'analyse du Coda et la détermination du facteur de qualité Q_c . À partir de cet ensemble de données, seules les formes d'onde de bonne qualité (rapport signal/bruit $\gg 1$) ont été retenues et traitées.

La période durant laquelle les enregistrements de l'activité sismique ont été effectués s'étend entre 2010 et 2013. Les évènements locaux ont été choisis en respectant la distance épacentrale- Station sismique, inférieures à 100 km pour garder l'amplitude du coda significatif, (yoshimoto, 1993 ; sedaghati & Pezeshk, 2016) et la magnitude local $>$ ou égale à 2. Le tableau 3.2 présente les paramètres des évènements utilisés dans cette étude. Ces séismes ont une durée de la coda suffisamment longue pour estimer un facteur de qualité Q_c stable par la suite. On montre sur la figure 3.5 l'exemple des formes d'onde enregistrées à chaque station.

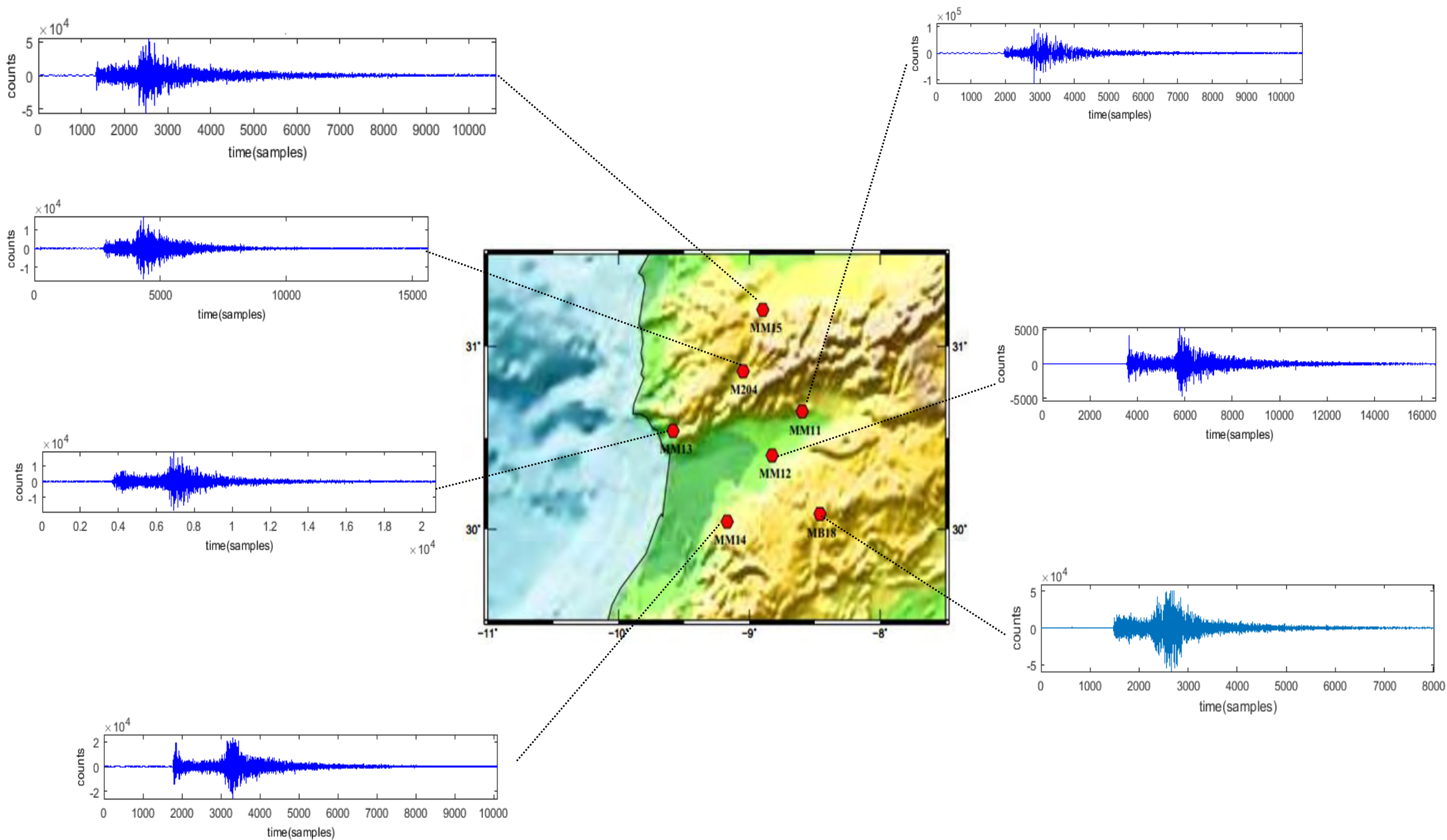


Figure 3. 5: les exemples des sismogrammes enregistrés à chaque station déployée dans la région d'étude, les noms de chaque station sont marqués

Tableau 3. 2 : les événements utilisés dans l'estimation de Q_c

Date	Origin time	latitude	longitude	Magnitude
26/12/2010	08:21:37	30.62	-7.13	2.7
25/12/2010	07:58:32	31.6	-6.37	2.6
28/11/2010	14:11:52	30.64	-7.09	2.6
21/11/2010	00:25:37	31.25	-8.2	2.7
17/11/2010	09:31:57	30.88	-8.65	3.1
26/12/2011	04:33:56	31.34	-7.32	4.4
02/11/2011	05:14:01	31.32	-7.26	2.7
12/09/2011	22:38:47	30.26	-7.68	2.4
04/08/2011	16:33:15	31.22	-6.73	2.7
21/06/2011	09:22:39	31.31	-5.99	2.7
19/06/2011	04:35:51	30.63	-9.41	3.4
17/06/2011	01:25:59	30.58	-7.3	2.8
05/06/2011	17:01:54	31.69	-7.74	2.4
03/06/2011	00:10:35	30,99	-6,93	2,3
02/06/2011	06:24:35	30,98	-7,27	2,7
19/05/2011	03:23:17	30.78	-7.11	2.5
14/05/2011	17:21:28	30.62	-7.99	3
30/04/2011	22:25:57	30.78	-7.02	3.2
24/04/2011	02:51:31	30.88	-7.49	2.6
17/04/2011	18:20:37	30.89	-7.98	2.4
14/02/2011	01:47:37	31.98	-5,83	2.8
14/02/2011	06:02:56	31,95	-5,78	4,5
11/01/2011	19:27:53	30.78	-6.99	3
11/03/2012	22:35:39	31.21	-9.36	3
02/03/2012	02:05:33	31.00	-8,11	3,9
01/03/2012	20:31:27	31.01	-8.09	2.5
18/01/2012	22:13:21	30.82	-7.72	2.4

3.2.3 Procédure de Mesure de Q_c par la méthode coda Q le modèle de Back-scattering

Les valeurs du facteur de qualité des ondes de la coda (Q_c) à haute fréquences ont été estimées par la méthode *Coda-Q*. Cette méthode consiste à appliquer le modèle de back-scattering développé à l'origine par (Aki & Chouet, 1975) qu'on déjà abordé dans le chapitre2.

Nous avons utilisés les séismogrammes relatifs à la composante verticale, car l'estimation de la *Coda-Q* est indépendante de la direction d'observation (Chung et al., 2009; Giampiccolo & Tuvé, 2018). Les formes d'ondes qui ont un rapport signal sur bruit SNR supérieur à 3 ont été sélectionnées pour cette analyse. Les coefficients d'autocorrélation sont également utilisés comme un critère de sélection du signal coda. Les valeurs de Q_c obtenues avec de faibles coefficients d'autocorrélation conduisent à une estimation moins fiable de Q_c et, par conséquent, à une estimation moins fiable des valeurs Q_0 et n . Il est suggéré que le coefficient d'autocorrélation soit de $> 0,7$ pour obtenir les valeurs fiables de Q_c .

Afin d'examiner la dépendance fréquentielle de Q_c , chaque séismogramme a été filtré dans différentes bande de fréquence (passe bande) aux fréquences centrales (1.5, 3, 6, 9, 12, 18). Six bandes de fréquences ont été choisi pour l'analyse des données avec un filtre "Butterworth" dont les paramètres sont indiqués dans le tableau 3.3 Ceci est fait afin d'éviter l'effet de résonance et pour obtenir des énergies égales dans chaque bande (Otomoller, 2011).

Tableau 3. 3 : Différentes fréquences centrales avec des bandes de fréquences, hautes f_u et basses f_L du filtre passe-bande

f_L	f_c	f_u
1.0	1.5	2.0
2.0	3	4.0
4.0	6	8.0
8.0.0	9	16.0
10.0	12	20.0
12.0	18	24.0

Le début de l'enveloppe de la coda est pris à $t_c=2t_s$, où t_s est le temps d'arrivée des ondes S compté à partir du temps d'arrivée des ondes P. Cette condition a pour objectif d'éviter l'interférence des ondes S (Rautian & Khaltaurin, 1978). La fin de

l'intervalle de la coda est définie à t_c+w ou w est la fenêtre choisie pour les ondes de la coda. Le choix de la longueur de la fenêtre de la coda est également important pour obtenir la solution stable pour Q_c . Trois fenêtres ont été utilisées pour cette étude ($W=40, 50$ et $60s$).

Les enveloppes des ondes de la coda $A(f,t)$ ont été estimés on appliquant le lissage basé sur la technique de calcul de moyenne quadratique (théorie des moindres carré) ou RMS (root mean square) avec une fenêtre temporelle, glissante, de $2s$, le long de la coda (roeker et al., 1982).

Finalement, les valeurs de Q_c (annexe 1) ont été calculées pour chaque fréquence centrale on appliquant la robuste régression linéaire de $\ln(A(f,t)*t)$ par rapport à t . la pente cette régression est donné par $= \pi f / Q(f)$, d'où les valeurs de Q_c peuvent être déduites.

Cette procédure est appliquée pour tous les évènements enregistrés dans tous les stations. Les figures 3.5 et 3.6 montrent deux exemples de la procédure à suivre pour deux séismes enregistrés dans les stations MM11 et MM15 respectivement.

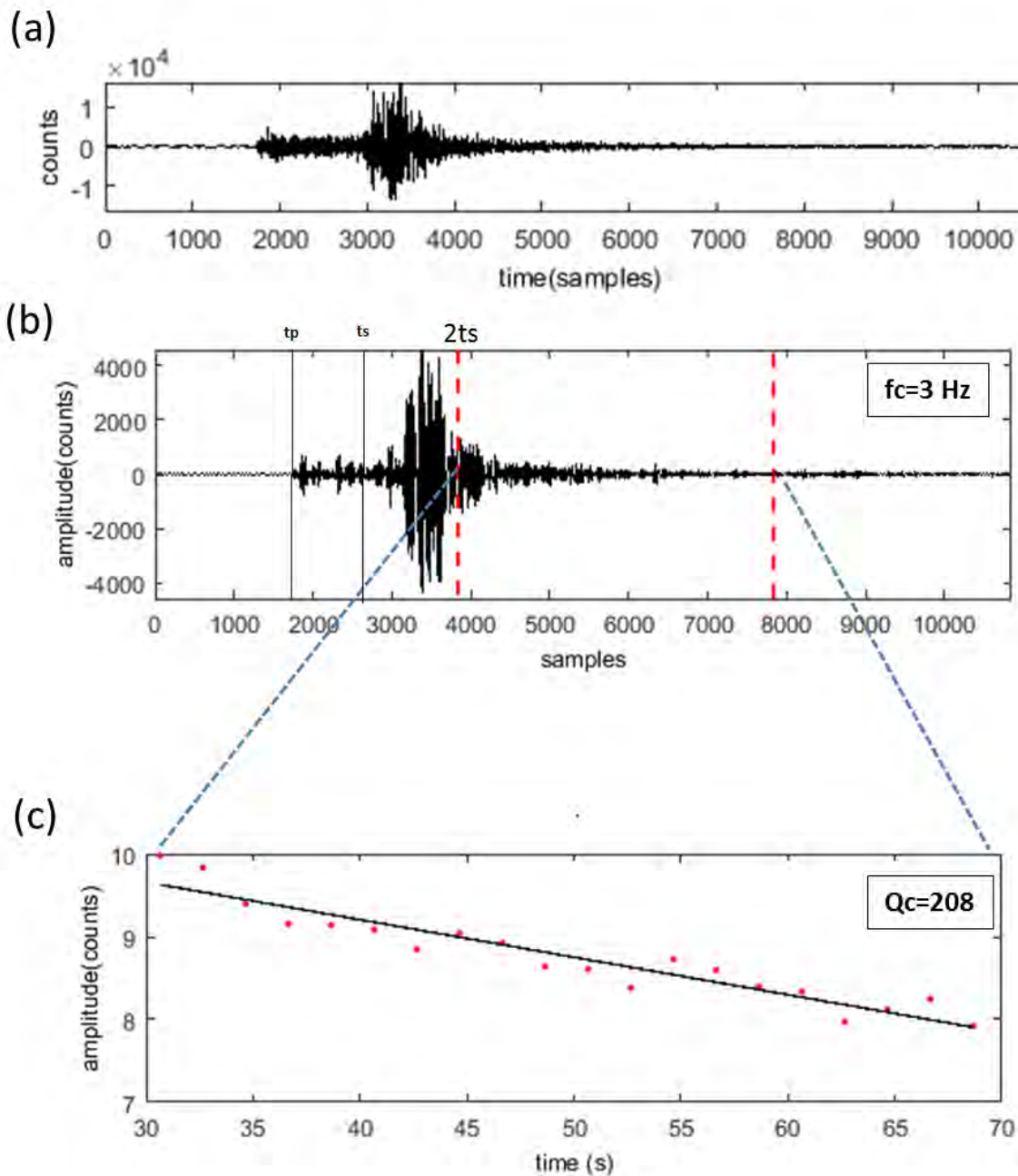


Figure 3. 6 : Un exemple de procédure appliquée à un sismogramme enregistré à la station MM11 le 11 Mars 2012 à 22:35:39 avec $ML=3$. (a) représente le sismogramme original de la composante verticale. (b) le sismogramme filtré à la fréquence centrale $f_c=3$ Hz.(c) L'amplitude logarithmique de la coda corrigée et lissée pour la fenêtre de la coda est calculée par la technique RMS.

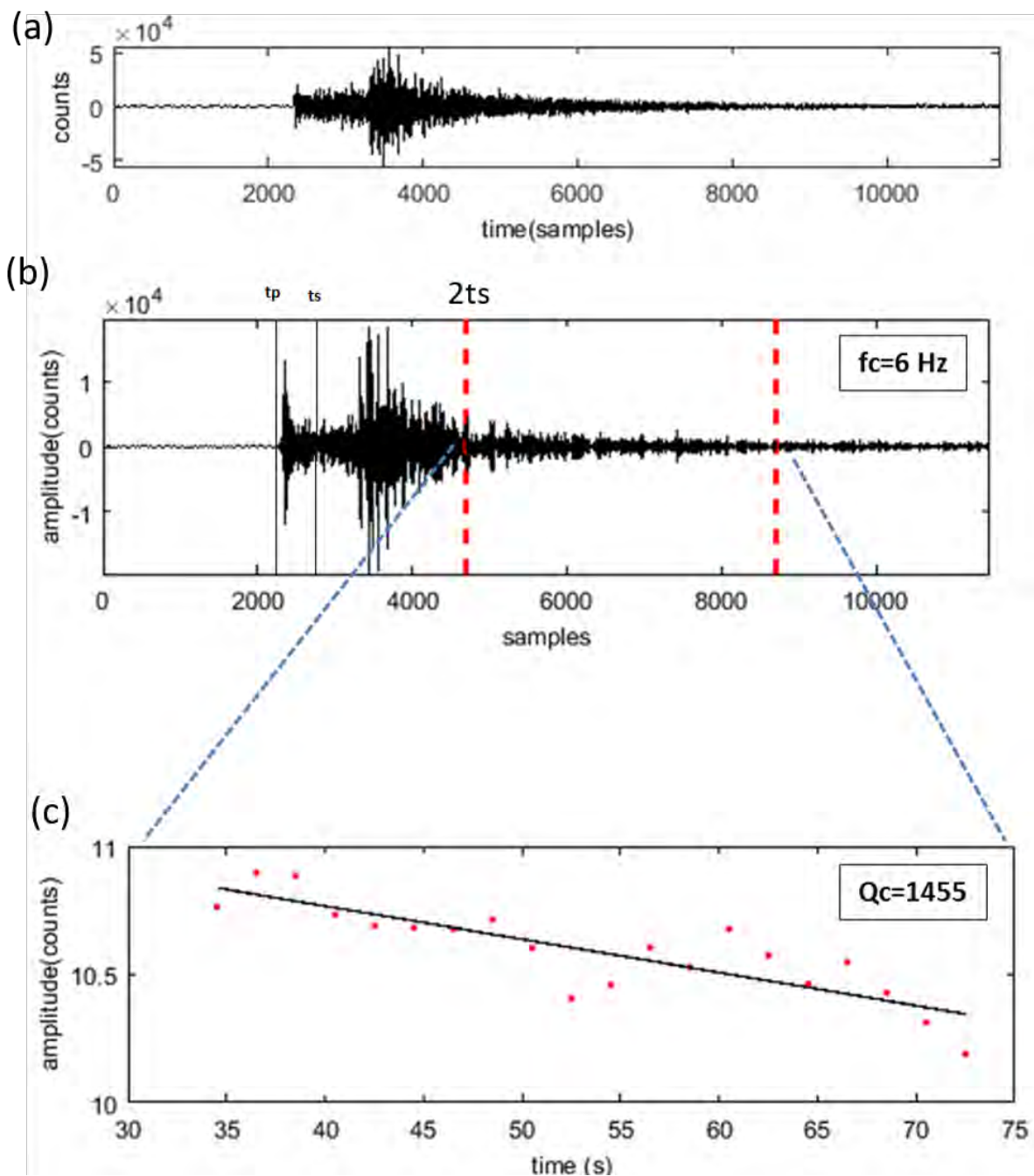


Figure 3. 7 : Un exemple de procédure appliquée à un sismogramme enregistré à la station MM15 le 02 Mars 2012 à 02:05:33 avec $ML=3.9$ (a) représente le sismogramme original de la composante verticale. (b) le sismogramme filtré à la fréquence centrale $f_c=6$ Hz.(c) L'amplitude logarithmique de la coda corrigée et lissée pour la fenêtre de coda est calculée par la technique RMS.

Chapitre 4: les variations d'atténuation des ondes de la coda

4.1 L'estimation du facteur de qualité Q_c

Les résultats de l'analyse du facteur de qualité Q_c par la méthode *Coda-Q* pour les stations déployé dans la région d'étude, montrent que Q_c dépend de la fréquence. On observe que Q_c augmente avec la fréquence pour toutes les stations.

Les résultats des stations, MM11, MM12, MM13, MM14, MM15, MB18, M204 présentés respectivement dans les figures 4.1-4.7.

• *La station MM11:*

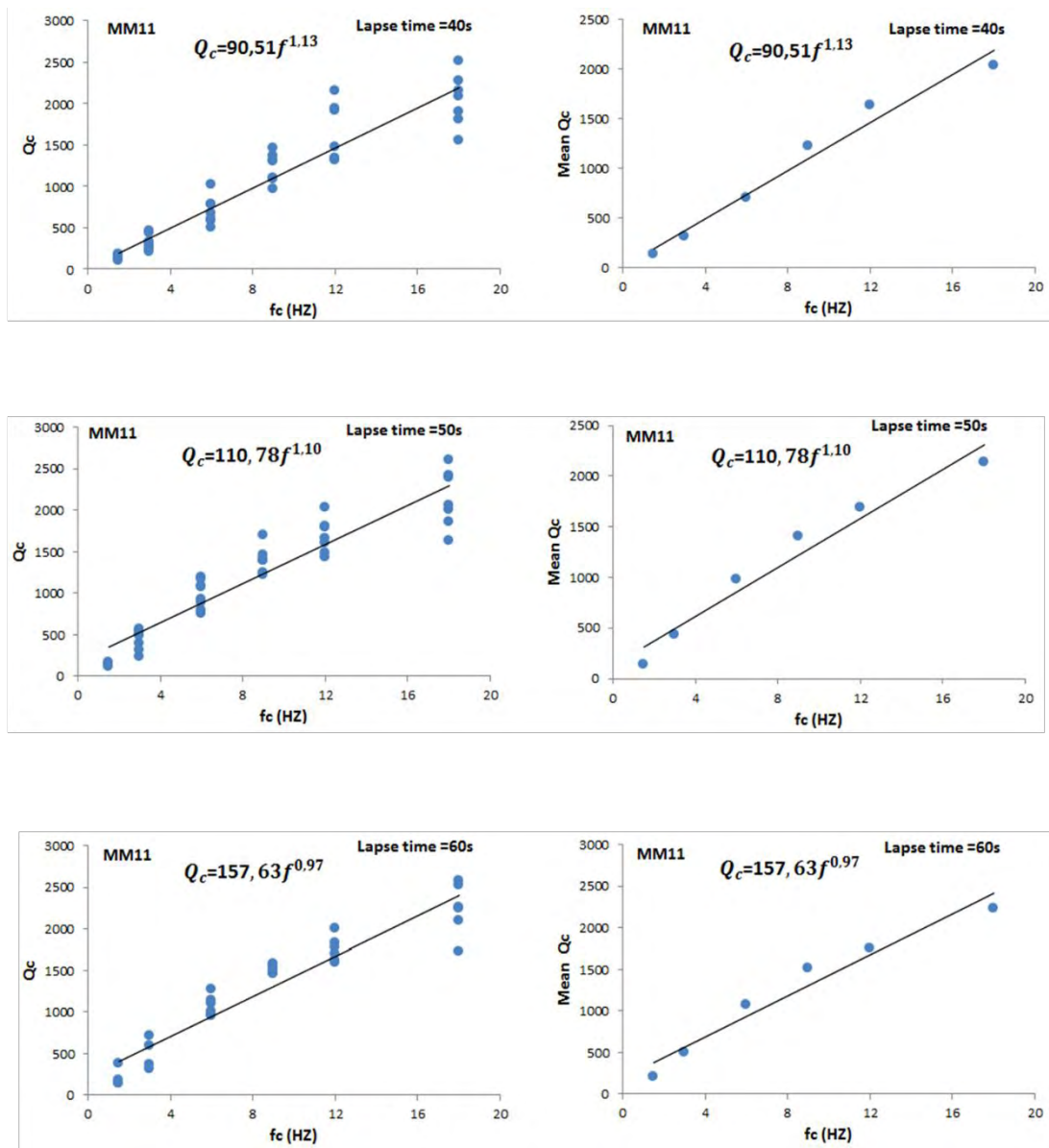


Figure 4. 1 Tracé de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station MM11, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différents fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (b); temps écoulé = 50s; (c) temps écoulé=60s.

• *La station MM12:*

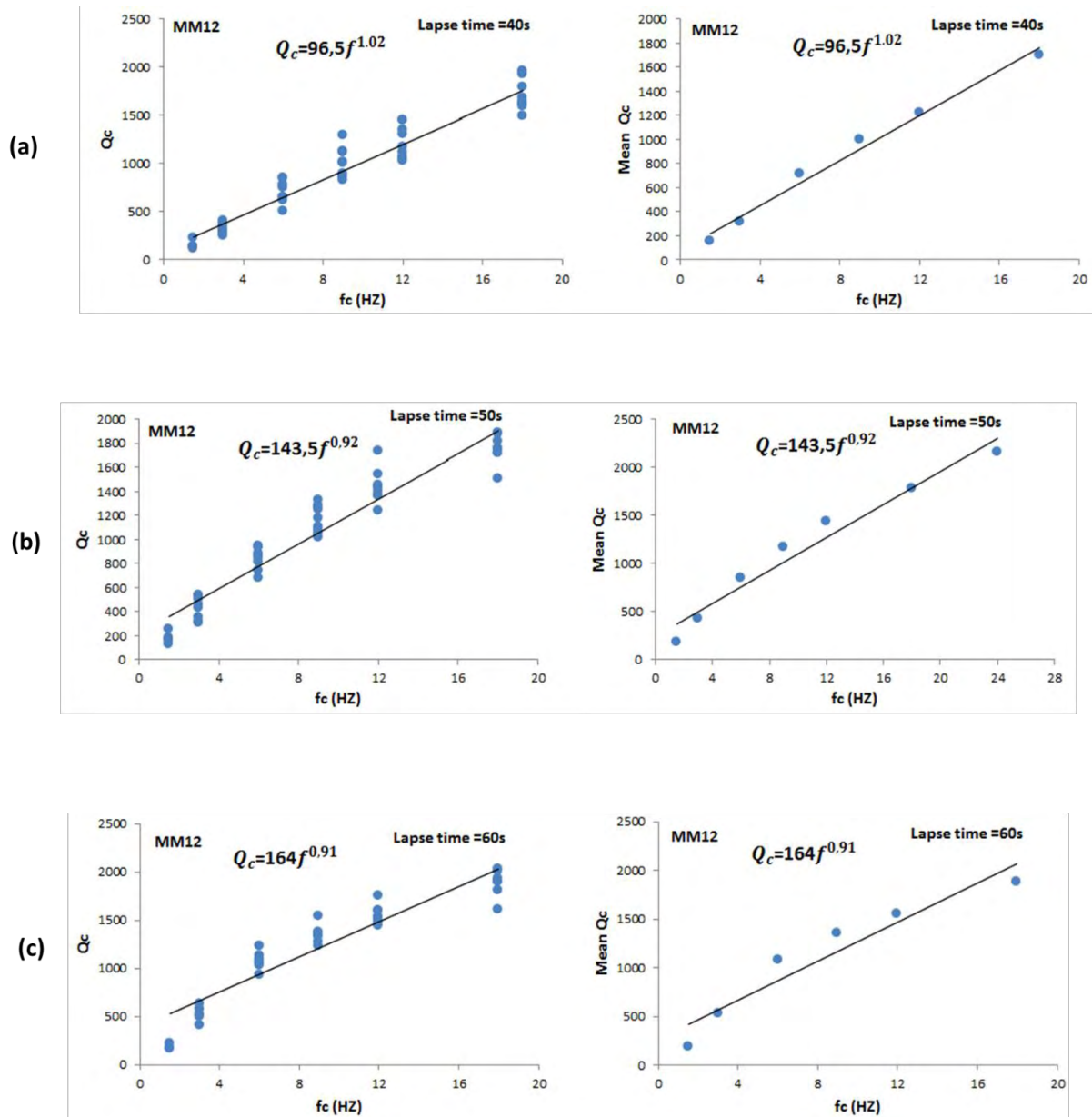


Figure 4. 2 : Tracé de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station MM12, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différents fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (a); temps écoulé = 50s; (b) temps écoulé=60s. (c)

• *La station MM13:*

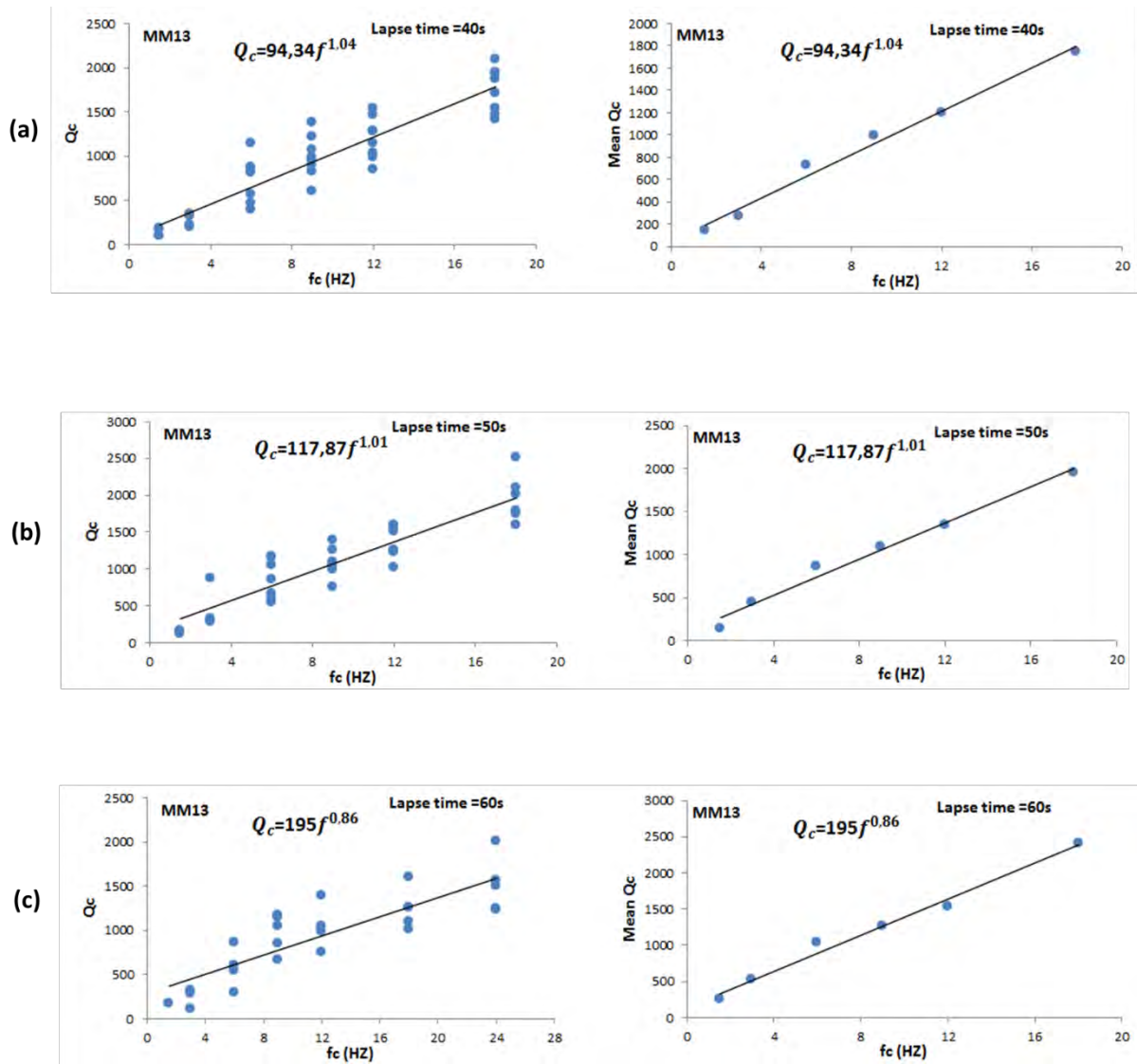


Figure 4. 3 : Tracé de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station MM13, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différents fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (a); temps écoulé = 50s; (b) temps écoulé=60s.

• *La station MM14:*

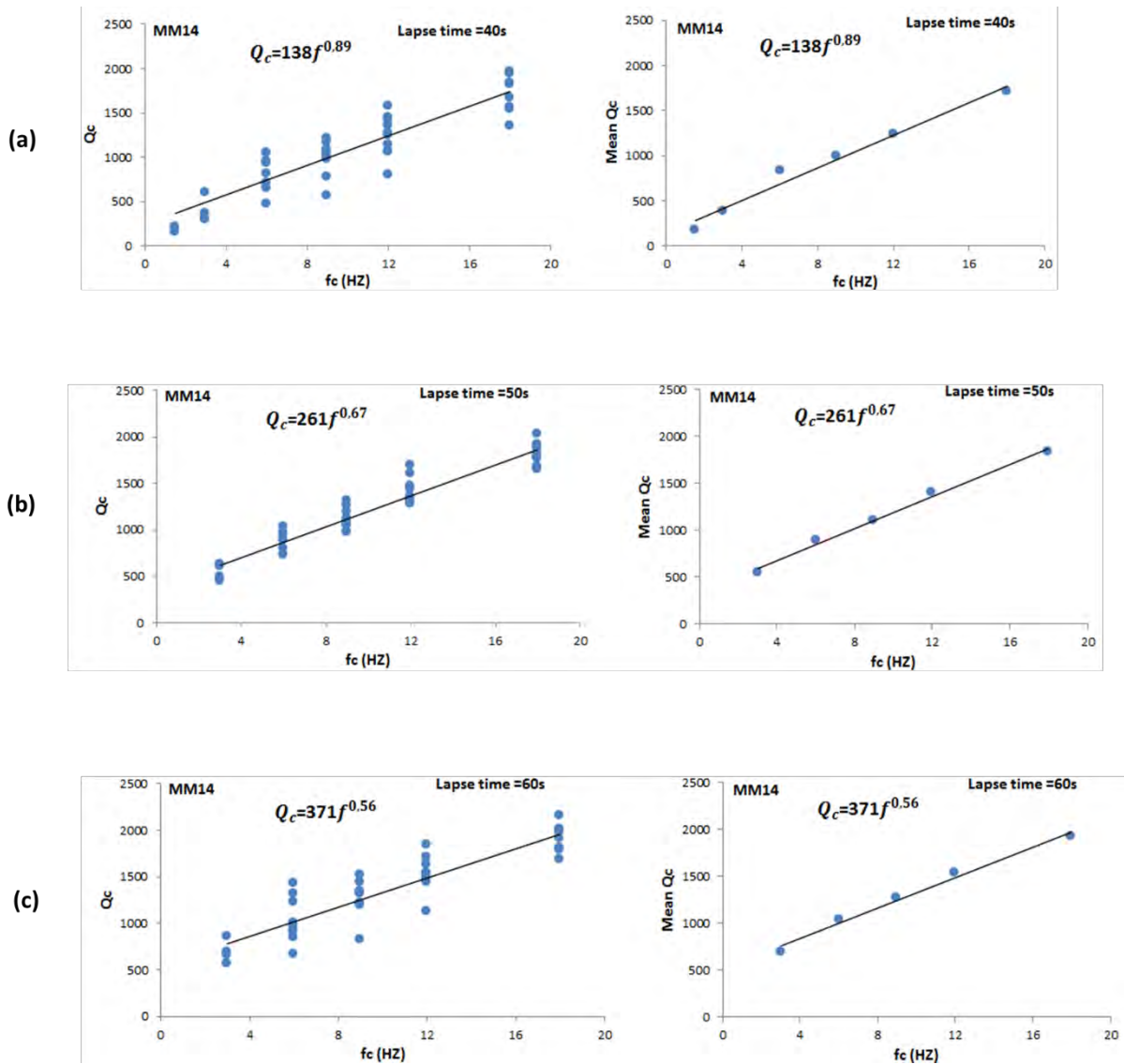


Figure 4. 4 :l'estimation de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station MM14, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différents fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (a); temps écoulé = 50s; (b) temps écoulé=60s. (c)

• *La station MM15:*

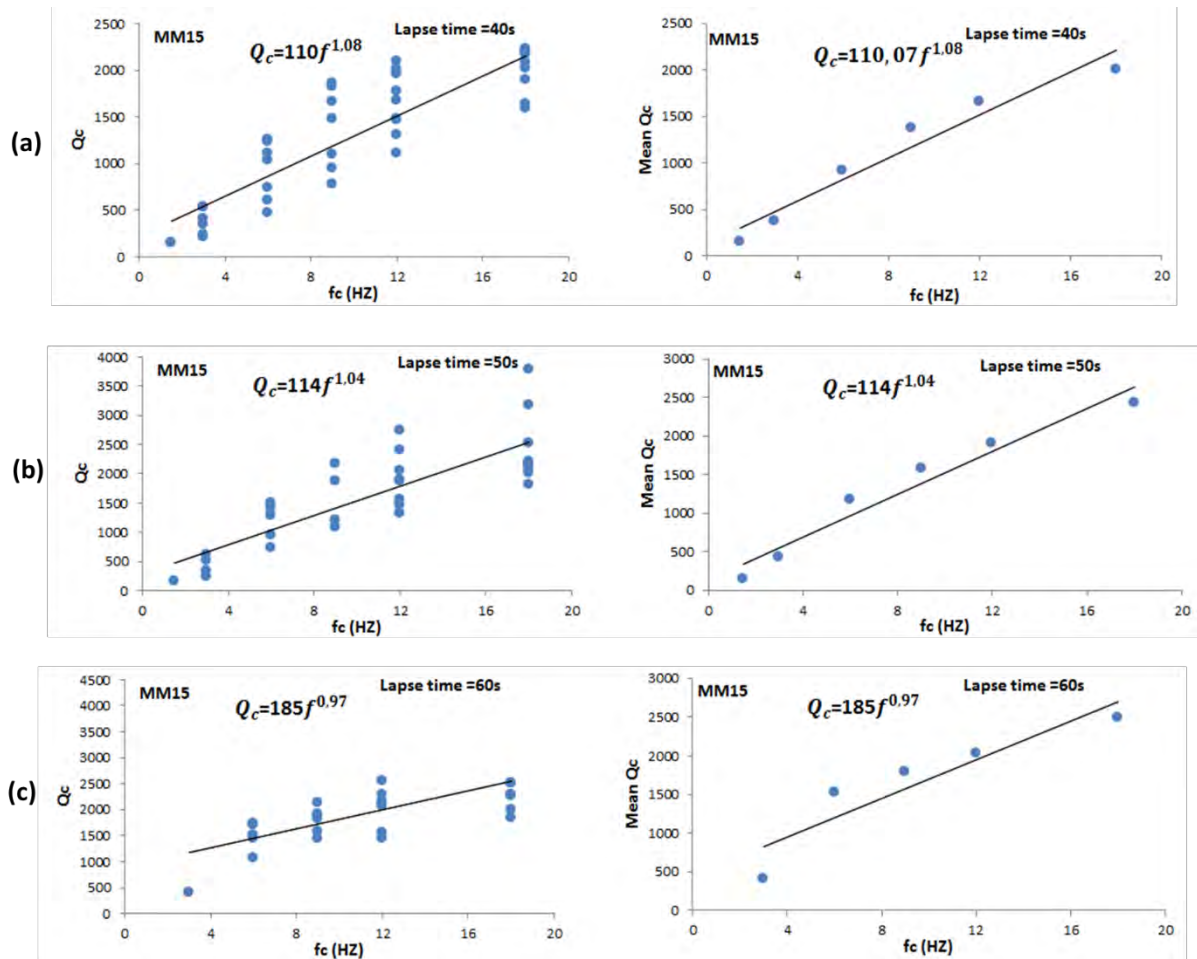


Figure 4. 5 : l'estimation de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station MM15, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différentes fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (a); temps écoulé = 50s; (b) temps écoulé=60s. (c)

• *La station MB18:*

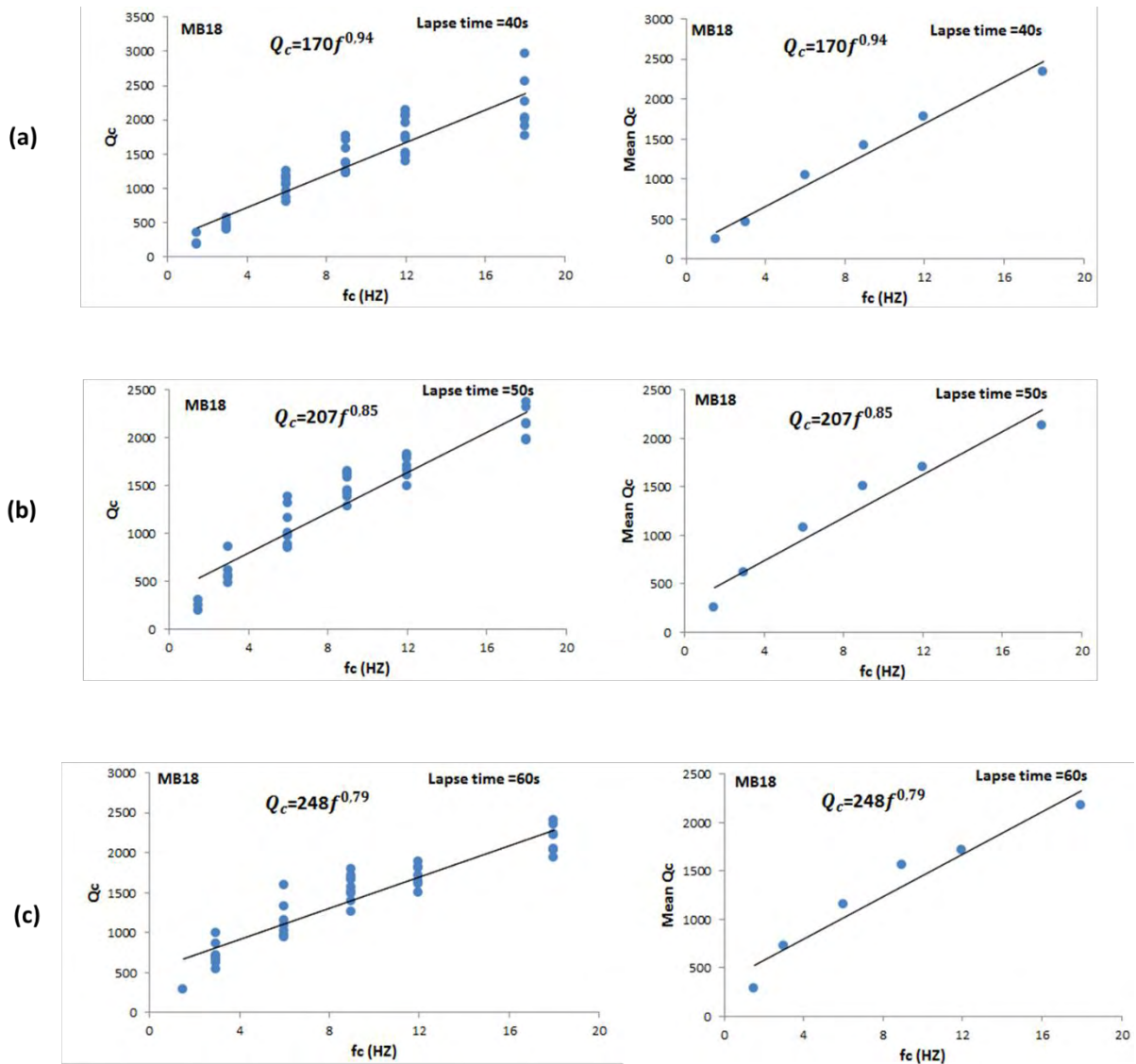


Figure 4. 6 : l'estimation de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station MB18, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différentes fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (a); temps écoulé = 50s; (b) temps écoulé=60s.

• *La station M204:*

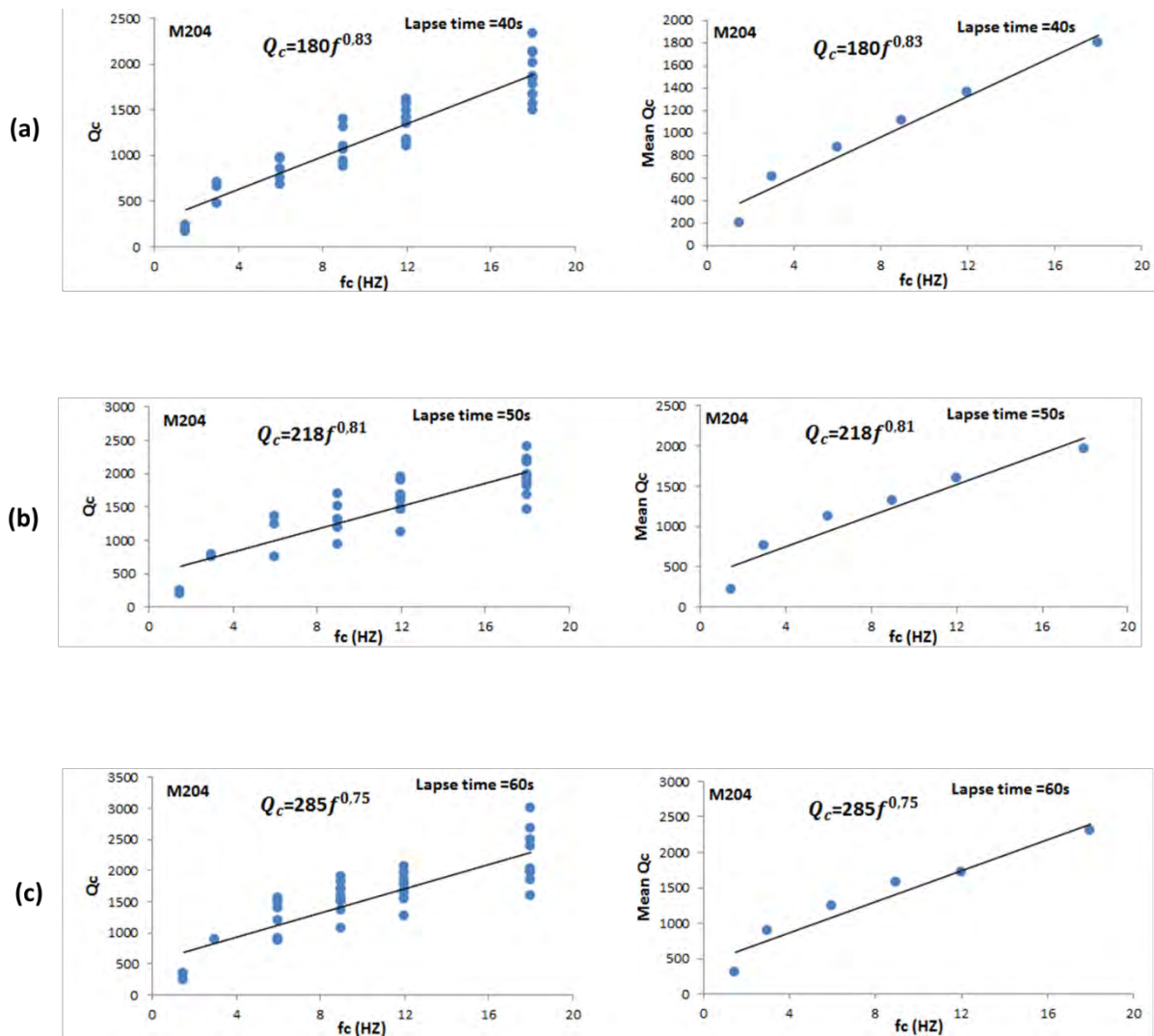



Figure 4. 7 : l'estimation de $Q_c(f)$ et de la moyenne $Q_c(f)$ pour la station M204, avec la relation de dépendance fréquentielle de la régression linéaire, $Q_c = Q_0 f^n$ pour les différents fenêtres de enveloppe de la coda : temps de écoulé = 40 s (a); temps écoulé = 50s; (b) temps écoulé=60s. (c)

4.2 Atténuation des ondes coda dans le sud-ouest de la région du Haut Atlas, Maroc

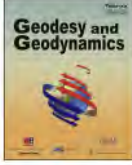
Cette section est consacrée à l'article publié dans le journal *Geodesy and Geodynamics* (Azguet et al., 2019) qui propose une étude des propriétés d'atténuation des ondes de la coda dans le bassin du Souss (sud-ouest du Haut-Atlas) en tant que zone de transition entre le domaine de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas.



Contents lists available at [ScienceDirect](#)

Geodesy and Geodynamics


journal homepage: <http://www.keaipublishing.com/geog>



Attenuation of coda waves in the SW of High-Atlas area, Morocco

Roumaissae Azguet ^{a, b, *}, Ghizlane Bouskri ^a, Youssef Timoulali ^a, Mimoun Harnafi ^a, Younes EL Fellah ^c

^a Scientific Institute, Mohamed V University in Rabat, Morocco
^b Faculty of Science, Mohammed V University in Rabat, Morocco
^c Rural Engineering Department, Institut agronomique et vétérinaire Hassan II, Rabat, Morocco



4.2.1 Abstract

We investigate attenuation scattering and loss properties in Souss basin (SW of High-Atlas) as a transition zone between the High and Anti Atlas ranges. This district consists in a thinned crustal patch with shallow seismicity and loose sedimentary trenches that perform an important contribution to augment seismic attenuation. So far, no coda waves approach in our knowledge have been used to draw satisfying outputs about the attenuation properties in the region. Therefore, this update suggests to correlate the lateral changes of seismic attenuation to different characteristics and asperities i.e. seismic activity, crustal age and thickness, heat flow, and ground deformation rate. To do so, we analysed coda waves derived from waveform data of more than 23 local earthquakes from seven broadband seismometers recorded during 2010e2012 period. As a starter, we utilized the backscattering model which defines the seismic attenuation as inversely proportional to quality factor by the equation ($A = 1/Q_c$). Q_c estimates were deducted at various central frequency bands 1.5, 3.0, 6.0, 9.0,

12.0 and 18.0 Hz according to different lapses times. The estimated average frequency dependence quality factor gives relation $Q_c = 120f^{1.01}$, while the average Q_c values vary from 149 at 1.5 Hz to 1895 at 18 Hz central frequencies. We observed an intimate dependence between quality factor and frequency ranges, which reflects the complexity of geological/geophysical pattern in the Souss basin and the presence of a variety of heterogeneities within the underlying crust.

Keywords: Attenuation; Coda Waves; Quality factor; Frequency; Souss basin

4.2.2 Introduction

Several studies extend their view on the Earth's system as being, in the best scenarios an isotropic and elastic medium. In contrast, attenuation studies deal particularly with anelasticity and anisotropy, which is one of the master components beyond leading seismic waves to decrease their amplitude. In general, attenuation is described by a drop-down in the energy level and signal amplitude of seismic waves due to their reflection and transmission within discrete interfaces (Stein & Wysession, 2003). This phenomenon is tackled by four parameters among which three are elastic and conserve the energy propagation wave field, e.g. geometrical spreading, scattering, and multipathing. The fourth effect is anelasticity which involves conversion of the seismic energy, and sometimes is also referred to as intrinsic attenuation, which controls in many ways seismic attenuation of coda and body waves (Aki & Chouet, 1975; Singh & Herrmann, 1983). In order to quantify the energy dissipation in a medium materialized by the amplitude decay on seismograms, a non-dimensional parameter has been brought to the surface called quality factor Q (Knopoff, 1963).

Anterior source models regarding seismic activity at the Atlas range exhibited the presence of moderate but complex earthquakes, which makes some conventional methods that aim at studying the energy decay modalities relatively erroneous and unworthy. Alternatively, coda waves confer more possibilities to examine the frequency-dependent amplitude decay for several reasons, i.e. being extended at sufficient decay envelopes to study the amplitude decline, allowing to select different time windows to track time dependent attenuation changes and being independent

to the number of stations used in the analysis. The attenuation properties of several seismic regions around the world have been determined by a number of researchers (Aki & Chouet, 1975; Aki, 1969; Sato, 1977; Roecker, 1982; Pulli, 1984; Jin & Aki 1986 ; Nishigami et al., 1990). Most of these studies have been accomplished using direct empirical estimation of coda waves quality factors, wherein the single backscattering model has been emphasized. Accordingly, numerous findings have put in evidence that Q_c values are strongly dependent to frequency (Aki & Chouet, 1975; Roecker, 1982; Pulli, 1984; Jin & Aki, 1986; Rautian & Khalturin, 1975; Tsujiura, 1978).

In this paper, frequency-dependent Q_c was estimated for local earthquakes recorded in the seismically active transect located at the SW of High-Atlas i.e. Sous basin (Figure 4.8). For the first time in Morocco, we suggest a different study of the attenuation pattern and its physical and tectonic properties in the High Atlas.

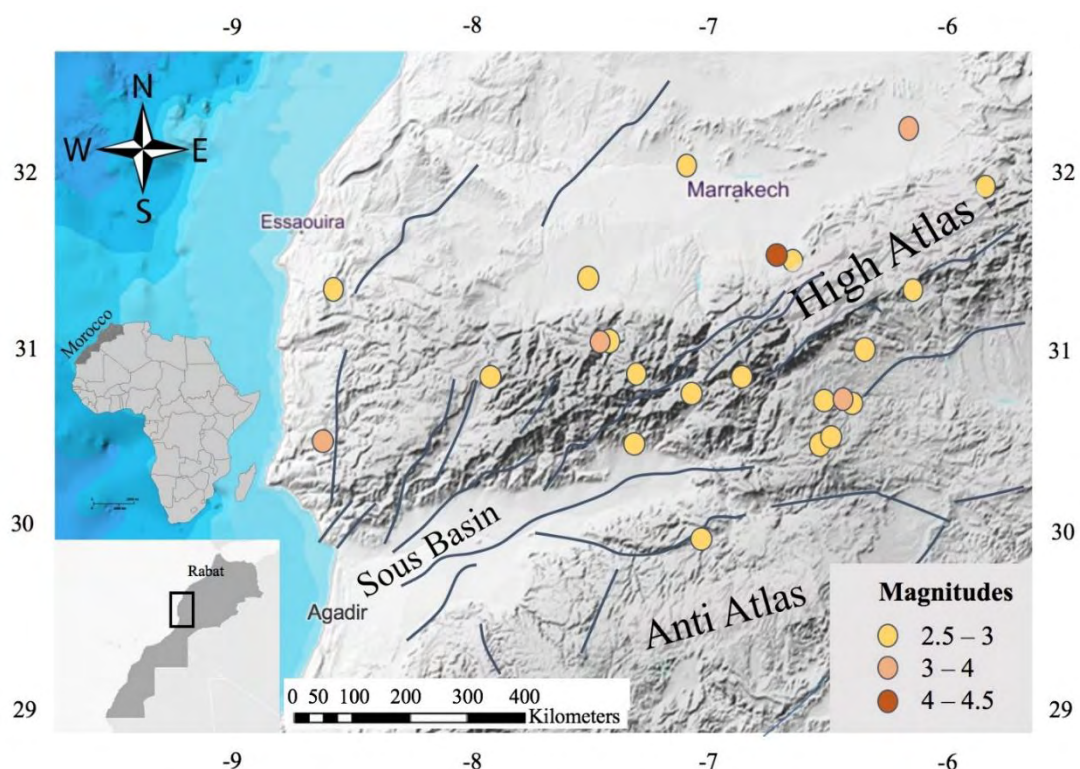


Figure 4. 8 : Main: simplified neotectonic map with seismicity and active faults plot during 2010-2012 period. Top left: location of the Agadir region (SW High Atlas), study zone is bordered in bold.

Most of attenuation outputs concerning Morocco were carried in the northern part of Morocco. (Xie, 1990; Boulanouar et al., 2017; Bezada, 2017). Hence, this paper is a new contribution to the seismological research in Morocco with a specific focus on quality factor estimates that will be specific to Agadir region crustal area without significant biases. This paper argues the presence of deep structure beneath the study area.

4.2.3 Geological setting

The Souss basin (Figure 4.8), of the Moroccan Western High Atlas takes part in the NW African passive margin (Stets & Wurster, 1982). Several research works have studied the basement of Souss basin (Adams et al., 1980; Ambroggi, 1963; Choubert & Faure-Muret, 1962; Duffaud et al., 1966; Ercilla et al., 1995; Alonso et al., 1994; Rey et al., 1993; Wiedmann et al., 1982; Witam et al., 1993; Butt, 1982). The basin sediments were uplifted during the Oligocene, suggesting a regional Alpine orogenesis (Michard, 1976). The basement corresponds to Precambrian metamorphic rocks that are unconformably overlain by folded Palaeozoic marine and continental sediments of data Late Cambrian-Carboniferous age (Choubert & Faure-Muret, 1962). Triassic trilogite is related to the initial rifting of the Atlantic Ocean and is present with red beds and evaporites that are locally associated with basaltic flows. Jurassic sequence consists in shallow marine carbonates and marginal marine evaporites, followed by Cretaceous succession that contains mainly clastic deposits, deposited in a subsiding, E-W trending 'gulf-like' system (Behrens & Siehl, 1982; Wurster & Stets, 1982). Tertiary filling occupies coastal basins with extensive phosphatic deposits.

The Agadir region occupies the Souss synclinal valley surrounded to the north by the High Atlas mountain and to the south by the Anti-Atlas range (Figure 4.8). These chains have been created and uplifted during the Oligocene due to the convergence between Africa and Eurasia (Uchupi et al., 1976; Giese et al., 1992). Tectonic activity is still on going in the Agadir region (Figure 4.8), and corresponds to normal and strike-slip faults along the axis of High Atlas and through Agadir City (Ambroggi, 1963).

4.2.4 Methods

Seismic coda results mainly from the scattering and diffraction of P and S waves when they propagate through multiscale asperities and discrepancies (e.g. faults, ruptures, velocity anomalies or densities, etc.) (Figure 4.9), (Aki & Chouet, 1975; Singh & Herrmann, 1983; Knopoff, 1963; Aki, 1969). In general, seismic attenuation is related to frequency Mitchell, (1981):

$$Q_c(f) = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^n \quad (4.1)$$

Where $Q_c(f)$ is the frequency-dependent quality factor for coda wave, Q_0 is the reference quality factor value of Q_c at frequency f_0 (generally 1 Hz), and n is the frequency parameter that covariates heterogeneities from region to another and reflects the tectonic activity.

Coda waves were processed using the single back-scattering model developed by (Aki & Chouet, 1975) for bandpass filtered seismograms at different narrow frequency bandwidths among the flat part of the frequency response e.g., 1.5, 3, 6, 9, 12 and 18(Hz) to avoid signal distortion (Aki & Chouet, 1975). Seismograms with signal to noise ratio below 3 are discarded for quality issues. Only vertical components of seismograms were used and Q_c values were partially derived from the vertical component, followed by averaging and standard deviations computations in order to result with a final set of reliable quality factor estimates. The following equation explains the dependency of quality factors to central frequencies in the attenuation process, by considering different parameters to split the S-wave travel time that is half of the total elapsed duration (Aki & Chouet, 1975):

$$A(f, t) = S(f) t^{-\beta} e^{-\pi f t / Q(f)} \quad (4.2)$$

Where $S(f)$ is diffractive source is factor at given frequency f , β is the geometrical spreading parameter. The formula relates the amplitude A of coda wave during a given lapse time t seconds from the origin time at a central frequency f to the quality factor Q_c .

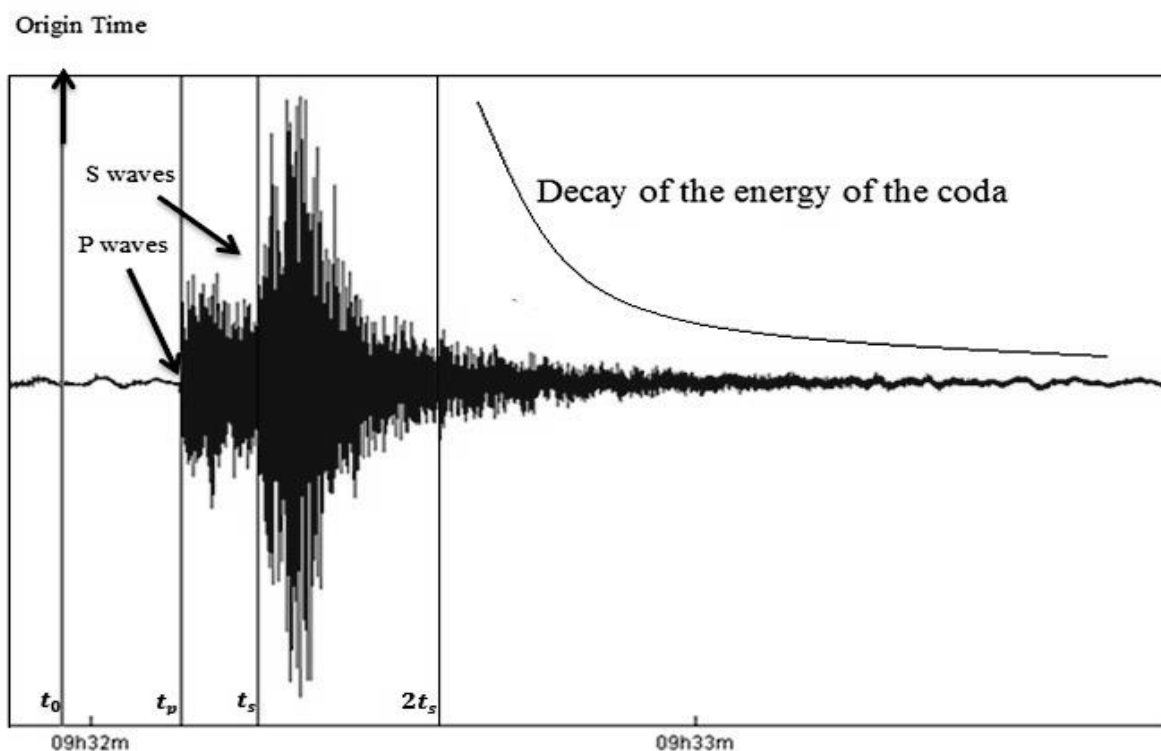


Figure 4. 9 : Example of seismogram for the earthquake recorded on 17 November 2010 at 09:31:57 at the station MM12 with magnitude 3.1 showing the origin time, arrivals of P and S

In general, coda is considered as a stack of scattered S-waves facing different heterogeneities located at different parts the crust and the upper mantle, accordingly to most of the theories, we will assume the geometrical spreading for body waves as $\beta = 1$ (Sato et al., 2012). Taking the logarithm of Equation (4.2):

$$\ln(A(f, t)t) = \ln(S(f)) - \frac{\pi f t}{Q(f)} \quad (4.3)$$

Plotting the envelope of $\ln(A(f, t)t)$ versus t at a given central frequency after band pass filtering the signal, gives a straight line with slope $\frac{\pi f}{Q(f)}$ and hence $Q(f)$ can be determined. The calculation of $Q_c(f)$ from the RMS values of amplitude with time is shown in Figure 4.10, along with the plot of the coda window selected.

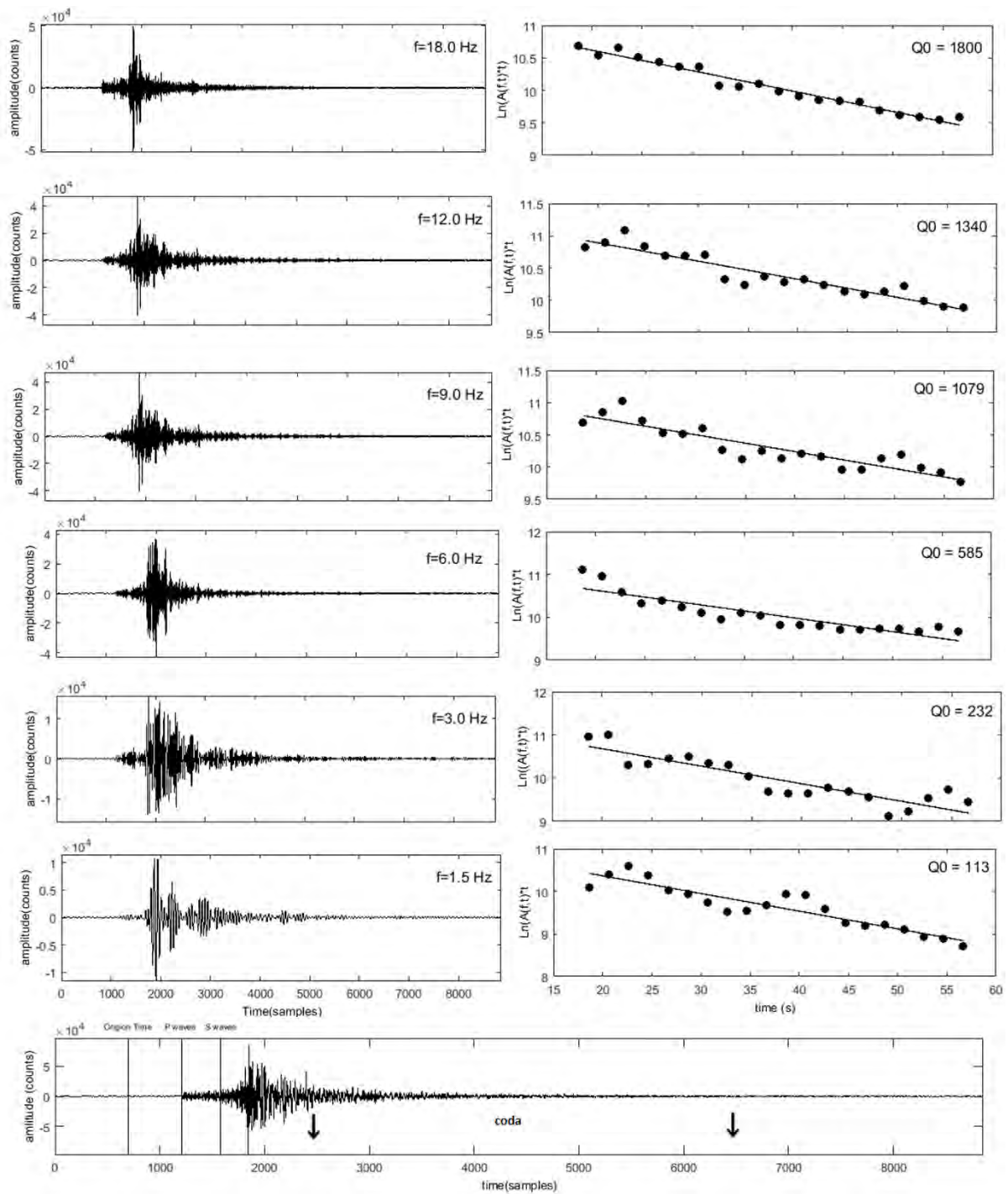


Figure 4. 10 : Original (bottom) and band pass-filtered coda waves observed for a local earthquake recorded at MM11 station on 2010/11/17 at 09:31:57 with ML 3. The coda window length used for the Q_c estimation is indicated by arrows (left). Corrected and smoothed logarithmic coda amplitudes for the coda window are computed using the RMS technique. The straight line is fitted in a least square sense. The estimated Q_c value for each frequency component is also shown (right).

The single backscattering model allows calculating the depth of coda wave based on the Q_c value by considering a volume within the crust and lithosphere presumably an ellipsoid, with the following dimensions: $h = \frac{V_s \cdot t_a}{2}$, $l = \sqrt{h^2 - \frac{s^2}{4}}$ for equation (4.4):

$$E = l + d \quad (4.4)$$

where h and l represent the largest and the smallest axes of surface projection of the considered ellipsoid, E is lower border of the ellipsoid, $V_s = 3.55$ km/s is the S-wave velocity, s refers to the distance made by the body wave from source to receiver, d is the earthquake depth, $t_a = (t_{\text{start}} + \frac{W}{2})$ is the average length of the time window which implies t_{start} as coda origin time in the seismogram with W as the total length of lapse time windows. In this study, we selected to use time lapses W of 40 to 60s, stepped with 10s. The variables we mentioned in this part allow tracking time and space dependent changes of coda attenuation by using them in equation (4.4).

Initially, Q_c values were computed using Coda Q MatLAB code (Kumar et al., 2015) under SEISAN package (Havskov & Ottemoller, 1999). However, we assume that the systematic use of conventional attenuation tools without consistent mathematical considerations can engender slightly biased results. Therefore, further linear regressions and empirical considerations were applied to obtain realistic estimates of Q_c , n and attenuation parameter, which allowed fitting resulting values to the regional geodynamical configuration of the Souss basin as a seismically active area.

4.2.5 Data

This investigation is based on seven broadband stations located upon different geological age. The Souss basin area consists of four stations (MM11, MM12, MM13, and MM14). One station (MB18) is deployed in the Anti-Atlas Mountains. Two of them are located in the High-Atlas domain (M204, MM15) (Figure 4.11). All the equipment of temporary stations is homogeneous as explained in Table 4.1. We used Taurus digitizer as main recorder that performs under Linux, which is provided with a Nanometrics acquisition system with 50 to 100 samples/sec as a sampling rate and of frequency ranging between 50 and 100 Hz.

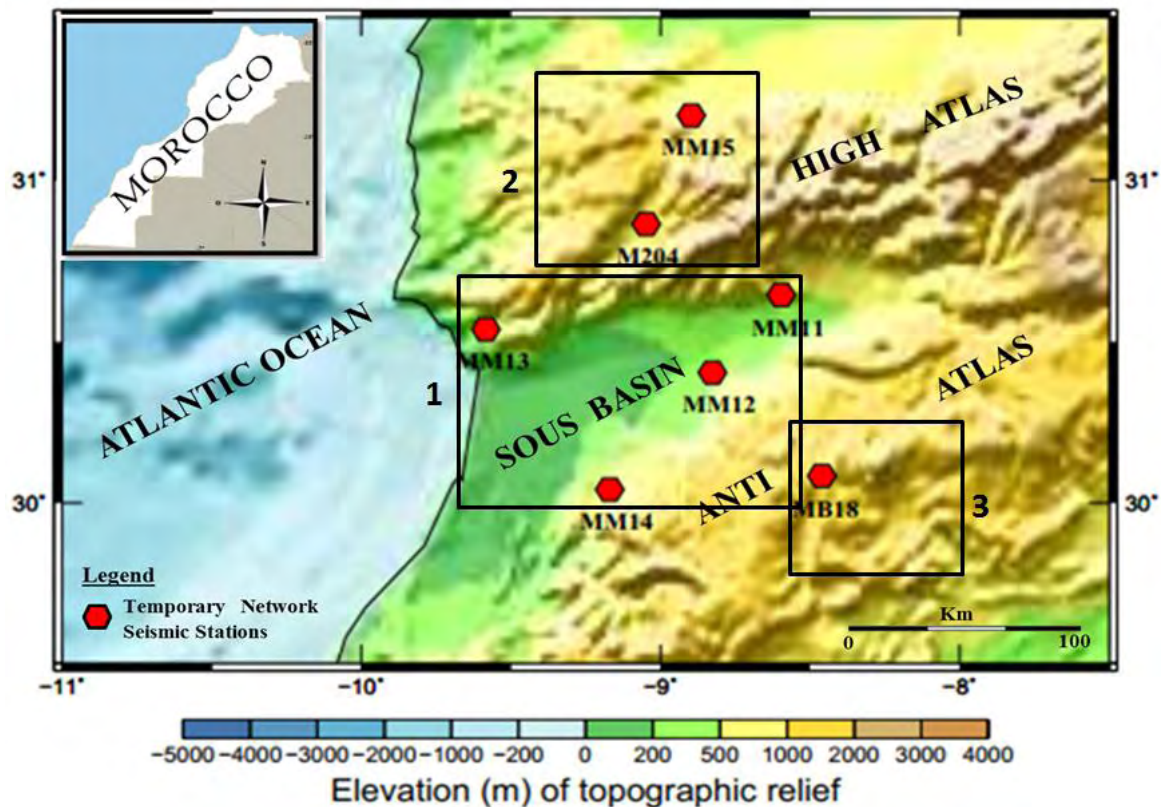


Figure 4. 11 : Topographic map showing the temporary broadband stations deployed in the location of the study, The elevations (m) of the topographic relief are indicated on the colour scale, Rectangles 1, 2, and 3 are, Sous basin, High-Atlas, and Anti-Atlas regions, respectively.

The digitizer stores 1Go as maximum ground movement data volume in its IDE hard disk or flash memory CF Table 4.1. Seismic stations are equipped with Trillium 240 and STS2 seismometers characterized by their flat response to velocity from 240 s for 35 Hz from 100 s for 10 Hz, and have a self-noise level below the Low Noise Model (NLNM). These characteristics provide real-time information and allow detecting local and regional earthquakes as well as teleseisms.

Temporary stations were given a STS2 seismometer and high resolution digitizer Quanterra Q330 data-loggers with 3 to 6 channels generally used for broadband frequencies, equipped with peripheral devices for external storage (hard disk or USB) (Table 4.1). Digitizers can be directly linked to Seiscomp3 program for storage and they transfer synchronously to the recording process. Concerning the dataset, we used 23 seismic events recorded during the 2010 to 2012 period, with depths smaller than 30 km and magnitudes ranging from 2.5 to 4.5.

Tableau 4. 1 : Characteristics of different permanent and temporary networks used in this study

Network	Station	Station location	Number of components	Sensor type	Digitiser type	Stockage	Lat. (°)	Long. (°)	Altitude (m)
Morocco-Array	MM11	Souss basin	3	Trillium 120	Taurus	Flash disk	30.6459	-8.5964	572.0
	MM12	Souss basin	3	Trillium 120	Taurus	Flash disk	30.4052	-8.8270	358.0
	MM13	Souss basin	3	Trillium 120	Taurus	Flash disk	30.5392	-9.5835	420.0
	MM14	Souss basin	3	Trillium 120	Taurus	Flash disk	30.0424	-9.1694	774.0
	MM15	High-Atlas	3	Trillium 120	Taurus	Flash disk	31.1991	-8.8973	955.0
Topo-Iberia	M204	High-Atlas	3	Trillium 120	Taurus	hard disk	30.8646	-9.0471	953.7
Bristol	MB18	Anti-Atlas	3	Trillium 120	Taurus	Flash disk	30.0840	-8.4603	1736.0

4.2.6 Results and discussion

4.2.6.1 Frequency-dependent attenuation parameter

We got through the single backscattering model of (Aki & Chouet, 1975) to calculate the frequency-dependent attenuation parameters of coda waves off the SW of High-Atlas. Among the central frequencies, seismograms have been analyzed and were filtered using a 6-pole Butterworth filter at six bands 1.5, 3, 6, 9,12 and 18 Hz according to 40, 50, and 60-s-duration lapse time windows starting from $t = 2t_s$. Table 4.2 lists the estimates of Q_c with their standard deviations at different stations, and average values for the Souss basin region for three lapse time windows at different central frequencies. The overall average Q_c values, along with standard deviation, fluctuate between 149 ± 41 , 157 ± 40 , and 203 ± 78 at 1.5 Hz to 1895 ± 231 , 1908 ± 265 , and 2135 ± 334 at 18 Hz for lapse time windows of 40, 50, and 60 s, respectively (Table 4.2). We confirm then that the Q_c value increases with an increase of frequency as well as lapse time window.

The high attenuation (the low Q_c values) at the lower frequencies can potentially reflect a high loss rate of energy levels due to the presence of more heterogeneities than the rock can withstand. In contrary, the low attenuation (the high

Q_c values) at higher frequencies exhibits the presence of less heterogeneities at the deeper parts of the upper crust (Aki & Chouet, 1975).

In the same context, the average relationships for the entire region are set as $Q_c=(120\pm 1,18) f^{(1,01\pm 0,08)}$, $Q_c=(129\pm 1,18) f^{(0,98\pm 0,05)}$, $Q_c=(165\pm 1,16) f^{(0,93\pm 0,07)}$ for lapse time windows of 40, 50, and 60 s, respectively. Several findings are consistent with a strong correlation between degree of frequency dependence and tectonic activity rate, and observed that n value is higher for tectonically active regions compared to regions of more stable pattern (Roecker, 1982; Aki, 1980; Pulli & Aki, 1981; Eck, 1988; Akinci et al., 1994). The sharp dependence relationship of Q_c to frequency can probably tell us more about the size of heterogeneities that are randomly distributed among the lithosphere (Aki, 1969). P-wave tomography studies projected to the region (Timoulali et al., 2015) indicate the presence of high velocity anomalies in the south of Agadir crustal area between 5 and 45 km depth with P velocity ranging from 6.6 to 7.8 km/s. This crustal anomaly has been interpreted as an upper crustal brittle body that marks the edge-cutting limit between the Atlas domains in the north and the Anti-Atlas domain in the south. Table 4.3 show the inferred Q_0 and n values for all selected lapse times. Q_0 estimates indicate a strong heterogeneity of the Souss basin and enrol the area under the tectonically active regions category. As shown in the frequency function plotted in (Figure 4.12), these estimates are unambiguously increasing with frequency for all broadband stations over the entire region. Conversely. The n value decreases with the increase of Q_0 in a low frequency range, which is probably related to the tender sedimentary trench beneath the Souss basin or due to an important heat flow or a dense tectonic network within the crust. On the other hand, the n estimates become more coherent when placed in higher frequency ranges, which we assume to be relevant to the spread-off of backscattered body shear waves in deeper sections in the upper crust, being more homogeneous medium and therefore imposing less asperities (Aki & Chouet, 1975).

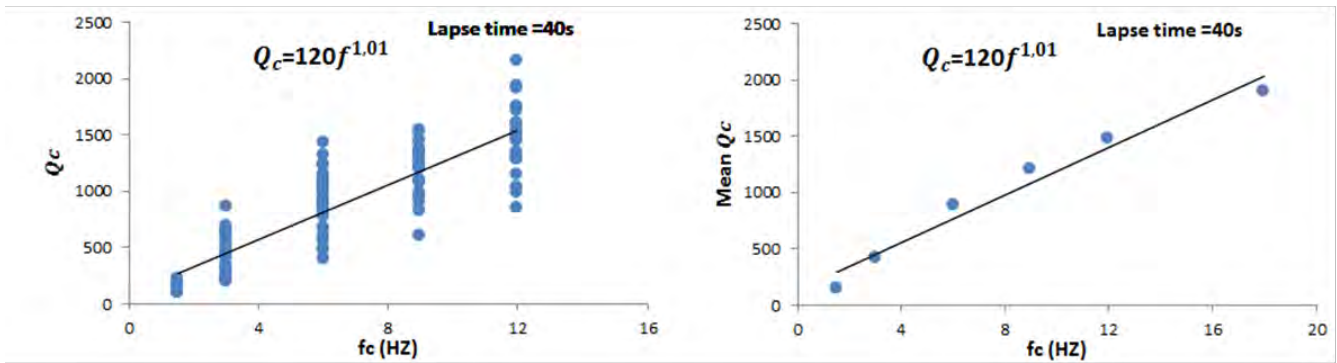
Tableau 4. 2 Quality factor estimates values for different lapse times from the seven stations and for the whole study zone

	Stations							
	MM11	MM12	MM13	MM14	MM15	MB18	M204	The whole study zone
f_c (Hz)	$(Q_c + SD)$							
$t_L=40s$								
1,5	132,8±32,6	155,2±49,2	140,5±47,0	179,5±38,8	147±4,2	240,6±92,9	196±41,2	149,5±41,7
3	319,5±95,1	314,6±56,5	268,7±69,5	388,2±143,1	375,6±138,9	456,2±59,0	609±121,2	423,8±182,4
6	704±173,8	712,3±114,9	731,8±264,5	839±196,6	919,1±314,0	1051,6±152,3	865,1±127,5	884,2±261,8
9	1224,2±178,5	1001,5±152,9	992±236,5	991,8±188,6	1377,1±436,4	1411,6±214,9	1109,1±203,9	1209,8±221,2
12	1637,2±351,4	1221,7±169,9	1197,2±237,5	1238,2±227,4	1650,4±335,2	1783,1±280,9	1360,3±188,4	1477,2±282,5
18	2041,2±318,9	1702,3±156,4	1747,6±250,9	1709,4±200,4	2005,5±246,6	2343,8±542,1	1796,5±263,2	1895,8±231,4
$t_L = 50s$								
1,5	136±20,8	180,4±46,4	142±41,0	—————	150±0	247±58,5	220±35,3	157,2±40,6
3	432,5±125,3	429,3±93,9	440±285,8	544,5±86,8	422,2±165,5	610,4±147,5	764±24,0	452,2±145,4
6	982,1±167,4	850,3±91,0	862,4±265,5	893±103,8	1172±322,4	1079,2±208,5	1118±321,4	896,7±166,9
9	1401,1±157,9	1171±112,8	1091±221,4	1106,5±114,5	1581,5±522,8	1508,5±129,6	1317,8±280,7	1230,2±160,8
12	1687,4±206,6	1440,6±136,9	1344,2±214,2	1406,5±142,4	1910,3±480,4	1697,2±119,3	1593,5±221,9	1536,3±174,1
18	2136±345,4	1783,2±143,8	1954,8±326,7	1832,8±120,7	2433,4±636,1	2128,7±164,4	1961,6±257,8	1908,4±265,2
$t_L=60s$								
1,5	199,6±104,6	189,3±29,5	262±0	—————	—————	280±0	269,3±56,2	203,1±78,7
3	494,5±189,6	542,8±81,6	522±166,2	639,5±121,3	410±0	721,3±141,7	895±0	514,0±132,1
6	1071,3±131,9	1075,2±87,6	1037,25±236,8	1035,6±243,4	1523,5±248,2	1155,8±231,6	1231,5±294,2	1065,5±133,2
9	1508,3±50,9	1350,1±89,4	1258,6±189,0	1267,4±183,9	1798,1±247,2	1560,1±170,2	1567,7±251,3	1376,0±147,4
12	1755,3±153,8	1554,1±96,6	1541,6±127,3	1533,3±197,5	2026,8±365,7	1710,5±134,6	1709,5±246,6	1614,3±153,3
18	2236,5±308,3	1885,2±132,4	2414±342,7	1924±139,1	2491,8±705,8	2173,8±174,2	2299,1±450,2	2135,3±334,8

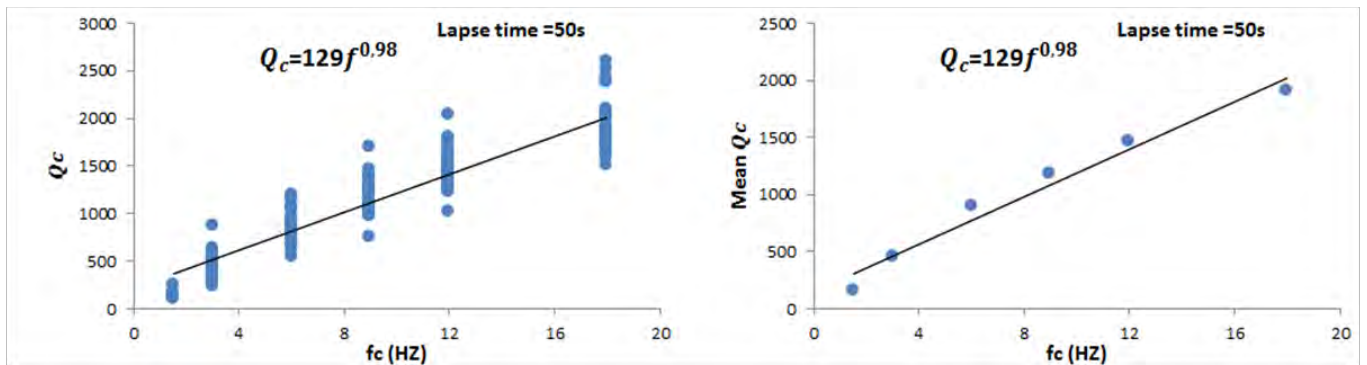
Tableau 4. 3 Average quality factor and n value estimates for different lapse times for whole study region ($Q_0 \pm \sigma_{Q_0}$).

	Stations							Average of the Souss basin area
	MM11	MM12	MM13	MM14	MM15	MB18	M204	
t_L (s)				$(Q_0 \pm \sigma_{Q_0})$				
40	90,51±1,11	96,75±1,15	94,37±1,06	138,96±1,06	110,07±1,19	170,47±1,09	180,00±1,22	120,72±1,18
50	110,78±1,23	143,5±1,14	117,8±1,09	261,72±1,04	114,44±1,23	207,30±1,16	218,89±1,29	129,46±1,18
60	157,63±1,16	164,02±1,11	195,01±1,08	371,14±1,06	185,23±1,61	248,09±1,18	285,25±1,24	165,05±1,16
				$(n \pm \sigma_n)$				
40	1,13±0,05	1,02±0,07	1,04±0,05	0,89±0,05	1,08±0,08	0,94±0,04	0,83±0,10	1,01±0,08
50	1,10±0,10	0,92±0,06	1,01±0,09	0,67±0,01	1,04±0,10	0,85±0,07	0,81±0,13	0,98±0,05
60	0,97±0,07	0,91±0,10	0,86±0,04	0,56±0,01	0,97±0,21	0,79±0,08	0,75±0,10	0,93±0,07

(a)



(b)



(c)

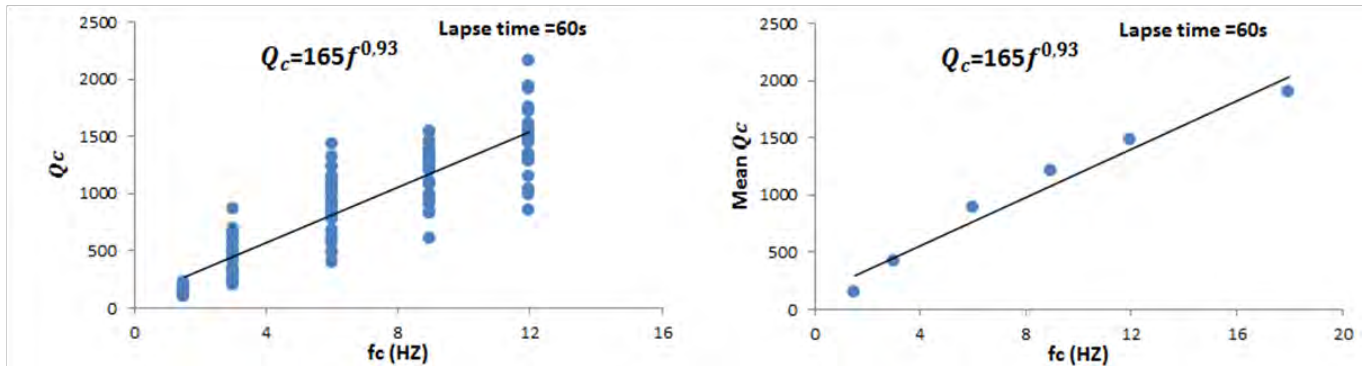


Figure 4. 12 : Plot of $Q_c(f)$ and mean $Q_c(f)$ for the whole area, with linear regression frequency dependent relationship, $Q_c = Q_0 f^n$ at different lapse time. (a) Lapse time= 40 s (b); lapse time=50s; (c) lapse time = 60s

4.2.6.2 Lapse time-dependent attenuation

The lapse time dependence in seismic attenuation is characterized by an increase in Q_0 and a decrease in frequency parameter n . In other words, the increase of Q_c with lapse time and systematically depth engenders an increase in Q_0 and a decrease in n (Pulli, 1984).

This means that larger lapse times and Q_0 imply deeper parts of the crust and mantle where less heterogeneities subsist, and therefore less energy loss (Roecker, 1982; Woodgold, 1994; Del Pezzo et al., 1995; Mukhopadhyay & Tyagi, 2008; Ma'hood et al., 2009). The comparative approach we built between Q_0 and n for each station deployed in this study (Figure 4.13) is consistent with this theory and displays an increase of Q_0 (Figure 4.13-a) concomitant with a decrease in n with the lapse times (Figure 4.13-b). We deem that the results in (Figure 4.13-a, b) indicate that the lower part of the crust and the upper mantle contain an important amount of heterogeneities e.g. an important heat flow, seismogenic pattern, dense rupture networks. For instance, the Souss area around station MM11 is characterized by the lowest Q_0 and highest n and therefore attenuation pattern (Figure 4.13; Table 4.3) in comparison to others stations, which is potentially due to a relatively thinner crust and more abundant seismic activity.

Figure 4.14, exhibits increasing average Q_0 and Q_c and decreasing n values for the entire study region with an increase in time lapses. These findings are analogous to features observed in other tectonically active regions (Roecker, 1982; Akinci et al., 1994; Woodgold, 1994; Mukhopadhyay & Tyagi, 2008; Ma'hood et al., 2009; Havskov et al., 1989; Kvamme & Havskov, 1989; Gupta et al., 1995; Mukhopadhyay & Tyagi, 2007) and imply that attenuation decreases (Figure 4.14-b) with increasing depth and that deeper spots can be targeted by larger sampled coda lapse time windows. Hence the increase in Q_c with the lapse time suggests that the deeper part of the study region is less heterogeneous than the shallower part. For instance, the sampled depth is less manifested at 40 s lapse time that at 50 and 60s.

This may be related to the increasing cohesion and compaction coefficients of rocks with increasing geothermal gradient in depth.

As a result, the seismic attenuation ($1/Q_c$) (Figure 4.15) decreases along with particle motion with the increasing depth (Kumar et al., 2016). Confirmation of these observations is drawn by geological data and tomographic studies (Timoulali et al., 2015) that put in evidence the existence of high velocity anomaly body underlying the local structures beneath the Souss basin.

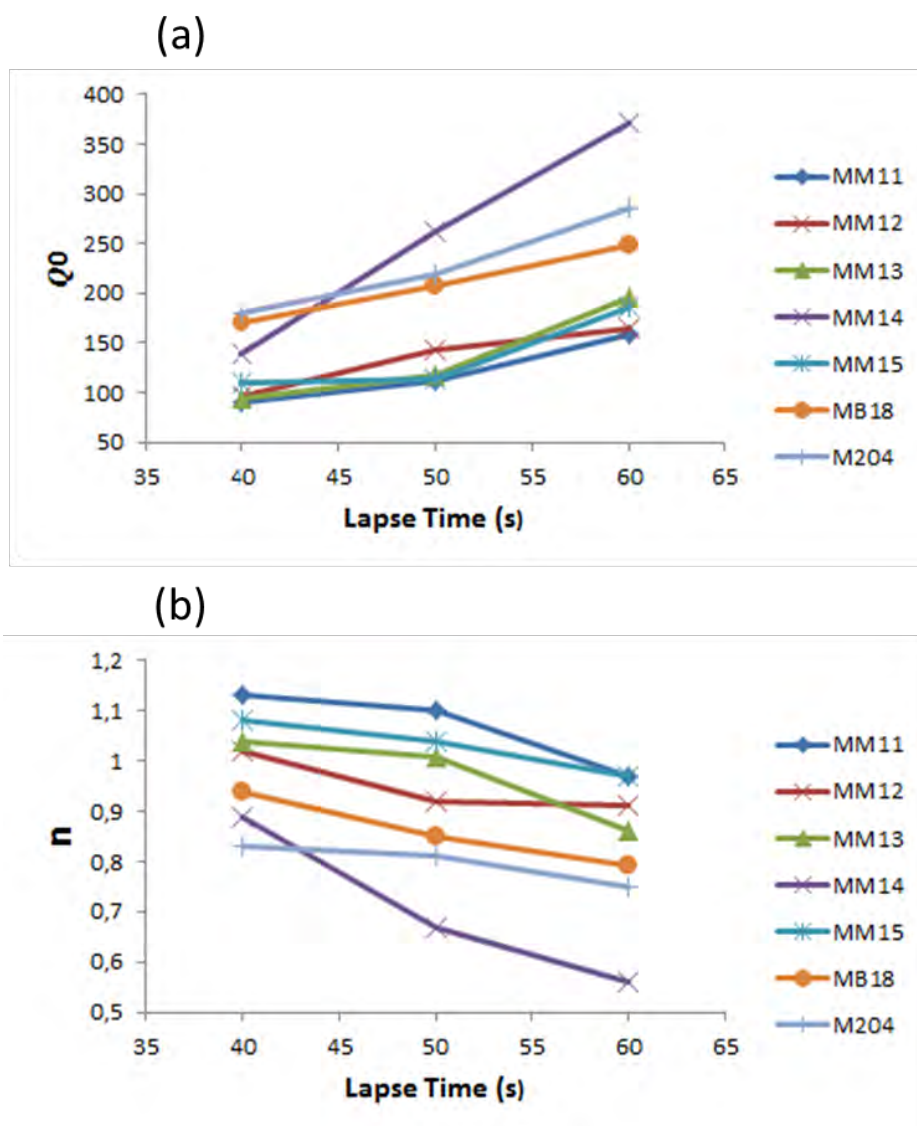


Figure 4. 13: (a) Plots of Q_0 with lapse time for all the stations (b) Plots of frequency parameter n with lapse time for all the stations.

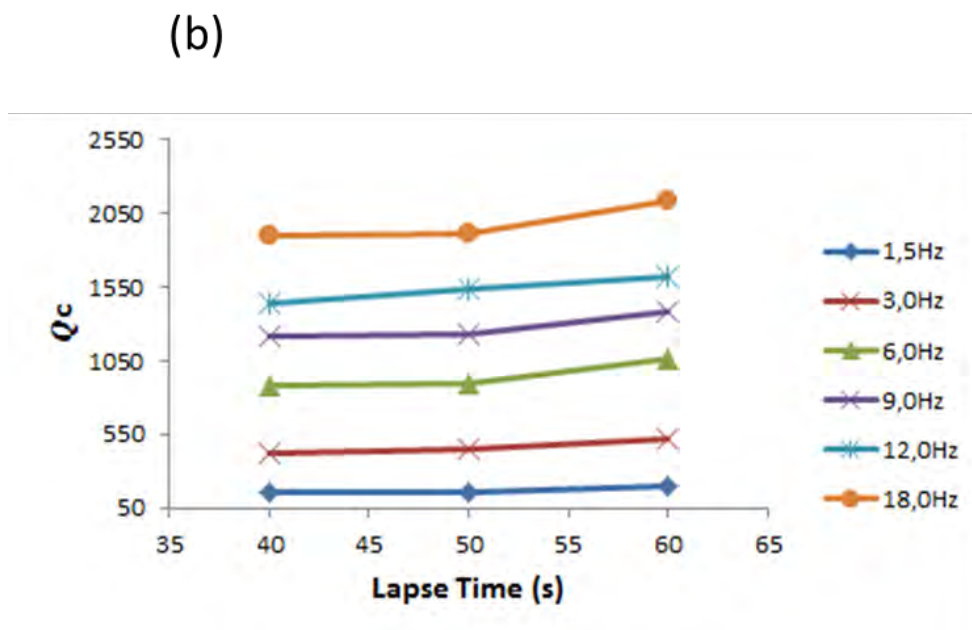
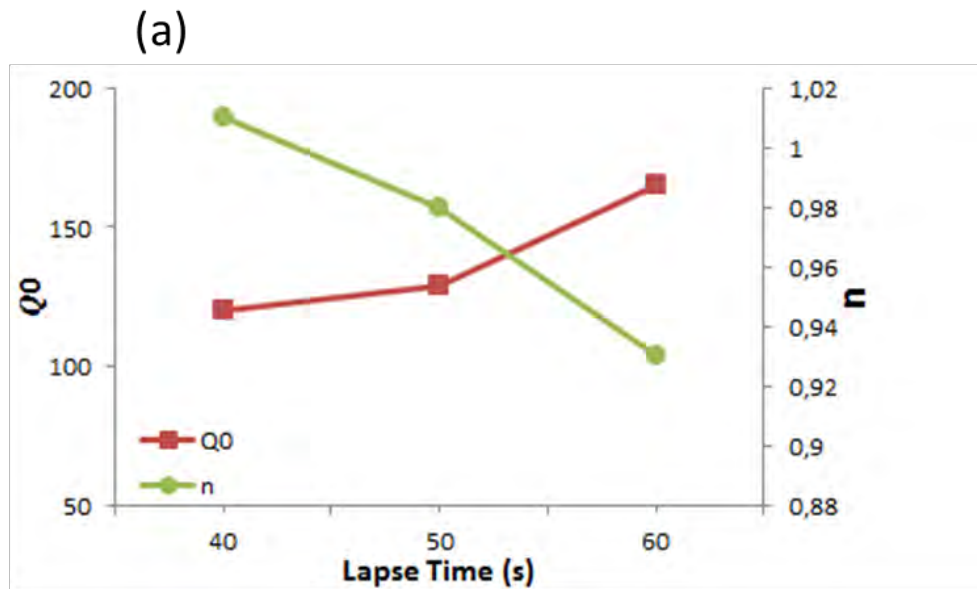


Figure 4. 14 Plot of average values of Q_c , Q_0 and n with lapse time for the Sous basin region.
 (a) Average Q_0 and n with lapse time (b) Average Q_c with lapse time at different central frequencies.

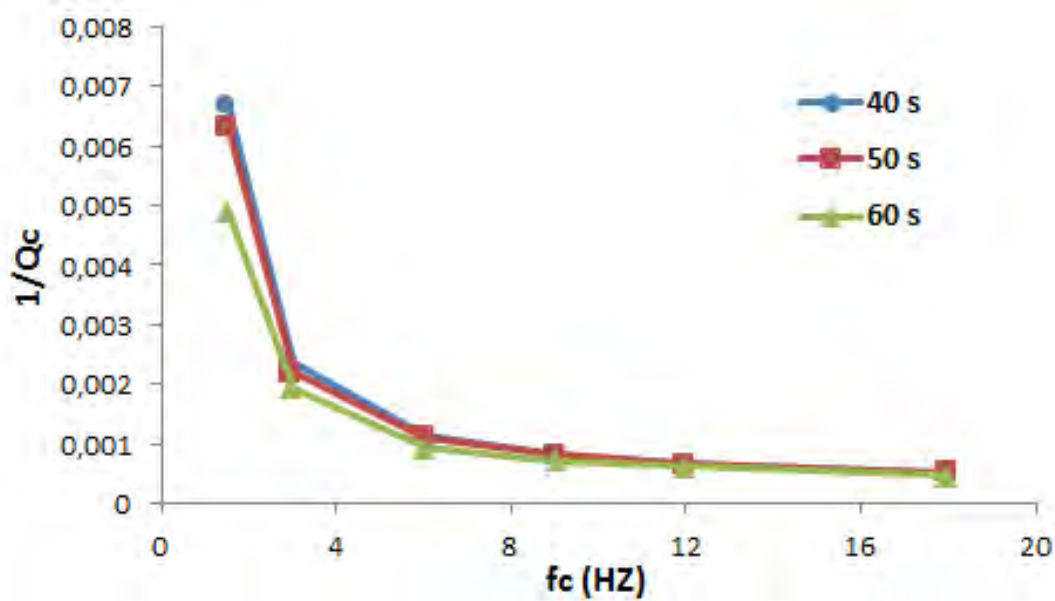


Figure 4. 15 : A plot showing comparison of coda- Q_c estimates for the Souss basin region, for different lapse time.

The comparison of the *Coda-Q* results of the Souss basin region with the High Atlas and Anti-Atlas regions (Figure 4.16) shows that the lowest values of Q_0 (Figure 4.16-a) and the highest values of n (Figure 4.16-b) were related to the Souss basin area, these results suggest that the crust in this area appears to be more ‘attenuating’ and heterogeneous. Our results are approved by the findings of receiver function analysis implied an interface at ~ 2 km depth that is more pronounced beneath the Souss basin and might be associated with sediments. Moreover, the V_p/V_s ratios beneath the basins exceed the value of 1.8 which might be related to the presence of marine sediments (Spieker et al., 2014).

4.2.6.3 Comparison of results with other regions

The comparison results of attenuation parameters for different tectonic settings have shown that. Firstly, tectonically active areas are characterized by low Q_0 values ($Q_0 < 200$) and high values of frequency-dependent power ($n > 0.8$) (Aki & Chouet, 1975; Woodgold, 1994; Havskov et al., 1989; Gupta et al., 1995; Hellweg et al., 1995; Giampiccolo et al., 2004; Rahimi & Hamzehloo, 2008; Mukhopadhyay & Sharma, 2010; Padhy et al., 2011; Shengelia et al., 2011; Sertçelik, 2012; De Lorenzo,

2013; Mahood, 2014; Farrokhi, 2015) Secondly, inactive tectonic regions are characterized by high Q_0 values ($Q_0 > 600$) and low values of frequency-dependent power ($n < 0.5$) (Singh & Herrmann, 1983; Hasegawa, 1985; Pujades et al., 1990; Atkinson & Mereu, 2004; Atkinson, 2004). Finally, moderate values of Q_0 and n ($200 < Q_0 < 600$, $0.4 < n < 0.7$) obtained for regions between active and inactive areas are considered to be moderately active regions (Roecker, 1982; Pulli, 1984; Kumar et al., 2007; Sedaghati & Pezeshk, 2016).

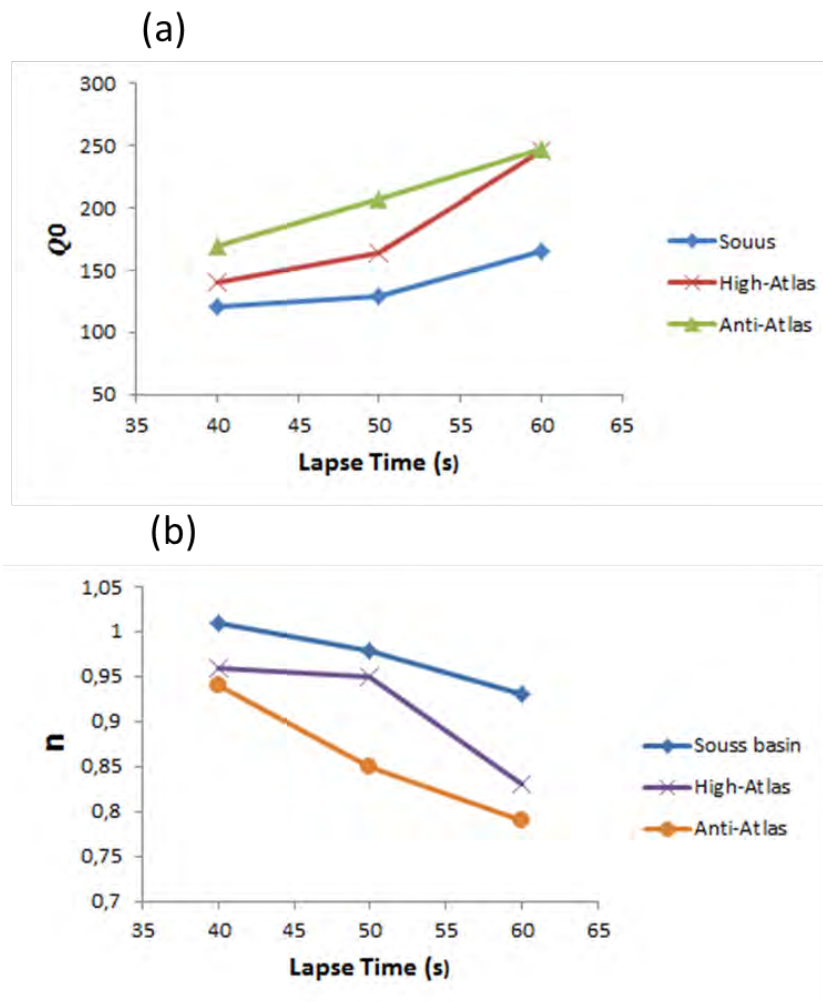


Figure 4. 16: Plot showing comparison of Coda– Q estimate of Souss basin, with High, and Anti Atlas area. (a) Plots of Q_0 with lapse times for three regions (b) Plots of n with lapse time for three regions.

The average relationship for the entire region is set as $Q_c = 120f^{(1,01)}$. Our results generally show low Q_0 values (less than 200) for tectonically and seismically active regions. They are compatible with the Garhwal Himalayan $Q_c = 126f^{(0,95)}$ suggested by reference (Gupta et al., 1995) and with the Garhwale Kumaun Himalaya $Q_c = 119f^{(0,99)}$ reported by reference (Mukhopadhyay & Sharma, 2010). Table 4.4 presents Q_0 and n values for the selected studies.

Tableau 4. 4 Parameters of the coda Quality Factor Functions for different regions in the World

tectonic	Region	Q_0	n	Source
Active	Washington, United States	63	0.97	Havskov et al. (1989)
Active	Parkfield, California, United States	79	0.74	Hellweg et al. (1995)
Active	Zagros, Iran	88	0.90	Rahimi et al. (2008)
Active	Charlevoix, Quebec, Canada	91	0.95	Woodgold et al. 1994)
Active	the Garhwal–Kumaun Himalaya	119	0.99	Mukhopadhyay et al. (2010)
Active	this study	120	1,01	—
Active	the Garhwal Himalaya	126	0.95	Gupta et al. (1995)
Moderate	New England, United States	460	0.40	Pulli (1984)
Moderate	South Indian Peninsular Shield	535	0.59	Kumar el al. (2007)
Moderate	New Madrid	598	0.54	Sedaghati et al. (2016)
Stable	NW Iberia	600	0,45	Pujades et al. (1990)
Stable	Northeast United States	900	0,35	Singh et al. (1983)
Stable	Central United States	1000	0,20	Singh et al. (1983)

4.2.7 Conclusion

We suggest for the first time, a profound attenuation enquiry at the western high and anti-atlas bordure using the analysis of wave coda amplitude motion to retrieve quality factor Q_c that is associated to frequency by linear regression of the equation $Q_c = Q_0 f^n$.

We processed 23 seismic events during the 2010-2012 periods recorded by seven broadband stations covering the Anti and the High Atlas Mountains. We used lapse times of 40s, 50s and 60s to derive 1) Coda time windows, 2) highlighting the high impact of multiple parameters, 3) signal noise related to different settings (season variations, depth of seismic station burial, proximity to the Atlantic offshore which is the case for the stations located in the west of Souss basin), 4) tectonic stability (generating medium to high frequencies of the *Coda-Q* estimates), 5) sedimentary layers trench, 6) the overall crustal structure. The frequency-dependent attenuation relations developed in the present study would be useful in various scientific and engineering applications, including earthquake hazard assessment, earthquake source parameter estimation, and understanding the physical phenomenon related to earthquake elastic energy propagation of the Agadir region, whereof further investigations are needed to correlate these results with seismic moment estimates and heat flow study in order to accurately speculate the origin of this discordance.

Conflicts of interest

The authors declare that there is no conflicts of interest.

Acknowledgement

The authors thank warmly anonymous reviewers for providing instructive comments and suggestions to enhance the scientific quality of this manuscript.

This study was supported by the Scientific Institute, Rabat, Morocco. Seismograms were supplemented from seismic stations that belong to the Morocco Array, Topo-Iberia and Bristol Networks, which had been set and installed in collaboration between the Scientific Institute, Mohammed V University in Morocco, Munster University in Germany, Bristol University and the Institute of Earth Sciences Jaume Almera.

Chapitre 5 : la corrélation entre l'analyse de l'atténuation dans la région et d'autres paramètres géophysiques

5.1 La distribution spatiales de la *Coda-Q* (Q_c), Q_0 et n

Dans cette étude la variation de la *Coda-Q* et sa dépendance fréquentiel sont déterminés pour chaque station déployée dans la région d'étude (section 4.1). La figure 5.1 montre les cartes du contour d'atténuation des ondes de la coda dans différentes bandes de fréquences comprises entre 1Hz et 16Hz. Les valeurs élevées de Q_c sont indiquées par la couleur bleue et les valeurs faibles Q_c par la couleur rouge. Les valeurs estimées de la *Coda-Q* présentent une nature fortement dépendante de la fréquence. Il est intéressant de constater que les tendances de Q_c révèlent différentes signatures à basse et à haute fréquence.

À basse fréquences (1-3Hz), on observe une corrélation apparaît entre les cartes d'atténuation et la structure géologique de la surface. La zone la plus atténuante se focalise sur le bassin de Souss (bassin sédimentaire de cénozoïque), Tandis que les zones les moins atténuantes correspondent aux chaînes de l'Atlas. À hautes fréquences et à partir de 6Hz on observe une disparition de la corrélation entre la géologie de surface et les cartes d'atténuation.

La figure 5.2 montre les cartes du contour des valeurs moyennes de Q_0 et n pour toutes les sept stations. Bora et al. (2018) ont observé que la valeur de Q_0 est la plus faible sur la région où est localisée la station dans une plaine alluviale. Cette plaine alluviale tend à agir comme des «filtres» des ondes sismiques en atténuant les mouvements à certaines fréquences et en l'amplifiant à d'autres fréquences. Nos résultats montrent que les plus faibles valeurs de Q_0 (figure 5.2), se focalisent dans le bassin de Souss (les dépôts déformés du Néogène et des alluvions du Quaternaire, visibles sur le front de poussée (Ambroggi, 1963 Meghraoui et al., 1998). Par conséquent nos résultats sont en accord avec la corrélation entre la structure d'atténuation et la structure géologique.

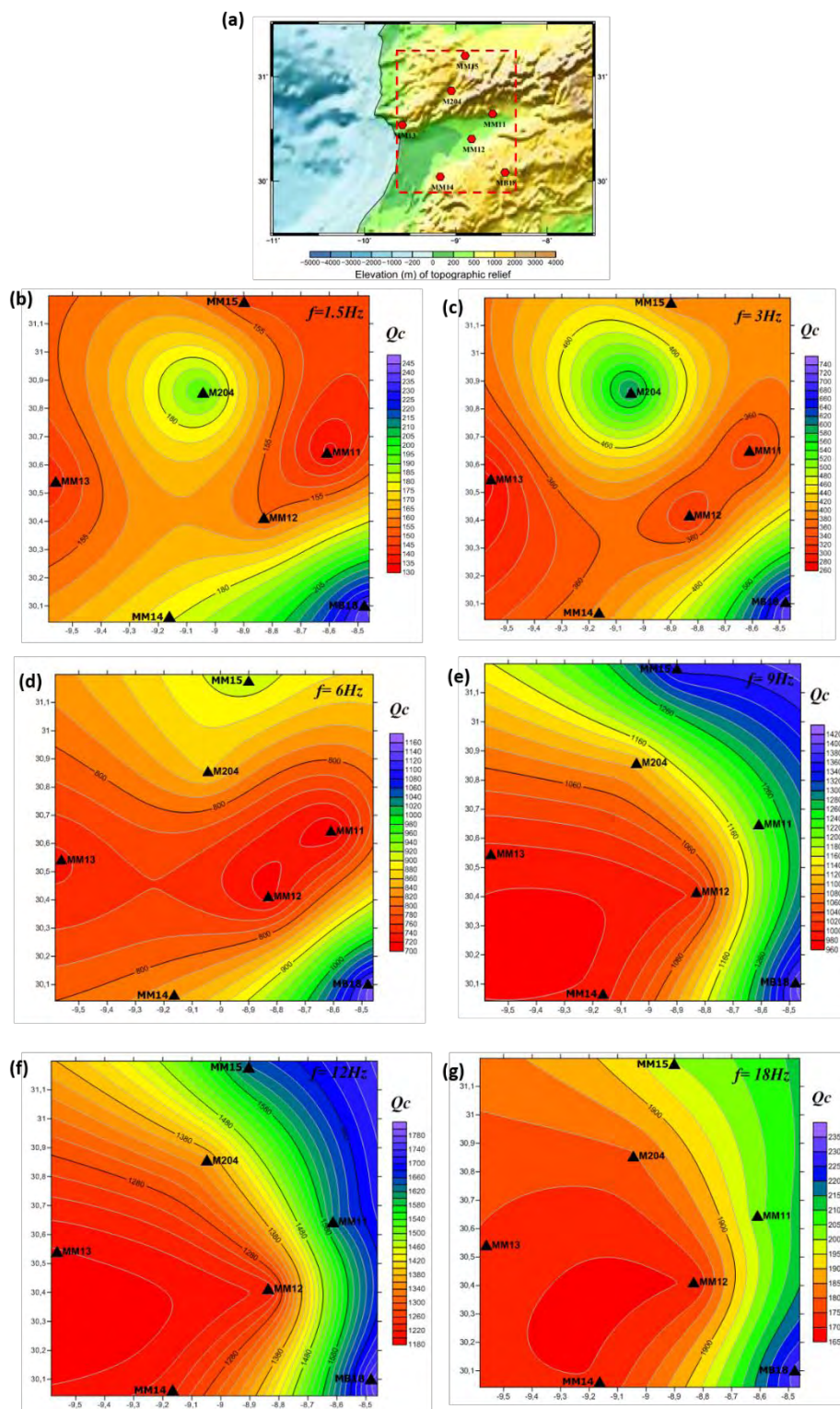


Figure 5. 1 : (a) La région d'étude et le rectangle en pointillés représente la zone sélectionnée pour la carte du contour. (b) à (g) les Exemples de la distribution spatiale de Q_c à différentes fréquences

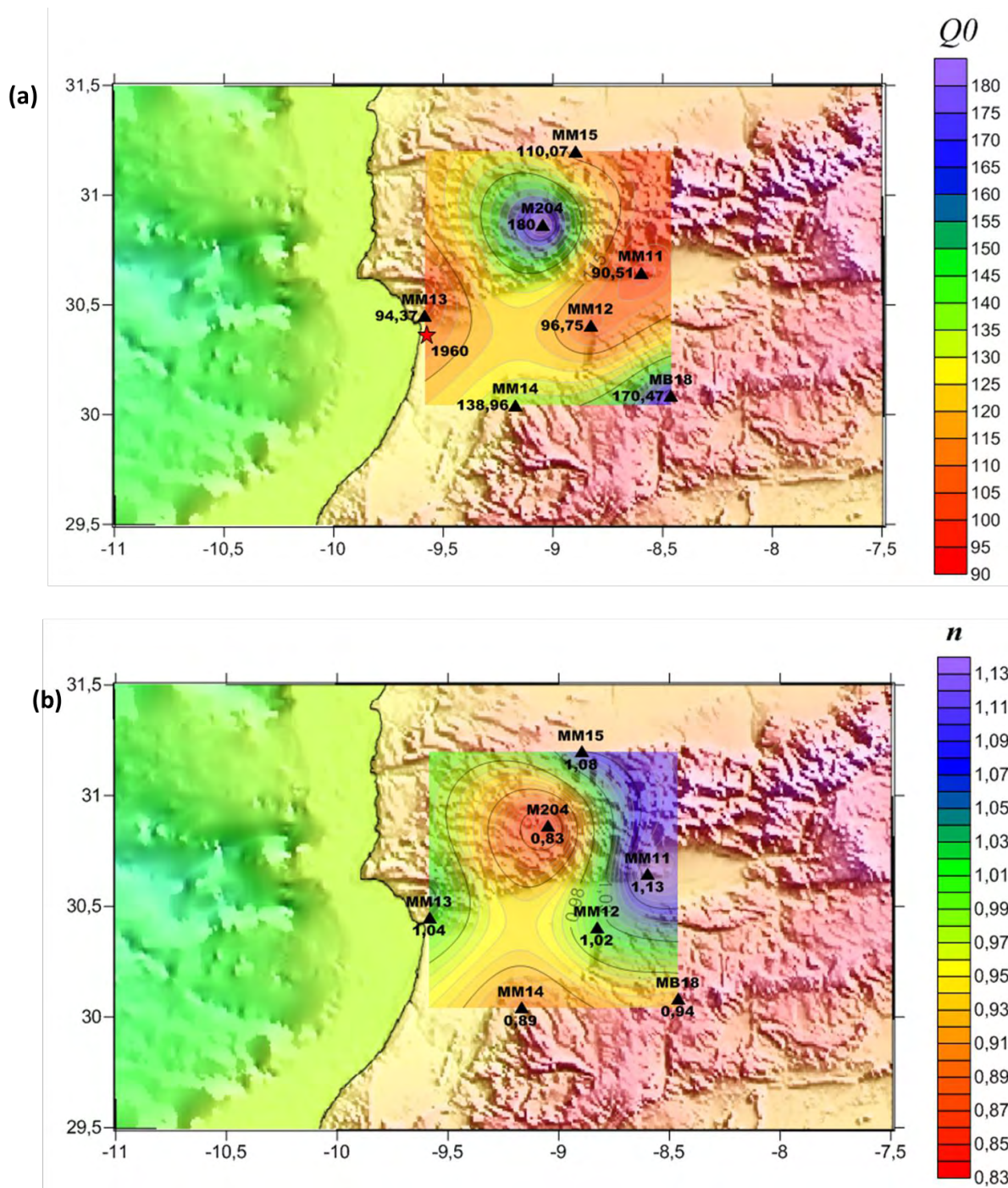


Figure 5. 2 : la distribution spatiale de (a) Q_0 (b) n pour la région d'étude. le symbole de étoile rouge représente le séisme d'Agadir de 29 février 1960.

5.2 La corrélation entre la tomographie de la région et la quantification de l'atténuation

La distribution des anomalies $Coda-Q$ met en évidence les contrastes structurels déjà souligné par des études de la tomographie de vitesse (Scarfì et al., 2016; Totaro et al., 2017). En particulier, les zones de faible Q_0 et n haut correspondent aux zones à faible V_p observées dans les images tomographiques (Mishra et al., 2011 ; Singh et al., 2019) et un rapport de VP / VS élevé (Giampiccolo & Tuvé, 2018).

Nos résultats de la quantification de l'atténuation des ondes de la coda suggèrent que les plus faibles valeurs de Q_0 , et les plus hautes valeurs de n sont constatés pour les stations MM11 et MM13 (figure5.2).

La figure 29 montre les images de la tomographie de vitesse des ondes P sous les stations MM11 et MM13 .les Coupes transversales verticales suivant les profils A et B montrant la perturbation de vitesse sous la station MM11 (profile CD) et la station MM13 (profile AB). A partir des deux profiles, on constate de faibles valeurs de perturbation de V_p sous la station MM11 et MM13. Ce qui est bien corrélés avec les faible valeurs de coda Q_0 . ($Q_0=90,51$ pour MM11 et $Q_0= 94,37$ pour Mm13). Le lien possible affirme la présence de fluides.

Sur cette base, nous pouvons affirmer que les caractéristiques de l'atténuation des ondes sismiques de cette région est compatible avec la tomographie de la vitesse de la région d'étude. (Timoulali et al., 2016), Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue *Journal of African Earth Science* (Timoulali et al., 2016) disponible en annexe de ce manuscrit (Annexe 2).

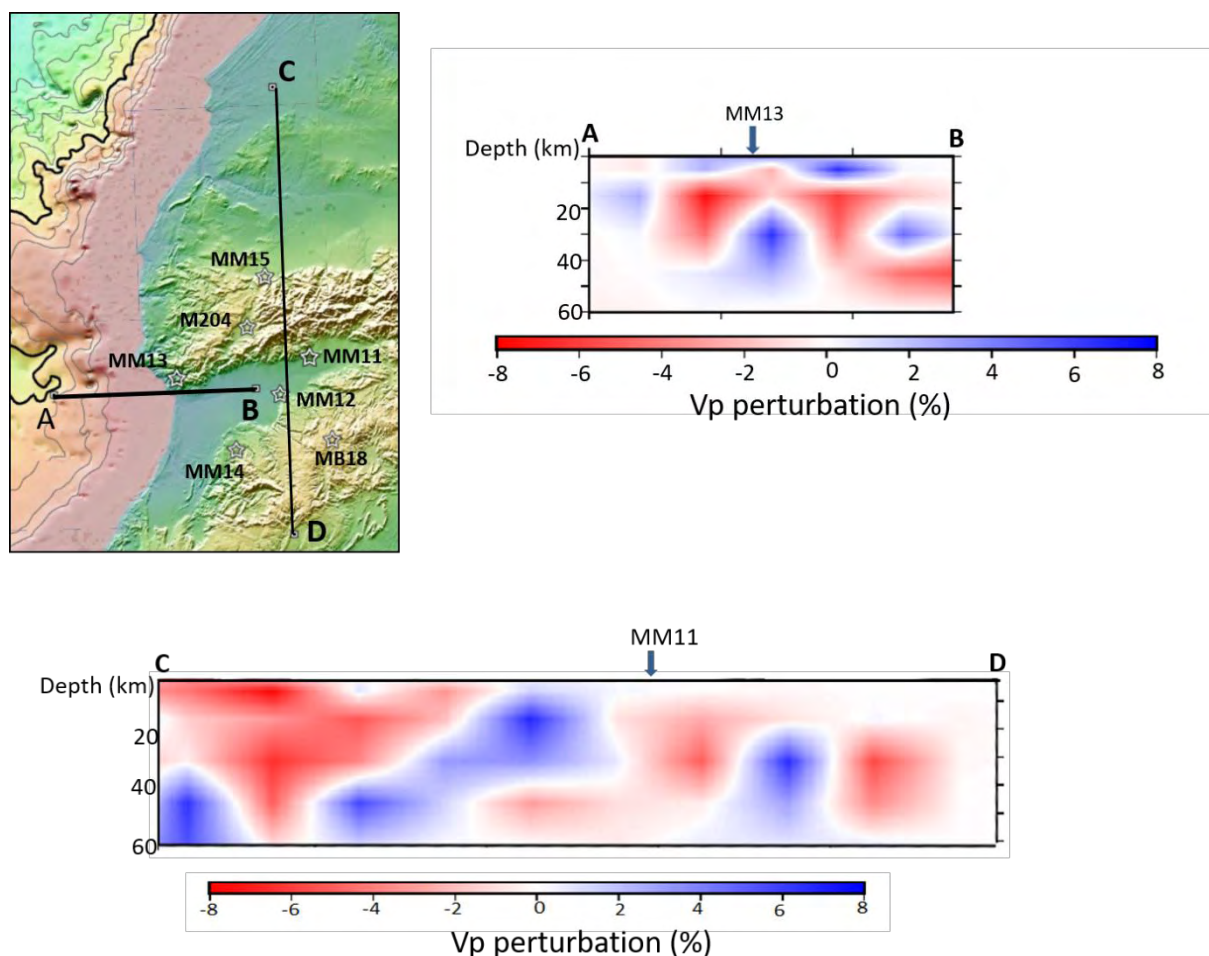


Figure 5. 3 : Coupe transversale verticale suivant les profils AB et CD sous les stations MM13 et MM11 respectivement. Les couleurs bleu et rouge désignent les vitesses rapides et lentes, respectivement

Spieker et al. (2014) ont étudiés les ondes téléseismiques P et S sous les stations appartenant au réseau Morocco Aray (le même réseau utilisé dans notre étude) par la méthode "fonctions récepteur" (*receiver function* en anglais). Leurs résultat (Figure 5.3) montre que les plus hautes de valeurs de rapport V_p/V_s (> 1.85) correspond aux deux stations MM11 et MM13. Les hautes valeurs de rapport V_p/V_s sont corrélées avec les basses valeurs de Q_0 observé dans les mêmes stations.

Le rapport V_p/V_s est l'un des indicateurs directs de la fracturation de la roche, de la saturation en fluide et de pression interstitielle dans la croûte (Thurber et al., 1995, 1997; Zhao et Negishi 1998; Kato et al. 2005; Giampiccolo et al., 2017), en raison des effets différentiels sur la vitesse des ondes P et S gérées par des fluides (Nur

& Wang, 1989). Par conséquent, haute VP / VS peut indiquer une faible VS, c'est-à-dire des fluides contenus dans fractures du milieu.

Par conséquent, la forte dépendance fréquentielle observée pour les stations MM11 et MM13 pourrait également être liée à la présence de fluides.

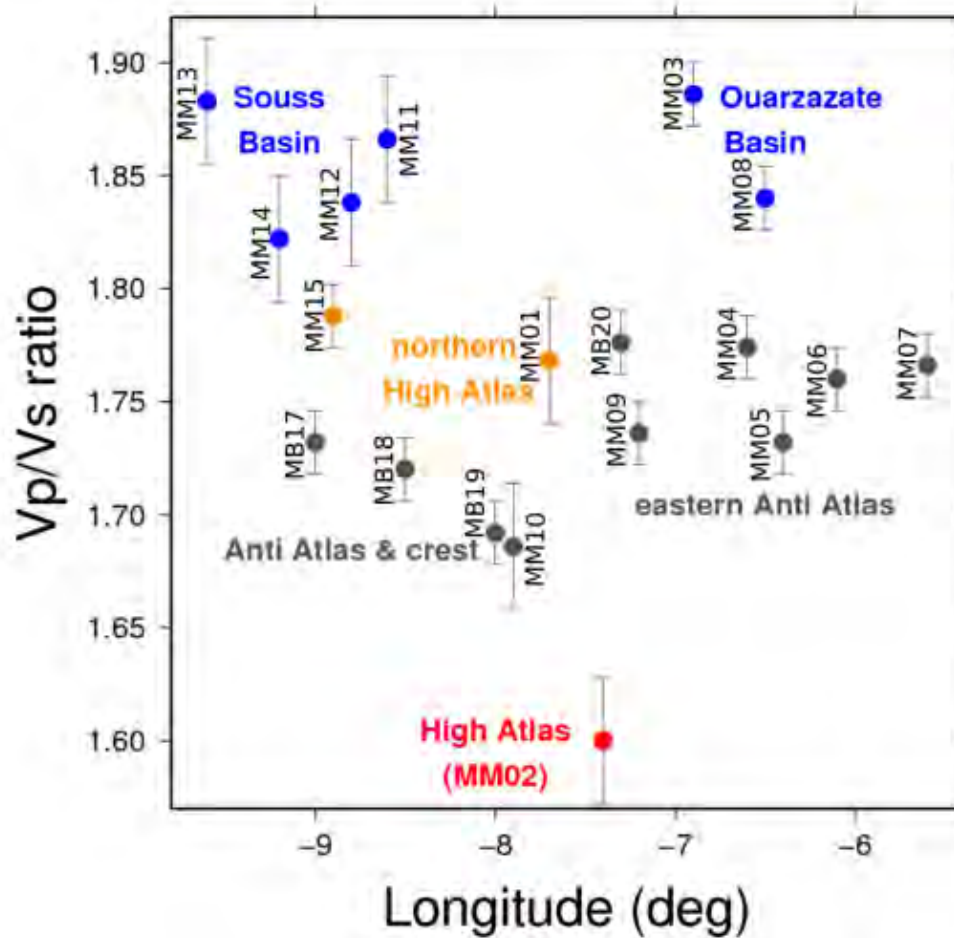


Figure 5. 4 : les Rapports moyens V_p / V_s pour chaque station. Les résultats sont regroupés en fonction de l'emplacement de la station (longitude). (Spieker et al. 2014)

5.3 La corrélation entre les études géothermique et l'atténuation de la région

En plus de la relation entre les valeurs estimées de $Coda-Q$ et les variations régionales de la vitesse des ondes P, les valeurs de Q_0 peuvent être corrélée aux valeurs de densité de flux de chaleur de la région d'étude. Il est largement admis que la valeur de Q_c dans les zones a hautes températures est généralement basse. Sarker et Abers (1999) ont montré que les variations de Q^{-1} constituaient un indicateur raisonnable des variations de température. Les données de la structure géothermique pour la croûte et le manteau indiquent que le flux de chaleur pour le bassin de Souss est relativement haut est atteint la valeur 70 mW / m² (Figure 5.5) (Rimi,1990 ; 1999). Ces valeurs s'accordent avec une atténuation élevée dans le bassin de Souss. Ces résultats sont cohérents avec les études associant des valeurs de $Coda-Q$ faibles à des mesures de flux thermiques élevés (par exemple, Mitchell, 1995; Bora et al., 2018), et suggèrent que l'atténuation de la coda pourrait être affectée par les températures élevées.

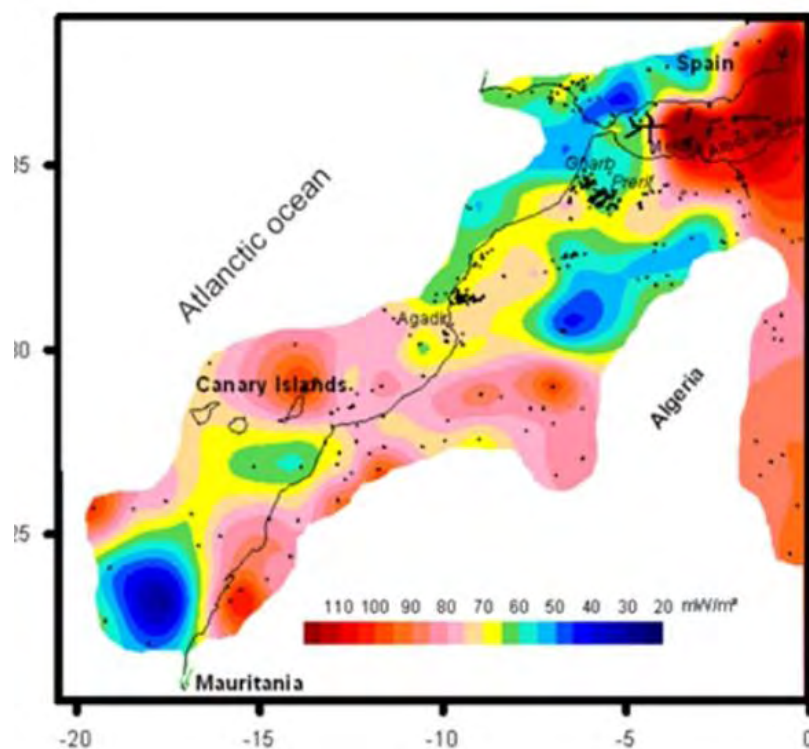


Figure 5. 5 : Densité de flux de chaleur terrestre au Maroc et dans les régions voisines (Rimi, 1999).la carte publié par (Barkaoui et al., 2015)

Conclusions et Perspectives

Cette thèse présente l'analyse de l'atténuation des ondes de la coda des évènements locaux, dans la gamme de haute fréquences ($f > 1\text{Hz}$). L'objectif final de ce travail est d'aboutir à des relations de la dépendance fréquentielle $Q_c(f) = Q_0 f^n$ qui peuvent être utilisés dans l'évaluation de l'aléa sismique de la région d'étude.

L'étude des variations spatiale de Q_c représente un indicateur des changements des caractéristiques tectoniques, de la sismicité et de l'hétérogénéité latérale du milieu physique. Cette propriété peut être utilisée pour la prédiction de l'amplitude et la nature des mouvements du sol, par conséquent l'aléa sismique estimé, sera plus représentatif.

Les données sismiques utilisées dans cette étude ont été enregistrées par sept stations. La région d'étude se compose de trois domaines géologiques différents, on a choisis 4 stations déployées dans le bassin de Sous et les 3 autres dans le Haut et l'Anti atlas. Toutes les stations utilisées dans cette étude appartenant au deux réseaux temporaires : Morocco Array et Topoiberia. Les séismes locaux enregistrés durant la période 2010-2013 ont été analysé dans les 7 stations déployées dans la région d'étude.

Dans ce travail, nous avons opté pour le modèle de diffusion simple proposé par (Aki et Chouet, 1975). Cette méthode, permet la détermination de l'atténuation totale des ondes de la coda dans la lithosphère, Q_c , mais sans séparer les effets dus à l'inélasticité et à la dispersion. Cependant, la connaissance de Q_c nous renseigne sur l'hétérogénéité

de la zone d'étude et offre une estimation fiable des paramètres de source et la quantification de l'aléa sismique.

L'analyse de l'atténuation des ondes coda par la méthode *Coda-Q* a montré que l'atténuation dans la région d'Agadir dépend de la fréquence et de la fenêtre du temps écoulé de la coda : généralement le facteur de qualité Q_c augmente avec la fréquence et le temps écoulé (Ibanez et al., 1990, Singh et al., 2016).

La plus basse valeur de Q_0 a été calculée pour la station MM11 (Souss), $Q_0 = 90.1$, tandis que la valeur estimée la plus élevée était de $Q_0 = 180$ pour la station M204 déployée dans la zone du Haut Atlas. La valeur maximale de la dépendance en fréquence (n) est calculée pour la station (MM11) déployée dans la région du bassin Souss. ($n=1.13$). Ces résultats suggèrent que la croûte dans cette zone semble être plus « atténuée » et hétérogène.

Récemment, dans la partie ouest de Andaman–Nicobar, Singh et al. (2019) ont observés que les séismes de magnitude ≥ 5 , correspondent à la zone caractérisée par une faible valeur de coda Q_0 . Ils ont déduit que les zones de faible Q peuvent révéler des zones de sismicité faible, et pourtant pourraient être des zones favorables à des ruptures des futurs séismes. Nos résultats révèlent les mêmes observations. Le séisme violent d'Agadir s'est produit près de la station MM13, où la valeur Q_0 observée est faible (Figure 5.2). Les valeurs de *Coda-Q* obtenues dans notre région d'étude sont en accord avec plusieurs valeurs Q obtenues dans d'autres régions du monde. Ces valeurs obtenus sont bien corrélées avec d'autres paramètres géophysiques, tels que les variations régionales de vitesses des ondes P et le flux de chaleur.

Au meilleur de nos connaissances, pour la première fois au Maroc, nous proposons une étude différente du modèle d'atténuation et de ses propriétés physiques et tectoniques dans la région d'Agadir qui présente une diversité du substratum géologique ; le haut Atlas, l'Anti Atlas et le bassin de sous. Par conséquent, cette étude est une nouvelle contribution à la recherche en sismologie, au Maroc, avec un accent particulier sur la détermination du facteur de qualité.

Enfin, cette étude nécessite une recherche qualitative permettant de distinguer et de cartographier l'absorption et le scattering, certaines méthodes permettant de faire cette distinction, telles que la méthode MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) développée par Fehler et al. (1992). Cette distinction joue un rôle majeur pour le risque sismique. En effet, le scattering peut contribuer significativement à l'allongement de la durée du signal sismique - ou mouvement du sol, à son amplification locale et donc à des effets destructeurs. En dissipant l'énergie, les anomalies d'absorption sont au contraire, plus favorables du point de vue du risque sismique.

Les Références

- Adams, A. E., Ager, D. V., & Harding, A. G. (1980). Géologie de la région d'Imouzzer des Ida-ou-Tanane (Haut Atlas occidental). Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, 41(285), 59-80.
- Aki, K. (1956). Correlogram Analyses of Seismograms by Means of a Simple Automatic Computer. *Journal of Physics of the Earth*, 4(2), 71-79.
- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of geophysical research*, 74(2), 615-631.
- Aki, K. (1980). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11), 6496-6504.
- Aki, K. (1981). Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6), 1687-1700.
- Aki, K., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *Journal of geophysical research*, 80(23), 3322-3342.
- Akinci, A., Taktak, A. G., & Ergintav, S. (1994). Attenuation of coda waves in Western Anatolia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87(1-2), 155-165.
- Alguacil G, Havskov J (2010): Instrumentation in Earthquake Seismology. 3:77-85.
- Alonso, B., Zárrega, G. E., & Pérez, F. (1994). Estratigrafía sísmica del margen continental distal de Agadir y llanura abisal de Agadir: retrogradación de un sistema turbidítico activo. In XIII Congreso Español de Sedimentología:[realizado en Teruel los días 28-30 de junio de 1995] (pp. 97-98). Departamento de Ciencias de la Tierra.
- Ambroggi R (1963) Etude géologique du versant méridional du haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. Notes et mémoire du service Géologique du Maroc, 157.
- Atkinson, G. M. (2004). Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3), 1079-1095.
- Atkinson, G. M., & Mereu, R. F. (1992). The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(5), 2014-2031.
- Ayarza P, Alvarez-Lobato F, Teixell A, Arboleya ML, Teson E, Julivert M, Charroud M (2005) Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from Geological and gravity data. *Tectonophysics* 400:67–84.

- Azguet et al 2019 ; Azguet, R., Bouskri, G., Timoulali, Y., Harnafi, M., & Fellah, Y. E. (2019). Attenuation of coda waves in the SW of High-Atlas area, Morocco. *Geodesy and Geodynamics*.
- Barkaoui, A. E., Zarhloule, Y., Rimi, A., et al. Geothermal Country Update report of Morocco (2010-2015). In : *Proceedings, World Geothermal Congress*. 2015.
- Behrens, M., & Siehl, A. (1982). Sedimentation in the Atlas Gulf I: lower cretaceous clastics. In *Geology of the northwest African continental margin* (pp. 427-438). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Bezada, M. J. (2017). Insights into the lithospheric architecture of Iberia and Morocco from teleseismic body-wave attenuation. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 14-26.
- Bianco, F., Del Pezzo, E., Castellano, M., Ibanez, J., & Di Luccio, F. (2002). Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the Southern Apennine zone, Italy. *Geophysical Journal International*, 150(1), 10-22.
- Bora, N., Biswas, R., & Dobrynina, A. A. (2018). Regional variation of coda Q in Kopili fault zone of northeast India and its implications. *Tectonophysics*, 722, 235-248.
- Boulanouar, A., El Moudnib, L., Harnafi, M., Cherkaoui, T. E., Rahmouni, A., Boukalouch, M., & Sebbani, J. (2013). Spatial variation of coda wave attenuation using aftershocks of the Al Hoceima earthquake of 24 February, 2004, Morocco. *Natural Science*, 5(08), 72.
- Boulanouar, A., El Moudnib, L., Padhy, S., Harnafi, M., Villaseñor, A., Gallart, J., ... & Sebbani, J. (2018). Estimation of Coda Wave Attenuation in Northern Morocco. *Pure and Applied Geophysics*, 175(3), 883-897.
- Butt, A. (1982). Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37(2-4), 235-275.
- Choubert, G., & Faure-Muret, A. N. N. E. (1962). Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot*, 1, 447-527.
- Chung, T. W., Lees, J. M., Yoshimoto, K., Fujita, E., & Ukawa, M. (2009). Intrinsic and scattering attenuation of the Mt Fuji Region, Japan. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1366-1382.
- Dainty, A. M. (1981). A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophysical Research Letters*, 8(11), 1126-1128.

- Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2013. Coda-Q and its lapse time dependence analysis in the interaction zone of the Dinarides, the Alps and the Pannonian basin. *J. Phys. Chem. Earth* 63,47–54.
- De Lorenzo, S., Del Pezzo, E., & Bianco, F. (2013). Q_c , Q_β , Q_i and Q_s attenuation parameters in the Umbria–Marche (Italy) region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 218, 19-30.]Mahood, M. (2014). Attenuation of high-frequency seismic waves in eastern Iran. *Pure and Applied Geophysics*, 171(9), 2225-2240.
- Del Pezzo, E., & Patané, D. (1992). Coda Q dependence on time, frequency and coda duration interval at Mt. Etna, Sicily. In *Volcanic seismology* (pp. 109-119). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Del Pezzo, E., Ibanez, J., Morales, J., Akinci, A., & Maresca, R. (1995). Measurements of intrinsic and scattering seismic attenuation in the crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(5), 1373-1380.
- Del Pezzo, E., Ibanez, J., Prudencio, J., Bianco, F., & De Siena, L. (2016). Absorption and scattering 2-D volcano images from numerically calculated space-weighting functions. *Geophysical Journal International*, 206(2), 742-756.
- Duffaud, F., Brun, L., & Plauchut, B. (1966). Le bassin du Sud-Ouest marocain. In Reyre D.(édit.): *Bassins sédimentaires du littoral africain. Symp. New Delhi, Publ. Assoc. Serv. géol. Afr., Paris, I* (pp. 5-26).
- Eck, T. V. (1988). Attenuation of coda waves in the Dead Sea region, *Bulletin of the seismological society of america*, 78(2), , 770-779.
- El Fellah, Y. (2015). Etude du bruit sismique au Maroc Septentrional: quantification de la densité de puissance spectrale, tomographie et distribution des vitesses des ondes de surface.
- El Maamar K (1988) Etude tectonique de la bordure sud du Haut Atlas occidental (région d'Agadir, Maroc). Thèse d'Université, Montpellier II, pp 152.
- Ercilla, G., Díaz, J. I., Alonso, B., & Farran, M. (1995). Late Pleistocene-Holocene sedimentary evolution of the northern Catalonia continental shelf (northwestern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 15(11-12), 1435-1451.
- Farrokhi, M., Hamzehloo, H., Rahimi, H., & Allamehzadeh, M. (2015). Estimation of coda-wave attenuation in the central and eastern Alborz, Iran. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1756-1767.

- Fehler, M. C., & Sato, H. (1998). Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth. AIP Press.
- Fehler, M., Hoshiya, M., Sato, H., & Obara, K. (1992). Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance. *Geophysical Journal International*, 108(3), 787-800.
- Gao, L. S., Biswas, N. N., Lee, L. C., & Aki, K. (1983). Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium. *pure and applied geophysics*, 121(1), 3-15.
- Giampiccolo E, Brancato A, Manuella FC, Carbone S, Gresta S, Scribano V (2017) New evidence for the serpentization of the Palaeozoic basement of southeastern Sicily from joint 3-D seismic velocity and attenuation tomography. *Geophys J Int* 211:1375–1395. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx369>.
- Giampiccolo, E., & Tuvè, T. (2018). Regionalization and dependence of coda Q on frequency and lapse time in the seismically active Peloritani region (northeastern Sicily, Italy). *Journal of Seismology*, 22(4), 1059-1074.
- Giampiccolo, E., Gresta, S., & Rascona, F. (2004). Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in southeastern Sicily (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145(1-4), 55-66.
- Giampiccolo, E., Tusa, G., Langer, H., & Gresta, S. (2002). Attenuation in southeastern Sicily (Italy) by applying different coda methods. *Journal of seismology*, 6(4), 487-501.
- Giese, P., & Jacobshagen, V. (1992). Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81(1), 249-259.
- Gupta, S. C., Singh, V. N., & Kumar, A. (1995). Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87(3-4), 247-253.
- Hasegawa, H. S. (1985). Attenuation of Lg waves in the Canadian Shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(6), 1569-1582.
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534.
- Havskov, J., Malone, S., McClurg, D., & Crosson, R. (1989). Coda Q for the state of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(4), 1024-1038.
- Hazarika et al., 2009; Hazarika, D., Baruah, S., Gogoi, N.K., 2009. Attenuation of coda waves in the Northeastern region of India. *J. Seismol.* 13 (1), 141–160.
- Hazarika, P., Ravi Kumar, M., Kumar, D., 2013. Attenuation character of seismic waves in Sikkim Himalaya. *Geophys. J. Int.* 195 (1), 544–557.

- Hellweg, M., Spudich, P., Fletcher, J. B., & Baker, L. M. (1995). Stability of coda Q in the region of Parkfield, California: View from the US Geological Survey Parkfield dense seismograph array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2089-2102.
- Herrmann, R. B. (1980). Q estimates using the coda of local earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(2), 447-468.
- Hutt, C. and Ringler, A.(2011), Brief Summary of Nanometrics Trillium 120PH Seismometer Noise Tests.
- Ibanez, J. M., Del Pezzo, E., De Miguel, F., Herraiz, M., Alguacil, G., & Morales, J. (1990). Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(5), 1232-1244.
- Jackson, D. D., & Anderson, D. L. (1970). Physical mechanisms of seismic-wave attenuation. *Reviews of Geophysics*, 8(1), 1-63.
- Jin, A., & Aki, K. (1986). Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 665-673.
- Kato A, Kurashimo E, Hirata N, Sakai S, Iwasaki T, Kanazawa T (2005) Imaging the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake and the evolution of a seismogenic thrust-related fold. *Geophys Res Lett* 32 doi:<https://doi.org/10.1029/2005GL022366>.
- Khattach, D., Houari, M. R., Corchete, V., Chourak, M., El Gout, R., & Ghazala, H. (2013). Main crustal discontinuities of Morocco derived from gravity data. *Journal of Geodynamics*, 68, 37-48.
- Knopoff, L., & Porter, L. D. (1963). Attenuation of surface waves in a granular material. *Journal of Geophysical Research*, 68(23), 6317-6321.
- Kumar, A., Kumar, R., Ghangas, V., & Sharma, B. (2015). MATLAB codes (CodaQ) for estimation of attenuation characteristics of coda waves. *International Journal*, 3(9), 1078-1083.
- Kumar, C. P., Sarma, C. S. P., Shekar, M., & Chadha, R. K. (2007). Attenuation studies based on local earthquake coda waves in the southern Indian peninsular shield. *Natural Hazards*, 40(3), 527-536.
- Kumar, N., Parvez, I.A., Virk, H.S., 2005. Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 151 (3–4),243–258.

- Kumar, R., Gupta, S. C., Singh, S. P., & Kumar, A. (2016). The attenuation of high-frequency seismic waves in the lower Siang Region of Arunachal Himalaya: Q_{α} , Q_{β} , Q_c , Q_i , and Q_s . *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4), 1407-1422.
- Kvamme, L. B., & Havskov, J. (1989). Q in southern Norway. *Bulletin of the seismological society of america*, 79(5), 1575-1588.
- Lee, W. H. K., Bennett, R., & Meagher, K. (1972). A Method of Estimating Magnitude of Local Earthquakes from Signal Duration. Geological Survey: US Department of the Interior.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H., & Doloei, G. J. (2009). Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1669-1678.
- Makris J, Demnati A, Klussman J (1985) Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Ann Geophys* 3:369–380.
- Meghraoui M, Outtani F, Choukri A, Frizon de lamote D (1998) Coastal tectonics across the south Atlas thrust front and the Agadir active zone, Morocco. In: Stewart IS, VitaFinzi C (eds) Coastal tectonics. Geology Society, London, pp 239–253, Special publication 146.
- Michard, A. (1976). *Eléments de géologie marocaine. Notes et memoires du Services geologique (Maroc)*.
- Mishra, O. P., Zhao, D., Ghosh, C., Wang, Z., Singh, O. P., Ghosh, B., ... & Gaonkar, S. G. (2011). Role of crustal heterogeneity beneath Andaman–Nicobar Islands and its implications for coastal hazard. *Natural hazards*, 57(1), 51-64.
- Missenard Y. *Le relief des Atlas Marocains : contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques.. Tectonique. Université de Cergy Pontoise, 2006. Français. fftel-00125775*
- Mitchell, B. J. (1981). Regional variation and frequency dependence of Q_{β} in the crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(5), 1531-1538.
- Mitchell, B.J., 1995. Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation. *Rev. Geophys.* 33 (4), 441.
- Mukhopadhyay, S., & Sharma, J. (2010). Attenuation characteristics of Garwhal–Kumaun Himalayas from analysis of coda of local earthquakes. *Journal of seismology*, 14(4), 693-713.

- Mukhopadhyay, S., & Tyagi, C. (2007). Lapse time and frequency-dependent attenuation characteristics of coda waves in the Northwestern Himalayas. *Journal of seismology*, 11(2), 149-158.
- Mukhopadhyay, S., & Tyagi, C. (2008). Variation of intrinsic and scattering attenuation with depth in NW Himalayas. *Geophysical Journal International*, 172(3), 1055-1065.
- Mukhopadhyay, S., Sharma, J., 2010. Attenuation characteristics of Garwhal-Kumaun Himalayas from analysis of coda of local earthquakes. *J. Seismol.* 14 (4), 693–713.
- NISHIGAMI, K. Y., ITO, Y., GURBUZ, C., PINAR, A., AYBEY, N., UCER, S. B., ... & ISIKARA, A. M. (1990). Microseismic Activity and Spatial Distribution of Coda-Q in the Westernmost Part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey.
- Nur A, Wang Z (Eds.) (1989) Seismic and acoustic velocities in reservoir rocks: volume I: experimental studies: Soc. Expl Geophys Geophysics Reprint Series No 10.
- Otomoller 2011 ; Ottemöller, L., Voss, P., & Havskov, J. (2011). Seisan earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX. Dept. Earth Sci., Univ. Bergen, Bergen, Norway, 335.
- Padhy, S., Subhadra, N., & Kayal, J. R. (2011). Frequency-dependent attenuation of body and coda waves in the Andaman Sea basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(1), 109-125.
- Padhy, S., Subhadra, N., 2010. Attenuation of high-frequency seismic waves in Northeast India. *Geophys. J. Int.* 181 (1), 453–467.
- Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P., & Margaritis, B. (2003). Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz. *Tectonophysics*, 367(1-2), 29-40.
- Pujades, L. G., Canas, J. A., Egozcue, J. J., Puigvi, M. A., Gallart, J., Lana, X., ... & Casas, A. (1990). Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula. *Geophysical Journal International*, 100(2), 285-301.
- Pulli J. J., Aki, K. (1981). Attenuation of seismic waves in the lithosphere: comparison of active and stable areas, in *Earthquakes and Earthquake Engineering: the Eastern US*, 1, 129-141.
- Pulli, J. J. (1984). Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of the seismological society of America*, 74(4), 1149-1166.

- Rahimi, H., & Hamzehloo, H. (2008). Lapse time and frequency-dependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran. *Journal of Geophysics and Engineering*, 5(2), 173-185.
- Rautian, T. G., & Khalturin, V. I. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(4), 923-948.
- Real, Charles R., and Ta-Liang Teng. "Local Richter magnitude and total signal duration in southern California." *Bulletin of the Seismological Society of America* 63.5 (1973): 1809-1827.
- Rey, J., Tajeddine, K., M. Aadjour, B. Andreu, M. Adutem, R. K. Ben Abbas Taarji, M. Billotte, J. Canerot, N. El Kamali, E. M. Ettachfini, M. Ettachfini, A. Gharib, M. Ibnoussina, A. Rossi, O. Witam, *Le Crétacé inférieur et moyen du Haut Atlas Occidental: Essai de synthèses*, Intern. In Assoc. Sedimentology, 14th Regional Meeting. Marrakech, (1993), 27-29.
- Rimi, A. (1990). Geothermal gradients and heat flow trends in Morocco. *Geothermics*, 19(5), 443-454.
- Rimi, A. (1999). Mantle heat flow and geotherms for the main geologic domains in Morocco. *International Journal of Earth Sciences*, 88(3), 458-466.
- Roecker, S. W., Tucker, B., King, J., & Hatzfeld, D. (1982). Estimates of Q in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 129-149.
- Sarker, G., & Abers, G. A. (1999). Lithospheric temperature estimates from seismic attenuation across range fronts in southern and central Eurasia. *Geology*, 27(5), 427-430.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *Journal of Physics of the Earth*, 25(1), 27-41.
- Sato, H., Fehler, M. C., Maeda, T. (2012). *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Earth: Second Edition*. Springer.
- Scarfi L, Barberi G, Musumeci C, Patanè D (2016) Seismotectonics of northeastern Sicily and southern Calabria (Italy): new constraints on the tectonic structures featuring in a crucial sector for the Central Mediterranean geodynamics. *Tectonics* 34:812–832. <https://doi.org/10.1002/2015TC004022>.

- Sedaghati, F., & Pezeshk, S. (2016). Estimation of the coda-wave attenuation and geometrical spreading in the New Madrid seismic zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4), 1482-1498.
- Sertçelik, F. (2012). Estimation of coda wave attenuation in the east Anatolia fault zone, Turkey. *Pure and applied geophysics*, 169(7), 1189-1204.
- Sharma, B., Teotia, S.S., Kumar, D., Raju, P.S., 2009. Attenuation of P- and S-waves in the Chamoli region, Himalaya, India. *Pure Appl. Geophys.* 166 (12), 1949–1966.
- Shengelia, I., Javakhishvili, Z., & Jorjiashvili, N. (2011). Coda wave attenuation for three regions of Georgia (Sakartvelo) using local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(5), 2220-2230.
- Singh, C., Basha, S.K., Shekar, M., Chadha, R.K., 2012. Spatial variation of coda wave attenuation in the Southern Indian shield and its implications. *Geol. Acta* 10 (3), 309–318.
- Singh, C., Biswas, R., Jaiswal, N., & Ravi Kumar, M. (2019)(b). Spatial variations of coda wave attenuation in Andaman–Nicobar subduction zone. *Geophysical Journal International*, 217(3), 1515-1523.
- Singh, S., & Herrmann, R. B. (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B1), 527-538.
- Singh, S., Singh, C., Biswas, R., Mukhopadhyay, S., Sahu, H., 2016. Attenuation characteristics in eastern Himalaya and southern Tibetan Plateau: An understanding of the physical state of the medium. *Phys. Earth Planet. Inter.* 257, 48–56.
- Sleeman R., van Wettum A. & Trampert J. 2006: Three-channel correlation analysis: a new technique to measure instrumental noise of digitizers and seismic sensors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 1, 258–271.
- Spieker, K., Wölbern, I., Thomas, C., Harnafi, M., & El Moudnib, L. (2014). Crustal and upper-mantle structure beneath the western Atlas Mountains in SW Morocco derived from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1474-1485.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology. Earthquakes, and Earth.*
- Stets, J., & Wurster, P. (1982). Atlas and Atlantic—structural relations. In *Geology of the Northwest African continental margin* (pp. 69-85). Springer, Berlin, Heidelberg..
- Tadili B, Ramdani M, Ben Sari D, Chapochnikov K, Bellot A (1986) Structure de la croûte dans le nord du Maroc. *Ann Geophys* 4:99–104

- Thurber CH, Atre SR, Eberhart-Phillips D (1995) Threedimensional VP and VP/VS structure of the Loma Prieta, California, from local earthquake tomography, *Geophys Res Lett* 22: 3079–3082.
- Thurber CH, Roecker S, Ellsworth W, Chen Y, Lutter W, Sessions R (1997) Two dimensional seismic image of the San Andreas fault in the northern Gabilan range, central California: evidence for fluids in the fault zone. *Geophys Res Lett* 24:1591–1594.
- Timoulali, Y., Bouiflane, M., Bouskri, G., Azguet, R., & El Fellah, Y. (2019). Lithosphere structures dynamics in the central High Atlas (Morocco) by seismic tomography and gravimetric data. *Geodesy and Geodynamics*, 10(3), 241-255.
- Timoulali, Y., Nacer, J., Youssef, H., & Mimoun, C. (2015). Lithospheric structure in NW of Africa: Case of the Moroccan Atlas Mountains. *Geodesy and Geodynamics*, 6(6), 397-408.
- Timoulali, Y., Radi, S., Azguet, R., & Bachaoui, M. (2016). Neotectonic fault detection and lithosphere structure beneath SW of High Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 120, 198-207.
- Totaro C, Kukarina E, Koulakov I, Neri G, Orecchio B, Presti D (2017) Seismotomographic detection of major structural discontinuity in northern Sicily. *Ital J Geosci* 136:389–398. <https://doi.org/10.3301/IJG.2016.14>.
- Tripathi, J.N., Singh, P., Sharma, M.L., 2012. Variation of seismic coda wave attenuation in the Garhwal region, Northwestern Himalaya. *Pure Appl. Geophys.* 169 (1–2),71–88
- Tsujiura, M. (1978). Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes. *Bull. Earthquake Res. Inst*, 53, 1-48.
- Uchupi, E., Emery, K. O., Bowin, C. O., & Phillips, J. D. (1976). Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal. *AAPG Bulletin*, 60(5), 809-878.
- Wennerberg, L. (1993). Multiple-scattering interpretations of coda-Q measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(1), 279-290.
- Wiedmann, J., Butt, A., & Einsele, G. (1982). Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. In *Geology of the northwest African continental margin* (pp. 366-395). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Wigger P, Asch G, Giese P, Heinsohn W-D, El Alami SO, Ramdani F (1992) Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geol Rundsch* 81:237–248.
- Witam, O., Rey, J., Aadjour, M., Magniez-Jannin, F., & Delanoy, G. (1993). Nouvelles données biostratigraphiques et séquentielles sur la série barrémienne et aptienne du

- bassin d'Agadir (Maroc). *Revue de Paléobiologie*, 12(193), e202.
- Woodgold, C. R. D. (1994). Coda Q in the Charlevoix, Quebec, region: lapse-time dependence and spatial and temporal comparisons. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 1123-1131.
- Wurster, P., & Stets, J. (1982). Sedimentation in the Atlas Gulf II: mid-Cretaceous events. In *Geology of the Northwest African continental margin* (pp. 439-458). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Xie, J., & Mitchell, B. J. (1990). A back-projection method for imaging large-scale lateral variations of Lg coda Q with application to continental Africa. *Geophysical Journal International*, 100(2), 161-181.
- Yoshimoto, K., Sato, H., & Ohtake, M. (1993). Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method. *Geophysical Journal International*, 114(1), 165-174.
- Zhao D, Negishi H (1998) The 1995 Kobe earthquake: seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation. *J Geophys Res* 103:B5. doi:<https://doi.org/10.1029/97JB03670>, 9986.

Listes des figures

FIGURE 1. 1 REPRESENTATION MONTRE LES DIFFERENTS EFFETS SUR UN MOUVEMENT DU SOL (SOURCE : GFZ COURSE 2018).....	2
FIGURE 1. 2 : LA CARTE SISMOTECTONIQUE DU MAROC (TIMOULALI & MEGHRAOUI, 2011). LE RECTANGLE REPRESENTE LA REGION D'ETUDE	4
FIGURE 1. 3 : (A) LES UNITES TECTONIQUES AU MAROC; (B) LES PRINCIPALES FORMATIONS GEOLOGIQUES DU MAROC (KHATTACH ET AL, 2013).....	5
FIGURE 2. 1 : UNE REPRESENTATION SCHEMATIQUE MONTRE LES DIFFERENTS FACTEURS QUI CONTRIBUENT DANS L'ATTENUATION DES ONDES SISMIQUES.....	8
FIGURE 2. 2 : UNE REPRESENTATION GRAPHIQUE MONTRE L'HETEROGENEITE DE LA VITESSE CAUSANT LA MULTI-REFLEXION (STEIN & WYSESSION 2003)	11
FIGURE 2. 3 : UN SISMOGRAMME MONTRE LES ONDES P, LES ONDES S, ET LA CODA.....	16
FIGURE 3. 1 : CARTE DES RESEAUX SISMIQUES TEMPORAIRE ET PERMANENT DEPLOYE AU MAROC	22
FIGURE 3. 2 : DIAGRAMME MONTRANT LE PROCESSUS DE LA CONVERSION ANALOGIQUE-NUMERIQUE (ADC). LA PARTIE ANALOGIQUE DU SYSTEME CONSISTE EN LA GENERATION, L'AMPLIFICATION ET LA FILTRATION (AAA) D'UN SIGNAL SISMIQUE. LA PARTIE NUMERIQUE DU SYSTEME CONSISTE A ECHANTILLONNAGE ET LA DECIMATION DU SIGNAL FILTRE (DAA). (SCHEMA ADAPTE DE STEIN AND STRAIN, 2003).....	24
FIGURE 3. 3 : LES DIFFERENTES ETAPES DE CONVERSION AVEC LE LOGICIEL APOLLOPROJECT.....	25
FIGURE 3. 4 : LA CARTE DES STATIONS DEPLOYEE DANS LA REGION D'ETUDE.....	26
FIGURE 3. 5 : LES EXEMPLES DES SISMOGRAMMES ENREGISTRES A CHAQUE STATION DEPLOYEE DANS LA REGION D'ETUDE, LES NOMS DE CHAQUE STATION SONT MARQUES	28
FIGURE 3. 6 : UN EXEMPLE DE PROCEDURE APPLIQUEE A UN SISMOGRAMME ENREGISTRE A LA STATION MM11 LE 11 MARS 2012 A 22:35:39 AVEC $M_L=3$. (A) REPRESENTE LE SISMOGRAMME ORIGINAL DE LA COMPOSANTE VERTICALE. (B) LE SISMOGRAMME FILTRE A LA FREQUENCE CENTRALE $f_c=3$ Hz.(C) L'AMPLITUDE LOGARITHMIQUE DE LA CODA CORRIGEE ET LISSEE POUR LA FENETRE DE LA CODA EST CALCULEE PAR LA TECHNIQUE RMS.	32
FIGURE 3. 7 : UN EXEMPLE DE PROCEDURE APPLIQUEE A UN SISMOGRAMME ENREGISTRE A LA STATION MM15 LE 02 MARS 2012 A 02:05:33 AVEC $M_L=3.9$ (A) REPRESENTE LE SISMOGRAMME ORIGINAL DE LA COMPOSANTE VERTICALE. (B) LE SISMOGRAMME FILTRE A LA FREQUENCE CENTRALE $f_c=6$ Hz.(C) L'AMPLITUDE LOGARITHMIQUE DE LA CODA CORRIGEE ET LISSEE POUR LA FENETRE DE CODA EST CALCULEE PAR LA TECHNIQUE RMS.	33
FIGURE 4. 1 TRACE DE QCFET DE LA MOYENNE QCFPOUR LA STATION MM11, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 s (B); TEMPS ECOULE = 50s; (C) TEMPS ECOULE=60s.	35
FIGURE 4. 2 : TRACE DE QCFET DE LA MOYENNE QCFPOUR LA STATION MM12, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 s (B); TEMPS ECOULE = 50s; (C) TEMPS ECOULE=60s.	36
FIGURE 4. 3 : TRACE DE QCFET DE LA MOYENNE QCFPOUR LA STATION MM13, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 s (B); TEMPS ECOULE = 50s; (C) TEMPS ECOULE=60s	37
FIGURE 4. 4 : L'ESTIMATION DE QCFET DE LA MOYENNE QCFPOUR LA STATION MM14, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 s (B); TEMPS ECOULE = 50s; (C) TEMPS ECOULE=60s	38
FIGURE 4. 5 : L'ESTIMATION DE QCFET DE LA MOYENNE QCFPOUR LA STATION MM15, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 s (B); TEMPS ECOULE = 50s; (C) TEMPS ECOULE=60s	39

FIGURE 4. 6 : L'ESTIMATION DE QCFET DE LA MOYENNE QCF POUR LA STATION MB18, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 S (B); TEMPS ECOULE = 50S; (C) TEMPS ECOULE=60S	40
FIGURE 4. 7 : L'ESTIMATION DE QCFET DE LA MOYENNE QCF POUR LA STATION M204, AVEC LA RELATION DE DEPENDANCE FREQUENTIELLE DE LA REGRESSION LINEAIRE, $Q_c = Q_0 f^n$ POUR LES DIFFERENTS FENETRES DE ENVELOPPE DE LA CODA : TEMPS DE ECOULE = 40 S (B); TEMPS ECOULE = 50S; (C) TEMPS ECOULE=60S	41
FIGURE 4. 8 : MAIN: SIMPLIFIED NEOTECTONIC MAP WITH SEISMICITY AND ACTIVE FAULTS PLOT DURING 2010- 2012 PERIOD. TOP LEFT: LOCATION OF THE AGADIR REGION (SW HIGH ATLAS), STUDY ZONE IS BORDERED IN BOLD.	44
FIGURE 4. 9 : EXAMPLE OF SEISMOGRAM FOR THE EARTHQUAKE RECORDED ON 17 NOVEMBER 2010 AT 09:31:57 AT THE STATION MM12 WITH MAGNITUDE 3.1 SHOWING THE ORIGIN TIME, ARRIVALS OF P AND S.....	47
FIGURE 4. 10 : ORIGINAL (BOTTOM) AND BAND PASS-FILTERED CODA WAVES OBSERVED FOR A LOCAL EARTHQUAKE RECORDED AT MM11 STATION ON 2010/11/17 AT 09:31:57 WITH ML 3. THE CODA WINDOW LENGTH USED FOR THE Q_c ESTIMATION IS INDICATED BY ARROWS (LEFT). CORRECTED AND SMOOTHED LOGARITHMIC CODA AMPLITUDES FOR THE CODA WINDOW ARE COMPUTED USING THE RMS	48
FIGURE 4. 11 : TOPOGRAPHIC MAP SHOWING THE TEMPORARY BROADBAND STATIONS DEPLOYED IN THE LOCATION OF THE STUDY, THE ELEVATIONS (M) OF THE TOPOGRAPHIC RELIEF ARE INDICATED ON THE COLOUR SCALE, RECTANGLES 1, 2, AND 3 ARE, SOUSS BASIN, HIGH-ATLAS, AND ANTI-ATLAS REGIONS, RESPECTIVELY	50
FIGURE 4. 12 : PLOT OF QCF AND MEAN QCF FOR THE WHOLE AREA, WITH LINEAR REGRESSION FREQUENCY DEPENDENT RELATIONSHIP, $Q_c = Q_0 f^n$ AT DIFFERENT LAPSE TIME. (A) LAPSE TIME= 40 S (B); LAPSE TIME=50S; (C) LAPSE TIME = 60S.....	55
FIGURE 4. 13: (A) PLOTS OF Q_0 WITH LAPSE TIME FOR ALL THE STATIONS (B) PLOTS OF FREQUENCY PARAMETER N WITH LAPSE TIME FOR ALL THE STATIONS.	57
FIGURE 4. 14 PLOT OF AVERAGE VALUES OF Q_c , Q_0 AND N WITH LAPSE TIME FOR THE SOUSS BASIN REGION . (A) AVERAGE Q_0 AND N WITH LAPSE TIME (B) AVERAGE Q_c WITH LAPSE TIME AT DIFFERENT CENTRAL FREQUENCIES.	58
FIGURE 4. 15 : A PLOT SHOWING COMPARISON OF CODA- Q_c ESTIMATES FOR THE SOUSS BASIN REGION, FOR DIFFERENT LAPSE TIME.	59
FIGURE 4. 16: PLOT SHOWING COMPARISON OF <i>Coda</i> – Q_c ESTIMATE OF SOUSS BASIN, WITH HIGH, AND ANTI ATLAS AREA. (A) PLOTS OF Q_0 WITH LAPSE TIMES FOR THREE REGIONS (B) PLOTS OF N WITH LAPSE TIME FOR THREE REGIONS.....	60
FIGURE 5. 1 : (A) LA REGION D'ETUDE ET LE RECTANGLE EN POINTILLES REPRESENTE LA ZONE SELECTIONNEE POUR LA CARTE DU CONTOUR. (B) A (G) LES EXEMPLES DE LA DISTRIBUTION SPATIALE DE Q_c A DIFFERENTES FREQUENCES	64
FIGURE 5. 2 : LA DISTRIBUTION SPATIALE DE (A) Q_0 (B) N POUR LA REGION D'ETUDE. LE SYMBOLE DE ETOILE ROUGE REPRESENTE LE SEISME D'AGADIR DE 29 FEVRIER 1960.....	65
FIGURE 5. 3 : COUPE TRANSVERSALE VERTICALE SUIVANT LES PROFILS AB ET CD SOUS LES STATIONS MM13 ET MM11 RESPECTIVEMENT. LES COULEURS BLEU ET ROUGE DESIGNENT LES VITESSES RAPIDES ET LENTES, RESPECTIVEMENT	67
FIGURE 5. 4 : LES RAPPORTS MOYENS V_p / V_s POUR CHAQUE STATION. LES RESULTATS SONT REGROUPES EN FONCTION DE L'EMPLACEMENT DE LA STATION (LONGITUDE). (SPIEKER ET AL. 2014).....	68
FIGURE 5. 5 : DENSITE DE FLUX DE CHALEUR TERRESTRE AU MAROC ET DANS LES REGIONS VOISINES (RIMI 1999).LA CARTE PUBLIE PAR (BARKAOU ET AL, 2015).....	69

Liste des Tableaux:

TABLEAU 3. 1 : LES PARAMETRES DES STATIONS TEMPORAIRES APPRTEANT AUX PROJETS : TOPO-IBERIA, PICASSO ET MOROCOO-ARRAY	23
TABLEAU 3. 2 : LES EVENEMENTS UTILISES DANS L'ESTIMATION DE Q_c	29
TABLEAU 3. 3 : DIFFERENTES FREQUENCES CENTRALES AVEC DES BANDES DE FREQUENCES, HAUTES FU ET BASSES FL DU FILTRE PASSE-BANDE.....	30
TABLEAU 4. 1 : CHARACTERISTICS OF DIFFERENT PERMANENT AND TEMPORARY NETWORKS USED IN THIS STUDY	51
TABLEAU 4. 2 QUALITY FACTOR ESTIMATES VALUES FOR DIFFERENT LAPSE TIMES FROM THE SEVEN STATIONS AND FOR THE WHOLE STUDY ZONE	53
TABLEAU 4. 3 AVERAGE QUALITY FACTOR AND N VALUE ESTIMATES FOR DIFFERENT LAPSE TIMES FOR WHOLE STUDY REGION($Q0 \pm \sigma Q0$).....	54
TABLEAU 4. 4 PARAMETERS OF THE CODA QUALITY FACTOR FUNCTIONS FOR DIFFERENT REGIONS IN THE WORLD	61

Annexes

Annexe 1

Les estimations de Q_c pour les différentes fréquences centrales avec les valeurs moyennes :

La station MM11

40 s		50s		60s	
1,5	113	1,5	134	1,5	143
1,5	124	1,5	137	1,5	150
1,5	153	1,5	162	1,5	184
1,5	96	1,5	111	1,5	137
1,5	178	3	233	1,5	284
3	232	3	391	3	312
3	312	3	570	3	713
3	433	3	487	3	362
3	455	3	310	3	591
3	300	3	541	6	1000
3	268	3	496	6	952
3	207	6	752	6	1143
6	585	6	880	6	1095
6	781	6	1079	6	967
6	1021	6	922	6	1271
6	773	6	1161	9	1462
6	493	6	796	9	1557
6	674	6	1194	9	1462
6	601	6	1073	9	1505
9	1079	9	1219	9	1481
9	1293	9	1398	9	1583
9	1455	9	1457	12	1620
9	1100	9	1386	12	1593
9	1363	9	1699	12	1776
9	1318	9	1245	12	1701
9	962	9	1404	12	2009
12	1340	12	1436	12	1833
12	1318	12	1482	18	2094
12	1953	12	1794	18	1725
12	1474	12	1604	18	2571
12	2151	12	2033	18	2248
12	1914	12	1799	18	2260
12	1329	12	1664	18	2521
18	1800	18	1863	----	----
18	1554	18	1626	----	----
18	2276	18	2417	----	----
18	2156	18	2000	----	----
18	2516	18	2601	----	----
18	2084	18	2060	----	----
18	1903	18	2385	----	----

La station MM12 :

40 s		50s		60s	
1,5	115	1,5	131	1,5	177
1,5	227	1,5	165	1,5	168
1,5	136	1,5	256	1,5	223
1,5	143	1,5	184	3	578
3	245	1,5	166	3	625
3	310	3	309	3	493
3	406	3	541	3	412
3	345	3	504	3	516
3	268	3	431	6	1035
3	375	3	352	6	927
3	267	3	314	6	1086
3	301	3	525	6	1084
6	787	3	459	6	1041
6	758	6	683	6	1061
6	848	6	814	6	1234
6	851	6	742	6	1134
6	654	6	934	9	1340
6	649	6	848	9	1278
6	507	6	884	9	1541
6	613	6	944	9	1360
6	744	6	941	9	1331
9	1291	6	863	9	1235
9	1127	9	1014	9	1344
9	1011	9	1077	9	1372
9	826	9	1103	12	1533
9	1113	9	1329	12	1478
9	898	9	1261	12	1602
9	859	9	1244	12	1599
9	1003	9	1054	12	1440
9	886	9	1279	12	1500
12	1452	9	1178	12	1531
12	1026	12	1399	12	1750
12	1054	12	1438	18	1901
12	1112	12	1364	18	1935
12	1447	12	1438	18	1805
12	1304	12	1448	18	2031
12	1072	12	1359	18	1606
12	1354	12	1243	18	1895
12	1175	12	1543	18	1906
18	1792	12	1734	18	2003
18	1617	18	1751	----	----

18	1597	18	1877	----	----
18	1616	18	1719	----	----
18	1494	18	1722	----	----
18	1926	18	1820	----	----
18	1641	18	1501	----	----
18	1956	18	1753	----	----
18	1682	18	1889	----	----
----	----	18	2017	----	----
----	----	24	2243	----	----
----	----	24	2313	----	----
----	----	24	2266	----	----
----	----	24	2106	----	----
----	----	24	2245	----	----
----	----	24	1872	----	----
----	----	24	2046	----	----
----	----	24	2230	----	----
----	----	24	2149	----	----

La station MM 13 :

40 s		50s		60s	
1,5	113	1,5	134	1,5	143
1,5	124	1,5	137	1,5	150
1,5	153	1,5	162	1,5	184
1,5	96	1,5	111	1,5	137
1,5	178	3	233	1,5	284
3	232	3	391	3	312
3	312	3	570	3	713
3	433	3	487	3	362
3	455	3	310	3	591
3	300	3	541	6	1000
3	268	3	496	6	952
3	207	6	752	6	1143
6	585	6	880	6	1095
6	781	6	1079	6	967
6	1021	6	922	6	1271
6	773	6	1161	9	1462
6	493	6	796	9	1557
6	674	6	1194	9	1462
6	601	6	1073	9	1505
9	1079	9	1219	9	1481
9	1293	9	1398	9	1583
9	1455	9	1457	12	1620
9	1100	9	1386	12	1593

9	1363	9	1699	12	1776
9	1318	9	1245	12	1701
9	962	9	1404	12	2009
12	1340	12	1436	12	1833
12	1318	12	1482	18	2094
12	1953	12	1794	18	1725
12	1474	12	1604	18	2571
12	2151	12	2033	18	2248
12	1914	12	1799	18	2260
12	1329	12	1664	18	2521
18	1800	18	1863	----	----
18	1554	18	1626	----	----
18	2276	18	2417	----	----
18	2156	18	2000	----	----
18	2516	18	2601	----	----
18	2084	18	2060	----	----
18	1903	18	2385	----	----

La station MM14 :

40 s		50s		60s	
1,5	207	3	633	3	691
1,5	152	3	451	3	858
3	303	3	602	3	568
3	598	3	492	3	657
3	291	6	886	6	981
3	361	6	960	6	1320
6	811	6	733	6	851
6	945	6	791	6	1005
6	649	6	1037	6	1230
6	707	6	892	6	667
6	935	6	952	6	935
6	467	9	1185	6	904
6	1044	9	976	6	1428
6	1045	9	1052	9	1341
6	948	9	1053	9	1322
9	1067	9	1258	9	1208
9	1056	9	972	9	1337
9	981	9	1046	9	1436
9	783	9	1088	9	829
9	1212	9	1119	9	1198
9	569	9	1316	9	1214
9	988	12	1605	9	1522
9	1010	12	1273	12	1706

9	1086	12	1324	12	1538
9	1166	12	1339	12	1479
12	1442	12	1689	12	1631
12	1350	12	1433	12	1843
12	1253	12	1286	12	1129
12	1060	12	1293	12	1438
12	1579	12	1467	12	1541
12	798	12	1356	12	1495
12	1076	18	1769	18	2011
12	1137	18	1688	18	1813
12	1418	18	1910	18	2000
12	1269	18	1918	18	1976
18	1558	18	2032	18	2150
18	1828	18	1775	18	1691
18	1840	18	1820	18	1973
18	1826	18	1872	18	1915
18	1967	----	----	18	1787
18	1357	----	----	----	----
18	1545	----	----	----	----
18	1562	----	----	----	----
18	1940	----	----	----	----
18	1671	----	----	----	----

La station MM15 :

40 s		50s		60s	
1,5	144	3	633	3	691
1,5	150	3	451	3	858
3	207	3	602	3	568
3	235	3	492	3	657
3	528	6	886	6	981
3	412	6	960	6	1320
3	527	6	733	6	851
3	345	6	791	6	1005
6	472	6	1037	6	1230
6	737	6	892	6	667
6	1035	6	952	6	935
6	1103	9	1185	6	904
6	1227	9	976	6	1428
6	1259	9	1052	9	1341
6	601	9	1053	9	1322
9	780	9	1258	9	1208
9	1094	9	972	9	1337
9	1820	9	1046	9	1436
9	1662	9	1088	9	829

9	1858	9	1119	9	1198
9	1481	9	1316	9	1214
9	945	12	1605	9	1522
12	1110	12	1273	12	1706
12	1460	12	1324	12	1538
12	1951	12	1339	12	1479
12	1776	12	1689	12	1631
12	1479	12	1433	12	1843
12	2087	12	1286	12	1129
12	1670	12	1293	12	1438
12	2010	12	1467	12	1541
12	1311	12	1356	12	1495
18	1637	18	1769	18	2011
18	2086	18	1688	18	1813
18	2171	18	1910	18	2000
18	2201	18	1918	18	1976
18	1897	18	2032	18	2150
18	2017	18	1775	18	1691
18	2220	18	1820	18	1973
18	2229	18	1872	18	1915
		18	1648	18	1787

La station MB 18 :

40 s		50s		60s	
1,5	175	1,5	246	1,5	280
1,5	200	1,5	306	3	696
1,5	347	1,5	189	3	990
3	560	3	860	3	691
3	482	3	540	3	864
3	409	3	615	3	621
3	449	3	557	3	540
3	489	3	480	3	706
3	389	6	1312	3	663
3	416	6	1158	6	1331
6	798	6	971	6	939
6	1255	6	1381	6	1589
6	1069	6	1002	6	1091
6	1168	6	879	6	971
6	1180	6	852	6	1021
6	1125	9	1282	6	1149
6	960	9	1582	9	1674
6	862	9	1639	9	1388

6	1048	9	1425	9	1252
9	1219	9	1648	9	1793
9	1225	9	1444	9	1652
9	1769	9	1611	9	1488
9	1252	9	1437	9	1516
9	1581	9	1381	9	1717
9	1694	12	1607	9	1561
9	1233	12	1702	12	1799
9	1368	12	1497	12	1714
9	1364	12	1826	12	1504
12	2067	12	1782	12	1602
12	1520	12	1807	12	1648
12	1762	12	1660	12	1824
12	1389	18	1969	12	1883
12	1719	18	1982	18	2237
12	2134	18	1982	18	2050
12	1463	18	2371	18	1933
12	2045	18	2144	18	2217
12	1949	18	2315	18	2030
18	2967	18	2138	18	2348
18	1993	----	----	18	2402
18	1898	----	----	----	----
18	1766	----	----	----	----
18	2031	----	----	----	----
18	2555	----	----	----	----
18	2267	----	----	----	----
18	3274	----	----	----	----

La station M204 :

40 s		50s		60s	
1,5	241	1,5	245	1,5	336
1,5	160	1,5	195	1,5	232
1,5	187	3	781	1,5	321
3	648	3	747	3	895
3	706	6	1359	6	877
3	473	6	1242	6	1478
6	676	6	753	6	1553
6	855	9	1178	6	1185
6	752	9	1499	6	1400
6	977	9	1307	6	896
6	965	9	1691	9	1568
6	966	9	1297	9	1496
9	937	9	935	9	1506
9	1302	12	1472	9	1904
9	872	12	1458	9	1809

9	1395	12	1586	9	1688
9	1055	12	1675	9	1364
9	1094	12	1888	9	1707
12	1422	12	1456	9	1068
12	1342	12	1678	12	1852
12	1090	12	1640	12	1538
12	1611	12	1614	12	1660
12	1169	12	1937	12	1667
12	1490	12	1125	12	1950
12	1409	18	2217	12	1765
12	1565	18	2406	12	1621
12	1145	18	1974	12	2068
18	2009	18	2166	12	1265
18	1837	18	2176	18	2393
18	1662	18	1905	18	2998
18	1663	18	1679	18	1978
18	2127	18	1814	18	2677
18	2328	18	1911	18	2498
18	1560	18	1860	18	2029
18	1855	18	1983	18	1970
18	1771	18	1449	18	1850
18	2115	----	----	18	1583
18	1487	----	----	----	----

Annexe 2:



Neotectonic fault detection and lithosphere structure beneath SW of High Atlas (Morocco)



Youssef Timoulali ^{a,*}, Said Radi ^b, Roumaissae Azguet ^c, Mostapha Bachaoui ^b

^a Institut Scientifique, Mohammed V University in Rabat, Morocco

^b Faculty of Sciences and Techniques, Moulay Slimane University, Beni Mellal, Morocco

^c Faculty of Sciences, Mohammed V University in Rabat, Morocco

ARTICLE INFO

Article history:

Received 29 April 2015

Received in revised form

8 May 2016

Accepted 9 May 2016

Available online 13 May 2016

Keywords:

SW High Atlas

Remote sensing

Crustal tomography

ABSTRACT

The High Atlas is a 100 km wide zone defined by E-W to NE-SW trending folds nearly orthogonal to the Atlantic coastline. The major compressional structures in the High Atlas consist of large-scale fold systems which affect Mesozoic and Cainozoic formations. The extreme West of the High Atlas including the region of Agadir is defined as an earthquake Zone. Historical seismicity data shows that the Agadir region was hit by two destructive earthquakes in 1731 and 1960 with magnitude 6.4 and 6.0, respectively. The present study has two main goals: 1) to use remote sensing techniques to detect and map the surface geological structures including faults; 2) to use the local earthquake tomography for imaging the lithosphere (subsurface) and detect deep structures. For the remote sensing techniques we used ETM + Landsat7 images and the SRTM 90 m image as a Digital Terrain Elevation Model. This study focuses on the computerized identification, feature extraction and quantitative interpretation of lineaments over the SW High Atlas. The analysis developed here is based on the numerical enhancement of a Landsat image and on the statistical processing of data generated through enhancement. The results generated by the numerical enhancement and statistical analysis are presented on fault maps, lineament maps, polar diagrams and lineament density maps. The lineaments have a high concentration of orientations around the directions N40E, N80W and N-S. For the subsurface study, seismic data sets were used to define the 3-D velocity structures. We also used local earthquake tomography to obtain the velocity map and crustal structure of the SW High Atlas region. The tomography results show a new and detailed lithosphere structure defined by a high velocity body in the northern of SW High Atlas from 15 to 45 Km depth, dipping to the north beneath the Essaouira basin in the western Meseta with P velocity variations from 6.5 to 7.8 km/s. This anomaly can be interpreted as an old subduction zone marking the limit between SW of High Atlas and the western Meseta. A second high velocity body, dipping north beneath the Hercynian Tichka Massif is detected. This positive velocity anomaly can be interpreted as an old subduction zone marking the limit between Meseta Domain and West African Craton. The occurrence of tholeiitic and alkaline magmatism respectively in the Essaouira basin zone and in the Hercynian Tichka Massif zone leads us to conclude that remains of subduction exist in these zones. The negative lithospheric anomalies are interpreted as heat or hot asthenospheric material upwelling from depth crossing the main crustal structures in SW High Atlas. The negative lithospheric anomalies are interpreted as hot asthenospheric material or heat coming from depth to replace the detached crust. Based on our analysis of local P wave velocities and profiles, the crustal thickness beneath SW of High Atlas region varies from 30 km to 45 km in central and western part.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The High Atlas is a 100 km wide zone of E-W to NE-SW trending folds that resulted from the tectonic inversion of a Mesozoic extensional basin related to the opening of the Atlantic and Tethys Ocean (Choubert and Faure-Muret, 1962; Mattauer et al., 1977;

* Corresponding author.

E-mail address: timoulali@israbat.ac.ma (Y. Timoulali).

Schaer, 1987; Jacobshagen et al., 1988; Beauchamp et al., 1999; Laville and Pique, 1992; Pique et al., 2000). The compression is related to the convergence between Africa and Europe from the Cainozoic to present times (Laville et al., 1977; Dutour and Ferrandini, 1985; Gorler et al., 1988; Fraissinet et al., 1988; Medina and Cherkaoui, 1991; El Harfi et al., 1996; Morel et al., 1993, 2000, etc.). The High Atlas of Morocco underwent uplifted through two mechanisms: the first is thrusting with subsequent crustal thickening, and the second is lithospheric buoyancy induced by a thermal anomaly in the mantle (Teixell et al., 2005; Ayarza

et al., 2005; Zeyen et al., 2005; Missenard et al., 2006). The major compressional structures in the High Atlas consist of large-scale fold systems which affect Mesozoic and Cainozoic formations. The geological review in the literature shows that the structure of the SW High Atlas is defined by NE-SW normal faults and WNW-ESE, NNE-SSW strike-slip faults. The extreme west of the High Atlas including the region of Agadir is defined as an earthquake Zone. Historical seismicity data shows that the Agadir region was hit by two destructive earthquakes, the first in 1731 and the second in 1960. The 1960 Agadir earthquake was the most damaging

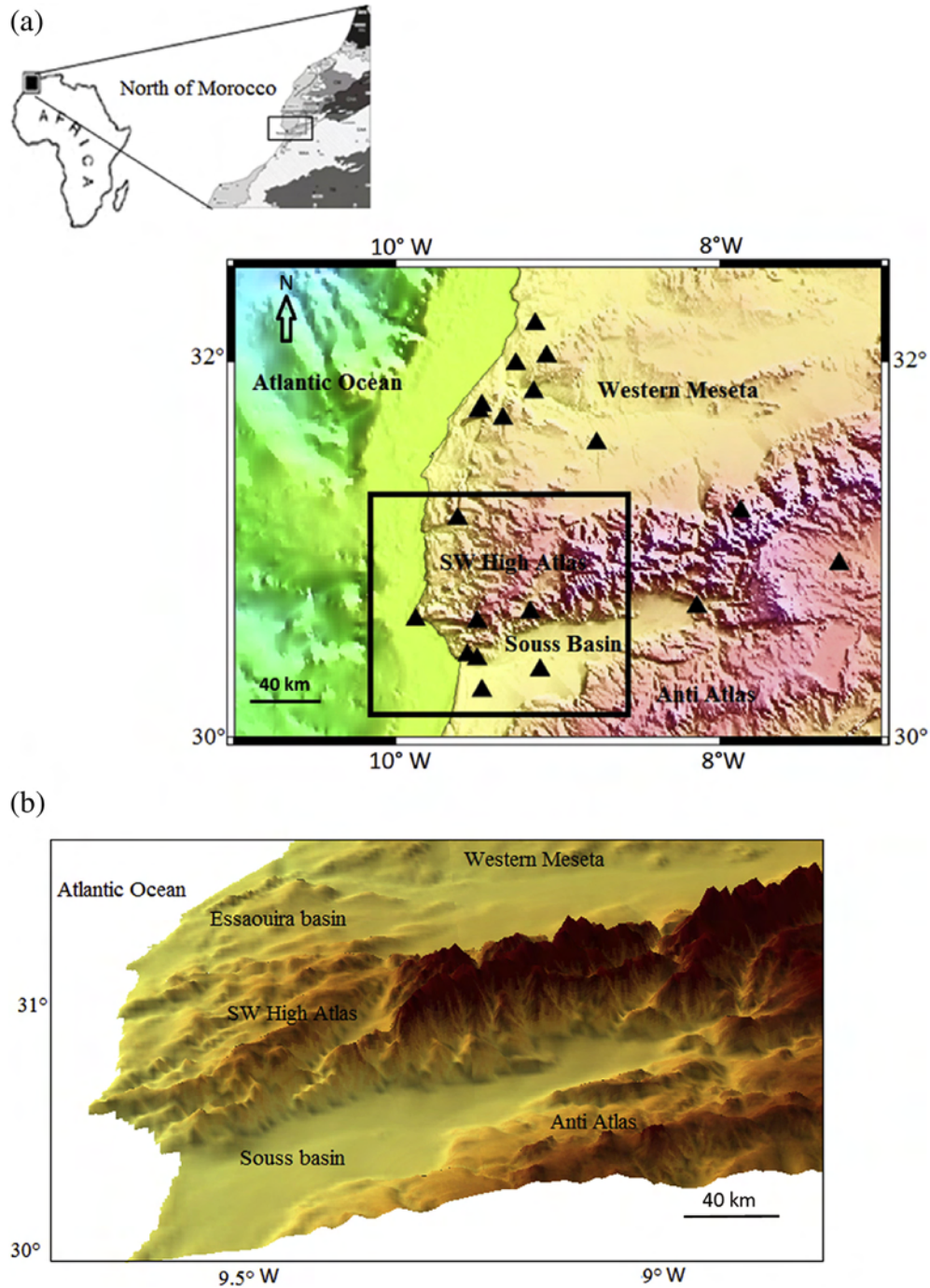


Fig. 1. a The map of the study region and the location of permanent seismic stations (triangle in black) in the SW of High Atlas. The background topography is SRTM 3-arc-second digital elevation model (Farr and Kobrick, 1998). b Digital elevation view from SRTM 3-arc-second (~90 m) showing the main structures in the study region. The Souss and the Essaouira basins are located respectively in the south and north of SW High Atlas.

earthquake in Morocco.

The local earthquake tomography using P- and S-wave travel time data from this region are used to investigate the lithospheric structure in the SW High Atlas and the mapping of neo-tectonic faults allowing the determination of a 3-D crustal velocity model.

This study focuses on computer identification, featuring and quantitative interpretation of lineaments over the SW High Atlas. The numerical enhancement of lineaments on Landsat image and the statistical processing are presented on geological maps, fault maps, lineament maps, polar diagrams and lineament density maps. The validity of the results from computer analysis was compared with previous field studies (Brahim, 1990). For the sub-surface study, a seismic data selection method necessary for the definition of the 3-D velocity structure was used. After database preparation, we used the tomography to accurately obtain the velocity map and crustal structure of the SW High Atlas region. The interpreted Landsat images are discussed and compared to the inferred seismogenic and tectonic structures also compared to the surface structures defined by remote sensing.

2. Tectonic setting

The High Atlas is built up by Palaeozoic and Mesozoic rocks, essentially Jurassic in age. Cainozoic foreland basin deposits around Atlas Mountains are rare, probably due to the surface uplift (Teixell et al., 2005). Using seismic refraction investigations Tadili et al. (1986) concluded that the crustal thickness varied from 25 km along the Atlantic coast of Morocco to 40 km near Imilchil in the central High Atlas. However, the gravity model of Makris et al. (1985) suggested that the crustal thickness of the western High Atlas, the most elevated part of the orogen (south of Marrakech) ranges from 34 to 38 km, depending on the assumed thickness of the sedimentary cover. Another seismic refraction experiment shows that the crust is thickest under the northern border of the High Atlas near Midelt, reaching 38–39 km, and thinning to the south and north to 35 km (Wigger et al., 1992). A magneto telluric

survey (Schwarz et al., 1992) revealed the existence of a north-dipping high-conductivity zone in the crust starting near the surface in the southern border of the High Atlas (Errachidia region). Receiver function studies by Sandoval et al. (1989) and Van der Meijde et al. (2003) suggest that the Mohorovicic discontinuity under Midelt (plains north of the High Atlas) is located at 36 km and 39 km depth, respectively.

The Agadir region is located on the South Atlas thrust front which is a structural boundary between the active Atlas Mountains and the relatively stable Sahara platform in the south (Fig. 1a). This earthquake prone area is bound to the north and north east by the High Atlas fold and thrust belt, and to the south by the weakly deformed Souss foreland basin (Fig. 1b). On the basis of a kinematic analysis of Neogene and Quaternary faults, El Maamar (1988) determined a NNW-SSE shortening component across the South Atlas thrust Front.

3. Data selection and methodology

3.1. Numerical enhancement of a Landsat image

We used an Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) Landsat7 image recorded at 2002-03-19, Ortho-rectified, with projection parameter World Geodetic System (WGS84) and Map projection UTM zone 29 N. We also used the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM 90 m) image as a digital terrain elevation model (DEM). The Landsat image was downloaded from the Website of Maryland University (<ftp:glcf.umd.edu>). The mapping of geological units was done from composite images (Infra-Red, Red and Green bands of the satellite image data) by classification procedure (Fig. 2). There are two types of classification procedures: supervised classification and unsupervised classification. These classifications are used for extracting quantitative information from the Landsat image data. A Spectral signature (training sites) is developed from specified locations in the image. These signatures are used to classify all pixels in the image (Fig. 3).

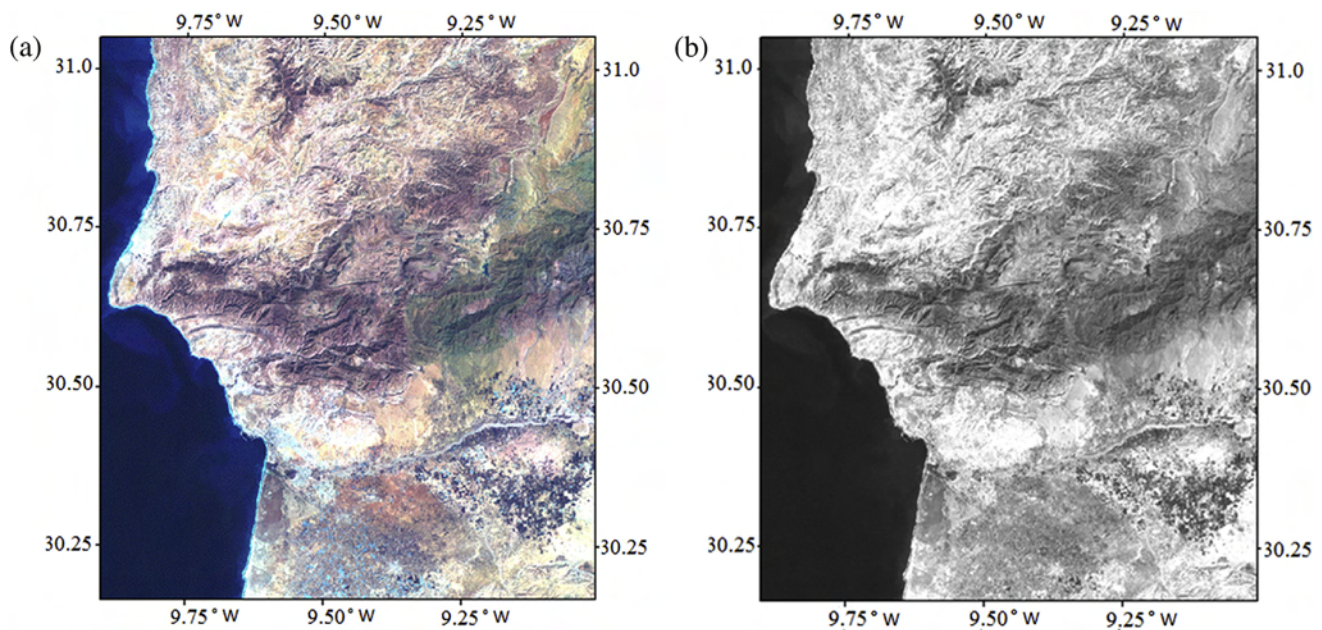


Fig. 2. a Landsat ETM+ images covering the study region. Colour Red Green and Blue represent Infra-Red, Red and Green spectral bands of satellite data. b The principal component 1 obtained by the enhancements processing (principal component analysis). (For interpretation of the references to colour in this figure caption, the reader is referred to the web version of this article.)

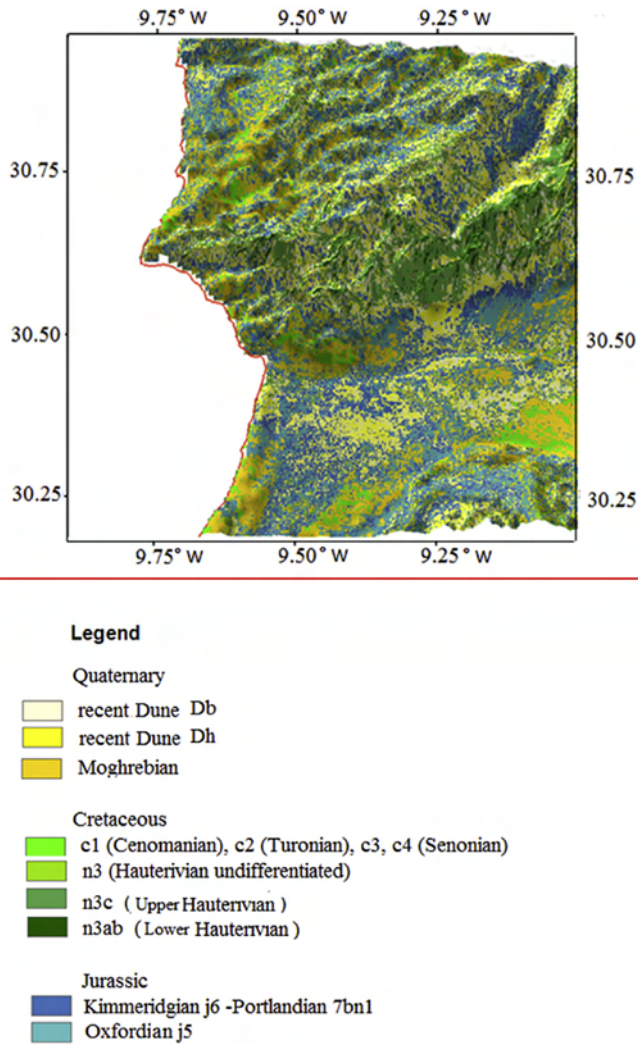


Fig. 3. Geological map obtained from the supervised multispectral classification of Landsat ETM + image overlain on the DEM (SRTM digital elevation).

The extraction of geological lineaments contained in the Landsat images may be made easier by image enhancements processes such as the principal component analysis.

The principal component reduces the correlation between the different spectral bands. The advantage of such technique is to visually manipulate a small number of spectral band containing large information and minimal noise. In our case, we have chosen the first principal component (Fig. 2b). Various methods exist to achieve enhancement and extraction of lineament data (e.g. directional filters, edge enhancement algorithms and the lines detection algorithms). The most objective are the lines detection algorithms in particular the empirical method of Moore (1983) which consists of a five step procedure for detecting and enhancing the lines. This method is applied to a given spectral band. In our case, we chose the first component of which the contrast between adjacent objects in this component is strong. The method of Moore (1983) consists of 5 steps.

- (i) Step 1: Consist of generating a smoothed image by using a moving 3×3 pixel window, in this way the high spatial frequencies in the image related to noise or non-significant edges are removed.
- (ii) Step 2: Aims to increase the contrast of lines and edges in the direction corresponding to each of the directional filters used. In this step Moore (1983) propose 8 empirical directional filters for the detection of line in different directions.
- (iii) Step 3: Performs a convolution by an averaging function to eliminate side effects introduced into the image by the directional filters used in step 2.
- (iv) Step 4: Consist of a digital image processing procedure for optimum separation of directional alignments and noise by performing a linear stretching.
- (v) Step 5: Consists of an addition of 8 directional components images of step 4 to the smoothed original image of step 1 and recalibration of the sum in 0–255 grey level interval producing a directionally enhanced image.

From the lineament maps (Fig. 4a); we only retained the geological lineaments with length greater than 0.5 km (Fig. 4b). The GIS overlay technique under the DEM is used to define the

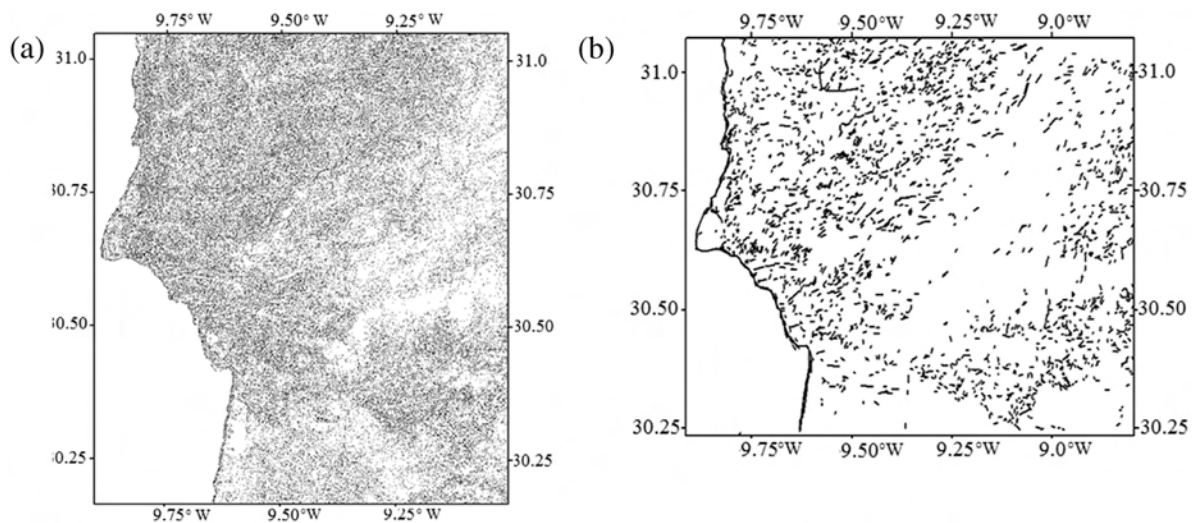


Fig. 4. a Map showing results of Enhancement and extraction of lineaments by directional filters. b Map showing results of Extraction and mapping of the geological lineaments.

structural boundary and faults.

3.2. Seismic tomography study

The seismic wave arrival times data used in this study was obtained from the Moroccan Seismic Network from 1988 to 2010 (CNRST, Rabat). The seismic data (P and S wave arrival times) were collected from 19 seismic stations located in Southern Morocco, for the period 1988 to 2010 (Fig. 5a). The preliminary estimate of origin times and hypocentre coordinates is determined by the Hypocentre 3.2 program (Lienert, 1994). The total observations used are 32,681 arrivals times from 2990 local events, distributed as follows 16,516 Pg and Pn arrivals times and 16,050 S arrivals times. The earthquakes distribution maps show a high rate of seismicity along the SW High Atlas (Fig. 1b). However, in the North and south of SW High Atlas, the western Meseta and Souss Basin regions respectively, the seismicity is weak.

To find the local velocity structure in SW High Atlas, we used the linearized inversion procedure that has two steps: (1) finding the minimal 1-D model using VELEST (Kissling et al., 1994), and (2) simultaneous shifting of hypocentres and determination of local velocity structure using a linearized inversion technique (Thurber, 1983; Eberhart-Phillips, 1990). In the linearized approach, we used the SIMULPS program originally developed by Thurber (1983) using approximate ray tracing (ART) and pseudo-bending algorithms. In this approach, the model parameterization assumes a continuous velocity field by linearly interpolating between velocities defined at the nodes of a 3-D grid (Toomey and Foulger, 1989). Each event was relocated using the same starting epicentre location and origin time, by using multiple starting hypocentre depths of 0, 5, 15, 30, 45, 60 and 100 km. The crustal seismicity is intense in the High Atlas and in the Agadir region. In the Souss basin (south of Agadir) the seismicity is weak (Fig. 5b). The seismic activity is strong and present at shallow and intermediate depths (0–70 km)

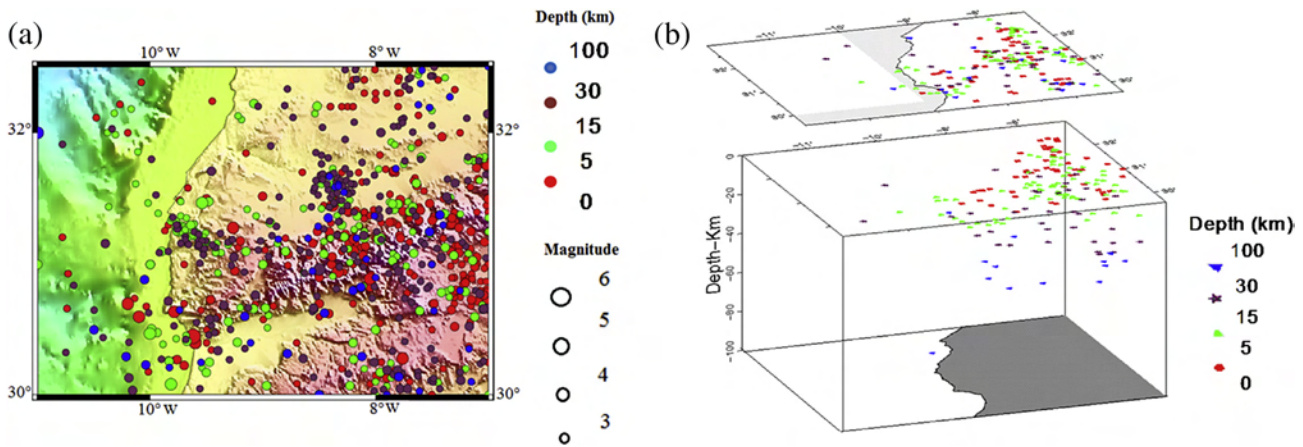


Fig. 5. a The epicentre distribution map including all events from 1901 to 2010 (catalogue of CNRST, Rabat) determined by Hypocentre 3.2. The background topography is SRTM 3-arc-second digital elevation model (Farr and Kobrick, 1998). b Final relocation for the period 1988/12/01-2010/03/18 by using 3-D model.

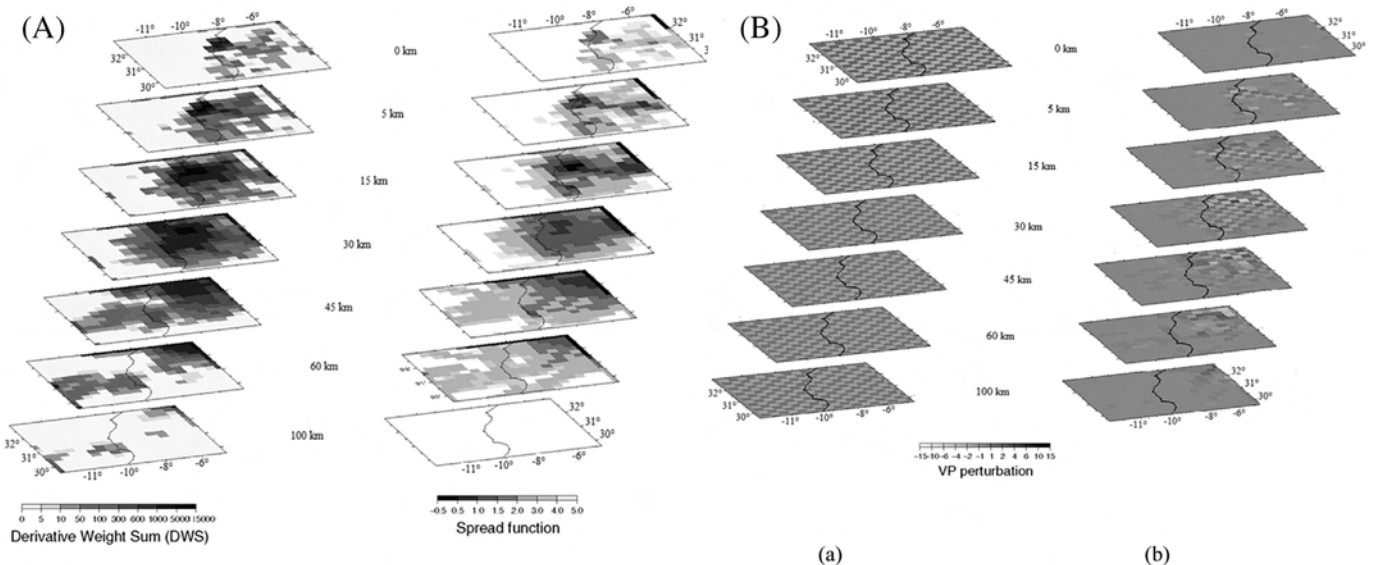


Fig. 6. a Test of resolution spread function and derivative weight sum at depths of 0, 5, 15, 30, 45, 60 and 100 km. b The synthetic model test for VP (a) and the synthetic model test results for VP (b) at depths of 0, 5, 15, 30, 45, 60 and 100 km.

(Timoulali and Meghraoui, 2011). To improve the quality of the seismic data and the resolution, a sensitivity test or the resolution tests (spread function, derivative weight sum) and the check board tests were used (Foulger and Toomey, 1989). A small value of spread function and a high value of derivative weight sum (DWS) indicate localized averaging of seismic velocities (Fig. 6a). In the check board test, (Fig. 6b), we modified the 1-D model and calculated the synthetic arrival times for the P waves by forward calculation. With the resolution test (spread function and derivative weight sum) we found that the calculated images give a reasonably true velocity structure from 5 to 60 km depth in the SW High Atlas (Fig. 6a) In the check board tests, the calculated images also give a reasonably true velocity structure from 5 to 45 km depth (Fig. 6b). Finally to locate the deep structures beneath SW High Atlas, the P wave arrival times were inverted (Fig. 11).

4. Results and discussion

4.1. Mapping the geological units

By the supervised classification procedure and spectral signature from training site, we obtained a detailed geological map in Fig. 3. We were able to distinguish the Mesozoic (Jurassic unit and the Cretaceous unit) and the Cainozoic (Palaeogene, Neogene and Quaternary unit) geological formations.

The Palaeogene and pre-Moghrebian (Pliocene) Neogene cover near Agadir is largely eroded, except in a few locations, where the Maastrichtian (Late Cretaceous) beds are overlain by the Early Miocene “White Conglomerate” and the Pliocene Moghrebian formations (Allard et al., 1958; Duffaud, 1962; Ambroggi, 1963; Weisrock, 1980; Alonso-Gavilán et al., 2001).

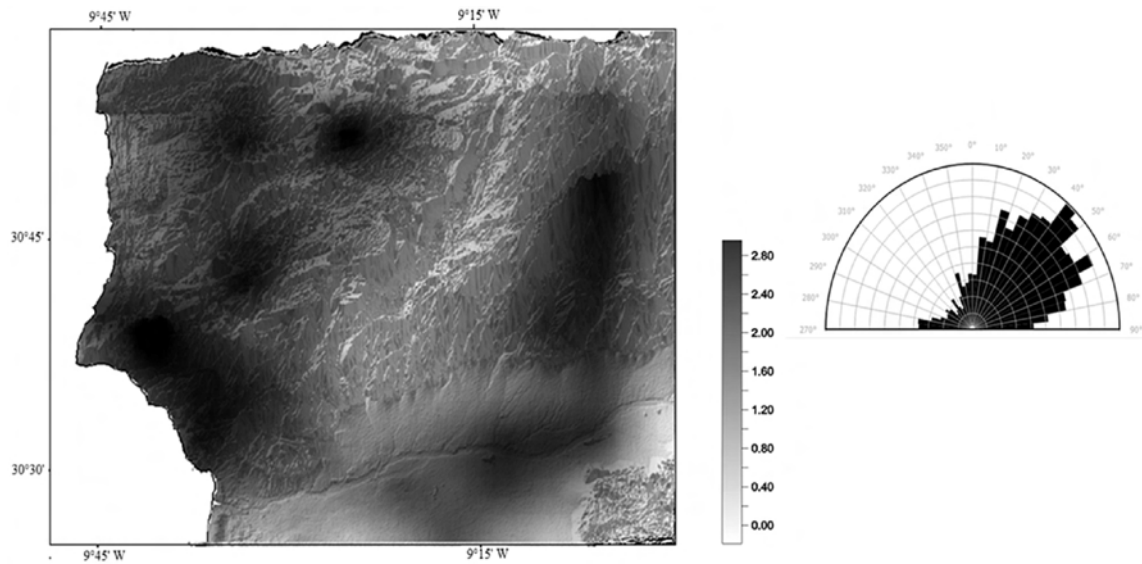


Fig. 7. Density maps of lineaments and lineament preferential directions in the SW High Atlas region by polar diagram.

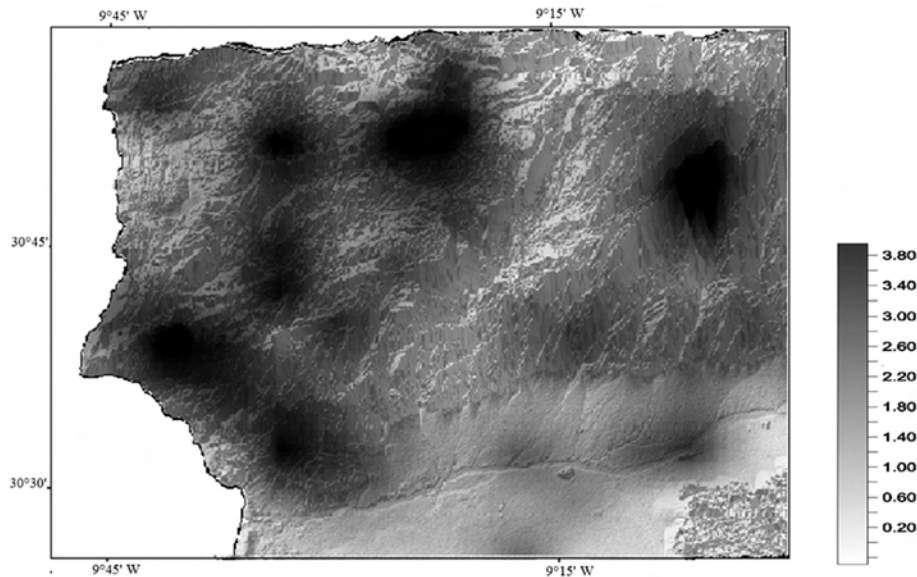


Fig. 8. Density map of lineaments showing N040° E direction.

4.2. Statistical analysis of lineaments

The lineaments were processed using statistical analysis programs written in FORTRAN (Timoulali, 1990). The statistical programs are used to determine the major directional classes. The preferred orientations are depicted in Fig. 7. The density lineament map (Fig. 7) shows two areas of high densities: one located in the extreme west of High Atlas, the other in the eastern part of the western High Atlas. We deduce that the two areas have been affected by long term tectonic activity.

The lineaments directions in the western High Atlas Region are shown in Fig. 7. The predominant directions are N40°E- N80°W and N-S (Figs. 8–10). The faults trending N40°E are linked to the Mesozoic evolution of Western and central High Atlas and have been reactivate during the Neogene and Quaternary (Ait Brahim,

1990). The NE–SW strike nature of majority of the internal thrust faults of the High Atlas is inherited from normal faults created during the Mesozoic rifting phase (Mattauer et al., 1977) and basin inversion (Guiraud, 1998). The E-W reverse faults are inherited from the Hercynian structures which guided the Alpine orogeny related structures in the High Atlas (Mattauer et al., 1977).

4.3. Sub-surface structures mapping by seismic tomography

The tomography results show a high velocity zone in the Souss Basin (south of Agadir) at 0- to 15-km depth with P velocity from 6.0 to 6.5 km/s (Figs. 12(b) and 13(d)). This crustal anomaly is interpreted as an upper crustal brittle body that marks the limit between the Atlas domains in the north from the Anti-Atlas Domain in the south.

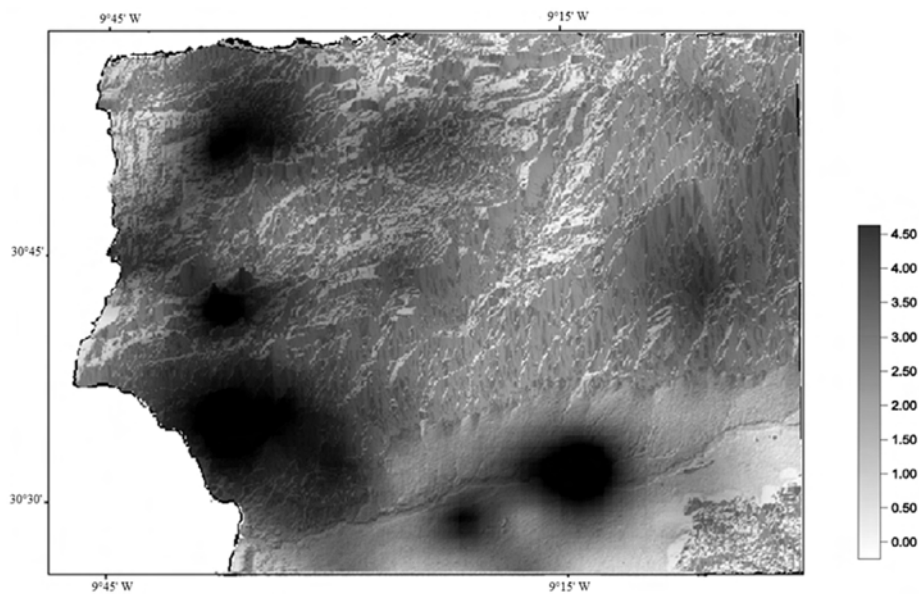


Fig. 9. Density maps of lineaments showing N80°W direction.

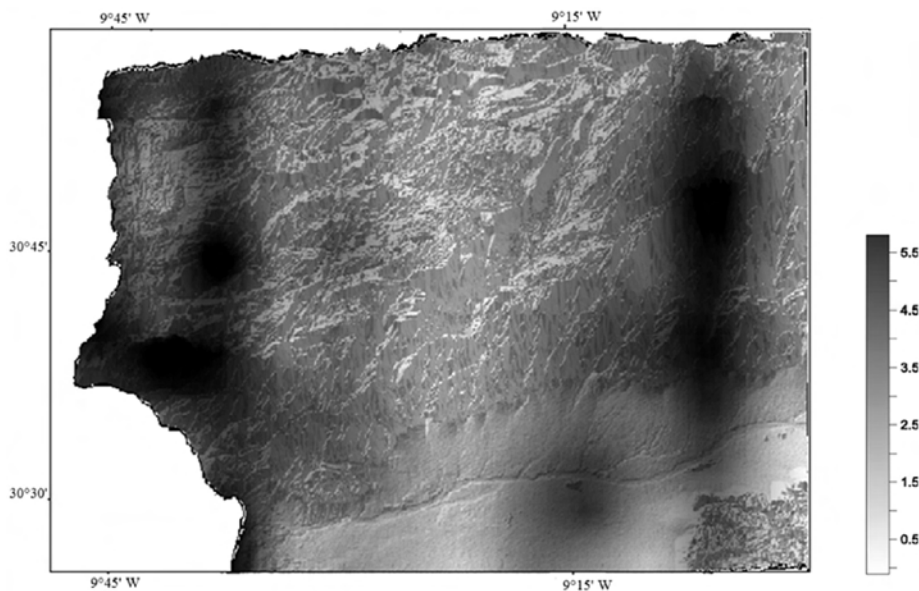


Fig. 10. Density map of lineaments showing N-S direction.

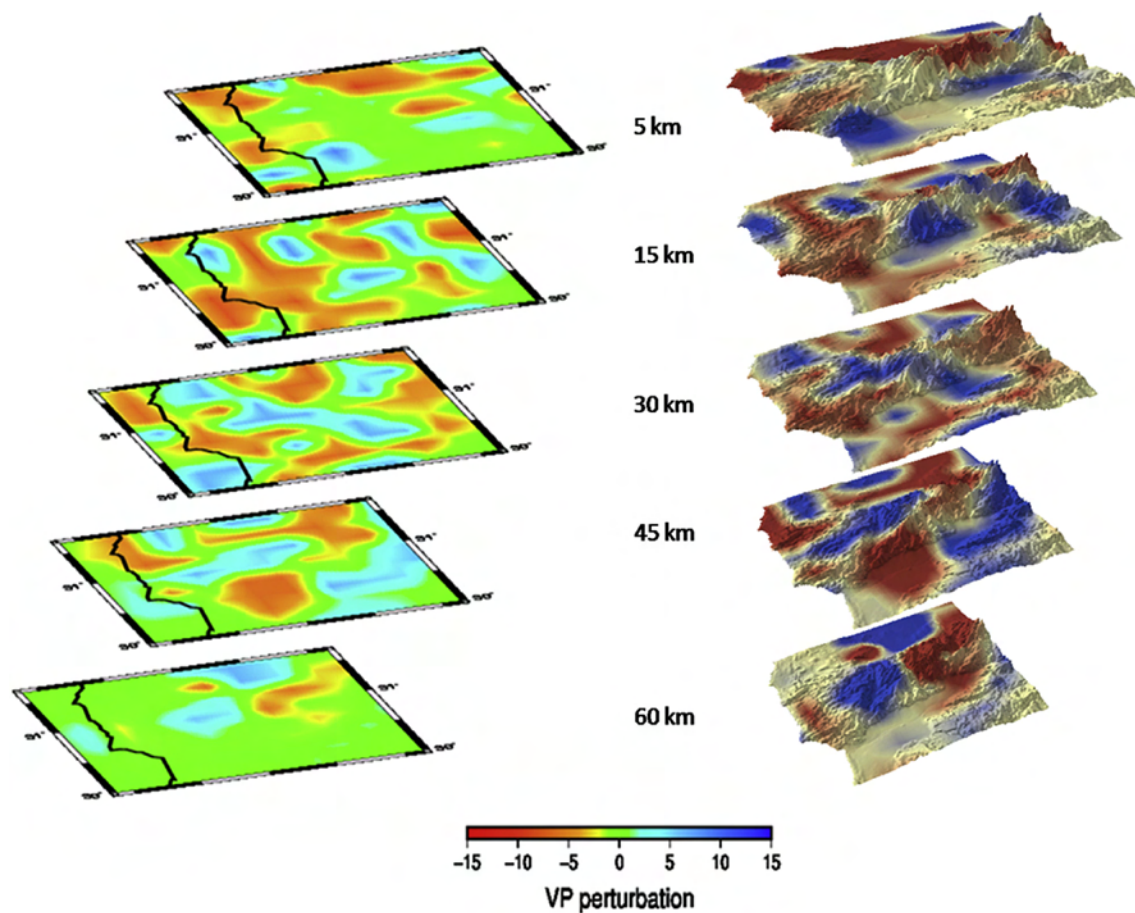


Fig. 11. VP perturbation relative to 1-D model and the projection of VP perturbation to the surface. Note the large contrast of VP percent between 15- and 30-km depth that may correspond to the melted zone.

A high velocity body is detected in the northern of SW High Atlas from 15 to 45 Km depth, dipping to the north beneath the Essaouira basin in the Western Mesta with P velocities from 6.5 to 7.8 km/s (Fig. 12(a)). This positive velocity anomaly is interpreted as an old subduction zone marking the limit between the SW of High Atlas and the Western Meseta.

A second high velocity body is detected in eastern part of SW of High Atlas from 10 to 45 km depth, dipping north to NW beneath the Hercynian Tichka Massif. The P velocities in this body are from 6.5 to 7.8 km/s (Fig. 13(c)). This positive velocity anomaly is interpreted as an old subduction zone marking the limit between Meseta Domain and West African Craton.

The profile along zones with high lineament densities (Figs. 12(a) and 13(c)) shows that these zones have been affected by long term tectonic activities.

The occurrence of tholeiitic magmatic activity in the Essaouira basin zone and alkaline magmatism in the Hercynian Tichka Massif zone leads us to conclude that remains of a subduction zone exist in these zones. The magmatic activity and heat upwelling from depth cross the main crustal structures in SW High Atlas (Fig. 14).

The lithospheric low velocity anomalies are interpreted as a hot asthenospheric material or heat coming from depth to replace the part of crust that is detached. The anomalies are associated with the presence of melt or absence of lower crust (Hearn, 1996). Based on our analysis of local P wave velocities and profiles, the crustal thickness beneath the SW of High Atlas region varies from 30 to 45 km.

5. Conclusions

5.1. *The results of our study allow us to make the following conclusions*

- (i) The application of supervised classification and spectral signature analysis resulted in a detailed geological map which shows the Mesozoic (Jurassic unit and the Cretaceous unit) and the Cainozoic (Palaeogene, Neogene and Quaternary unit) units in the SW High Atlas.
- (ii) The extraction of geological lineaments from Landsat images using various image enhancements techniques and statistical analysis led to the determination of major lineament direction classes of N40°E, N80°W and N-S.
- (iii) The density lineament map shows two areas with high lineament densities, the first is located in western part of SW of High Atlas, corresponds to a body dipping beneath the Essaouira basin. The second zone is located in the eastern part of western High Atlas, and it corresponds to a body dipping beneath the Hercynian Tichka Massif.
- (iv) The analysis of the local P wave velocities structures and profiles, allows us to conclude that the crustal thickness beneath SW of High Atlas varies from 30 to 40 km.
- (v) The slower Pn are interpreted as due to heat or hot asthenospheric material upwelling from depth to replace the part of crust detached beneath SW High Atlas.

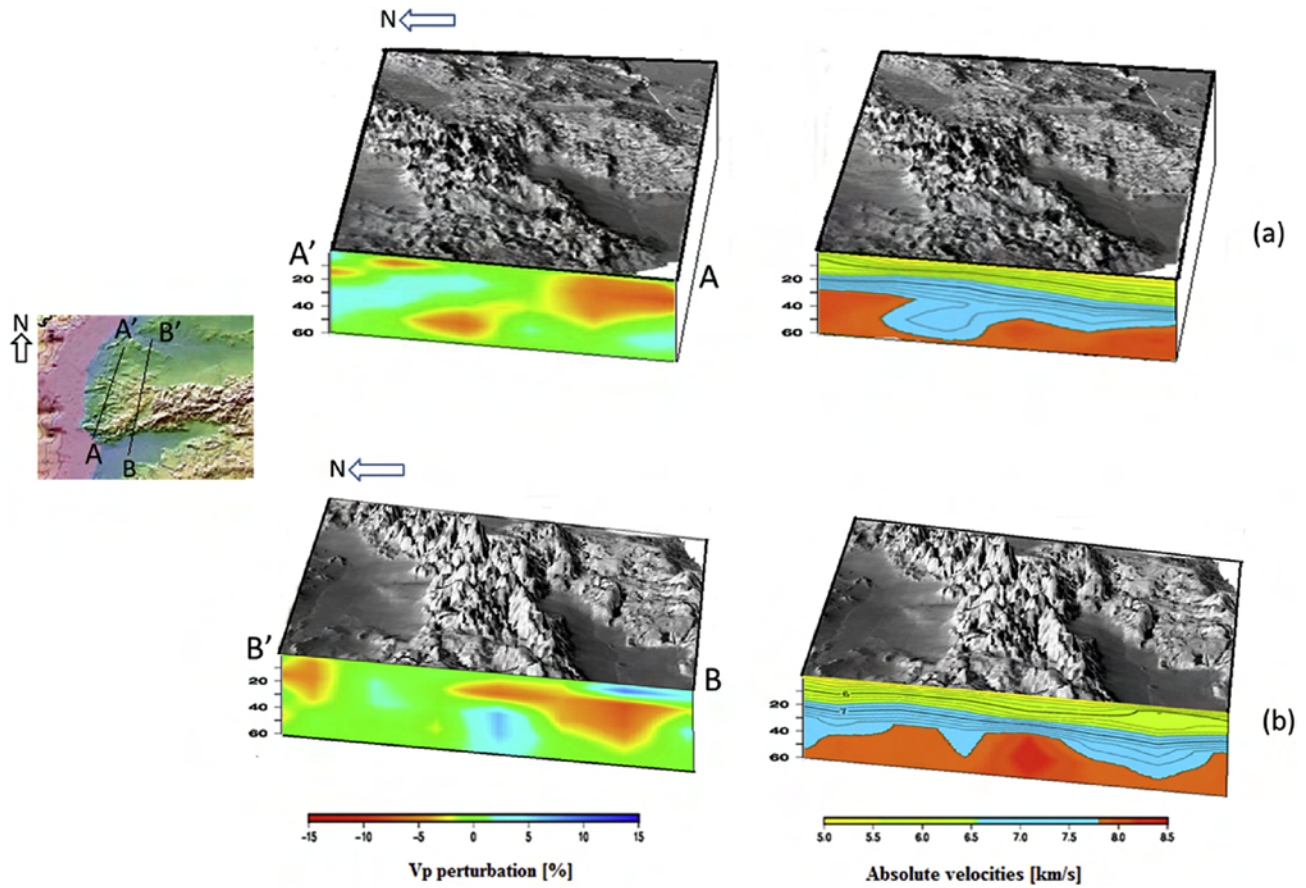


Fig. 12. Profile A–A' and B–B' along zone with high lineament densities showing the lithospheric structure in the SW of High Atlas.

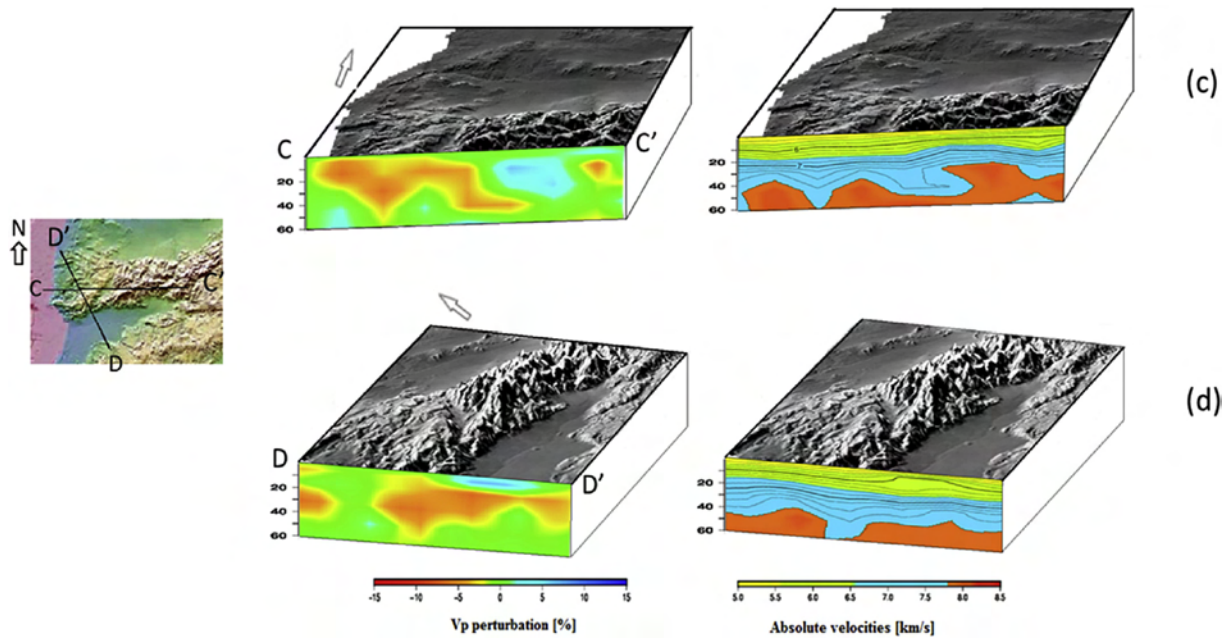


Fig. 13. Profile C–C' and D–D' along zone with high lineament densities showing the lithospheric structure in the SW of High Atlas.

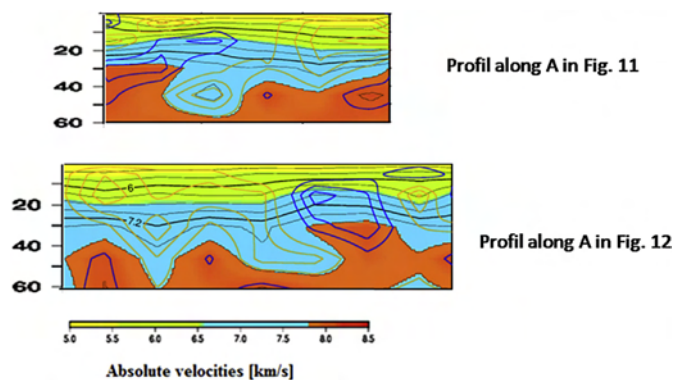


Fig. 14. The lithosphere structure along profile A–A' in (Fig. 12) along profile C–C' in (Fig. 13) showing the hot or molten (orange curve) and the brittle zone (blue curve). (For interpretation of the references to colour in this figure caption, the reader is referred to the web version of this article.)

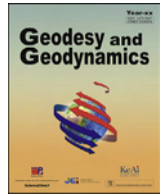
Acknowledgements

This study was supported by PROTARS D15/41 (CNRST) and the Institut Scientifique Rabat. Some of the figures were prepared using the public domain GMT software (Wessel and Smith, 1998). The topography in figures is from SRTM 3-arc-second (~90 m) digital elevation model (Farr and Kobrick, 1998) and The Global Bathymetry and Elevation data at 30 Arc Seconds resolution (SRTM30_PLUS) (Becker et al., 2009). We are very grateful to the reviewers and editor of the JAES, for insightful comments and constructive reviews.

References

- Allard, P.L., Coché, E., Duffaud, F., 1958. L'Oligocène dans le Haut Atlas occidental. *Notes Mémoires du Serv. géologique du Maroc* 16, 7–16.
- Alonso-Gavilán, G., González-Delgado, J.A., Civis, J., Pais, J., Legoinha, P., 2001. El Neógeno superior del Valle del Souss (Agadir, Sur de Marruecos). *Geogaceta* 29, 7–10.
- Ambröggi, R., 1963. Etude géologique du versant méridional du haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes mémoire du Serv. Géologique du Maroc* 157.
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., 2005. Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics* 400, 67–84.
- Beauchamp, W.R., Allmendinger, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., 1999. Inversion Tectonics and the Evolution of the High Atlas Mountains. In: *Morocco, Based on a Geological-geophysical Transect, Tectonics*, vol. 18, pp. 163–184.
- Brahim, Ait, 1990. Carte neotectonique du Maroc au 1/1000 000, Les failles héritées et néoformées et leurs effets structuraux sur l'évolution neotectonique et actuelle du Maroc Nord. Actes du 4eme seminaire Maghrebin sur le genie Parasismique, 22–23–24 Novembre 1990 Casablanca.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, in *Livre à la Memoire du Professeur Paul Fallot*. In: *Mem. Hors Ser.*, vol. 1. Soc. Geol. de Fr., Paris, pp. 447–527.
- Duffaud, F., 1962. Le cadre géologique de la région d'Agadir. *Notes Mémoires du Serv. géologique du Maroc* 154, 5–6.
- Dutour, A., Ferrandini, J., 1985. Nouvelles observations neotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech le Haouz central (Maroc): Apports sur l'évolution recedent'un segment du bati atlasique. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.* 26 (5), 285–297.
- Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California. *J. Geophys. Res.* 95, 15343–15363.
- El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., 1996. Le remplissage continental cenozoïque du bassin d'avant-pays de Ouarzazate: implications sur l'évolution geodynamique du Haut-Atlas central (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Ser. II* 323, 623–630.
- El Maamar, K., 1988. Etude tectonique de la bordure sud du Haut Atlas occidental (région d'Agadir, Maroc). Thèse d'Université, Montpellier II, p. 152.
- Farr, T.G., Kobrick, M., 1998. The shuttle radar topography mission: a global DEM. In: *Geological Society of America (Ed.), Annual Meeting. Geological Society of America (GSA), Boulder*, p. 359.
- Foulger, G.R., Toomey, D.R., 1989. Structure and evolution of the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland: geology, geophysics and seismic tomography. *J. Geophys. Res.* 94, 17511–17522.
- Fraissinet, C., Zouine, E.M., Morel, J.L., Poisson, A., Andrieux, J., Faure-Muret, A., 1988.

- Structural evolution of the southern and northern central High Atlas in Palaeogene and Mio-Pliocene times. In: *Jacobs Hagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco*. Springer-Verlag, New York, pp. 273–291.
- Gorler, K., Helmdach, F., Gaemers, P., Heissig, K., Hinsch, W., Madler, K., Schwarzahns, W., Zucht, M., 1988. The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In: *Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco*. Springer-Verlag, New York, pp. 361–404.
- Guiraud, R., 1998. Mesozoic Rifting and Basin Inversion along the Northern African Tethyan Margin: an Overview, vol. 132. *Geological Society, London, Special Publications*, pp. 217–229. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.132.01.13>.
- Hearn, T., 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United States. *J. Geophys. Res.* 101, 8403–8414.
- Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W., Zylka, R., 1988. Structure and post-Palaeozoic evolution of the central High Atlas. In: *Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco*. Springer-Verlag, New York, pp. 245–271.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* 99, 19635–19646.
- Laville, E., Pique, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cinozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model, structural and orogenic inversions. *Geol. Rundsch.* 81, 157–170.
- Laville, E., Lesage, J.-L., Seguret, M., 1977. Geometrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain: Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi hercyniennes. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 77 (7) t. XIX, 527–539.
- Lienert, B.R., 1994. A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally. *Hawaii Institute of Geophysics/SOEST, Honolulu*.
- Makris, J., Demnati, D., Klusman, J., 1985. Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Ann. Geophys.* 3, 369–380.
- Mattauer, M., Tapponnier, P., Proust, F., 1977. Sur les mecanismes deformation des chaines intracontinentales: L'exemple des chaines atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 77 (7) t. XIX, 521–526.
- Medina, F., Cherkaoui, T.E., 1991. Focal mechanisms of the Atlas earthquakes and tectonic implications. *Geol. Rundsch.* 80, 639–648.
- Missenard, Y., Zeyen, H., de Lamotte, D.F., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111.
- Moore, G.K., 1983. Objective procedure for lineament enhancement and extraction. *Photogrammetric Eng. Remote Sens.* 49 (NO. 5), 641–647.
- Morel, J.L., Zouine, M., Poisson, A., 1993. Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la creation des reliefs atlasiques (Maroc) : un exemple d'inversion tectonique depuis le Neogene. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 93 (1) t. 164, 79–91.
- Morel, J.-L., Zouine, M., Andrieux, J., Faure-Muret, A., 2000. Deformations neogenes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): role du socle et consequences structurales. *J. Afr. Earth Sci.* 30, 119–131.
- Pique, A., Charrouf, M., Laville, E., Amrhar, M., 2000. The Tethys southern margin in Morocco: Mesozoic and Cinozoic evolution of the Atlas domain. *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.* 182, 93–106.
- Sandoval, E., Seber, D., Calvert, A., Barazangi, M., 1989. Grid search modeling of receiver functions: implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *J. Geophys. Res.* 103, 26,899–26,917.
- Schaer, J.P., 1987. Evolution and structure of the High Atlas of Morocco. In: *Schaer, J.P., Rodgers, J. (Eds.), The Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., pp. 107–127.
- Schwarz, G., Mehi, H.G., Ramdani, H.G., Rath, V., 1992. Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas System and its tectonics implications. *Geol. Rundsch.* 81, 221–235.
- Tadili, B., Ramdani, M., Ben Sari, D., Chapochnikov, K., Bellot, A., 1986. Structure de la croute dans le nord du Maroc. *Ann. Geophys.* 4, 99–104.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., Arboleya, M.L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 17, 456–461.
- Thurber, C.H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.* 88, 8226–8236.
- Timoulali, Y., 1990. Etude des linéaments du Massif de Morin par traitement informatique d'image Landsat, Mémoire de Maîtrise Es Sciences Appliquées. Département Génie Minéral, Ecole Polytechnique de Montréal, p. 90.
- Timoulali, Y., Meghraoui, M., 2011. 3-D crustal structure in the Agadir region (SW High Atlas, Morocco). *J. Seismol.* 15 (4), 625–635.
- Toomey, D.R., Foulger, G.R., 1989. Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex. *Icel. J. Geophys. Res.* 94 (B12), 17,497–17,510.
- Van Der, Meijde, Van Der Lee, M., Giardini, D., 2003. Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 152, 729–739.
- Weisrock, A.L.E., 1980. Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas atlantique. Thèse Paris I, 931 pp., published in *Notes & Mémoires du Service géologique du Maroc*, 332, p. 488.
- Wigger, P., Asch, G., Giese, P., Heinsohn, W.D., El Alami, S.O., Ramdani, F., 1992. Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geol. Rundsch.* 81, 237–248.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernandez, M., Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary; a transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics* 24.



Lithosphere structures dynamics in the central High Atlas (Morocco) by seismic tomography and gravimetric data

Y. Timoulali ^{a,*}, M. Bouiflane ^a, G. Bouskri ^c, R. Azguet ^a, Y. El Fellah ^b

^a Institut Scientifique, Mohamed V University in Rabat, Morocco

^b Rural Engineering Department, Institut Agronomique et Veterinaire Hassan, Rabat, Morocco

^c Institut Für Geophysik, University of Münster, Corrensstraße 24, 48149, Münster, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received 16 March 2018

Accepted 28 January 2019

Available online 15 March 2019

Keywords:

Subsiding basin

Seismic tomography

Gravimetric anomaly

Rifting

ABSTRACT

We investigate sedimentological and tectonic processes at the central High Atlas, in order to understand their functioning and to build a geodynamic model that placed the area in its current geological frame. The analysis used here is based on the numerical enhancement of a Landsat image where the main goal is to map surface sedimentary deposits throughout the central High Atlas in order to delimit the large geological structures. The sediment distribution throughout central High Atlas indicates that this one is a large tectonic subsiding basin, where the ongoing tectonic events and the geodynamical evolution remain to be explained by other prospecting techniques.

3-D structure velocities obtained by local seismic tomography and enhancement techniques of gravimetric anomalies are used to explore and define deep structure beneath the central High Atlas. The goal is to establish the evolution of the deep structure related to the geodynamical processes. Modest crustal thickness variation beneath the central High Atlas (~20–~40 km) defined by local tomography and gravimetric anomalies, confirms that, a major part of the lower crust is detached into the lithosphere by delamination. Gravimetric anomaly, local seismic tomography and vertical cross sections throughout the central High Atlas, suggest that the lower crust detached is related to the broken slab of remain northward subduction beneath High and Middle Atlas. Meanwhile, extrusions of heated Asthenosphere materials induce the rifting stage concomitant to tectonic subsidence of the basin.

© 2019 Institute of Seismology, China Earthquake Administration, etc. Production and hosting by Elsevier B.V. on behalf of KeAi Communications Co., Ltd. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

The central High Atlas (CHA) corresponds to an intra-continental mountain chain [1–3], which results from the structural inversion of a Jurassic basin [4]. The mountain chain shows a predominance of Jurassic (Liassic terrains) and Trias deposits with

local intrusions of magmatic rocks of Jurassic–Cretaceous ages. The CHA area is intensely fractured by faults systems. Often these faults are occupied by intrusions. Three directions are determined: EW, NW–SE and NE–SW. The geometry of CHA Basin comprises large blocks tilted largely towards the NW and to the SE. These are limited by major normal faults oriented from NE–SW to ENE–WSW. Transfer faults oriented WNW–ESE are also found. ENE–WSW trending narrow rift basins reflect the complex geodynamic evolution in this region [5]. The seismic activity recorded in the CHA is high in the NE part. This seismic activity proves that the geodynamic evolution still in progress in this region.

Several research works have focused on determination of the tectonic evolution of CHA [2,3,6–8]. Two geological processes occur in CHA; one is sedimentological and the other is tectonic. The purpose of the study is to analyze these two geological phenomena by remote sensing and geophysics technics, in order to understand their functioning and to define the geodynamic model that led to current geological context.

The goals of this study are:

* Corresponding author.

E-mail addresses: timoulali@israbat.ac.ma (Y. Timoulali), mustapha.bouiflane@um5.ac.ma (M. Bouiflane), ghizlane.bouskri@gmail.com (G. Bouskri), azguetroumaissae@gmail.com (R. Azguet), el.fellah.younes@gmail.com (Y. El Fellah).

Peer review under responsibility of Institute of Seismology, China Earthquake Administration.



Production and Hosting by Elsevier on behalf of KeAi

<https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.01.005>

1674-9847/© 2019 Institute of Seismology, China Earthquake Administration, etc. Production and hosting by Elsevier B.V. on behalf of KeAi Communications Co., Ltd. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

- 1 Mapping the surface lateral variation of sedimentary deposits in CHA in order to delimit the tectonic subsiding basin.
- 2 Identification of lineament over CHA and mapping the geological structure in this region. The analysis developed here is based on numerical enhancement of a Landsat image and on statistical processing of data generated through enhancement.
- 3 Define depth geological structure beneath CHA by local seismic tomography analysis and gravity data analysis. The goal is to establish the evolution of deep structure in relationship with the geodynamic process. The interpretation of results is discussed to explain the structural anomaly.

2. Geological setting

The CHA is presented by a thick and deformed sedimentary cover widely intruded by a variety of igneous rocks. The CHA is characterized by Jurassic sedimentary deposits as well as the development of Triassic-Jurassic and Cretaceous magmatism [9]. The Central Atlantic rifts during the Permo-Trias, lead to formation of the continental subsiding basins [5]. These basins will become the origin of the CHA [2,3,6–8]. The axes of major structures (folds, faults and fault related fold) are divided according to three preferred directions in order of frequency: NE-SW, NW-SE and EW [6,7].

CHA experienced extension during Trias as recorded in tholeiitic basalts [10–16]. During Early and Middle Jurassic an intrusion of tholeiitic to alkaline magmatism occurs in CHA [11,12]. An extension process is observed during lower Jurassic period; two stages are distinguished: the first oriented NW-SE in Lias inferior to Carixian inferior; the second extension during the middle Carixian to Toarcian characterized by a direction NE-SW. These two stages of Liassic extension are part of the general rifting observed in the Atlas in Trias and Lias periods [17].

3. Data selection and methodology

3.1. Numerical enhancement of a Landsat image

We use an ETM+ Landsat7 image, Orthorectified, with projection parameter WGS84 and acquisition date is 2001, March 4. Landsat image is downloaded from Maryland University website (ftp.glc.umd.edu). The study region is located in the CHA (Fig. 1). A composite image (Infra-Red, Red and Green bands of the satellite) is created (Fig. 2). Spectral signatures obtained from training sites representing various sedimentary deposits and volcanic rocks in the study area. These signatures are used to classify all pixels in the image. Classification procedure (supervised classification technique) is used for extracting quantitative information and detects the geological unit from satellite composite image.

Extraction of geological lineaments contained in Landsat images is made by various image enhancements processing mainly principal component analysis (Fig. 3a). Principal component reduces the correlation between different spectral bands. The advantage of such technique is to manipulate visually a small number of spectral band containing much information and minimal noise. Various methods exist to achieve enhancement and extraction of lineament (directional filters, edge enhancement algorithms, and the lines detection). The most objective methods are the lines detection algorithms in particular the empirical method of Moore [18]. This method is used for a directional enhancement of lineaments

applied to the first component. It is a five-step procedure for detecting and enhancing lines. A directional high pass filter window 3×3 is used for enhancement of lineament in direction NE-SW, WNW-ESE, NWN-SES, ENE-WSW, NEN-SWS (Fig. 3b). Directional filter increases the contrast of lines and edges in direction corresponding to each of directional filters. From lineaments detected, only geological lineaments with length greater than 1.5 km were retaining.

3.2. Geophysics technics

3.2.1. Local seismic tomography studies

Local seismic data (P and S wave arrival times) have been collected from 1988 to 2010 by Moroccan Seismic Network. The seismic stations are located in Middle Atlas, High Atlas and Western Meseta (Fig. 2). Preliminary estimate of origin times and hypocentral coordinates is determined by Hypocenter 3.2 program [19]. Two steps are used in the linearized inversion procedure. The first step is finding minimal 1-D model by simultaneous iterations using VELEST program [20]. In the second step we use SIMULPS program originally developed by Thurber [21]. In this case, a simultaneous relocation of hypocenters and determination of local velocity using linearized inversion to found a 3D velocity model [21,22]. For relocation of local events, we adopt an initial 1-D model with six layers of 0, 5, 15, 30, 45, 60 and 100 km [23]. Each event was relocated using same starting epicentral location and origin time, but using multiple starting hypocentral depths of 0, 5, 15, 30, 45, 60 and 100 km. P velocities (V_p) are assigned in a grid point interval (25, 25 km), at each layer in crust and upper mantle in depth (0, 5, 15, 30, 45, 60, 100 km). In this approach, the model parameterization assumes a continuous velocity field by linearly interpolating between velocities values defined at the nodes of a 3-D grid [24]. Velocity at any intervening point is determined by linear interpolation among the surrounding eight grid points.

Checker board tests are used to check the capability of the seismic data to rebuild an initial synthetic model. First we proceed with a variation of the order of $\pm 10\%$ for P wave velocity in the original 1-D model velocity to create an initial synthetic model (Fig. 4a).

With inverse modeling calculation, synthetics arrival time for P waves are calculated. The goal is to produce a final model which is close to the initial synthetic model. As a result, we try to know how the initial synthetic model is reconstructed in calculated image (Fig. 4b). With checker board tests, we found that calculated images give a nearly comparable structure from 5 to 60 km depth in CHA. The main features of deep structures beneath CHA are obtained by inverting the P wave arrival times.

3.2.2. Gravimetric determination of the crustal structures anomalies

In this study, we are mainly interested to explore and define the structural shape of deep structures beneath CHA. These are hidden by a relatively thick sedimentary cover.

The gravity data used in this study were extracted from a simple Bouguer anomaly map of Morocco (1:500 000) with topographic correction [25,26]. One of the most widely recognized parameters in solid earth geophysics is the assumed density of the surface rocks of the continental crust 2.67 g/cm^3 [27]. For the Bouguer correction the average crustal density of 2.67 g/cm^3 was considered.

For a qualitative analysis, four 4 filtering operations were made on the Bouguer anomaly grid:

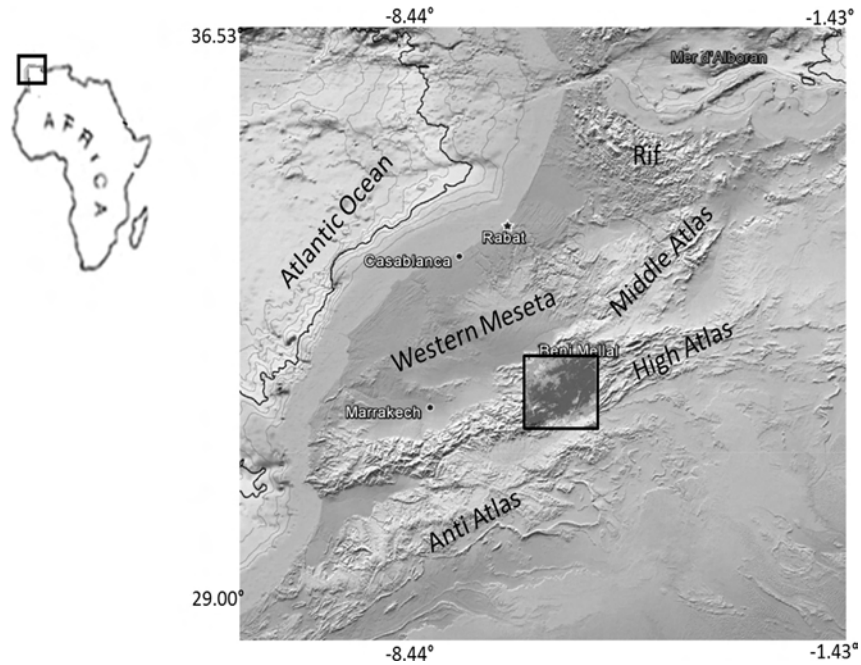


Fig. 1. Location of the study region (black square) in central High Atlas. The background topography is Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 3-arc-second digital elevation model [61].

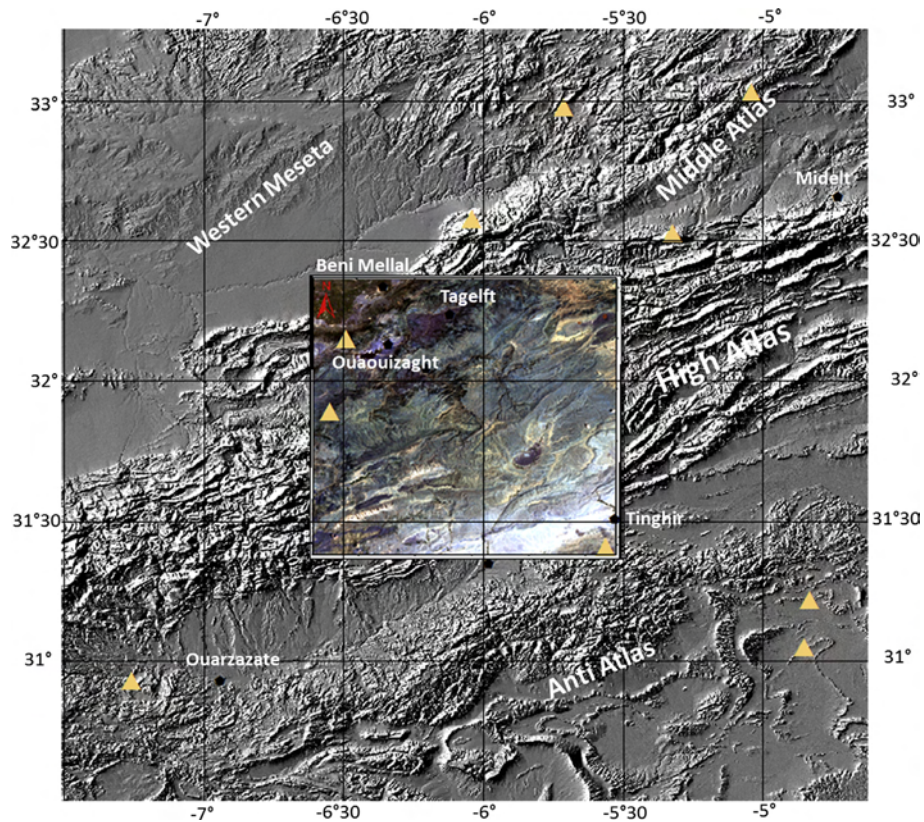


Fig. 2. Landsat ETM + composite image, covering the study region. Color Red, Green and Blue represent Infra- Red, Red and Green bands of the satellite. Yellow triangles present the seismic stations.

(1) Tilt angle [27,28] was applied in order to enhance uniformly both subtle and prominent features [29] and improve bodies edges detection. (2) Analytic signal for isolate contacts of source

bodies [30–32]; (3) First vertical derivative to enhance anomalies of small areal extent [33]; (4) Horizontal gradient magnitudes to delimit lithological or structural boundaries [34].

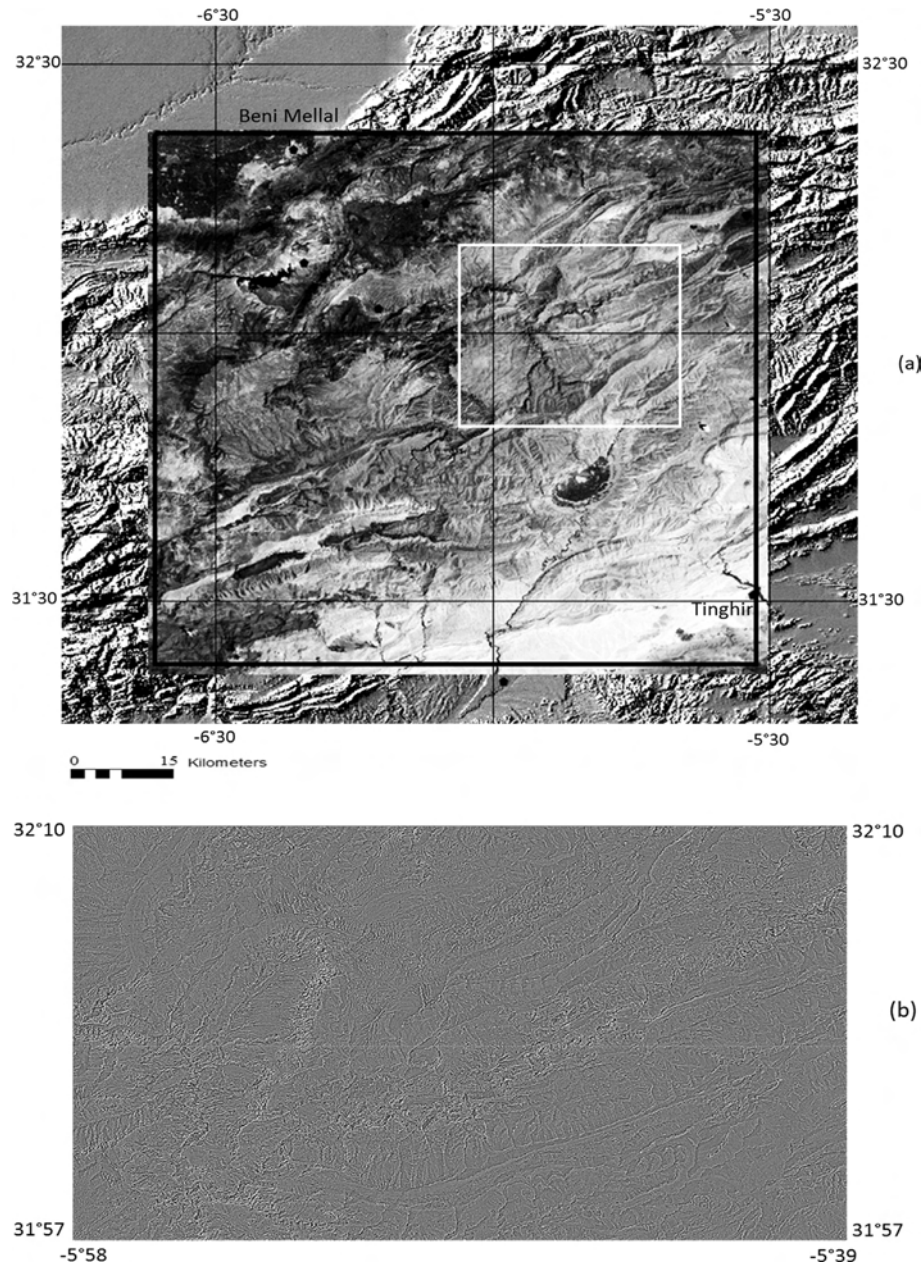


Fig. 3. First principal component obtained by the principal component analysis, (b) Result of the directional enhancement of lineaments by Moore methods (white square in (a) is presented).

4. Results and discussion

4.1. Mapping the geological unit

The distribution of surface sedimentary deposits throughout CHA is done locally. Local description were made (Oukaimeden-Ourika Valley [5]; BeniMellal region [35]; AitBouGummaz region [36]; Midelt High Altas [37]; the southern margin of the CHA in Todrha-Dades area [38], High, Middle Atlas and High Moulouya [39]) Mapping of surface sedimentary deposits in CHA is important for delimiting the boundary of large geological structures like a tectonic subsiding basin and volcanism intrusion; this will help us

to understand the geodynamic evolution in the region. A satellite image including all CHA is used. We use supervised classification procedure and spectral signatures from training sites to map surface sedimentary deposits and their distribution throughout CHA. Accuracy assessment allows to evaluate the classified image, the assessment performed well with more than 90% overall accuracy. The result shows a detailed geological map in Fig. 5. Surface sedimentary deposits recognized in this region stretches from:

- Late Permien –Late Trias basaltic intrusion along faults in SW of CHA. The basalts chemical characteristics are typical tholeiites [12].

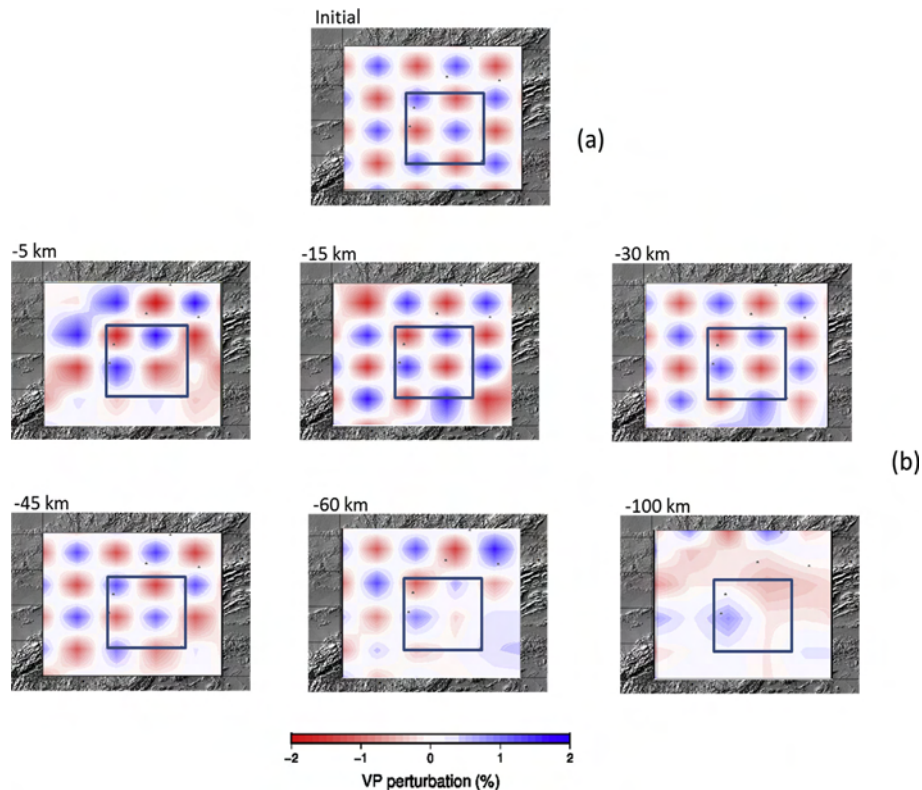


Fig. 4. Results of the checkerboard resolution at depth 5, 15, 30, 45, 60, 100 km. (a) Initial checkerboard velocity models. (b) Fast and slow anomalies varying in latitude, longitude, and depth. The recovered patterns show the areas with good resolution. The black square presents the study region.

- Jurassic deposit from Lias to Dogger, with a predominance of Liassic terrains. Sedimentary series from Middle Lias to Bajocien was located in the CHA depocentre basin, while Lias inferior was located on both sides of the depocentre.
- Middle-Upper Jurassic Basalt and gabbro magmas at NW of CHA (BeniMellal region (Tagelft, Ouaouizaght, Tilougguit)) and at NE in Imilchil region.

The variation of surface sedimentary deposits established throughout CHA indicates that the CHA is a large tectonic subsiding basin where the occurring tectonic events and geodynamic evolution remains to be determined.

4.2. Analysis of lineaments

The lineaments involve linear or curvilinear discontinuities in direct connection with faults and fractures. Some lineaments like stream morphology can be used to identify evidence for recent fault activity [38]. The lineaments extracted from image (Fig. 6) are processed through several statistical analysis programs. Density of lineament is higher along faults (Fig. 7). Statistical analysis was performed and allows us to determine the dominant orientation of lineament. Polar diagram shows dominant orientations from NE-SW to NNE-SSW (Figs. 6 and 7). Minor directions WNW-ESE to NW-SE are also detected. The result is consistent with studies done by [36,41,42]. Concerning the age of this faults; faults trending NE-SW (N40_E to N50_E) are linked to Mesozoic evolution of CHA and have been reactivated during Neogene and Quaternary [43].

4.3. Deep structures and crustal thickness mapping

4.3.1. Deep structures and crustal thickness mapping by seismic tomography

In order to understand the tectonic evolution and lithospheric structure beneath CHA, we used local seismic data (P and S wave arrival times), recorded by a seismic network deployed from 1988 to 2010 in and around the Atlas Domain. Seismic activity recorded is higher in north-east of CHA (Fig. 8), shallow and intermediate depth seismicity (>40 km) are well presented. Shallow seismicity is related to the seismic activity in crust but the intermediate depth seismicity is related to the body below in upper mantle (50–100 km depth).

Local seismic tomography provides new insights on deep geological structures in lithosphere. Tomographic images along a series of horizontal depth sections at 5, 15, 30, 45, 60 km depths (Fig. 9) reflect the complex distribution of high and low velocity in CHA Domain. High and low velocity anomalies are scaled by blue and red color. High velocity features are observed from 5 to 60 km beneath CHA. The most striking feature of low velocities is observed from 15 to 30 km in depth beneath Atlas of BeniMellal and in West of CHA.

Knowing that, the overall crustal structure and thickness across the CHA is partly unresolved, a vertical section along 5.83° W and 31.84° N (Figs. 10 and 11) show a structure presented by a continuous horizontal high velocity from 6.5 to ~7.2 km/s beneath the subsiding tectonic basin. The thickness of this structure varied from 30 to 40 km. Vertical sections show that the thickness is variable along CHA. The thinnest part (20–25 km) is located in northern part (Figs. 10 and 12) which

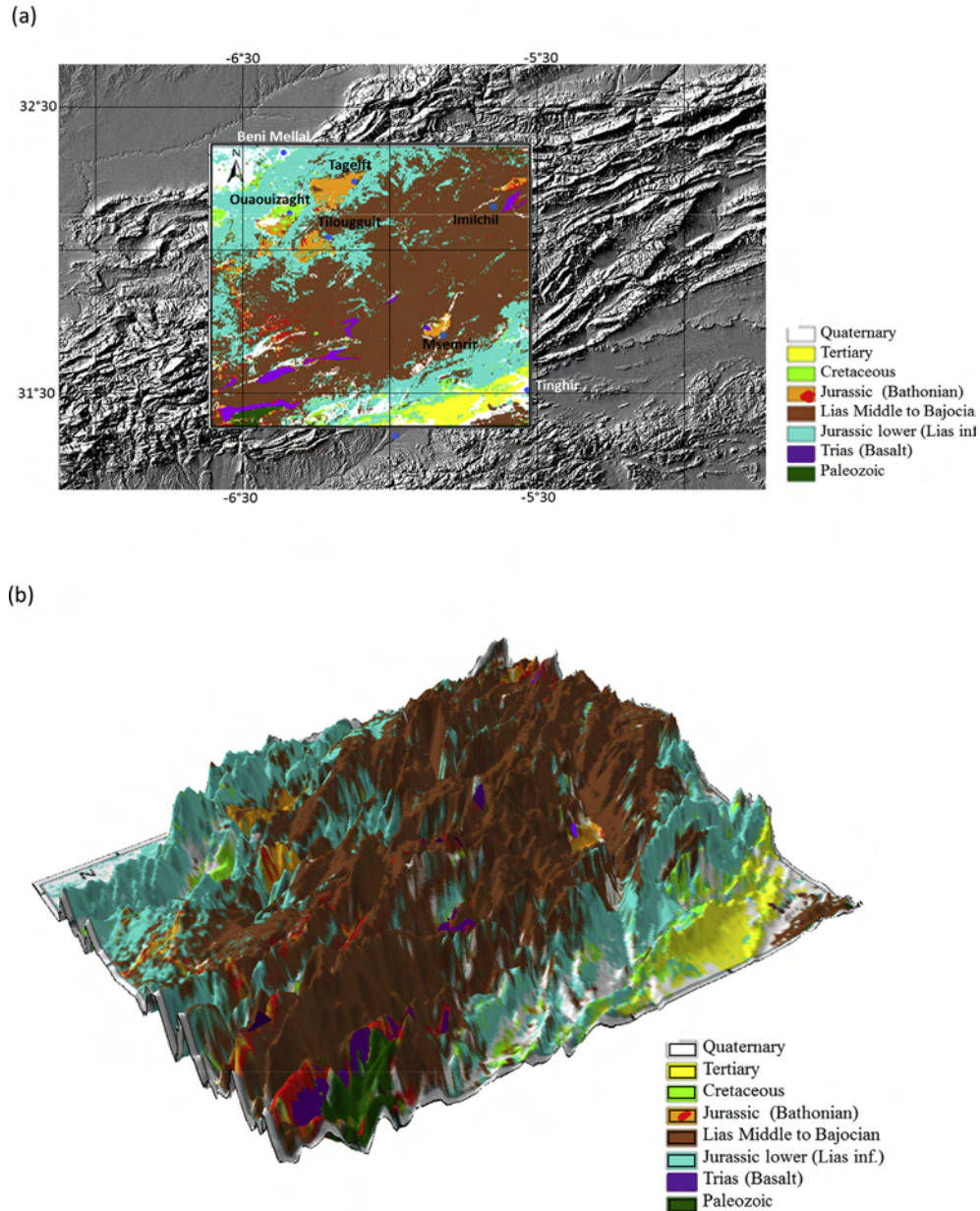


Fig. 5. (a) Geological map obtained from supervised multispectral classification of Landsat ETM image, showing a lateral variation in sedimentations deposit and volcanic basalt. (b) The geological map overlain on the SRTM digital elevation model.

confirms the modest crustal thickening in CHA, knowing that the topographic altitude reaches more than 3800 m in north and northeast of this region. This result agrees well with the estimation of crustal thickness (25–41 km) provided by seismic refraction studies beneath the Atlas Mountains [44,45]. Gravity methods estimated the thickness of crustal structure beneath the Atlas Mountains between 33 and 40 km [45]. Reflection seismic data estimate the crustal thickness at 40–41 km depth in northern part of High Atlas [47]. This result is also consistent with those obtained from receiver functions and shear-wave splitting [49]. They found that the crustal thickness show an average of ~35 km. Electrical resistivity done by Schwarz [48]

shows a high conductivity zone, dipping from the southern border of the High Atlas.

The crustal thickness interpretations from vertical cross sections oriented NW-SE (Fig. 12), along profile CC' and DD', extended from eastern part of Anti Atlas shows respectively:

- Thinned upper crust basements (5.5–~6.5 Km/s) from 5 to 20 km depth, beneath NE of CHA and southern part of High Moulouya platform.
- Negative anomaly with slower velocity from 5 to 40 km depth from southern margin of the CHA to High Moulouya Platform

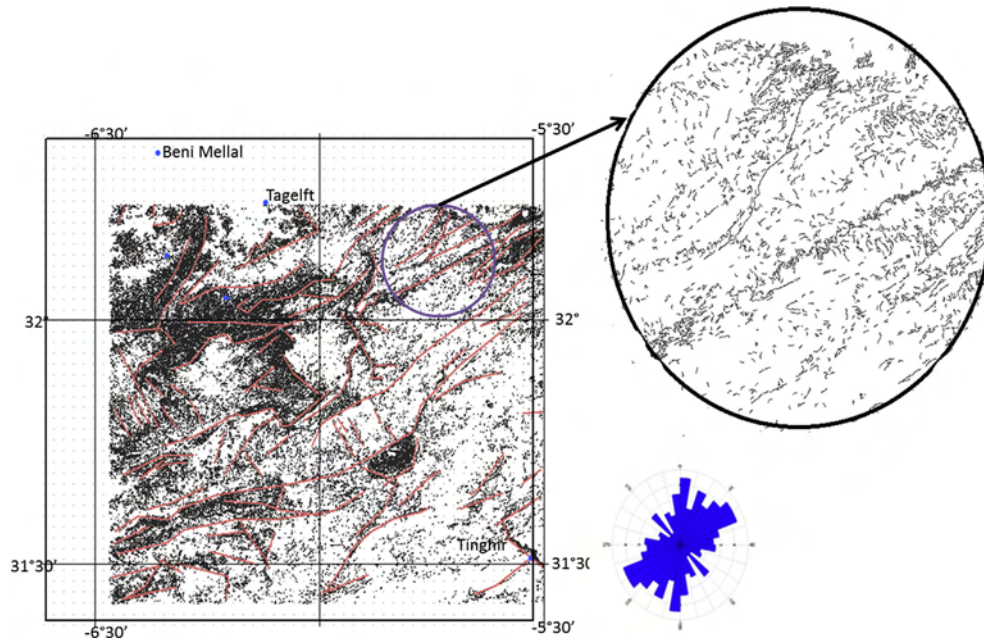


Fig. 6. Extraction and mapping the geological lineament. Polar diagram show the preferential direction NE-SW to NNE-SSW and the Minor directions WNW-ESE to NW-SE.

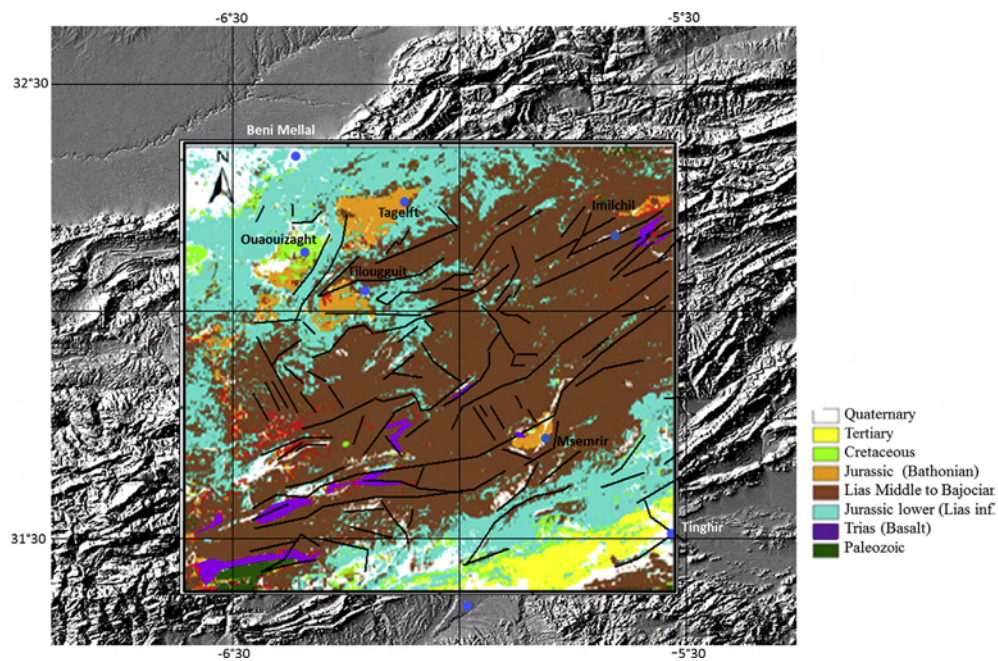


Fig. 7. Tectonic map; the faults' location on the geological structure.

Continuous horizontal high velocity structure from 30 to 60 km depth beneath CHA consistent with thickness of the lithosphere (~65 km) obtained by S-receiver beneath Middle and High Atlas [49].

- Remain slab oriented NE-SW dipping NW extended from eastern Anti Atlas (Fig. 12 profile DD')

4.3.2. Deep structures mapping by gravimetric enhancement techniques

The Bouguer anomaly values range from -71 to -145 mGal in the CHA (Fig. 13), whose magnitude is in accordance with previous studies

[26,46]. Minimum values found in CHA are caused by mass deficiency in the crust and upper mantle. Fig. 13 shows negative anomalies that coincide with the tectonic subsiding basin located in the CHA.

The Analytic signal gives a change of direction in anomalous gravitational field in the CHA. The maximum value of the analytic signal determines the edges of gravity body (Fig. 14a). Vertical cross sections (Fig. 15) show a slight change of direction when passing through density and distribution of internal sources that constitute the crustal edge in CHA subsiding basin (Fig. 15a), Central Massif

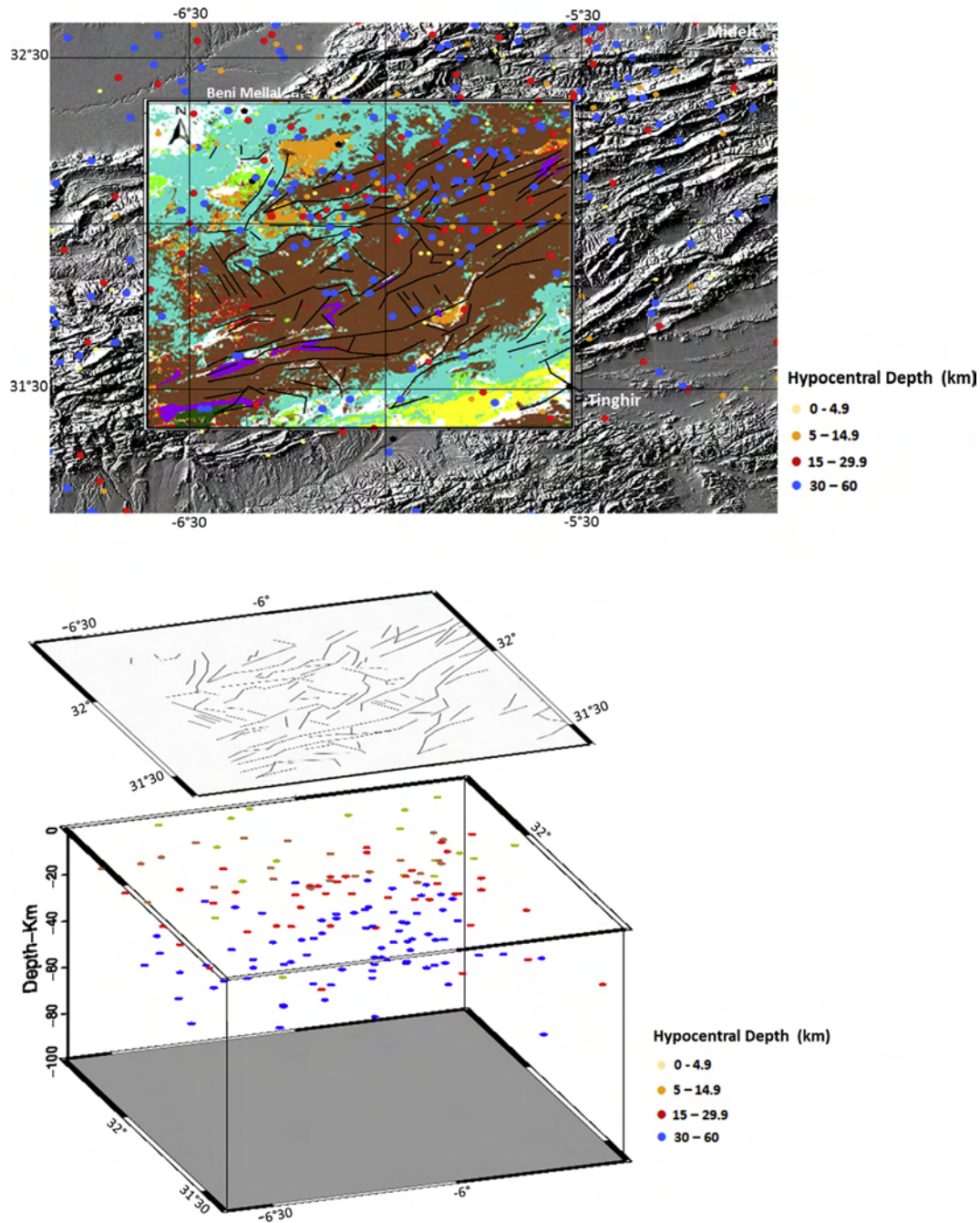


Fig. 8. Intermediate depth seismicity (>40 km) activity is higher in the north-east of central High Atlas. The local seismic activity shows seismic axes superposed with some mapped active faults.

and NE of CHA (Fig. 15b) and SE of CHA (Fig. 15c). The density variations in the crust match with the variation of P wave velocity perturbation. The high values of perturbation indicate high density structure.

Tilt angle is applied for locating the contact between the structures. The Tilt angle is positive over the source (Fig. 14b) and it's pass through zero when it is directly over or near the edge of the source [34,50]. The Tilt angle is maximum and negative outside the source region. The edges of the sources are defined at NW and SE of CHA also at level of volcanic intrusion.

In CHA, faults and earthquakes epicenters are scattered along the Bouguer gravity anomaly zones. The Intermediate depth seismicity (>40 km) activity is higher over and near the sources delimited by the Tilt angle analysis (Fig. 14c).

The analysis of the structures in Figs. 12 and 15b,c can give a new browsing of tectonic structure.

The occurring tectonic events can be elaborated as follow:

- A thinned crust basements from 10 to 45 km depth, extended from eastern Anti Atlas, related to a north-eastwards lab

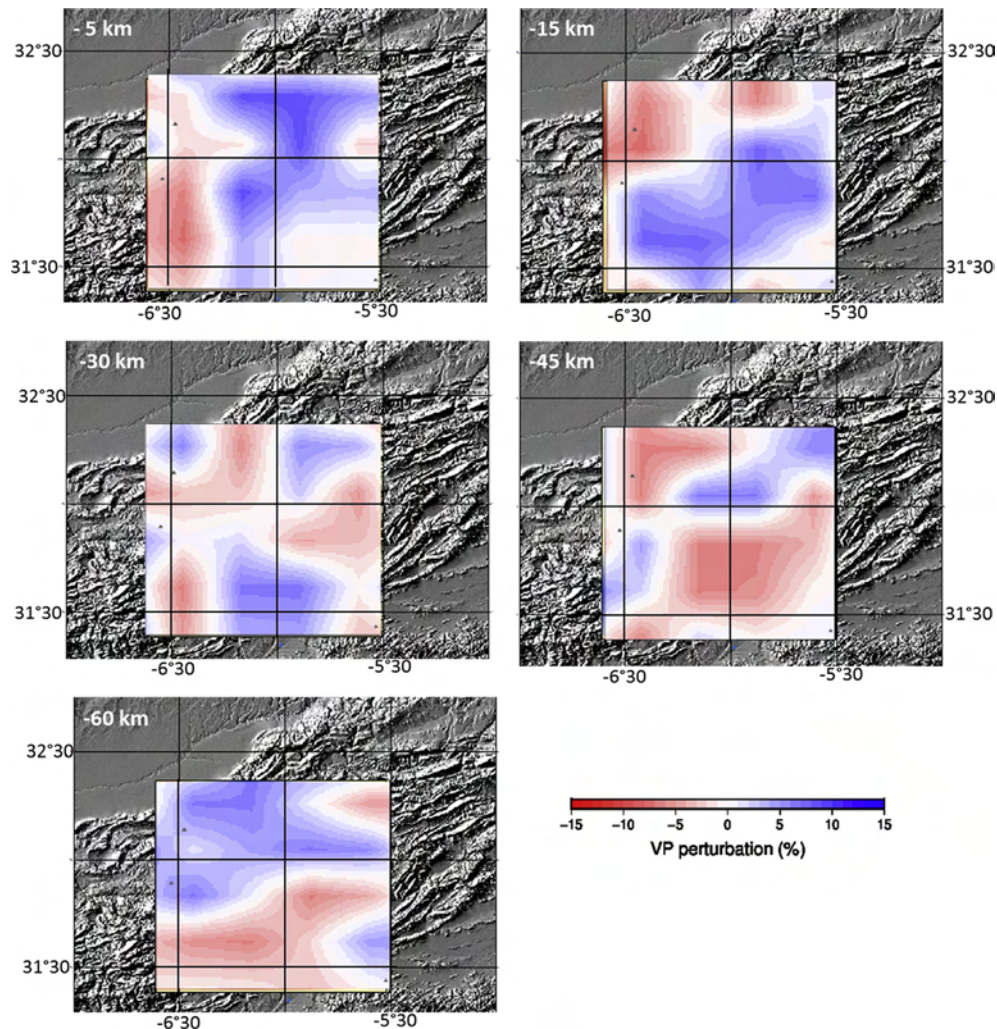


Fig. 9. P wave velocity perturbation (VP) relative to 1-D model in central High Atlas showing the complex distribution of the high velocity at 0, 5, 15, 30, 45, 60 km depth. The depth of the layer is shown at the top left corner of each map. Blue and red colors denote fast and slow velocities respectively. Velocity perturbation scale in percent is shown at the bottom of the figure.

beneath High and Middle Atlas [52–54]. The remain northward subduction was the result of collision between the north part of block (Avalon– West African Craton) and an isolate Avalonian block during Late Devonian. The reverse faults oriented E-W, in Hercynian basement structure, characterizes this period.

- The slab broken and the major part of lower crust of collisional zone is detached into lithosphere by delamination process, leads an extrusion of a heated asthenospheric material coming from depth to replace the part of lower crust detached.
- A combination of isostatic surface/topographic uplift and erosion induce the rifting occurred during Late Permian–Late Triassic. The Triassic basalt is particularly remarkable in SW part of CHA around Skoura Massif. Normal faults oriented NE-SW characterizes the rifting phase. The reactivation of previous Hercynian faults has been considered responsible for the location of the Triassic basins [55,57].
- Rifting ending temporarily at the late Trias (~200 Ma) with emplacement of basalts [15,58]. The basalt chemical characteristic is typical tholeiites related to ancient subduction process [12].

- The lower Liassic platform sealed the Triassic rift basins [57].
- During late Liassic, a subsiding basin started to differentiate, in relation with the detachment of the lower crust body in to the upper mantle beneath CHA. The distension produced fracturing of middle Lias deposit and upper Lias basements [36].
- From middle to late Jurassic, the volcanism is abundant in the peripheral area of subsiding tectonic basin; the basalt is alkaline gabbroic [59]. This volcanism indicates a low extensional regime and crustal thinning in relation to the abortion of the Atlas rifting, due to change of tectonic regime, which became compressive [60].
- The inversion phase of the rift system and uplift began in early Cretaceous and extended into the present. The Cretaceous are largely eroded in the interior of CHA.

5. Conclusion

Based on remote sensing, atectonic subsiding basin and volcanism intrusion are delimited throughout CHA. Toarcian-

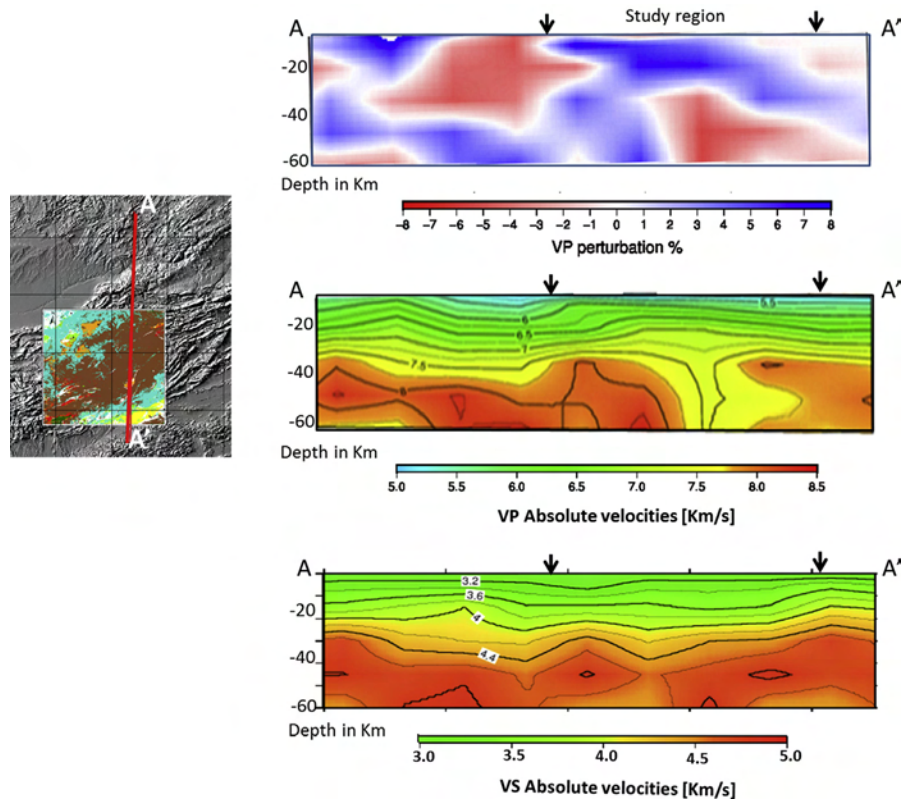


Fig. 10. Vertical cross section along longitude profile A – A' (5.83°W), from north to south, along central High Atlas, showing the crust with maximum depth of 30–36 km beneath the Jurassic basin. P wave velocity perturbation (in percent). Blue and red colors denote fast and slow velocities, respective.

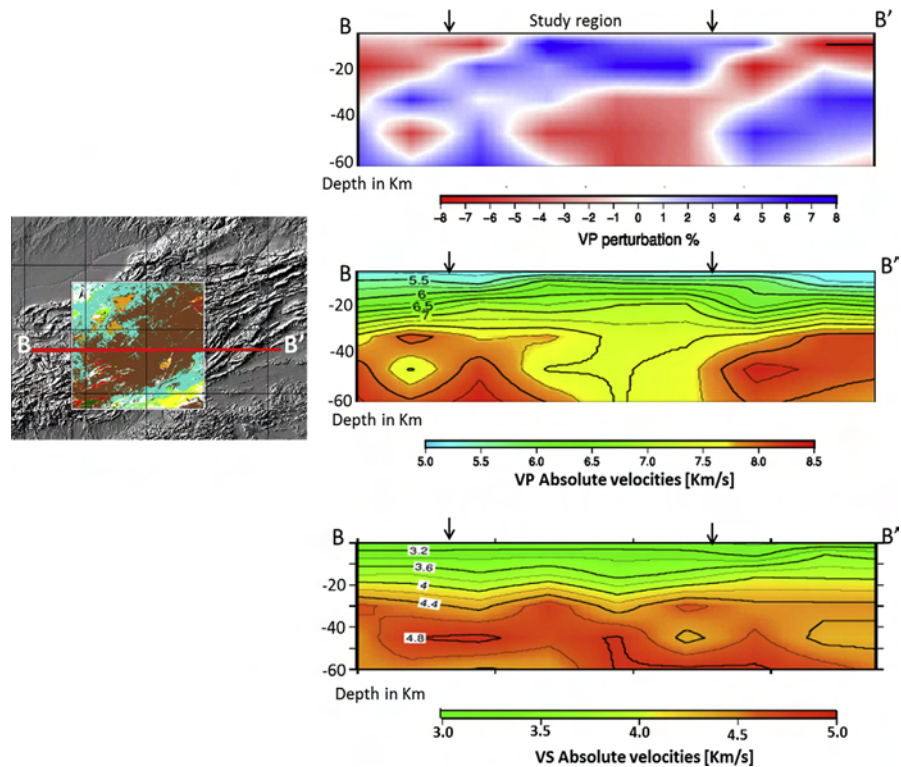


Fig. 11. Vertical cross section along longitude profile B–B' (31.84 N), from west to east, along central High Atlas, showing the crust with maximum depth of 30–36 km beneath the Jurassic basin. P wave velocity perturbation (in percent), blue and red colors denote fast and slow velocities, respective.

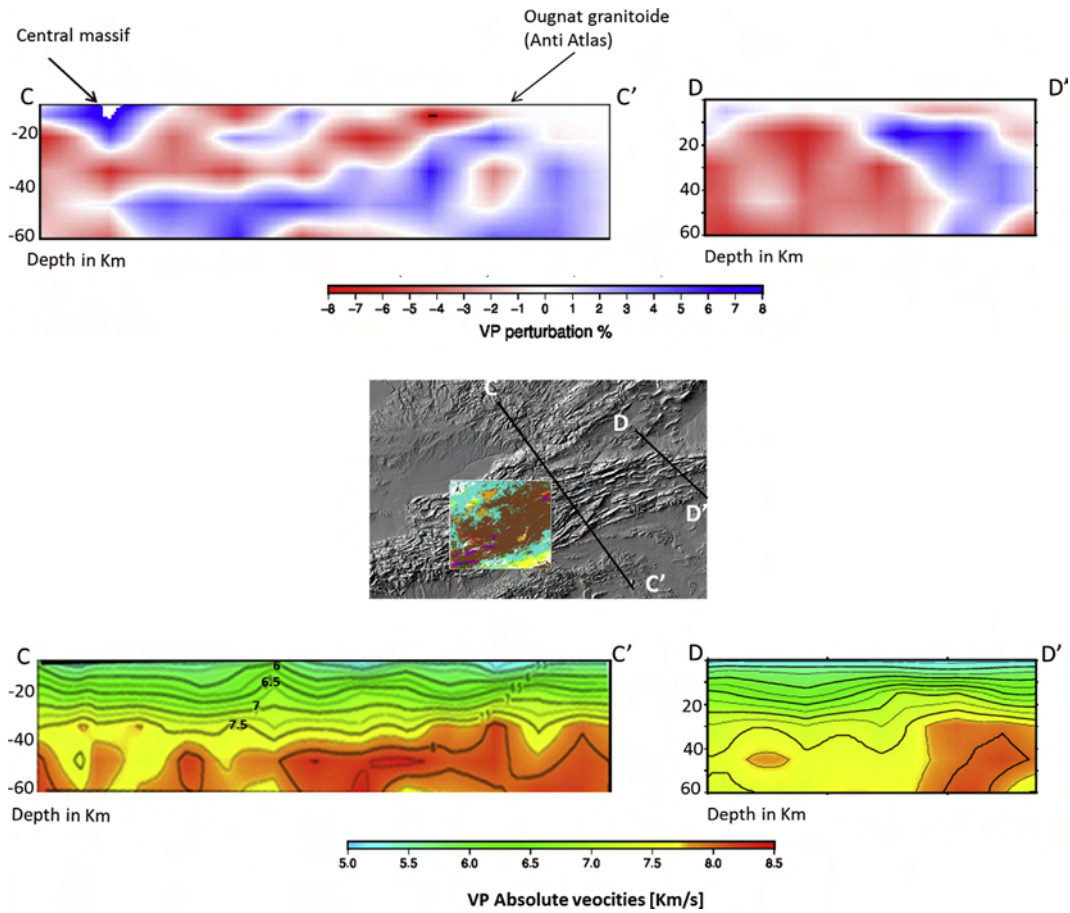


Fig. 12. Vertical cross section along longitude profile CC' and DD', from NW to SE, showing the northward subduction extended from eastern Anti Atlas and the lower crust detached beneath central High and Middle Atlas. P wave velocity perturbation (in percent), blue and red colors denote fast and slow velocities, respectively.

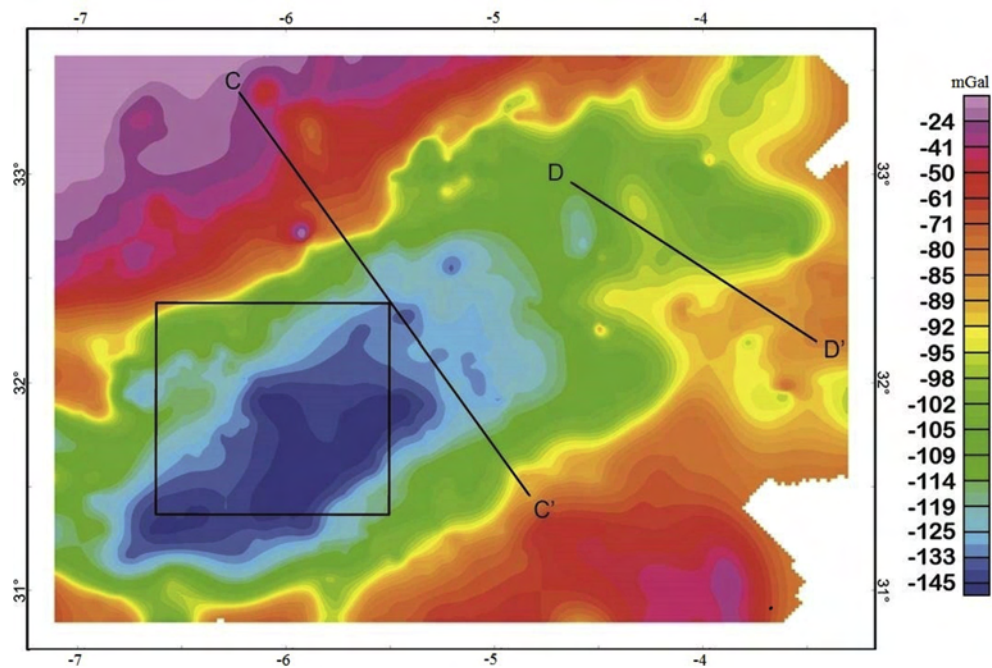


Fig. 13. The Bouguer anomaly values range from -71 to -145 mGal in central High Atlas caused by mass deficiency in the crust and upper mantle.

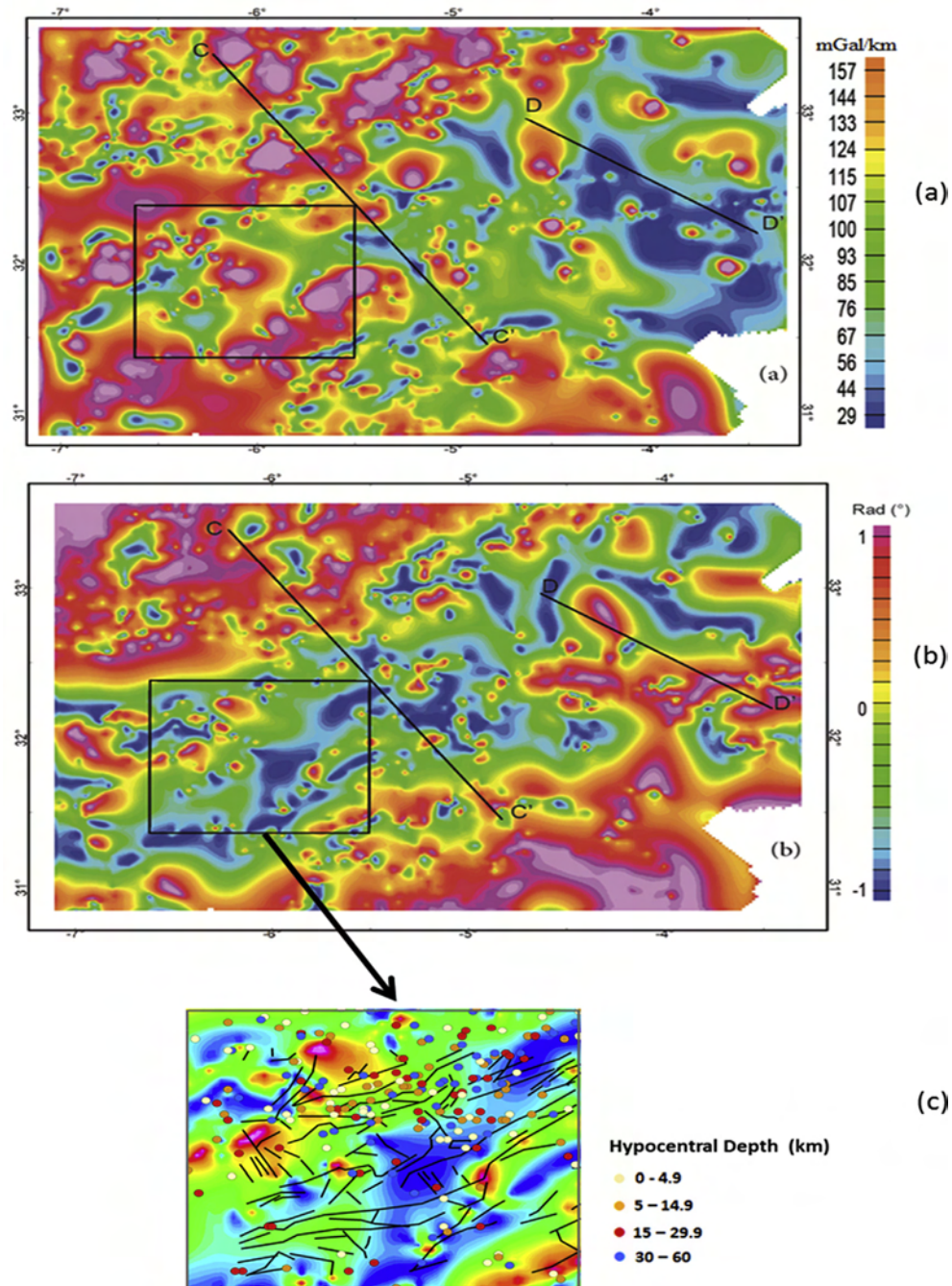


Fig. 14. (a) Analytic signal showing the slight change of direction when passing through Central Massif - NE and SE of central High Atlas. (b) Tilt angle magnitude showing positive anomaly at NW and SE of central High Atlas. The negatives anomalies are outside the source (c) Intermediate depth seismicity (>40 km) activity is higher over and near the source delimited by the Tilt angle analysis.

Bajocien deposit seems to be the place of a tectonic subsident basin. Late Permien – Late Trias basaltic intrusion are detected in SW of CHA. The Jurassic volcanism magmas are located in peripheral area of tectonic subsident basin (NW and NE of CHA). The density of lineament is higher along faults trending NE-SW (N40_E to N50_E). These faults are linked to the Mesozoic evolution of CHA and vertically controlled the sedimentation during Trias and Lower Lias.

Local seismic tomography and the analysis P wave velocities allowed browsing a new imaging in details and in depth about the deep geological structures in lithosphere beneath the CHA. A thinned upper crust basement from 5 to 25 km depth is located beneath the NW of CHA. Beneath the tectonic subsiding basin, the thickness of crust varied from 30 to 40 km. From vertical section done in NW of study region, we define are main subduction slab from 10 to 45 km depth, extended from eastern

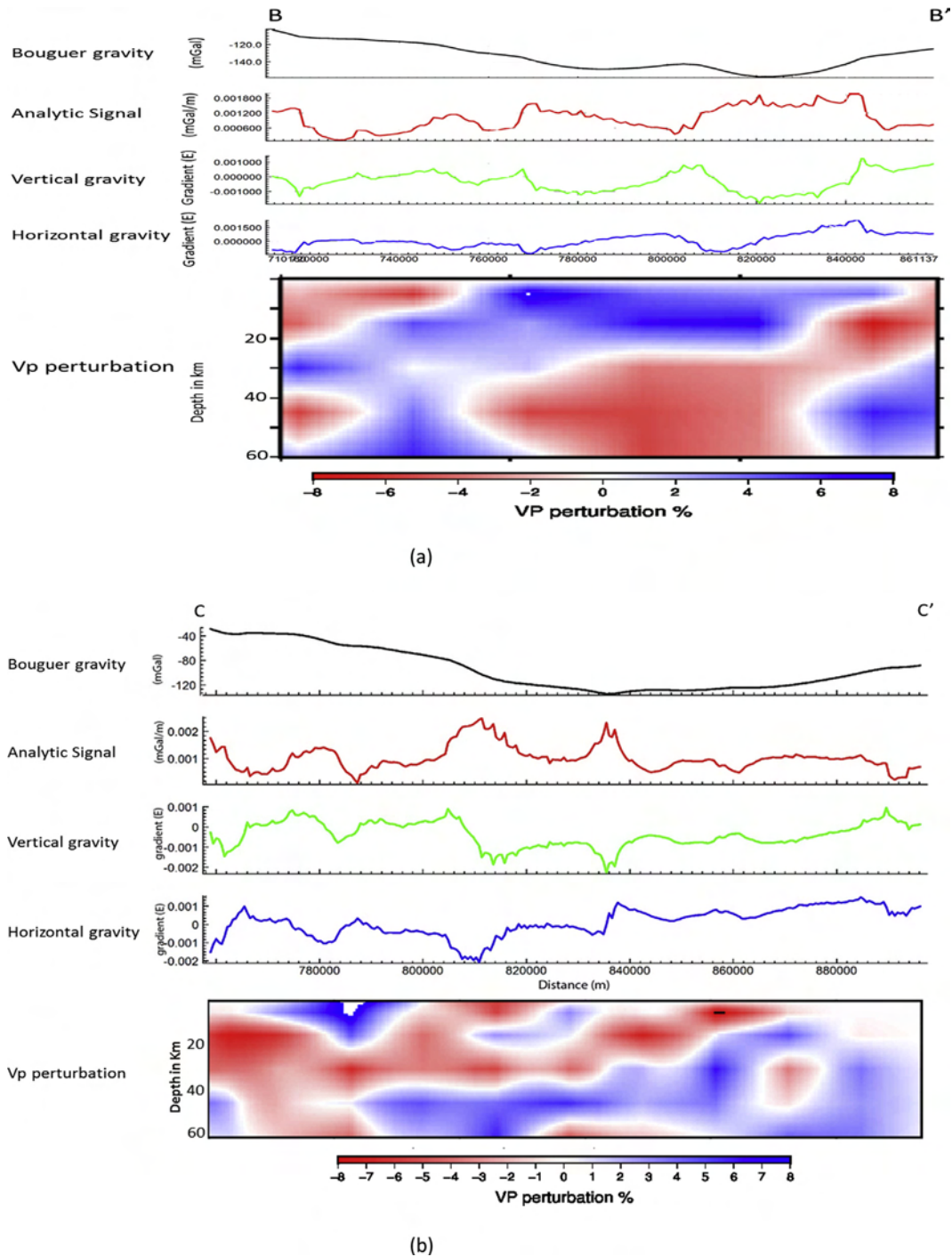


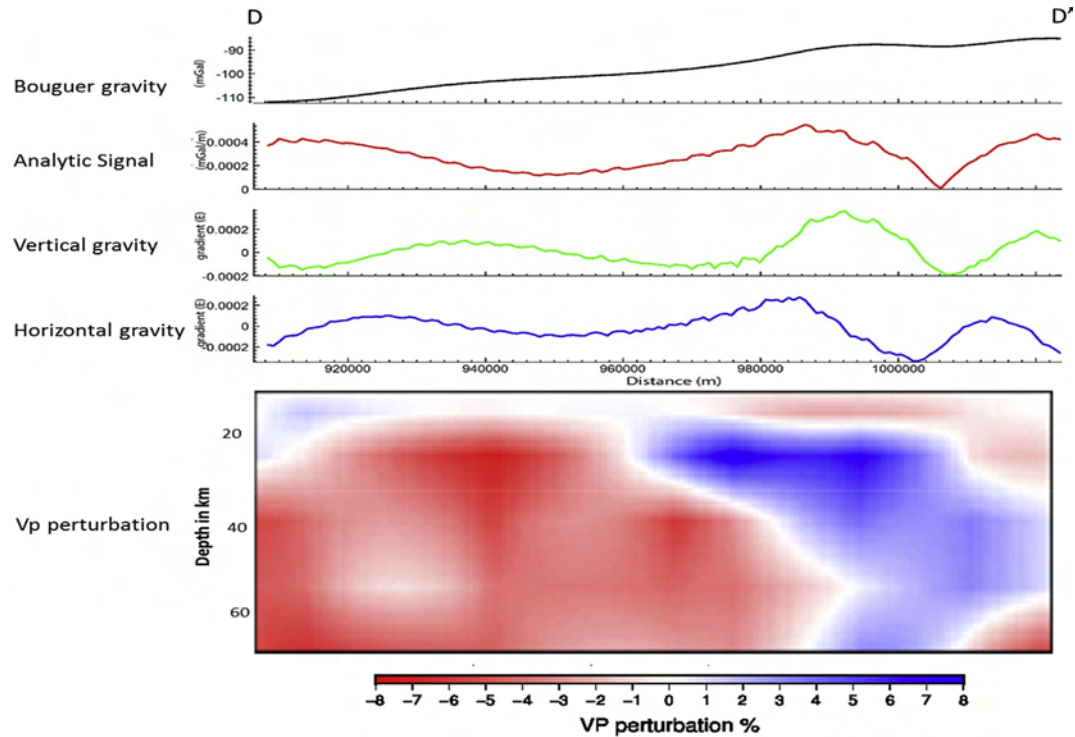
Fig. 15. (a) Vertical cross section along profile B-B' showing the distribution of high velocity structure and the variation of gravimetric anomaly through central High Atlas; (b) Vertical cross section along profile C-C' showing the northward subduction extended from eastern Anti Atlas; (c) Vertical cross section along profile D-D' showing deep crustal structure, shortening and gravimetric anomaly along SE of central high Atlas. The density variations in the crust match with the variation of P wave velocity perturbation (high values of perturbation indicate high density structure).

Anti Atlas, related to a northward subduction beneath High and Middle Atlas.

The modest crustal thickening beneath CHA confirms that, the major part of lower crust is collapsed into lithosphere causing a mass deficiency in the crust and upper mantle detected by the gravimetric

enhancement techniques of the Bouguer anomaly. The density variations in deep crustal structures match with high velocity structures.

The extrusion of a heated asthenospheric material coming from depth to replace the part of lower crust detached induce the rifting and tectonic subsiding basin.



(c)

Fig. 15. (continued).

Conflicts of interest

This study was supported by the Institut Scientifique- Mohammed V University Rabat. The seismic data are provided by the CNRST (Morocco). Gravity data provided by Moroccan Ministry of Mines and Energy. The Fortran program Velest developed by E. Kissling and Simulps developed by Eberhart- Phillips and F. Haslinger (Institute of Geophysics, ETH Zuerich). Some of the figures were 16 prepared using GMT software [60].

Acknowledgements

This study was supported by the Institut Scientifique, Rabat, Morocco. The seismic data are provided by the CNRST (Morocco). Gravity data provided by Moroccan Ministry of Mines and Energy.

The Fortran program Velest developed by E. Kissling and Simulps developed by Eberhart-Phillips and F. Haslinger (Institute of Geophysics, ETH Zuerich). Some of the figures were prepared using GMT software [62].

References

- [1] G. Choubert, A. Faure-Muret, Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paleozoïques, in: *Livre à la Memoire du Professeur Paul Fallot*, Mem. hors Ser, vol. 1, Soc. Geol. de Fr., Paris, 1962, pp. 447–527.
- [2] M. Matteuer, P. Tapponier, F. Proust, Sur les mécanismes de formations des chaines intracontinentales. L'exemple des chaines atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. Géol. France* 19 (1977) 521–526.
- [3] F. Proust, J.-P. Petit, P. Tapponier, L'accident du Tizi n'Test et le role des décrochement dans la tectonique du Haut Atlas Occidental (Maroc), *Bull. Soc. Géol. France* 19 (1977) 541–551.
- [4] E. Laville, Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut- Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements, Mémoire de Thèse d'État, Université de Montpellier, 1985, p. 185.
- [5] C. Baudon, I. Fabuel-Perez, J. Redfern, Structural style and evolution of a Late Triassic rift basin in the CHA, Morocco: controls on sediment deposition, *Geol. J.* 44 (2009) 677–691.
- [6] E. Laville, Role de décrochement dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasique et liasique, *Bull. Soc. Géol. France* 23 (1981) 303–312.
- [7] R. Brede, M. Hauptmann, H.G. Herbig, Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco. The Mesozoic-Cenozoic development of the central High Atlas and the Middle Atlas, *Geol. Rundsch.* 81 (1992) 127–141, <https://doi.org/10.1007/BF01764544>.
- [8] E. Laville, A. Pique, Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model, Structural and orogenic inversions, *Geol. Rundsch.* 81 (1992) 157–170.
- [9] Armondo Giovanni, Intracontinental alkaline magmatism: geology, petrography, mineralogy and geochemistry of the Jbel Hayin (central high Atlas, Morocco), n°31, Mem. Geol. Lausanne (1999) 109. ISSN 1015-3578.
- [10] S. Benckroun, Les séries triasiques du Maroc (Domaines mésétien et atlasique) : évolution minéralogique et géochimique, Mémoire de Thèse de 3ème cycle, Université de Strasbourg, 1985, p. 237.
- [11] E.H. Beraouz, B. Platevoet, B. Bonnin, Le magmatisme mésozoïque du Haut Atlas (Maroc) et l'ouverture de l'atlantique central, *C. R. Acad. Sci. Paris* 318 (1994) 1079–1085.
- [12] H. Bertrand, J. Dostal, C. Dupuy, Geochemistry of early mesozoic tholeiites from Morocco, *Earth Planet. Sci. Lett.* 58 (1982) 225–239.
- [13] A. Marzoli, H. Bertrand, K.B. Knight, S. Cirilli, N. Buratti, C. Verati, S. Nomade, P.R. Renne, N. Youbi, R. Martini, K. Allenbach, R. Neuwirth, C. Rapaille, L. Zaninetti, G. Bellieni, Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic– Jurassic boundary climatic and biotic crisis, *Geology* 32 (2004) 973–976.
- [14] A. Souhel, Le mésozoïque dans le haut Atlas de Béni-Mellal (Maroc), Thèse d'Etat, Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci. Marrakech, 1996, p. 235.
- [15] C. Verati, C. Rapaille, G. Féraud, A. Marzoli, H. Bertrand, N. Youbi, 40Ar/39Ar ages and duration of the central Atlantic magmatic province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the triassic–juristic boundary, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 244 (2007) 308–325.
- [16] N. Youbi, L.T. Martins, J.M. Munhá, H. Ibouh, J. Madeira, E.H. AitChayeb, A. El Boukhari, The late triassic-early jurassic volcanism of Morocco and Portugal in the framework of the central atlasic magmatic province, in: W.E. Hames (Ed.), *The Central Atlantic Magmatic Province*, vol. 136, American Geophysical Union Geophysical Monograph, 2003, pp. 179–207.
- [17] F. El Bchari, H. Ibouh, A. Souhel, K. Tajeddine, J. Canerot, M. Bouabdelli, Cadre tectonique et étapes de structuration de la plate forme Liasique d'Ait BouGuemmez (Haut Atlas Central, Maroc), N°16, GAIA, Lisboa, June 2001, pp. 163–172 (ISSN: 0871-5424).
- [18] G.K. Moore, Objective procedures for lineament enhancement and extraction, n°5, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.* 49 (1983) 641–647.

- [19] B.R. Lienert, A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally, Hawaii Institute of Geophysics/SOEST, Honolulu, 1994.
- [20] E. Kissling, W.L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, U. Kradolfer, Initial reference models in local earthquake tomography, *J Geophys Res.* 99 (1994) 19635–19646.
- [21] C.H. Thurber, Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, *J Geophys Res.* 88 (1983) 8226–8236.
- [22] D. Eberhart-Phillips, Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California, *J Geophys Res.* 95 (1990) 15343–15363.
- [23] Y. Timoulli, N. Jabour, Y. Hahou, M. Chourak, Lithospheric structure in NW of Africa: case of the Moroccan Atlas mountains, *Geodesy and Geodynamics* 6 (6) (2015) 397–408.
- [24] D.R. Toomey, G.R. Foulger, Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, 17, *Icel. J. Geophys. Res.* 94 (B12) (1989) 497–510.
- [25] T. Hildenbrand, R. Kucks, M. Hamouda, A. Bellot, Bouguer Gravity Map and Related Filtered Anomaly Maps of Morocco, US Geological Survey, Denver, Colorado, 1988.
- [26] J.W.D. Van Den Bosch, Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. Service Géologique du Maroc Notes et Mémoires no. 234 bis, Service Géologique du Maroc, 1981.
- [27] H.G. Miller, V. Singh, Potential field tilt- a new concept for location of potential field sources, *J. Appl. Geophys.* 32 (1994) 213–217.
- [28] B. Verduzco, J.D. Fairhead, C.M. Green, C. Mackenzie, New insights into magnetic derivatives for structural mapping, SEG Lead Edge (2004 February) 116–119.
- [29] M.N. Nabighian, V.J.S. Grauch, Y. Li, J.W. Peirce, J.D. Phillips, M.E. Ruder, The historical development of the magnetic method in exploration, *Gephysics* 70 (2005) 33ND–61ND.
- [30] M.N. Nabighian, Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section, *Geophysics* 39 (1974) 85–92.
- [31] M.N. Nabighian, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections; its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics* 37 (1972) 507–517.
- [32] W.R. Roest, J. Verhoef, M. Pilkington, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics* 57 (1992) 116–125.
- [33] P.R. Milligan, P.J. Gunn, Enhancement and presentation of airborne geophysical data, *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17 (2) (1997) 63–75.
- [34] V.J.S. Grauch, Lindrieth, Cordell, Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, *Geophysics* 52 (1) (1987) 118–121.
- [35] M. Monbaron, Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique: l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque: ses incidences sur la tectonique tertiaire, *Eclogae Geol. Helv.* 74 (1981) 625–638.
- [36] H. Ibouh, F. El Bchari, M. Bouabdelli, A. A. Souhel, N. Youbi, L'accident Tizal-Azourki haut Atlas Central du Maroc: Déformations synsédimentaires Liasiques en extension et conséquences du serrage Atlasique, *Estud. Geol.* 57 (2001) 15–30.
- [37] B. Igmoullan, L. Daoudi, V. Duarte, D. Sadki, Les événements tectono-sédimentaires du passage Pliensbachien –Toarcien dans le haut Atlas de Midelt (Maroc): influence sur les assemblages argileux, *Comm. Inst. Geol. E Mineiro* 90 (2003) 143–152.
- [38] M. Ettaki, Etude sédimentologique et stratigraphique du Lias-début du Dogger de la région de Todrha-Dadès (versant sud du Haut-Atlas central, Maroc)-Implications géodynamiques, PhD Thesis, Université Cadi Ayyad de Marrakech, 2003, p. 429.
- [39] R. Löwner, Recherches sédimentologiques et structurales à l'articulation entre Haut et Moyen Atlas et la Haute Moulouya, Maroc, Doctoral Thesis, 2009.
- [40] L. AitBrahim, P. Chotin, S. Hinaj, A. Abdelouafi, A. El Adraoui, C. Nakcha, D. Dhont, M. Charroud, F. SosseyAlaoui, AmrharM, A. Bouaza, H. Tabyaoui, A. Chaoui, Paleostressevolution in the Moroccan African margin from triassic to present, *Tectonophysics* 357 (2002) 187–205.
- [41] H. El Alaoui El Moujahid, H. Ibouh, A. Bachnou, M. Ait Babram, A. El Harti, Mapping and analysis of geological fractures extracted by remote sensing on Landsat TM images, example of the Imilchil-Tounfite area (central High Atlas, Morocco), *Estudios Geológicos julio-diciembre* 72 (2) (2016) e051.
- [42] L. AitBrahim, Carte néotectonique du Maroc au 1/1000000^{ème}, Les failles héritées et néoformées, et leurs effets structuraux sur l'évolution néotectonique et actuelle du Maroc Nord, in: Actes du 4^{ème} Séminaire Maghrébinsur le génie parasismique, 1990, pp. 111–136.
- [43] J. Makris, D. Demnati, Klusman], Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data, *Ann. Geophys.* 3 (1985) 369–380.
- [44] B. Tadili, M. Ramdani, B. Sari, K. Chapochnikov, A. Bellot, Structure de la croûte dans le nord du Maroc, *Ann. Geophys.* 4 (1) (1986) 99–104.
- [45] P. Ayarza, F. Alvarez-Lobato, A. Teixell, M.L. Arbolea, E. Teson, M. Julivert, Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data, *Tectonophysics* 400 (2005) 67–84.
- [46] P. Ayarza, R. Carbonell, A. Teixell, I. Palomeras, D. Mart, A. Kchikach, M. Harnafi, A. Levander, J. Gallart, M.L. Arbolea, J. Alcalde, M. Fernandez, M. Charroud, M. Amrhar, Crustal thickness and velocity structure across the Moroccan Atlas from long offset wide-angle reflection seismic data: TheSIMA experiment, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15 (5) (2014) 1698–1717.
- [47] G. Schwarz, H.G. Mehl, F. Ramdani, V. Rath, Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas System and its Tectonic implications, *Int. J. Earth Sci.* 81 (1992) 221–235.
- [48] M.S. Miller, A.A. Allam, T.W. Becker, J.F. Di Leo, J. Wookey, Constraints on the tectonic evolution of the westernmost Mediterranean and northwestern Africa from shear wave splitting analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.* 375 (2013) 234–243.
- [49] G.R.J. Cooper, D.R. Cowan, Enhancing potential field data using filters based on the local phase, *Comput. Geosci.* 32 (2006) 1585–1591.
- [50] A. Saquaque, M. Beharref, H. Abia, Z. Nrini, I. Reuber, J.A. Karson, Evidence for a Pan-African volcanic arc and wrench fault tectonics in the JbelSaghro, Anti-Atlas, Morocco, *Geol. Rundsch.* 81 (1992) 1–13.
- [51] H. Ouguir, J. Macaudière, G. Dagallier, Leprotérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc: un contexte géodynamique d'arrière-arc, *J. Afr. Earth Sci.* 22 (1996) 173–189.
- [52] F. Benziane, Lithostratigraphie et évolution géodynamique de l'anti-Atlas (Maroc) du paléoprotérozoïque au néoprotérozoïque: exemples de la boutonnière de Tagragra Tata et du JebelSaghro, Doctoral Thesis, 2007.
- [53] E. Laville, J.P. Petit, Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of the Moroccan Triassic basins, *Geology* 12 (1984) 424–427.
- [54] A. Pique, M. Charroud, E. Laville, M. Amrhar, The Tethys southern margin in Morocco: mesozoic and Cinozoic evolution of the Atlas domain, *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.* 182 (2000) 93–106.
- [55] K.B. Knight, S. Nomade, P.R. Renne, A. Marzol, H. Bertrand, N. Youbi, The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic Jurassic boundary: paleomagnetic and Ar-40/Ar-39 evidence from Morocco for brief, episodic volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.* 228 (12) (2004) 143–160.
- [56] E.A. Hailwood, J.G. Mitchell, Paleomagnetic andradiometric dating results from Jurassic intrusions in south Morocco, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 24 (1971) 351–364.
- [57] E.H. Aït Chayeb, N. Youbi, A. El-Boukhari, M. Bouabdelli, M. Amrhar, Le volcanisme permien et mésozoïque inférieur du bassin d'Argana (Haut-Atlas Occidental, Maroc): un magmatisme intraplaque associé à l'ouverture de l'Atlantique central, *J. Afr. Earth Sci.* 26 (4) (1998) 499–519.
- [58] T.G. Farr, M. Kobrick, The shuttle radar topography mission: a global DEM, in: Geological Society of America(ed) 1998 annual meeting, Geological Society of America (GSA), Boulder, 1998, p. 359.
- [59] P. Wessel, H.F. Smith, New improved version of the generic mapping tools released, *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 79 (1998) 579.



Youssef Timoulali, is a Professor at Rabat University, Scientific Institute, Morocco. He obtained his master degree from Polytechnique, Montreal, Canada and doctoral degree from Mohammadia Ingenieur Ecole, Rabat, Morocco. His study interests include the seismology, geodynamic, remote sensing and modeling. He has published articles about seismology and geodynamic in specialized journal about Moroccan Atlas mountains and Alboran sea.