

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE

**MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

**UNIVERSITÉ ABOU BEKR BELKAID TLEMCEM DÉPARTEMENT :
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

Thèse

en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Spécialité "Géophysique"

Présentée par :

Ghania DABOUZ

Thème

**Automatisation de la détermination des paramètres
de la source et réalisation des Shakemaps**

Soutenue le 30 Novembre 2022 devant la commission d'examen :

Abbas MAROC, Professeur (Univ. Abou Bekr Blkaid, Tlemcen)	Président
Hamoud BELDJOUDI, Directeur de Recherche (CRAAG)	Directeur de thèse
Djawad Zendagui, Professeur (Univ. Abou Bekr Blkaid, Tlemcen)	Examineur
Mohamed Salah BOUGHACHA, Professeur (USTHB)	Examineur
Anne DESCHAMPS, Directrice de Recherche (Univ. Nice, France)	Examinatrice
Abdelkrim YELLES-CHAOUCHE, Directeur de Recherche (CRAAG)	Invité

REMERCIEMENTS

Mes sincères remerciements s'adressent à Monsieur Beldjoudi Hamoud, qui a dirigé mes travaux de thèse surtout pour sa disponibilité dont j'ai abondamment profité, pour sa patience et ses conseils. Ses encouragements et ses orientations m'apportent toujours un nouveau souffle pour persévérer dans le travail.

Il m'est, particulièrement agréable d'exprimer mes vifs remerciements à Monsieur Abbas Maroc, tout d'abord pour l'honneur qu'il me fait de présider ce jury et pour nous avoir facilité toutes les tâches administratives.

J'exprime ma gratitude Monsieur Mohamed Salah Boughacha pour m'avoir initié à la sismologie et de m'avoir transmis sa passion. Je voudrais lui exprimer toute ma gratitude pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Mes remerciements sont également adressés à Monsieur Djawad Zendagui, Professeur à l'université de Tlemcen pour avoir accepté d'évaluer cette thèse.

Je remercie Monsieur Abdelkrim Yelles-Chaouche, Directeur du CRAAG, pour avoir accepté de faire partie du jury de ma soutenance, pour ses encouragements et de m'avoir donné les moyens pour finaliser ma thèse.

Je remercie Madame Anne Deschamps pour avoir accepté de juger mon travail.

Que tous ceux qui ont participé, de près ou de loin, à ma formation de sismologue et ils sont nombreux, que ce soit à la FSTGAT/USTHB, au CRAAG ou ailleurs et tous ceux qui ont aidé de près ou de loin à l'aboutissement de cette thèse trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Un grand merci à mon cher mari et mes enfants pour leur soutien et compréhension.

ملخص

في هذه الأطروحة، قمنا بحساب معلمات المصدر الزلزالي للتسلسل الزلزالي الذي وقع بالقرب من مدينة المدية بين شهري مايو وسبتمبر 2007. استخدمنا طريقتين: أولاً من خلال نمذجة شكل الأمواج الزلزالية في المجال القريب وثانياً من خلال نمذجة طيف الإزاحة. النتائج التي تم الحصول عليها من خلال هاتين الطريقتين متطابقة تماماً. كما قمنا بفحص تفاعل الفوالق المسؤولة عن الأحداث الثلاثة لهذا التسلسل الزلزالي، النتائج المتحصل عليها تؤكد وجود هذا التفاعل من حيث تباين إجهاد كولوم. كما قمنا بحساب معلمات المصدر لزلزال بجاية (2021، 2022) وبسكرة (2016، 2022). قدرنا حالة الإجهاد التي أعقبت زلزال جبل شنوا (1989) في المناطق المجاورة. عرضنا الوضع الراهن في تطوير خرائط اهتزاز سطح الأرض في الجزائر والتي تظهر توزيع الأضرار المتوقعة بعد وقوع زلزال.

الكلمات المفتاحية: المصدر الزلزالي، طيف الإزاحة، إجهاد كولوم، الآلية البؤرية، الزلزالية في المدية، الزلزالية للجزائر، موتر الإجهاد، خرائط اهتزاز سطح الأرض.

RESUME

Dans ce travail de thèse, nous avons calculé les paramètres de la source sismique pour la séquence de Médéa produite entre mai et septembre 2007. Nous avons utilisé deux approches : la modélisation des formes d'onde en champ proche et la modélisation du spectre de déplacement. Les résultats obtenus par ces deux approches coïncident parfaitement. Nous avons montré que les trois failles de la séquence sismique de Médéa interagissaient bien entre elles en termes de variation de contrainte de Coulomb. Nous avons aussi calculé les paramètres de la source pour les séismes de Bejaia (2021, 2022) et de Biskra (2016, 2022). Nous avons estimé l'état de contrainte suite au séisme de Mont Chenoua (1989) dans les régions avoisinantes. Nous avons présenté l'état des lieux sur l'élaboration des cartes d'intensité « shakemap » en Algérie qui montrent la répartition des dégâts prédits suite un séisme.

Mots clés : source sismique, spectre de déplacement, contrainte de Coulomb, mécanisme au foyer, sismicité de Médéa, sismicité de l'Algérie, tenseur de contrainte, shakemap, champ proche.

ABSTRACT

In this thesis work, we calculated the seismic source parameters for the Medea sequence produced between May and September 2007. We used two approaches: near-field waveform modeling and displacement spectrum modeling. The results obtained by these two approaches coincide perfectly. We showed that the three faults of the Medea seismic sequence interacted well with each other in terms of Coulomb stress variation. We also calculated the source parameters for the Bejaia (2021, 2022) and Biskra (2016, 2022) earthquakes. We estimated the state of stress following the Mount Chenoua earthquake (1989) in the surrounding areas. We presented the state of the art on the elaboration of the intensity maps "shakemap" in Algeria that show the distribution of the predicted damages following an earthquake.

Keywords: seismic source, displacement spectrum, Coulomb stress, focal mechanism, seismicity of Medea, seismicity of Algeria, stress tensor, Shakemap, near field.

Table de Matière

Introduction	12
I. La sismotectonique du Nord Algérien	14
I.1. Contexte globale	15
I.2. Contexte géologique	16
I.1.1 Les zones internes.....	18
I.1.2 Les zones externes	18
I.1.3 Les flyschs.....	18
I.3. Contexte cinématique.....	19
I.4. Sismicité historique.....	22
I.5. Sismicité instrumentale	23
I.5.1 Le séisme de Laâlam du 20 Mars 2006.....	24
I.5.2 Le séisme de Tadjena (Cheliff) du 16 Décembre 2006.....	26
I.5.3 Les séquences d’Oran du 09 Janvier et du 06 Juin 2008.....	27
I.5.4 Le séisme de Cheliff du 18 Juin 2008.....	28
I.5.5 La séquence de Beni Ilmane Mai 2010	29
I.5.6 Les séquences de Hammam Melouane de 2013, 2014 et de 2016.....	31
I.5.7 Le séisme d’Alger du 1 ^{er} aout 2014.....	34
I.5.8 Les séquences de Mihoub du 28 Mai 2016	36
I.5.9 Le séisme de Oued Djer du 02 janvier 2018	38
I.5.10 Les séismes de Biskra 2016 et 2022	39
I.5.11 a sismicité récente au large de Bejaia 2021-2022.....	43
I.6. Discussion	45
II. La théorie de l’élasticité, de la fonction de Coulomb et du tenseur de contrainte.....	47
II.1. Théorie d’élasticité d’après (Chouteau and Giroux, 2006)	48
II.1.1 La Contrainte	50

II.1.2	Déformation en cisaillement.....	53
II.1.3	Relation entre contrainte et déformation (loi de Hooke).....	55
II.2.	Fonction de rupture de Coulomb	58
II.2.1	Définition de la contrainte de coulomb	58
II.2.2	Stratégie de la modélisation	60
II.3.	La contrainte régionale.....	62
II.3.1	Le tenseur de la contrainte totale	64
II.3.2	Les contrainte principales.....	64
III.	Modélisation des formes d’ondes et Analyse spectrale.....	65
III.1.	Modélisation des formes d’ondes.....	66
III.1.1	Du sismogramme au mécanisme au foyer.....	66
III.1.2	La géométrie du plan de faille	66
III.1.3	Mécanisme au foyer et polarité des ondes P.....	68
III.1.4	Le déplacement du sol.....	71
III.1.5	Facteurs de radiation et amplitudes des ondes.....	73
III.1.6	La fonction temporelle de la source et la forme des ondes	76
III.1.7	Les conditions pour une modélisation en point source	78
III.1.8	Du modèle point source au modèle de source étendue	79
III.1.9	Méthode de discrétisation de la source : formulation de fenêtres temporelles multiples et discrétisation de la surface de rupture par une grille de points source).....	82
III.1.10	La méthode d’inversion	84
III.1.11	Déroulement de la procédure d’inversion.....	88
III.1.12	Automatisation de la procédure de la préparation des enregistrements.....	93
III.2	Modélisation du spectre source.....	95
III.2.1	La méthodologie utilisée	95
IV.	La séquence sismique de Médéa de 2007	97
IV.1.	La sismicité historique et instrumentale	100

IV.2.	Cadre géologique de la région de Médéa.....	103
IV.3.	La localisation du choc principal et de ces répliques	105
IV.4.	Estimation des paramètres de la source	108
V.4.1	Par la modélisation des formes d'onde FMNEAR	108
V.4.2	Par la méthode des spectres de déplacement	114
IV.5.	L'inversion des solutions focales en vue de l'obtention du tenseur des contraintes 119	
IV.6.	Transfert de la contrainte de coulomb	121
V.6.1	Changement de l'état de contrainte suite au premier événement.....	121
V.6.2	Changement de l'état de contrainte suite au deuxième événement.....	122
IV.7.	Discussion et Conclusions	124
V.	Séisme de Mont Chenoua	131
V.1.	Introduction	132
V.2.	Le contexte morphologique.....	133
V.3.	Les séquences sismiques du Mont Chenoua 1989, Tipaza 1990 et Ain Benian 1996. 135	
V.4.	Calcul de l'état de contrainte dans la région de Tipaza.....	139
V.4.1	Changement de l'état de contrainte suite au séisme du Mont Chenoua.....	140
VI.	Les Shakemaps.....	145
VI.1.	Origine et développement des Shakemaps	146
VI.2.	Les cartes Shakemaps.....	148
VI.3.	L'équation de prédiction de mouvement de GMPE	148
VI.4.	L'équation de prédiction d'intensité IPE et l'équation de conversions entre mouvement du sol et intensité GMICE.	149
VI.5.	La carte de condition de site	150
VI.6.	L'élaboration des cartes shakemaps en Algérie.....	152
VI.6.1	Acquisition des données.....	152
VI.6.2	GMPE et IPE pour l'Algérie	154

VI.7.	Les Logiciels disponibles pour générer des Shakmaps	156
VI.8.	Exemples de cartes shakmaps extraites de l'Atlas de USGS	157
VI.9.	Conclusion	164
	Conclusion.....	166
VII.	Reference	169
VIII.	Annexe	185

Table des figures

Figure I-1 Contexte tectonique général du Tell Atlas, le système de failles de chevauchement structurales majeures montrant les frontières de domaines. La figure en bas à droite montre le déplacement de la plaque Africaine par rapport à la plaque Eurasienne. Les flèches indiquent les vitesses GPS de l'Atlas du Tell par rapport à l'Eurasie fixée (Bougrine et al., 2019).....	15
Figure I-2 Carte des séismes historiques en Algérie entre 1365 et 1900 estimés à une intensité supérieure à VIII.....	22
Figure I-3 Carte montrant la localisation des 54 répliques du séisme de Lâalam, b) Carte isoséiste du séisme de Lâalam, l'étoile montre la localisation du choc principal (CRAAG) (Beldjoudi et al., 2009).....	25
Figure I-4 a) Modèle d'élévation numérique (DEM) de la région de Cheliff (SRTM 89 m). L'étoile noire est l'emplacement de l'épicentre. MCB Middle Cheliff Bassin. LCB Lower Cheliff Bassin. FA faille inverse de Boukadir. FE l'extension du segment FA, FB faille transversale. FC la faille inverse d'El Asnam. AA' est la section transversale (N140) de FA et BB' est la section transversale (N90) de la faille FB. b) Projection de l'hypocentre et des deux plans de faille alternatifs déduits du mécanisme focal. 1 Cas de la faille transversale (FB). 2 Cas de la faille de Boukadir (FA) (Beldjoudi et al., 2011).....	26
Figure I-5 La carte sismotectonique de la région épiscopentrale. Les étoiles représentent la localisation des événements principaux et leurs mécanismes aux foyers relatifs. Les points rouges indiquent la localisation des répliques pour la période (14-16 May), les points rouges indiquent la localisation des répliques pour la période (14-16 May), les points verts ceux de la période (16-23 May) et les points bleu ceux de la période (23-31 May) (Beldjoudi, 2020) ..	29
Figure I-6 a le calcul de Δ CFF pour le premier événement sur le deuxième événement. b section verticale montrant la variation de la Δ CFF en profondeur. c la variation Δ CFF associée à la somme du premier séisme et du deuxième sur le troisième séisme. d pareille que la b. (Beldjoudi, 2020).....	31
Figure I-7 Distribution horizontale des événements sismiques relocalisés, coloriés selon leur profondeur, montrant les mécanismes focaux des 11 plus importantes répliques de la première sous-séquence de Hammam Melouane du 17 juillet 2013. Le mécanisme du choc principal est en rouge (Yelles-Chaouche et al., 2017).....	33
Figure I-8 Carte montrant les épicentres de 576 événements ; la couleur correspond à la profondeur. Les mécanismes focaux sont indiqués pour les 11 événements les plus significatifs, avec le mécanisme du choc principal en bleu. Le triangle vert indique les stations du réseau	

sismique permanent (ADSN) qui ont été intégrées au réseau temporaire ; les triangles bleus représentent les stations sismiques temporaires (Yelles-Chaouche et al., 2019).....	35
Figure I-9 carte montrant les épencentres de 485 événements relocalisés du 30 mai au 11 juillet 2016 ; les couleurs correspondent à la profondeur. Les mécanismes focaux sont présentés pour les 13 événements les plus importants ($M \geq 4,0$). Le triangle vert indique la station courte période du réseau sismique permanent (ADSN) intégré au réseau temporaire ; les triangles bleus représentent des stations sismiques temporaires de courte période (Khelif et al., 2018)	36
Figure I-10 Répartition horizontale (a) des 485 événements relocalisés de la séquence sismique de Mihoub 2016, (b) des événements qui se sont produits au cours des quatre premiers jours de l'enregistrement du réseau sismologique temporaire et (c) des coupes verticales sur les deux nuages. L'étoile jaune indique l'événement Md4.9 du 10 avril 2016 ; L'étoile orange indique l'épicentre Mw5.4 du 28 mai 2016. Les mécanismes focaux respectifs sont en noir. Les lignes en pointillées rouges indiquent l'interprétation du meilleur alignement des événements (Khelif et al., 2018).....	37
Figure I-11 Carte montrant les 19 événements les plus importants enregistrés par le réseau permanent et leurs mécanismes focaux correspondants ; Les numéros correspondent à l'ordre d'occurrence de chaque événement. Les triangles bleus représentent les stations sismiques temporaires de courte période. Le mécanisme focal du choc principal est représenté en rouge. . Les lignes rouges et noires sont respectivement des failles actives et potentiellement actives. (Mohammedi et al., 2020).....	38
Figure I-12 La carte de sismicité de la région de Biskra. Les étoiles représentent la localisation de l'évènement principal ainsi que la plus grande réplique et leurs mécanismes aux foyers relatifs.	40
Figure I-13 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bikra du 18 Novembre 2016. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).	41
Figure I-14 Qualité de la solution obtenue, à droite degré de confiance en fonction de la profondeur. A gauche RMS en fonction de la profondeur.	42
Figure I-15 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bikra du 13 Avril 2022. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).	43
Figure I-16 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bejaia du 18 Mars 2021. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).	44

Figure I-17 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bejaia du 19 Mars 2022. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).	45
Figure I-18 Les mécanismes au foyer des principaux évènements qui se sont produits entre 2006 et 2022. La taille est proportionnelle à la magnitude, en rouge les évènements étudiés dans cette thèse.	46
Figure II-1 Force ΔF agissant sur un élément de surface ΔA (Chouteau and Giroux, 2006)..	50
Figure II-2 Distances utilisées pour définir une déformation linéaire. (Chouteau and Giroux, 2006)	51
Figure II-3 Déformations en cisaillement : a) cisaillement pur b) cisaillement et rotation. (Chouteau and Giroux, 2006)	54
Figure II-4 Déformation parallèle. (Chouteau and Giroux, 2006)	55
Figure II-5 Propagation de l'onde P selon x causant une déformation élastique sur un élément. (Chouteau and Giroux, 2006)	57
Figure II-6 Le système de coordonnées utilisé pour le calcul de la contrainte de Coulomb (King et al. 2001)	59
Figure II-7 Expression de la contrainte régionale dans l'ancienne et la nouvelle base.	63
Figure III-1 (a) Schéma d'une faille inverse montrant la relation géométrique entre the hangingwall, the footwall, et le plan de faille. Les flèches rouges montrent le mouvement relatif des blocs de part et d'autre du plan de faille. (b) Les paramètres géométriques de la faille. "φs": strike angle. "δ" : dip angle. "λ" : rake angle. "n": normal vector. "v": slip vector "γ": ray path vector. (c) La relation entre le slip vector "γ" et les différents types de failles. L'étoile noire : l'hypocentre. (Balestra, 2017)	67
Figure III-2. Première polarité des ondes P observée dans différentes directions à partir des deux plans nodaux. Rectangle gris foncé : plan de faille. Rectangle gris clair : plan auxiliaire. Ligne orange : régions de premier mouvement de compression (+). Lignes jaunes : régions de dilatation (-) premier mouvement. Flèches blanches : mouvement de part et d'autre du plan de faille. Flèches bleues : chemins des rayons. Étoile noire : hypocentre. (Balestra, 2017)	69
Figure III-3 Faille représentée dans un système de coordonnées montrant l'orientation de paire de forces sur des facettes perpendiculaire (a) plan de faille et (b) plan auxiliaire. (Balestra, 2017)	70
Figure III-4 La combinaison des paires de couple de force montrées en figure III-3, qui engendrent un modèle à double couple. (Balestra, 2017)	70

- Figure III-5** Description géométrique d'un point source. Etoile grise : hypocentre. Triangle noir : récepteur où le déplacement est observé. $(X1, X2, X3)$: système de coordonnées arbitraire. “ n ” (flèche jaune): vecteur normal à la faille. “ v ” (flèche orange): vecteur glissement. “ γ ” (flèche bleue): vecteur chemin du rayon. “ n ” et “ v ” sont perpendiculaires dans le cas d'une luxation en cisaillement. (Balestra, 2017)..... 73
- Figure III-6** Coupe transversale d'un plan de faille (ligne noire horizontale) avec dislocation de cisaillement. Triangle noir: point observation. Etoile grise : hypocentre “ n ” (flèche jaune) : vecteur normal a la faille “ v ” (flèche orange): vecteur de glissement. “ γ ”(flèche bleue): vecteur de chemin de rayon. “ θ ”: angle mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre “ n ” and “ γ ”.(Balestra, 2017)..... 74
- Figure III-7** diagrammes d'amplitudes de rayonnement des ondes P (a) et S (b) pour une source ponctuelle. Flèches rouges en pointillés : polarisation des ondes P (a) et S (b). (c) Combinaison du double couple de forces de part et d'autre de la faille et des plans auxiliaire.(Balestra, 2017) 75
- Figure III-8** (a) La fonction $M_0(t)$. (b) La dérivé de $M_0(t)$. (c) Intégrale de $M_0(t)$. “ R_d ”: La durée de la rupture.(Balestra, 2017)..... 76
- Figure III-9** Sismogramme de déplacement schématique à courte distance. (a) Décomposé, avec le champ proche (NR, courbe rouge), le champ intermédiaire (IF, courbes orange), et le champ lointain (FF, courbes bleues). (b) combiné (courbe grise). "P": impulsion de champ lointain d'onde P. « S » : impulsion d'onde de champ lointain S. « r » : distance hypocentrale. « α » : vitesse de l'onde P. « β » : vitesse d'onde.(Balestra, 2017)..... 78
- Figure III-10** Schéma du modèle de dislocation unilatérale rectangulaire proposé par Haskell (Haskell, 1969). “ Φ_s ”: strike. “ δ ”: dip. “ $v \vec{v}$ ”: Vecteur glissement. “ L ”: longueur de la faille. “ W ”: L'étoile grise: hypocentre. Les cercles et les arcs de cercle rouge: le front de rupture dans le temps. 79
- Figure III-11** Chéma montrant la variation des fonctions temporelles de la source apparente ($ASTF_1(t)$, $ASTF_2(t)$, et $ASTF_3(t)$) à partir du modèle de dislocation unilatérale rectangulaire proposé par Haskell (1964) à différents points d'observation (P1, P2 et P3). D_r : Durée apparente de la rupture. D_{EPIC} : Distance épacentrale commune aux trois points d'observation. “ θ ” : angle entre le vecteur de glissement (v) et les trajets des trois rayons γ_1, γ_2 et γ_3). (Balestra, 2017) 80
- Figure III-12** Schéma de la discrétisation du plan de faille dans le cas d'un modèle source étendu. (a) “ Φ_s ” : strike. “ δ ” : dip. “ λ ”: rake. “ $v \vec{v}$ ”: Vecteur glissement. “ L ”: Longueur de la

faille. “W”: Largeur de la faille. “sl”: longueur de la sous-faille. “sw”: large de la sous-faille. Etoile grise: hypocentre. Les cercles et les arcs orange: propagation du front de rupture. (b) Le carré bleu: exemple d’une sous-faille “s” du plan de faille discrétisé. La surface jaune entre les deux vecteurs oranges indique le degré de liberté pour “λ” (paramètre inversé). (c) “ $M0s(t)$ ” (est la source locale fonction du temps du sous-faille “s”. “ t_s ”: temps de début de rupture du sous-faille “s”. “ τ ”: durée de l’isocèle fonctions élémentaires triangulaires.(Balestra, 2017).. 83

Figure III-13 Schéma d'organisation des sous-failles pour un plan de faille discrétisé. Sur chaque sous-faille, il y a trois paramètres qui seront inversés (le temps d'apparition, le rake et l'amplitude d'une fonction triangulaire isocèle, par exemple). On voit la substitution entre la sous-faille à l'hypocentre (SF7) et la sous-faille SF1.(Balestra, 2017) 90

Figure III-14 Fonction exponentielle de la forme $f(x)=e^{-x}$, avec $x < 0$. Chaque modèle ayant une fonction de coût à l’itération $i+1$ supérieure à la fonction de coût à l’itération « i » entreprend le test du critère Metropolis. Un tirage au sort d'une valeur comprise en entre 0 et 1 est effectué. Si la fonction de coût à l’itération « $i+1$ » est inférieure à cette valeur, le modèle est conservé et stocké. La fonction « P » décroît entre 0 et 1. Pour de larges différences entre les deux fonctions de cout, « P » tend vers zéro, et le rejet du modèle est plus probable.(Balestra, 2017) 92

Figure III-15 Une partie du programme d'automatisation qui permet l’extraction à partir de la base de donnée sismologique. 94

Figure IV-1 Sismicité historique et instrumentale dans la région de Médéa de 1825 à 2017. Les carrés rouges vides indiquent les séismes historiques. Les cercles noirs ouverts montrent une sismicité instrumentale. Les étoiles rouges montrent les principaux événements. Les triangles ouverts noirs représentent les villes et les villages. Les cercles verts, jaunes, violets et bleus sont les emplacements des principaux événements donnés par les centres sismologiques internationaux. Les mécanismes aux foyers des séismes importants dans la région sont numérotés : (1) Le séisme du 29 septembre 1989 Mw6.0 Mont-Chenoua (Tipasa) (Bounif et al., 2003) ; (2) Le séisme de Tipaza Mw4.7 du 02 septembre 1990 (Sebaï et Ouahmed 1997) ; (3) Le séisme du 4 septembre 1996 de Mw5.6 à Ain Benian (Sebaï and Ouahmed, 1997) ; (4) Le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003 Mw6.8 (Ayadi et al., 2003; Bounif et al., 2004) ; (5) Le séisme du 17 juillet 2013 Mw5.0 Hammam-Melouane (Yelles-Chaouche et al., 2017) ; (6) Le séisme du 23 mai 2013 Mw4.2 à Mihoub (Khelif et al., 2018) ; (7) Le séisme du 22 février 2014 Mw4.1 de Bordj Menaiel (Semmane et al., 2015) ; (8) Le séisme du 15 novembre 2014 Mw4.3 à Mihoub (Semmane et al. 2017) ; (9) Le séisme du 1^{er} août 2014 Mw5.7 dans la baie d'Alger (Beldjoudi, 2017) ; (10) Le séisme du 28 mai 2016 Mw5.4 Mihoub (Khelif et al., 2018)..... 102

- Figure IV-2** a) Domaines tectoniques généraux de l'Atlas tellien Algérien (Durand-Delga et al., 1970; Wildi, 1983; Meghraoui, 1988). b) Carte géologique de la zone épiscoptrale (Roman, 1975) et Boudiaf (1996) modifiée). Les cercles rouges montrent les épiscoptrcentres des principaux événements.....103
- Figure IV-3** a) Carte montrant le réseau sismologique. Les triangles noirs sont des stations numériques à large bande. Les triangles gris sont des stations sismiques de courte période. Les cercles sont les emplacements de 58 répliques. Les étoiles sont le lieu des chocs principaux. b) Zoom dans la zone épiscoptrale montrant l'emplacement des répliques. Les étoiles sont l'emplacement des chocs principaux respectivement numéro 1, 2 et 3. Les cercles sont les répliques coloriés selon leur profondeur.105
- Figure IV-4** Les résultats d'inversion de forme d'onde pour le séisme de la séquence, Mw4.4, 08 mai 2007, 06:50 UTC. La carte montre le mécanisme focal. Les triangles indiquent les stations à large bande utilisées pour calculer le mécanisme focal. Les sismogrammes synthétiques les mieux ajustés (lignes pointillées en rouge) et les sismogrammes observés (lignes continues) sont superposés.....111
- Figure IV-5** Les résultats d'inversion de forme d'onde pour le deuxième événement de la séquence, Mw4.1, 21 août 2007, 14h55 UTC. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-4.....112
- Figure IV-6** Les résultats d'inversion de forme d'onde pour le troisième événement de la séquence, Mw4.6, 22 août 2007, 18:06 UTC. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-4.113
- Figure IV-7** Les spectres de déplacement pour l'événement Mw4.4 du 08 mai 2007, enregistré à la station OJGS. Panneau de gauche : sismogrammes de vitesse à trois composantes corrigés instrumentalement. Les lignes bleues et rouges indiquent les débuts P et S, respectivement. Panneau du milieu : spectres de déplacement des ondes P. Panneau de droite : spectres de déplacement d'onde S. Les lignes bleues sont les spectres ajustés. Les croix rouges représentent les plateaux de basse fréquence Ω_0 avec des fréquences de coin f_c et des fréquences maximales f_{max}115
- Figure IV-8** spectres de déplacement pour l'événement Mw4.1 du 21 août 2007, enregistré à la station OTSS. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-7116
- Figure IV-9** Les spectres de déplacement pour l'événement Mw4.6 du 22 août 2007, enregistré à la station ATAF. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV 7.....117
- Figure IV-10** a) Les solutions pour les axes σ_1 , σ_2 et σ_3 . Les projections équivalentes de l'hémisphère inférieur sont tracées avec l'azimut et le plongement des principaux axes de

contrainte indiqués. La solution la mieux adaptée (score = 0,96, calculé en faisant la moyenne des produits scalaires des vecteurs de glissement observés et calculés) est représentée par un cercle noir. Les solutions avec des scores légèrement dégradés (0,94 à 0,96) sont indiquées par des cercles gris ; nous considérons ces intervalles de confiance. Les solutions avec des cercles vides correspondent à des scores de 0,91 à 0,94. Le tracé d'une gamme de solutions fournit une représentation graphique de l'incertitude dans l'orientation de l'axe de contrainte et le facteur de forme de contrainte C. b) Diagramme des scores en fonction du facteur de forme de contrainte pour les principaux axes de contrainte. $C = -0,08$, ce qui correspond à un régime de contrainte de compression (nommé "COMP." sur la figure). "S.S." désigne un décrochement et "EXT." désigne une contrainte d'extension.....120

Figure IV-11 Modification de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) due à la faille source 1 (strike 65° , dip 77° , rake -5°) sur la faille réceptrice 2 (strike 15° , dip 65° , rake -18°) pour un coefficient de friction de $\mu' = 0,4$. Le bleu indique une diminution du stress; le rouge et le jaune indiquent une augmentation du stress. a) Tracé horizontal (vue en plan) calculé à 5 km de profondeur. Les rectangles rouges représentent une projection horizontale de tous les segments de faille. b) Coupe transversale A–B de a. 1 et 2 indiquent les failles source et cible, respectivement.....122

Figure IV-12 ΔCFF dû aux failles sources 1 et 2 (strike 15° , dip 65° , rake -18°) sur la faille réceptrice 3 (strike 219° , dip 74° , rake -5°) pour $\mu' = 0,4$. Le bleu indique une diminution du stress ; le rouge et le jaune indiquent une augmentation du stress. a) Coupe horizontale (vue sur plan) calculée pour $\mu' = 0,4$ à 10 km de profondeur. b) La coupe verticale A–B dans qui montre la variation de la ΔCFF avec la profondeur. La faille source englobe ici la contribution combinée des failles 1 et 2 (non tracés sur la figure). La faille 3 est la faille réceptrice.123

Figure IV-13 ΔCFF dû à la faille source 1 et 2 sur la faille réceptrice 3 pour $\mu' = 0,1$. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-12.....123

Figure IV-14 a) Identique à la Fig. 2b. Les mécanismes au foyer rouge sont ceux des principaux événements obtenus dans cette étude. Les mécanismes focaux gris sont donnés par centres sismologiques internationaux (IGN et INGV) pour les premier et troisième événements. b) Coupes géologiques NW–SE : Si Mahdjoub, A–A' ; Ouzera-Ben Chicao, B–B'. Les cercles rouges tracés dans la coupe A–A' sont une présentation approximative de l'événement principal.126

Figure IV-15 a Localisation des répliques de la séquence sismique de 2007. BF : Faille de Bouaichoun ; DE : Faille d'Ouzera ; SF : faille de Sakhri ; BCF : faille de Ben Chicao. Les étoiles 1, 2 et 3 correspondent aux trois principaux séismes. AMED est la station temporaire

installée à Medea. La boîte en pointillés montre les limites des répliques tracées dans les coupes C–C' et D–D'. b Coupe montrant les emplacements des répliques selon un azimut N20°E. c Comme b, mais selon un azimut N110°E.....	128
Figure V-1 Situation géographique de la région du Mont Chenoua.	132
Figure V-2 Carte morphogéologique du bassin de la Mitidja et ses environs (données topographiques SRTM-3 et carte géologique d'Algérie au 1/5000000).Seul les terrains géologique sont mentionés. 1:Terrains métamorphiques; 2: Socle primaire; 3: Trias; 4: Jurassique; 5: Crétacé; 6: Eocène; 7: Oligocène anté-nappes; 9: Miocène post-nappes ; 10 : Pliocène ; 11 : Villafranchien ; 12 : Calabrien ; 13 : Quaternaire marin ; 14 : Quaternaire continental ; 15 : Magmatisme indifférencié. (Guemache, 2010).....	134
Figure V-3 La séquence sismique de la région de Tipasa-Chenoua suite au séisme du 29 octobre 1989. L'étoile rouge est le choc principal relocalisé (Bounif et al., 2003). Triangles bleus : les stations du réseau mobile temporaire (Ousadou et al., 2014).....	135
Figure V-4 (1) Distribution des répliques pour le séisme du Mont Chenoua du 29.10.1989 (à gauche) et le séisme de Tipaza du 09.02.1990 (à droite) d'après Sebaï 1997.Les tirés représentent la limite sud du Sahel anticlinal, A-A' indique la position de la section verticale présentée en (2). (2) Les hypocentres des réplique projetés sur le plan vertical A-A' le long de la direction NW-SE.....	137
Figure V-5 Les mécanismes aux foyer des séisme de Mont Chenoua , de Tipaza 1990 et de Ain Benian 1996.....	139
Figure V-6 a Carte de ΔCFF induite par la rupture de 1989, Mont Chenoua Mw6 sur la distribution des répliques (faille du récepteur : direction 220 °, pendage 55 °, inclinaison 25 °). b et c Évolution de la contrainte de Coulomb le long des sections verticales A ₁ B ₁ et A ₂ B ₂ respectivement.....	140
Figure V-7 Carte des mécanismes aux foyers des répliques enregistrées suite au séisme de Mont Chenoua le 29 Octobre 1989, les numéros a cote des mécanismes sont des Identifiants par ordre chronologique	141
Figure V-8 Carte qui montre la valeur de ΔCFF et de la contrainte de cisaillement calculé pour les plans nodaux.....	142
Figure V-9a Variation de la contrainte de Coulomb causée par le séisme de Mont Chenoua 1989 sur la faille du séisme de Tipaza 1990 (faille source : azimut 225°, pendage 72°, glissement, 88°). b Variation de la contrainte de Coulomb le long de la section AB.....	143
Figure V-10a Variation de contrainte de Coulomb causé par le séisme de Mont Chenoua 1989 et de Tipaza 1990 sur la faille du séisme d'Ain Benian 1996 calculée pour le premier plan nodal.	

b Variation de contrainte de Coulomb causé par le séisme de Mont Chenoua 1989 et de Tipaza 1990 sur la faille du séisme de Ain Benian 1996 calculée pour le deuxième plan nodal.	144
Figure VI-1 Maquette montrant les phénomènes d'amplification et d'atténuation causés par les effets de site.(https://www.c-prim.org/documentation/dossiers-th%C3%A9matiques/les-effets-sismiques).....	151
Figure VI-2 Carte Nord du réseau sismologique permanent algérien (ADSN), montrant la disposition des stations sismiques à large bande et à courte période de l'année 2022.....	153
Figure VI-3 carte de shakemaps pour le séisme de Lalaam du 20 mars 2006 (USGS).....	157
Figure VI-4 Carte shakemaps pour le séisme d'Oran du 06 juin 2008 (USGS).	158
Figure VI-5 Carte shakemaps pour le séisme de Beni Ilmane du 14 mai 2010 (USGS).....	159
Figure VI-6 Carte shakemaps pour le séisme de Hammam Melouane du 17 juin 2013(USGS).	160
Figure VI-7 Carte shakemaps pour le séisme de Hammam Melouane du 24 Décembre 2014(USGS).	161
Figure VI-8 Carte shakemaps pour le séisme d'Alger du 1 ^{er} Aout 2014(USGS).	162
Figure VI-9 Carte shakemaps pour le séisme de Mihoub du 28 mai 2016(USGS).	163

Table des tableaux

Tableau I-1 liste des principaux séismes historiques survenus dans le Nord Algérien dont l'intensité est estimée à plus de VII. La période allant de 1365 à 1900. Lat. : latitude ; Long. : longitude ; Réf. : référence du rapport (RT : Rothé et al., 1950 ; ; SSIS : Seccion de Sismologia e Ingenieria Sismica, Espagne ; AVA : Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger, Algérie).....	23
Tableau I-2 Localisation, magnitude et paramètres de la source obtenue par Harvard pour le séisme de Laâlam (Beldjoudi et al., 2009).	24
Tableau I-3 Localisation, profondeur, magnitude et paramètres de la source obtenue par inversion pour le séisme de Tadjena (Beldjoudi et al., 2011).....	27
Tableau I-4 Localisation, profondeur, magnitude et paramètres de la source obtenue par inversion pour les séismes d'Oran (Benfedda et al., 2020).	28
Tableau I-5 Localisation, profondeur, magnitude et paramètres de la source pour le séisme de Cheliff (Beldjoudi, 2011).	28
Tableau I-6 Localisation, magnitude et paramètres de la source obtenue par inversion pour les séismes de Beni Ilmane (Beldjoudi, 2020).....	30

Tableau I-7 Localisations, magnitudes et mécanismes au foyer du choc principal de Hammam Melouane du 17 Juillet 2013, résultats de l'étude Yelles-Chaouche et al., 2017.	32
Tableau I-8 Localisations, magnitudes et mécanismes au foyer des chocs principaux de Hammam Melouane de la séquence du 23 Décembre 2014 et du 10 Février 2016. Les mécanismes au foyer sont obtenus par polarité des premières arrivées des ondes P.(Yelles-Chaouche et al., 2022).....	34
Tableau I-9 Localisations, magnitudes et mécanisme au foyer du choc principal de Mihoub de la séquence du 28 Mai 2016.	37
Tableau I-10 Les paramètres de la source estimée par inversion de forme d'onde pour le séisme de Biskra et sa première réplique ainsi que leurs magnitudes respectives.	42
Tableau IV-1 Emplacements des événements de la séquence sismique Médéa 2007 qui ont été déterminés par divers centres de données sismologiques. Lat. : latitude ; Long. : Longitude ; Réf. : référence du lieu de l'événement ; CRAAG : Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algérie ; EMSC-CSEM : Centre Sismologique Euro-Med ; USGS : Service géologique des États-Unis, États-Unis ; INGV : Istituto Nazionale Di Geofisica e Vulcanologia, Italie ; IGN : Instituto Geografico Nacional, Espagne.	99
Tableau IV-2 Séismes historiques significatifs signalés dans la région de Médéa de 1633 à 1990. Lat. : latitude ; Long. : longitude ; Réf. : référence du rapport (Rothé et al., 1950 ; Boudiaf, 1996 ; SSIS : Seccion de Sismologia e Ingenieria Sismica, Espagne ; ISS : : International Seismological Summary, Kew Observatory, Richmond ; IMPGA : Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger, Algérie).....	101
Tableau IV-3 Les modèles de vitesse testés pour localiser les principaux événements et les répliques.	106
Tableau IV-4 Localisation des épicentres des principaux chocs avec différents modèles de vitesse (tableau IV-2) et leurs erreurs respectives.	107
Tableau IV-5 . Les caractéristiques des stations à large bande utilisées dans la modélisation de la forme d'onde des trois événements. Les désignations N, E et Z au début de chaque nom de canal indiquent respectivement les composantes nord-sud, est-ouest et verticales du mouvement. BP : Filtre passe-bande Butterworth, utilisant trois pôles. Δ (km) : Distance épicentrale.	109
Tableau IV-6 Modèle de vitesse utilisé pour générer les sismogrammes synthétiques. V_p et V_s ; Vitesses des ondes P et S, respectivement. Q_p et Q_s : facteurs de qualité des ondes P et S, respectivement.	110

Tableau IV-7 Les paramètres de source obtenus avec la méthode de l'inversion de forme d'onde et la méthode des spectres de déplacement pour cette étude et ceux obtenus par INGV (www.ingv.it) et IGN (www.ign.es) pour le premier et le troisième événement.....	114
Tableau IV-8 Les valeurs moyennes de la modélisation du spectre de la source (des ondes P et S). f_c : fréquence de coupure en Hz ; M_0 : moment sismique en en N m ; r : rayon de la source en mètres ; $\Delta\sigma$: chute de contrainte en MPa ; M_w : amplitude du moment ; U : déplacement en m ; EM_0 et E_{fc} : facteurs d'erreur multiplicatifs pour le moment sismique et la fréquence de coin, respectivement.	118
Tableau IV-9 Les Valeurs moyennes issues de la modélisation du spectre source (des ondes P et S). f_c : fréquence de coupure en Hz ; M_0 : moment sismique en en Nm ; r : rayon de la source en mètres ; $\Delta\sigma$: chute de contrainte en MPa ; M_w : amplitude du moment ; U : déplacement en m ; EM_0 et E_{fc} : facteurs d'erreur multiplicatifs pour le moment sismique et la fréquence de coin, respectivement.	119
Tableau IV-10 Les mécanismes focaux des séismes significatifs dans le centre de l'Algérie entre 1989 et 2016, qui ont été utilisés pour calculer le tenseur des contraintes régionales...119	119
Tableau IV-11 Les Paramètres de faille utilisés pour calculer le changement de contrainte de Coulomb ΔCFF	121
Tableau V-1 Localisation du choc principal par des stations internationales.....	136

Introduction

Les tremblements de terre font partie des cataclysmes naturels qui ont toujours exercé une grande fascination sur l'humanité, Ils sont responsables de la destruction de villes entières, la cause de la perte de millions d'hommes et ont souvent des conséquences économiques désastreuses pour les pays touchés. Notre connaissance actuelle des phénomènes est telle que, s'il n'est pas possible de prédire l'instant où un séisme se produira en un lieu donné, il est possible d'identifier les zones à haut risque sismique et d'y construire en conséquence. Donc, il est impératif de caractériser un séisme par un certain nombre de paramètres directement utilisables soit par l'ingénieur ou par le chercheur.

Aujourd'hui nous savons que la source d'un séisme est liée à une rupture dans la roche. Les ondes que nous ressentons en surface sont émises par le glissement d'un compartiment de roche par rapport à l'autre, sur un plan de faille. Étant donné que la rupture s'initie, se développe et s'arrête à l'intérieur de la Terre solide (parfois sans atteindre la surface), le sismologue n'a pas les moyens d'étudier d'une manière directe ce phénomène, il ne peut qu'observer ses effets en surface. Des observations directes permettant de décrire le déroulement d'un tremblement de Terre ne sont pas possibles à cause de deux obstacles majeurs : le premier est lié à la profondeur à laquelle le séisme s'initie et aussi, souvent, y prend fin. Le second est dû à la très courte durée de l'événement. Le seul moyen existant pour reconstituer le court instant d'un tremblement de Terre est donc la modélisation et l'inversion de données sismologiques.

Les paramètres de source sismiques fournissent d'importantes informations sur le mécanisme de rupture des failles, ils permettent de quantifier et d'identifier les différents types de rupture. Pour de grands événements de magnitude supérieure à 5, estimer les paramètres de la source est devenue une routine, grâce à la disponibilité des données (le séisme est enregistré par un bon nombre de stations) ce qui n'est pas le cas pour les séismes faibles et modérés où l'évaluation est beaucoup plus complexe. L'installation du réseau Algérien ADSN a permis une nette amélioration en ce qui concerne la qualité et la quantité des données sismologiques.

Le sujet de la présente thèse est orienté vers l'inversion des formes d'ondes en champ proche dans la perspective d'une analyse rapide de la détermination des sources sismiques, en

temps quasi-réel. La caractérisation de la source d'un séisme se fait à partir de l'analyse des mesures des déplacements transitoires et statiques du sol enregistrés au niveau des stations sismologiques et dépend de la quantité et de la qualité de ces mesures. Nous avons déterminé les mécanismes au foyer de la séquence sismique de Médéa survenue en 2007 ainsi que l'étude de ses répliques.

Par la suite nous avons présenté un état des lieux pour la réalisation des cartes de mouvement de sol en l'Algérie. Nous avons présenté les paramètres indispensables à sa réalisation ainsi que l'intérêt primordiale de l'acquisition de ces cartes pour l'intervention rapide suite à un séisme.

L'ensemble de cette thèse est organisée en six chapitres, qui sont :

Chapitre I : Consacré à la sismotectonique du nord Algérien et une synthèse sur la sismicité de l'Algérie à travers un certain nombre de séquences sismiques survenues entre 2006 et 2022.

Chapitre II : Nous présentons les aspects théoriques, les différentes techniques utilisées dans cette thèse.

Chapitre III : nous présentons l'approche de calcul de la source sismique ainsi que les notions générales reliant les sismogrammes aux mécanismes au foyer.

Chapitre IV : Nous le consacrons à la séquence sismique modérée produite dans la région de Médéa. Dans cette partie, nous avons présenté le contexte géologique de la zone épiscopale, nous avons localisé un certains nombres de répliques disponibles, nous avons aussi fait une analyse spectrale de la source sismique, nous avons calculé le mécanisme au foyer des trois sources sismiques, nous avons essayé de comprendre si ces trois failles interagissaient entre elles à travers le calcul de la fonction de rupture de Coulomb et nous avons aussi calculé le tenseur de contrainte de la région.

Chapitre V : Suite au séisme du Mont Chenoua (Tipaza) du 29 Octobre 1989 de magnitude ($M=6.0$), nous avons essayé d'étudier le transfert de contrainte entre la faille principale et les séismes qui l'ont suivi (Tipaza 1990, Ain Benian 1996).

Chapitre VI : Ce chapitre est consacré au calcul des Shakemaps, nous avons présenté les différents modules utilisés pour la réalisation de ces cartes Shakemaps a savoir ; GMPE: Ground Motion Prediction Equation, V_{s30} : la vitesse dans les 30 premières mètresetc), ainsi que les logiciels développés pour ce genre de calcul en donnant quelques exemples de cartes sur des séismes Algériens.

Une conclusion avec quelques perspectives vient clore mes travaux de thèse.

Trois papiers dont deux en premier auteur sont présentés en annexe.

I. La sismotectonique du Nord Algérien

I.1. Contexte globale

La déformation engendrée par l'affrontement de deux plaques continentales s'exprime à travers de vastes domaines orogéniques. Elle n'est pas homogène et s'accommode de différentes manières par des structures (plis, chevauchement, failles inverses, failles normales, failles de décrochement) indépendantes ou interconnectées présentant des orientations variées. D'après les études cinématiques basées sur l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique (Jolivet et al., 1984) indiquent qu'après un déplacement senestre de l'Afrique par rapport à l'Europe (Figure I-1), les deux plaques convergent de la fin du Crétacé à l'actuel. C'est donc en contexte de convergence, dans un espace qui n'a cessé de se réduire depuis le Crétacé, qu'évolue le bassin Méditerranéen (Bouyahiaoui, 2014). Cette convergence se traduit par une fermeture de la Méditerranée Orientale le long d'une zone de subduction active située au nord du bassin sous l'arc hellénique et Chypre le long de la bordure Sud de la plaque anatolienne.

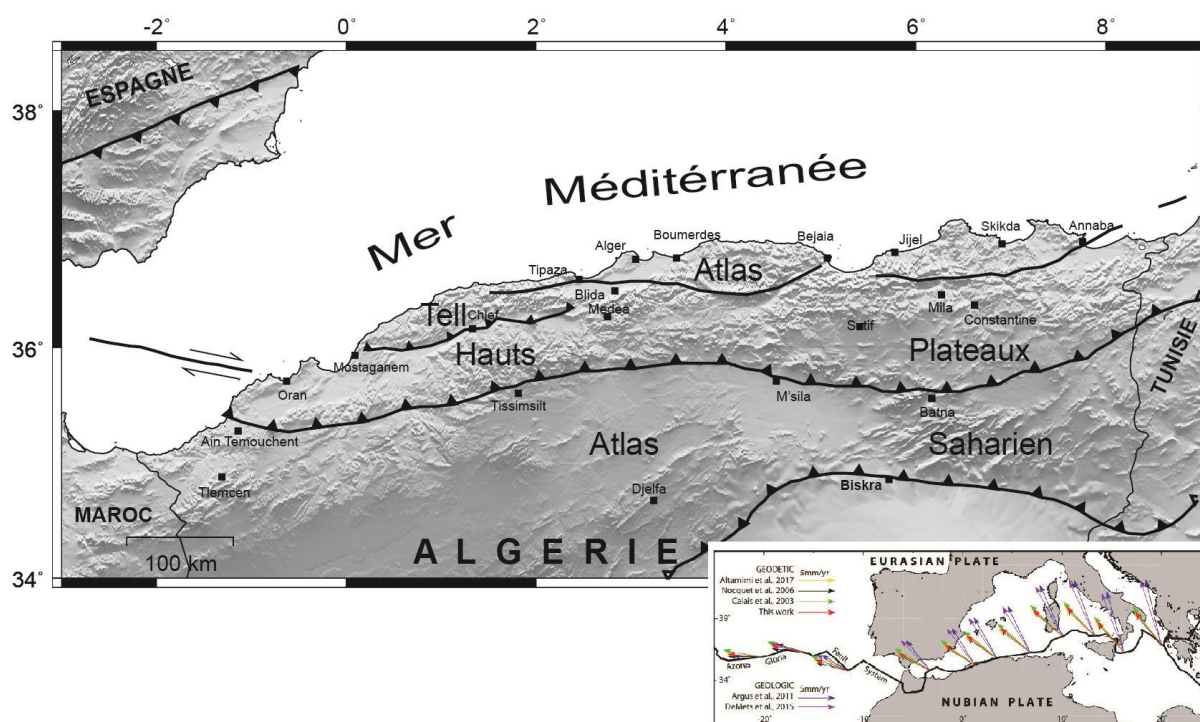


Figure I-1 Contexte tectonique général du Tell Atlas, le système de failles de chevauchement structurales majeures montrant les frontières de domaines. La figure en bas à droite montre le déplacement de la plaque Africaine par rapport à la plaque Eurasiennne. Les flèches indiquent les vitesses GPS de l'Atlas du Tell par rapport à l'Eurasie fixée (Bougrine et al., 2019).

En Méditerranée Occidentale par contre, la fermeture de l'océan Téthysien, plus précoce, s'achève entre l'Eocène (Alpes) et le Miocène (Maghreb), donnant naissance aux zones de collisions alpines qui ceignent aujourd'hui le bassin. Cet océan Téthysien a été remplacé dans l'espace par plusieurs domaines océaniques plus jeunes ouverts depuis l'Oligo-Miocène (Bouyahiaoui, 2014). Ainsi on passe dans le temps et dans l'espace d'une zone de subduction à une zone de collision, donnant aux bassins méditerranéens et à leurs marges leurs configurations actuelles complexes.

I.2. Contexte géologique

La géologie de l'Algérie est caractérisée par la grande diversité de ses roches et de ses structures. Le pays fait partie de l'ensemble nord-ouest africain et si on examine un schéma structural de cette zone, on y trouve deux domaines principaux :

- Le domaine Méridional ou le domaine Saharien caractérisé par des affleurements de socles précambriens au Hoggar et dans les Eglab et une couverture phanérozoïque de la plate-forme Saharienne.
- Le domaine Septentrional ou la zone atlasique comprenant du Nord au Sud : l'Atlas tellien dans le domaine du littoral, les Hauts plateaux et l'Atlas Saharien. Ce dernier est séparé des autres domaines du Nord par la flexure Sud-Atlasique et qui se prolonge à l'ouest par le Haut Atlas marocain et à l'Est par l'Atlas tunisien. Ce domaine apparaît comme un élément de l'orogénèse méso-cénozoïque et qui s'étend des Caraïbes à l'ouest jusqu'à l'Himalaya à l'Est.(Bouyahiaoui, 2014)

En ce qui est de cette étude, notre intérêt se porte au domaine Tellien. Ce domaine portant l'empreinte d'une tectonique alpine est défini comme étant un empilement de nappes mise en place au Miocène inférieur faisant partie de la chaîne des Maghrébides et qui s'étalent du détroit de Gibraltar jusqu'en Sicile. Des bassins néogènes tardifs comme le Chélif et le Hodna se sont installés sur ces nappes (Durand-Delga and Fontboté, 1980). Le domaine tellien se présente aujourd'hui comme un empilement de nappes, issue de trois principaux domaines paléogéographique (Figure I-2) :

- Le domaine interne (ou zones internes), hérité de la dilacération de l'AlKaPeCa ¹ ;

¹ ALKAPECA composé de Al pour l'Alboran, Ka pour la grande et petite Kabylie, Pe pour les monts Péloritains de Sicile et Ca pour le Calabre. Est le nom donné au terrane situé il y a 10 millions d'années à l'intérieur du domaine téthysien, entre les plaques Iberia et Europe au nord, Apulia à l'Est et Africa au Sud (Bouillin et al., 1986)

- Le domaine externe (ou zones externes qui représente la marge téthysienne du continent africain ;
- Entre les deux, le domaine des flyschs du Crétacé-Éocène.

De plus à ces trois ensembles principaux, on trouve les dépôts mis en place entre l'Éocène supérieur et le Miocène inférieur qui reposent, le plus souvent en discordance, sur l'un ou l'autre de ces trois grands domaines, ainsi que formations post-nappes.

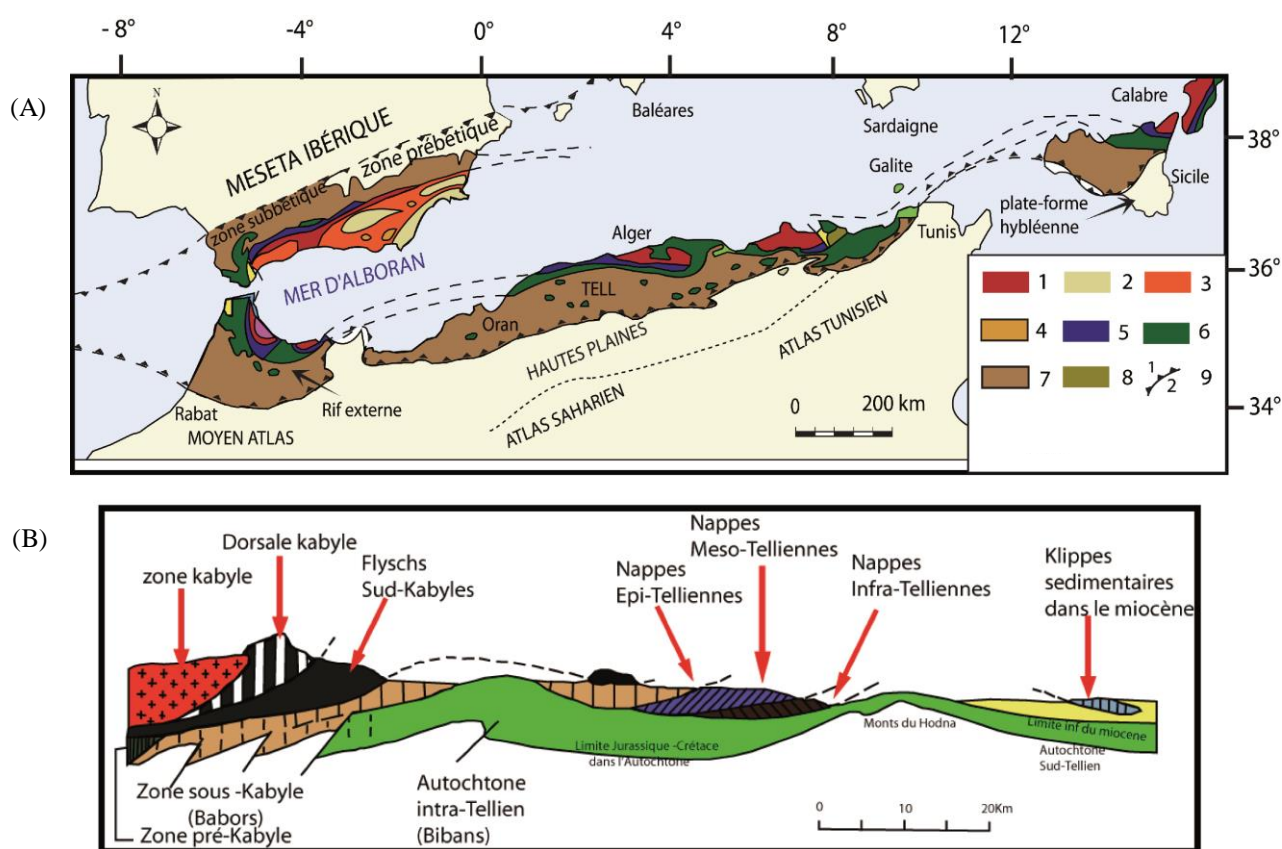


Figure I-2 (A) Schéma structural de l'édifice alpin dans le cadre méditerranéen occidental, d'après Durand Delga (1980). a- Zones internes ; /1.massifs anciens Bético-Rifain, kabyles, Péloritain et Calabrais /2. Nevado-filabrides (Andalousie) Paléozoïque et Permo-Trias soumis au métamorphisme alpin /3. Alpjarrides (Andalousie) et Sebtides (rif) : Paléozoïque plus ou moins métamorphique /4. Malaguïdes (Andalousie) et Ghomarides (rif) : paléozoïque peu ou non métamorphique et Nummulitique de couverture /5. Dorsale calcaire (Bétique, Rifaine, kabyle) : matériel mésozoïque écaillé. b- zones intermédiaires ; 6. Flysch (crétacé et paléogène) allochtone c- Zones externes (domaine africain) ; 7. Rif externe, Tell algérien (mésozoïque et cénozoïque)/8. Massif ancien (Edough)/9. Front des ensembles charriés (1 : visibles 2 : masqués). (B) Coupe nord sud qui montre les différents ensembles géologiques de la chaîne tellienne d'après Durand Delga (1969).

I.1.1 Les zones internes

Les zones internes comprennent le socle Kabyle et la dorsale Kabyle (Rivière, 1977; Bouillin, 1979; Géry, 1981; Djellit, 1987; Yelles-Chaouche et al., 2001). Elles délimitent le littoral Algérien de façon discontinue d'ouest en est dans les massifs côtiers de Ténès, du Mont Chenoua et d'Alger dans l'Algérois, de la grande Kabylie et la petite Kabylie.

Les zones internes chevauchent le domaine des flyschs et le domaine tellien. En petit Kabylie, le chevauchement est associé à un métamorphisme éocène, appartenant aux unités telliennes et aux domaines des flysch. Ces formations métamorphisées sont bien visible sous un socle métamorphique provenant de la fragmentation de l'ALKAPECA à une ou plusieurs dizaines de kilomètres du front de chevauchement.

Les observations de surfaces montrent une similitude entre le Rif et le Tell dans l'emplacement des nappes de glissement dite ultra (Mattauer, 1964) composées essentiellement de matériel plastique due à l'expulsion de la partie post jurassique du contenu de sillon interne fortement tectonisé, caractérisé par la présence de flysch pour venir s'étaler jusque sur le sillon externe.

I.1.2 Les zones externes

Les zones externes correspondent au domaine tellien constitué d'un ensemble de nappes découpées dans des terrains sédimentaires à tendance marneuse ou calcaire. Ces zones sont des séries allochtones du Tell et représentent, avant l'inversion, les dépôts sédimentaires du Trias au Miocène inférieur de la marge tellienne (Bracene, 2002).

Certaines unités telliennes du domaine externes sont affectées par un épi métamorphisme tel que dans les Babor (Obert, 1981) et les massifs à schistosité dans le Tell central tel que les massifs de Blida, Bou Mâad et du Cheliff (Kireche, 1993). Le domaine externe tello-rifain est caractérisé par des évaporites et perlites d'âge Triasique et une sédimentation très épaisse dans le Rif et dans le Tell occidental associée à des séries détritiques de cônes sous-marins profond, tandis que la sédimentation perd de son épaisseur en allant vers le Tell oriental. Le matériel triasique essentiellement évaporitique se retrouve souvent à la base de certaines unités allochtones et souligne les contacts anormaux.

I.1.3 Les flyschs

Appelée aussi nappes de flyschs, cette zone est composé de conglomérats et d'autre matériaux, également retrouvé du Maroc à la Sicile, en passant par l'Ibérie. Elle est associée à la présence des zones internes (Bouillin et al., 1986; Djellit, 1987). Elles forment le seul témoin

du paléo-océan téthysien, et sont essentiellement constituées de matériaux détritiques de granulométrie variée.

Les nappes de flysch (Figure I-2) sont composées de conglomérats et d'autres matériaux détritiques.

En Algérie, ces nappes sont soit :

- ✓ en position interne, c'est-à-dire rétrocharriées sur les zones internes (flyschs nord-kabyles),
- ✓ en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale Kabyle (flyschs sud-kabyles),
- ✓ totalement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, sur le Tell externe.

I.3. Contexte cinématique

La formation de la Méditerranée occidentale a été, de tout temps, l'objet de débats et le demeure, malgré les nombreux travaux réalisés. Elle est considérée dans les travaux anciens comme résultant d'un effondrement et les séries cristallophyliennes des zones bordières, dites Zone internes, éparpillées de la marge algérienne étaient alors assimilées à des répliques émergentes des zones effondrées (Durand-Delga, 1969). La présence des flyschs a été expliquée par une orogénèse qui aurait dénudé les socles anciens. Par la suite, avec l'avènement de la tectonique des plaques (convergence, subduction, divergence), des hypothèses mixtes (effondrement et mouvements horizontaux) ont été émises par plusieurs auteurs dont Glangeaud (Glangeaud et al., 1952) qui propose, au Trias une extension qui entraîne la séparation des Kabyliens de la marge européenne, Les dépôts salifères reconnus en Méditerranée Occidentale se seraient alors déposés dans un graben médian créé lors de la distension triasico-liasique.

Malgré le manque de contrainte concernant la cinématique, notamment l'ampleur du mouvement vers l'ouest du domaine d'Alborán, la nature et l'âge des bassins associés, les auteurs s'accordent sur la prédominance des processus de recul des subductions (slab roll-back) et d'extension arrière arc pendant le rapprochement des plaques Afrique et Eurasie (Rehault et al., 1985; Lonergan and White, 1997). Différents modèles cinématiques sont proposés expliquant tout ou une partie des observations e.g, (Duggen et al., 2004; Mauffret et al., 2004; Schettino and Turco, 2006). La synthèse réalisée par Rosenbaum et al. (2002) rend bien compte de la chronologie des événements qui ont contribué à la formation de la marge algérienne durant le Méso-cénozoïque : Figure I-3

- La Téthys occidentale s'ouvre à la fin du Trias et pendant le Jurassique (Aït Ouali, 1991; Frizon de Lamotte et al., 2000; Yelles-Chaouche et al., 2001; Bracene, 2002).
- À partir de la fin du Crétacé, la Téthys maghrébine est progressivement subduite sous le continent eurasién (Lonergan and White, 1997; Frizon de Lamotte et al., 2000; Bracène and de Lamotte, 2002).
- A partir de la fin de l'Oligocène, un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabyliés et la marge africaine (Frizon de Lamotte et al., 2000). Ces flyschs correspondent aux dépôts du Numidien où des dépôts du socle cristallophyllien sont retrouvés remaniés sous forme de conglomérats (Raymond, 1976; Vila, 1980).
- Le retrait de la subduction de la Téthys provoque la séparation de l'AlKaPeCa du continent eurasién. A l'arrière de la subduction, l'ouverture de bassins océaniques entraîne la dérive du domaine AlKaPeCa vers le Sud-Est (De Lamotte et al., 1991; Lonergan and White, 1997; Frizon de Lamotte et al., 2000; Mauffret et al., 2004).
- Le début de l'ouverture du bassin algérien fait l'objet de plusieurs hypothèses ; les plus anciens sédiments forés sur la marge algérienne indiquent un âge Langhien (14,7 Ma)(Burolet et al., 1978; El-Robrini, 1986), elle aurait alors précédé la principale phase d'extension en milieu ductile d'âge Burdigalien (18 à 16 Ma) (Zeck et al., 1992; Saadallah and Caby, 1996). Mais, d'autres travaux suggèrent que l'ouverture du bassin algérien est intervenue entre 9 à 8 Ma, après la collision datée à 18 Ma (Carminati et al., 1998).
- L'ouverture du bassin algérien se termine, selon les auteurs, soit au moment où les Kabyliés sont totalement accrétées à la plaque africaine, c'est-à-dire au Tortonien (11 à 7 Ma) (Roca et al., 2006), soit entre 18 et 13 Ma (Vergés and Sàbat, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002; Mauffret et al., 2004), indiquant la poursuite de la convergence entre les blocs ALKaPeCa et la marge africaine. Cette convergence est accompagnée d'une migration de la déformation vers le Sud (Frizon de Lamotte et al., 2000) et des mouvements décrochants ont entraîné le bloc Alboran vers l'ouest (Mauffret et al ; 2004) et son accolage au Rif et aux Bétiques.

D'autres mécanismes comme l'effondrement de la croûte continentale préalablement épaissie pendant la phase alpine (Dewey, 1988; Platt and Vissers, 1989) ou la délamination

lithosphérique (Seber et al., 1996; Roure et al., 2012) sont proposés, notamment dans le domaine d'Alboran. Néanmoins, le concept du retrait de la subduction (rollback) reste le processus le plus généralement admis comme moteur à l'origine de l'ouverture des bassins de la méditerranée occidentale.

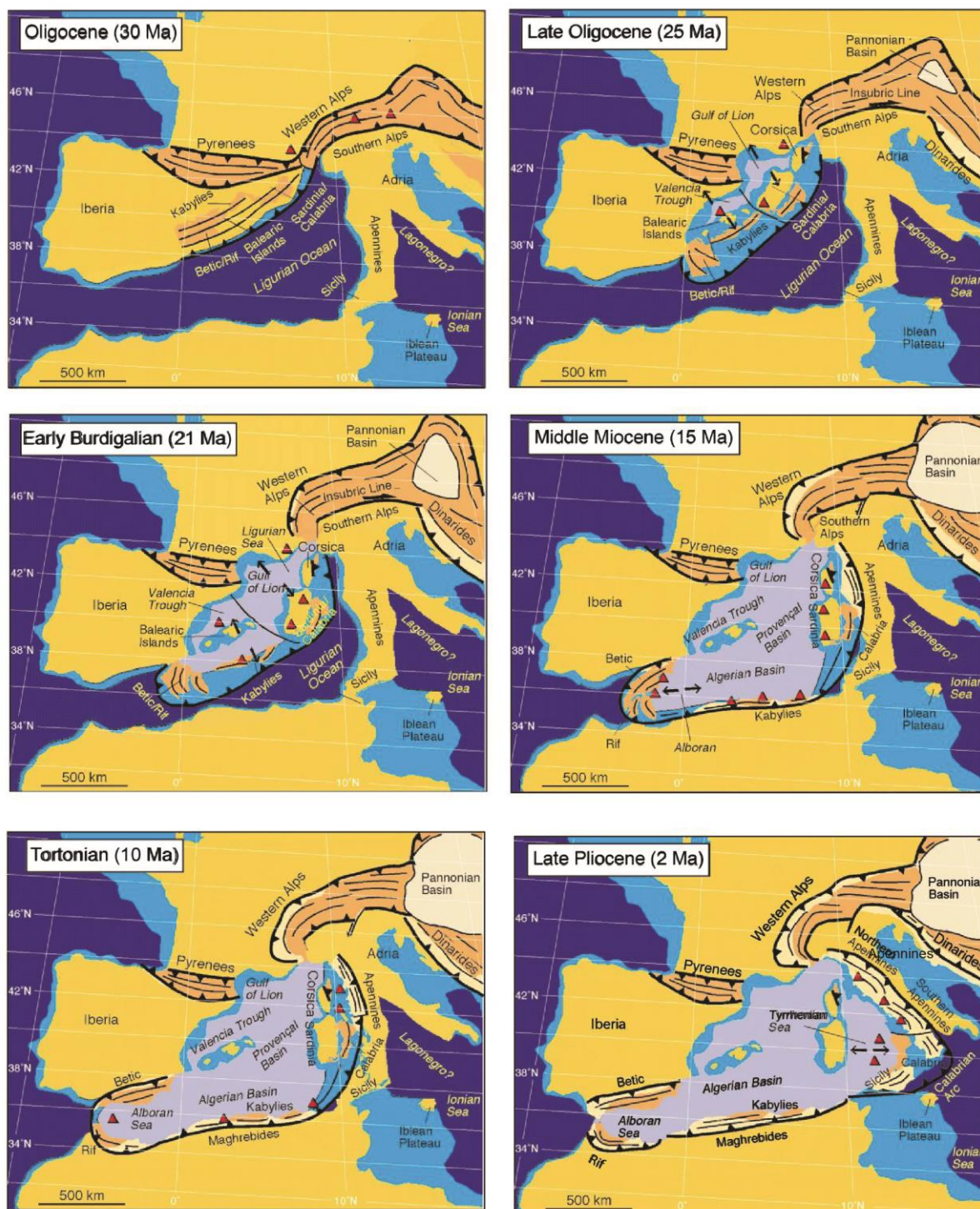


Figure I-3 Reconstitution paléogéographique de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène, montrant la migration des subductions, l'ouverture des bassins arrière-arc et l'évolution spatiale du domaine AlKaPeCa (Rosenbaum et al., 2002)

I.4. Sismicité historique

Il faut connaître le passé, pour comprendre le présent et préparer l'avenir, tel est l'intérêt de connaître l'histoire en général et la sismicité historique en particulier. L'Algérie, au cours de son histoire, a connu plusieurs séismes de forte magnitude, qui ont généré parfois des pertes humaines et matérielles importantes. Les catalogues de la sismicité historiques (Rothé et al., 1950; Roussel, 1973; Benhallou, 1985; Benouar, 1994; Mokrane et al., 1994; Boudiaf, 1996; Harbi, 2006; Harbi et al., 2007) rapportent que plusieurs séismes destructeurs se sont produits au cours de l'histoire (ex : Alger, 1365 $I_0 = X$ et 1716 $I_0 = X$; Oran 1790 $I_0 = XI-X$; Blida 1825 dans les régions de l'Atlas Tellien). Certains ont fait l'objet de rapports détaillés alors que d'autres sont juste mentionnés dans la littérature comme étant destructeurs (Benouar, 1994; Mokrane et al., 1994; Harbi et al., 2015; Harbi et al., 2017). D'autres études récentes, basées sur des données archéologiques et épigraphiques (Ferdinand and Harbi, 2014), ont permis de recenser une dizaine d'événements et parmi ces événements le séisme destructeur de l'an 42 qui s'est produit dans la région de Dellys appelé Rusucurru (Harbi et al., 2007).

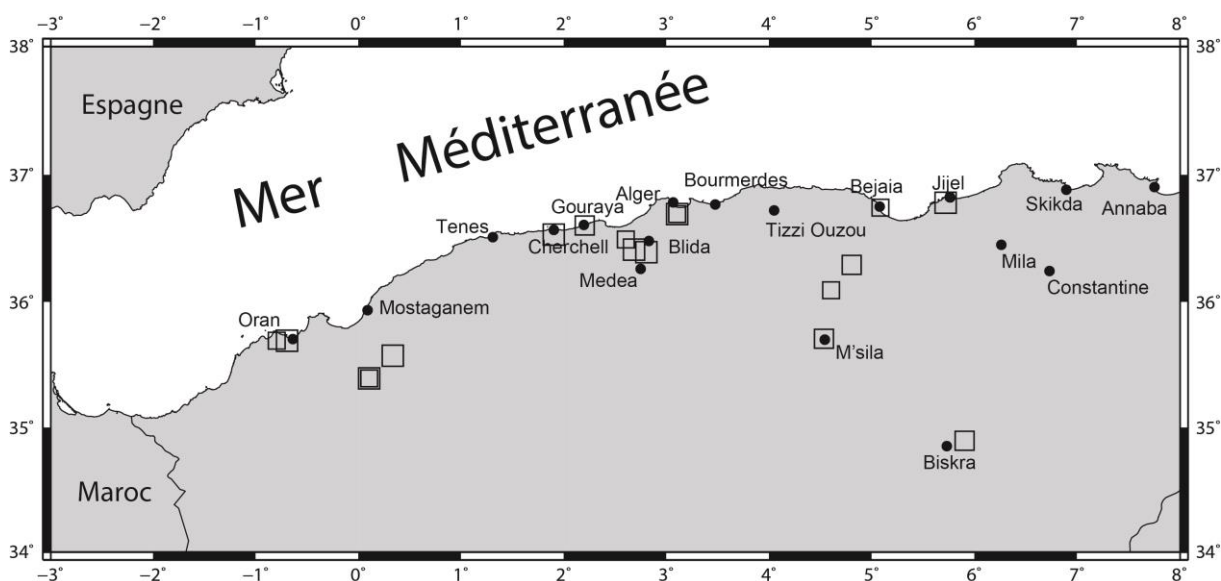


Figure I-2 Carte des séismes historiques en Algérie entre 1365 et 1900 estimés à une intensité supérieure à VIII.

La carte de la sismicité historique a été établie sur les bases de données historiques macrosismiques (figure I-4) reportées dans les catalogues cités plus haut. Seuls les événements de $I_0 \geq VIII$ ont été pris en considération, il faut signaler que les localisations exactes des événements historiques sont souvent imprécises. L'avantage de cette représentation, bien que peu précise dans la localisation des épicentres, réside dans la définition des zones sismogènes et des zones asismiques. Elle permet également de suivre les directions préférentielles de ces localisations et éventuellement de les comparer avec les directions des structures géologiques.

Il est important aussi de souligner que, parmi les plus importants séismes qui ont frappé l'Algérie du Nord, plusieurs se sont produits en mer. À cet égard, les séismes d'Alger de 1716, d'Oran de 1790, de Djidjelli de 1856 sont les plus représentatifs.

Date (Année /mois/jour)	Lat.°	Lon. °	Intensité	Localisation	Ref.
1365-01-02	36.70 N	03.10 E	X	Alger	AVA
1673-03-10	36.70 N	03.10 E	VIII	Alger	SSIS
1716-02-03	36.70 N	03.10 E	X	Alger	RT
1716-05-00	36.70 N	03.10 E	VIII	Alger	SSIS
1717-08-05	36.70 N	03.10 E	VIII	Alger	SSIS
1790-10-09	35.70 N	00.70W	X	Oran	RT
1819-03-00	35.40 N	00.10E	X	Mascara	RT
1825-03-02	36.40N	02.80E	X	Blida	RT
1842-12-04	36.70N	03.10E	VIII	Alger	SSIS
1850-02-09	36.30N	04.80E	IX	Zemora elGuenzet	RT
1851-11-22	35.40N	00.10E	VIII	Mascara	RT
1856-08-21	37.10N	05.70E	X	Jijel	RT
1858-03-09	36.61N	02.20E	IX	Blida	AVA
1865-02-25	36.75N	05.80E	VIII	Bedjaïa	SSIS
1867-01-02	36.42N	02.68E	X	Mouzaïa	RT
1869-11-16	34.90N	05.90E	IX	Aurès	RT
1885-01-17	35.50N	05.70E	VIII	Batna	RT
1887-01-08	36.10N	04.60E	VIII	Mansoura	RT
1887-11-29	35.58N	00.33E	X	Mostaganem	RT
1888-01-06	36.50N	02.60E	VIII	El Affroun	RT
1889-05-21	35.70N	00.80W	VIII	Oran	RT
1891-01-15	36.57N	01.91E	X	Gouraya	RT

Tableau I-1 liste des principaux séismes historiques survenus dans le Nord Algérien dont l'intensité est estimée à plus de VII. La période allant de 1365 à 1900. Lat. : latitude ; Long. : longitude ; Réf. : référence du rapport (RT : Rothé et al., 1950 ; ; SSIS : Seccion de Sismologia e Ingenieria Sismica, Espagne ; AVA : Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger, Algérie)

I.5. Sismicité instrumentale

Durant le siècle d'avant jusqu'au début du 21^{ème}, l'Algérie a été frappée par de nombreux séismes destructeurs. Parmi eux ceux : du 24 juin 1910 à Aumale (Ms=6.6), du 09 septembre 1954 à Orléanville (Ms=6.7), du 10 Octobre 1980 à El Asnam (Ms=7.3), du 25 Octobre 1985 à Constantine (Ms=6.0), du 29 octobre 1989 à Tipaza (Mont Chenoua, Mw6.0), du 22 décembre 1999 à Ain Temouchent (Mw5.7) et du 21 Mai 2003 de Boumerdes (Mw6.8). Ces événements sismiques qui ont générés des effets désastreux ont montré la vulnérabilité de notre pays face au risque sismique en raison d'une grande concentration démographique et industrielle existante dans le nord de l'Algérie.

Grâce à l'installation et à l'amélioration des instruments sismologiques sur le territoire national, le catalogue de sismicité algérien a vu le nombre de séismes enregistrés augmenter d'année en année. Cette quantité d'évènements est plus représentative de la sismicité ressentie dans le Nord algérien. De plus, ce nombre important de séismes permet de contraindre les sources sismiques actives de manière effective.

Ces dernières années, Le nombre de séismes et des séquences sismiques a accru considérablement, notamment entre 2013 et 2016. Dans ce chapitre, nous analysons la sismicité récente de l'Algérie, à partir d'un ensemble de nouvelles données du CRAAG, acquises entre 2006 et 2022, nous allons nous intéresser plus précisément à la région centrale du Tell Atlas. Cette région a été touchée par de nombreux séismes modérés ces dernières années. Ces événements sismiques sont caractérisés par un régime compressif caractéristique de la majorité des événements nord algérien. De ce fait, nous allons décrire et analyser, les principales séquences sismiques qui ont ébranlé la région. Par ordre chronologique, nous citerons :

I.5.1 Le séisme de Laâlam du 20 Mars 2006

Le séisme de Laâlam s'est produit le 20 Mars 2006, à 19 h 44mn (GMT) à environ 200 km à l'est d'Alger, dans la région des Babors. Cette région est située entre les deux zones internes de la Grande et Petite Kabylie. Le séisme a affecté une zone d'un rayon d'environ 70 km a causé la mort de quatre personnes et blessé 68 autres. Les dégâts ont été principalement observés dans le village de Laâlam (commune de Kherrata) où certaines immeubles et vieilles maisons ont été touchées. Les dégâts ont été principalement dus à un glissement de terrain modéré déclenché par le séisme. Des chutes de pierres ont également été observées à proximité des principales falaises. L'intensité maximale observée I_0 a été estimée à VII (échelle EMS- 98).

Date	Longitude	Latitude	Magnitude	Paramètre de la source		
				Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
20/03/2006	36.62	5.32	Mw5.2	92	64	174

Tableau I-2 Localisation, magnitude et paramètres de la source obtenue par Harvard pour le séisme de Laâlam (Beldjoudi et al., 2009).

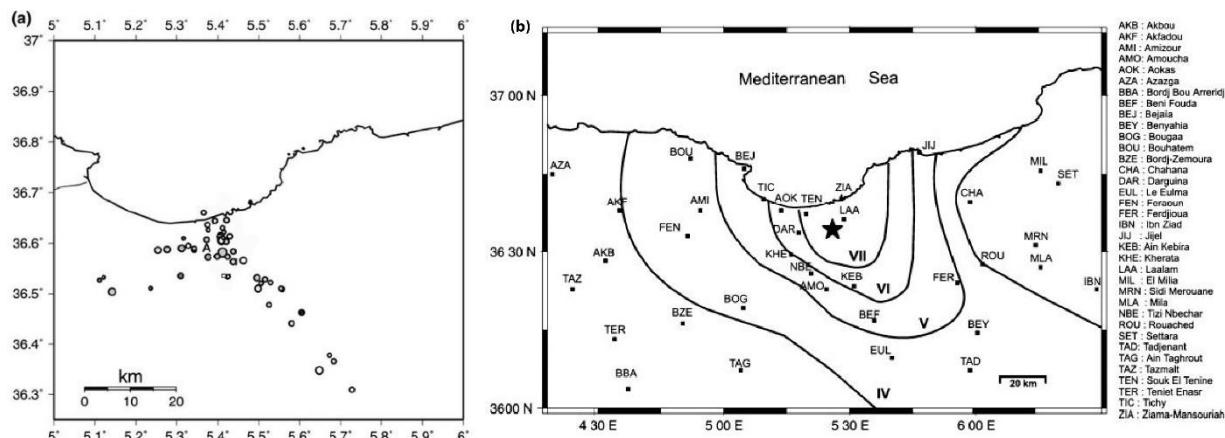


Figure I-3 Carte montrant la localisation des 54 répliques du séisme de Lâalam, b) Carte isoséiste du séisme de Lâalam, l'étoile montre la localisation du choc principal (CRAAG) (Beldjoudi et al., 2009).

L'étude des répliques a montré que la répartition spatiale des répliques présente une bonne corrélation avec les courbes isoséistes, allongées dans une direction NS à NO-SE. Cette distribution montre que les événements sont situés essentiellement sur le continent. Trois essais peuvent y être distingués : (1) Le premier orienté NS est le plus important et contient le choc principal, (2) un second groupe orienté NO-SE situé sud du choc principal et qui s'étend jusqu'au village de Djemila (NE de Sétif), et enfin (3) un nuage ouest orienté NE-SO de la même direction que la faille inverse de Kherrata (Beldjoudi et al., 2009).

Le massif des Babors est affecté par plusieurs failles, des failles inverses qui ont permis l'empilement des nappes tectoniques lors des principales phases de compression alpines, elles sont principalement orientées E-W et plongent vers le nord, ou vers le sud (Beldjoudi et al., 2009). L'une des failles inverses les plus importantes dans la région est la faille de Kherrata. Rothé et al. (1950) l'a décrite après le séisme de février 1949 comme une faille inverse de direction N70 associée à un pli renversé vers le sud. Cette faille est probablement responsable de l'activité sismique majeure de la région (Rothé et al., 1950; Meghraoui, 1988; Harbi et al., 1999; Yelles-Chaouche et al., 2006).

I.5.2 Le séisme de Tadjena (Cheliff) du 16 Décembre 2006

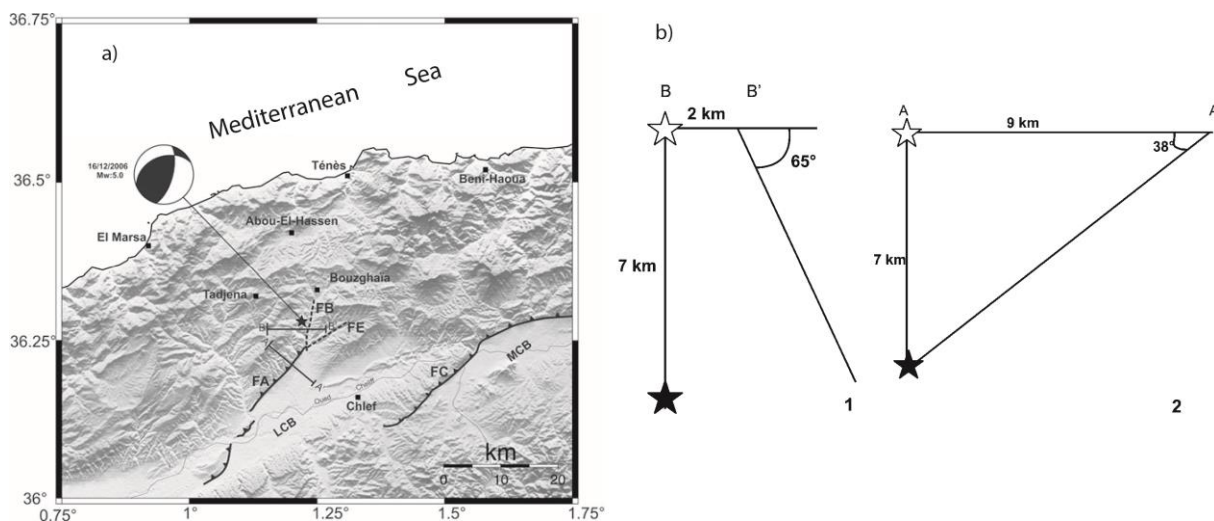


Figure I-4 a) Modèle d'élévation numérique (DEM) de la région de Cheliff (SRTM 89 m). L'étoile noire est l'emplacement de l'épicentre. MCB Middle Cheliff Bassin. LCB Lower Cheliff Bassin. FA faille inverse de Boukadir. FE l'extension du segment FA, FB faille transversale. FC la faille inverse d'El Asnam. AA' est la section transversale (N140) de FA et BB' est la section transversale (N90) de la faille FB. b) Projection de l'hypocentre et des deux plans de faille alternatifs déduits du mécanisme focal. 1 Cas de la faille transversale (FB). 2 Cas de la faille de Boukadir (FA) (Beldjoudi et al., 2011)

La région de Cheliff est une région active où des séismes majeurs ont eu lieu. Le séisme de Tadjena s'est déclenché le 16 Décembre 2006, à proximité de faille de Boukadir (FA), cette faille de type inverse, a les mêmes caractéristiques que la faille d'El Asnam (FC) à savoir la dimension, l'orientation et le pendage.

Le mécanisme au foyer obtenu (figure I-4a) par l'inversion décrit une faille inverse avec une composante de coulissage. Les plans nodaux sont orientés NE-SW et NNE-SSW (Tableau I-3). L'emplacement de l'épicentre à l'ouest de la trace de la faille FB (Figure I-4.b.1) n'est pas en faveur de la faille transversale FB car la faille plonge dans la direction SE. D'un autre côté, l'hypocentre à 7 km de profondeur se projette bien sur la Faille de Boukadir FA, en supposant qu'elle plonge à 38° vers le NO comme indiqué par le mécanisme focal (Figure I-4.b.2). La faille FB pourrait être compatible avec l'événement si nous supposons que le véritable épicentre est en effet déplacé 4 à 6 km de plus à l'est, solution moins probable mais qui ne peut être complètement exclue compte tenu des incertitudes sur l'emplacement de l'épicentre. Donc le plan de faille sera le plan (strike 249°, dip 38°, rake 173°) et correspond à un petit segment de la faille FA (Beldjoudi et al., 2011).

Date	Longitude	Latitude	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source			
					plan	Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
16/12/2006	36.28	1.22	7	Mw5.0	1	15	65	60
					2	249	38	137

Tableau I-3 Localisation, profondeur, magnitude et paramètres de la source obtenue par inversion pour le séisme de Tadjena (Beldjoudi et al., 2011).

I.5.3 Les séquences d'Oran du 09 Janvier et du 06 Juin 2008

Un séisme d'une magnitude de moment Mw5.4 a été enregistré le 06 Juin 2008 dans la région d'Oran (430 km à l'ouest d'Alger) (Tableau I-4). La secousse, ressentie à 21h02, a fait onze blessés. Les habitants de la ville d'Oran pris de panique ont quitté précipitamment leurs maisons après cette secousse. Oran, la métropole de l'ouest algérien, avait déjà été secouée en janvier de la même année par un tremblement de terre d'une magnitude Mw4.7. Cette secousse n'avait fait ni victime, ni dégâts. Depuis le séisme du 9 Octobre 1790 (I0= IX-X, Mw6.5) (Marinas and Salord, 1991; Benouar, 1994; Chimouni et al., 2018; Buforn et al., 2019), la région de l'ouest Algérien a connu un accalmie sismique (Buforn et al., 2019); l'occurrence de ces deux séismes de magnitudes intermédiaires a donc suscité chez les sismologues et géo dynamiciens un grand intérêt et des études spécifiques afin de mieux comprendre la sismotectonique de la région.

La ville d'Oran est située dans la chaîne du Tell Atlas occidental de l'Algérie, à la limite nord du bassin plio-quaternaire d'Oran, une continuation du bassin du Cheliff. L'Atlas du Tell, un ensemble de plis de failles de direction E-W à NE-SW, est la région la plus active sur le plan sismique du Maghreb et de la Méditerranée occidentale.

L'événement du 6 juin s'est produit dans la baie d'Oran comme celui du 9 octobre 1790 (Buforn et al., 2019). Buforn suggère que la baie d'Oran est traversée par des failles off-shore. Concernant l'événement du 9 janvier, bien qu'il ne soit pas possible de le lier à une faille donnée sans séquence de répliques, cela suggère que les failles on-shore connues ou d'autres branches de failles aveugles peuvent être la source causale du séisme (Benfedda et al., 2020). En termes de mécanismes focaux, solution de failles inverses pures pour les deux séismes avec un axe de compression orienté NW-SE qui est cohérent avec la tendance du système de failles actives dans la région d'Oran et le contexte sismotectonique régional. Les mécanismes aux foyers

(Tableau I-4) sont obtenus par inversion complète d'onde (Benfedda et al., 2020) en utilisant le programme de Yagi and Nishimura (Yagi and Nishimura, 2011).

Date	Longitude	Latitude	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source			
					plan	Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
09/01/2008	35.69	- 0.46	11	Mw4.7	1	235	39	88
					2	57	51	91
06/06/2008	35.69	-0.58	08	Mw5.4	1	215	50	84
					2	44	41	97

Tableau I-4 Localisation, profondeur, magnitude et paramètres de la source obtenue par inversion pour les séismes d'Oran (Benfedda et al., 2020).

I.5.4 Le séisme de Cheliff du 18 Juin 2008

Une douzaine de jours seulement après le séisme d'Oran, le 18 Juin 2008, Cheliff fut secoué par un séisme modéré de magnitude de moment estimée à Mw4.7. Le CRAAG localisa l'évènement à 36.21° N et 1.16° E, à une profondeur de 7.5 km. Ce séisme est localisé au sud du séisme de Tadjena 2006; il s'est produit sur la structure de Boukadir, faille retenue connue à l'origine de ces deux séismes, ce qui confirme l'activité sismique dans la région de Cheliff (Beldjoudi, 2011).

Date	Longitude	Latitude	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source		
					Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
18/06/2008	36.21	1.16	7.5	Mw4.7	50	40	69

Tableau I-5 Localisation, profondeur, magnitude et paramètres de la source pour le séisme de Cheliff (Beldjoudi, 2011).

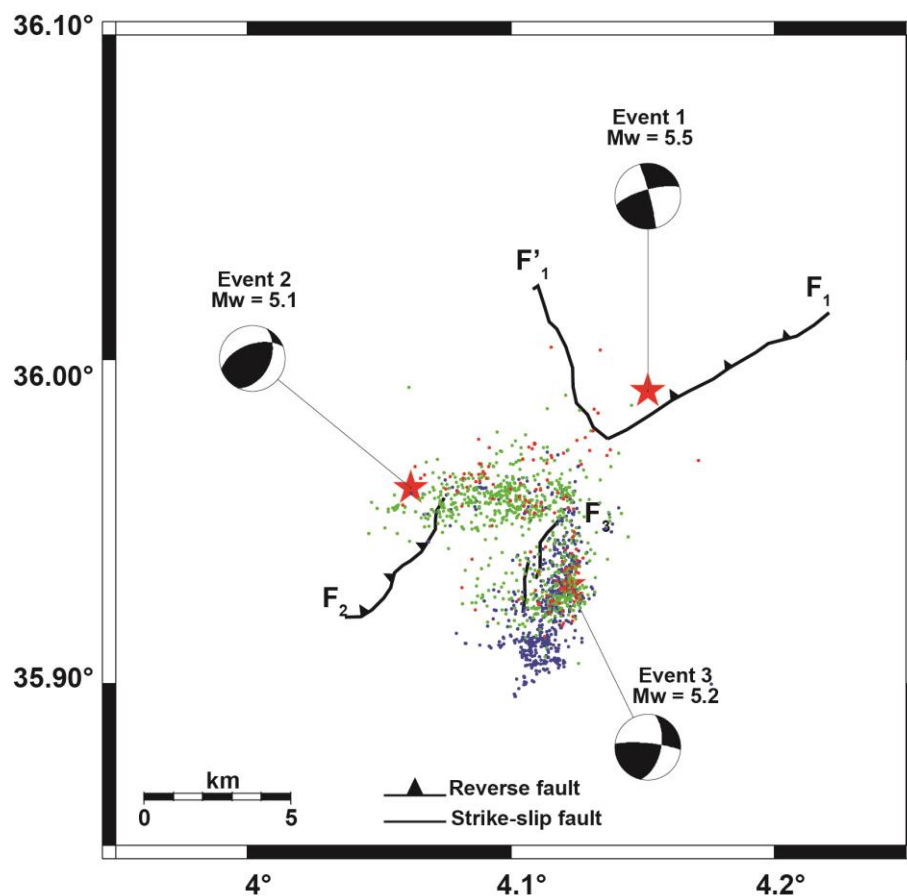
Les paramètres de la source de cet évènement décrivent des plan de failles orientés NE-SW en régime compressif en accord avec les paramètres de la sources dans la région de Cheliff (Beldjoudi, 2011).

I.5.5 La séquence de Beni Ilmane Mai 2010

C'est dans la région de transition des Bibans-Hodna que la séquence de Beni-Ilmane s'est produite. Cette séquence est marquée par trois chocs successifs et modérés de magnitude comprise entre 5.1 et 5.5. Le premier évènement a eu lieu le 14 Mai 2010 d'une magnitude Mw5.5 suivi deux jours après par un autre évènement de magnitude estimé à Mw5.1 et un troisième secoua le village de Beni Ilmane le 23 Mai 2010 avec une magnitude de Mw5.2 (Tableau I-6).

Cette séquence sismique n'est pas la première dans la région de Beni Ilmane, cette région a survécu à une autre séquence, 50 ans plutôt, en Février 1960 (Benhallou, 1985; Benouar, 1994). La distribution des répliques déterminées par Yelles-Chaouche et al. 2014 décrivent deux nuages ; le premier cluster est situé au Nord du village de Beni-Ilmane de direction E-W, il inclut le second évènement. (Figure I-5) Le second cluster est localisé au Sud du premier de direction NNE-SSW, il inclut le premier et le troisième évènement. (Yelles-Chaouche et al., 2014)

Figure I-5 La carte sismotectonique de la région épacentrale. Les étoiles représentent la localisation



des évènements principaux et leurs mécanismes aux foyers relatifs. Les points rouges indiquent la localisation des répliques pour la période (14-16 May), les points rouges indiquent la localisation des répliques pour la période (14-16 May), les points verts ceux de la période (16-23 May) et les points bleu ceux de la période (23-31 May) (Beldjoudi, 2020).

Les mécanismes aux foyers sont calculés par la modélisation des formes d'ondes. Le premier évènement, localisé à une profondeur de 6 km, est représenté par un décrochement dont le premier plan nodal est orienté NNW qui décrit un mouvement senestre et de deuxième plan E-W qui décrit un mouvement dextre. La meilleure solution de l'inversion pour le deuxième évènement correspond à une faille inverse orientée NE-SW avec une petite composante de coulissage à une profondeur de 6 km.

Le mécanisme au foyer du troisième évènement représente lui aussi un décrochement. Le premier plan nodal, est de direction E-W, représente un mouvement dextre et l'autre plan nodale de direction N-S présente un mouvement senestre. Ces deux mouvements sont associés à une petite composante inverse figure I-5.

La séquence du séisme de Beni Ilmane de 2010, située dans la zone de transition des monts des Bibans et la Hodna, montre que la région frontalière de l'Atlas tellien et des hauts plateaux est une zone sismique active caractérisée par des séismes modérés et éventuellement forts. La séquence est localisée sur un pli actif déformé dans ses parties centre et ouest, montrant ainsi la complexité de la géologie de la région.

Date	Localisation		Mw	Paramètres de la source (°)					
	Lat(°)	Long(°)		Strike1	Dip1	Rake1	Strike2	Dip2	Rake2
14/05/2010	35.99	4.15	5.5	254	74	175	345	85	16
16/05/2010	35.96	4.06	5.1	25	45	55	250	55	120
23/05/2010	35.93	4.12	5.2	275	80	146	12	57	12

Tableau I-6 Localisation, magnitude et paramètres de la source obtenue par inversion pour les séismes de Beni Ilmane (Beldjoudi, 2020).

Afin de voir si il y a eu interaction entre ces trois séismes, la fonction de Coulomb a été calculée après chaque évènement (Beldjoudi, 2020). Pour ce calcul, identifier le plan de faille pour chaque séisme est impératif. Pour le premier évènement, ce n'était pas possible vu que l'épicentre est localisé à proximité de deux structures actives qui n'ont aucune trace visible en surface donc le calcul de la CFF est fait pour les deux plans nodaux. Les résultats obtenus favorisent le plan d'azimuth 254° nord pour être le plan de faille. Pour les deux autres évènements le plan de faille a été identifié auparavant (Yelles-Chaouche et al., 2014;

Beldjoudi et al., 2016). Le calcul de la fonction de Coulomb est fait à une profondeur fixée à 6 km et un coefficient de friction de 0.4.

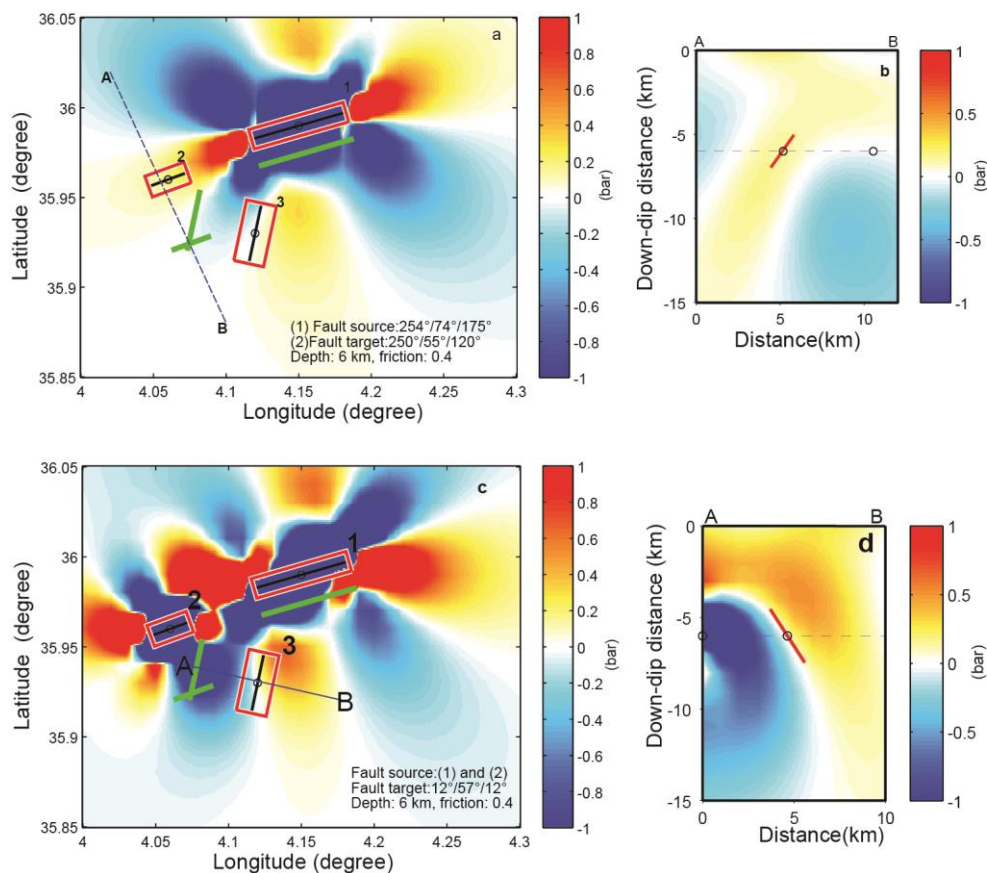


Figure I-6 a le calcul ΔCFF pour le premier évènement sur le deuxième évènement. b section verticale montrant la variation de la ΔCFF en profondeur. c la variation ΔCFF associée à la somme du premier séisme et du deuxième sur le troisième séisme. d pareille que la b. (Beldjoudi, 2020)

Les résultats montrent une bonne corrélation entre les variations de la fonction de Coulomb et la position, la géométrie et la direction de glissement des segments (Figure I-6). Il existe bien une interaction entre ces trois évènements : le premier a contribué au déclenchement du deuxième évènement et ces deux séismes ont changé l'état de contrainte sur la faille du troisième évènement et favorisé son déclenchement. Pour la distribution des répliques, il y a une bonne corrélation entre leurs distributions et la variation de la fonction de Coulomb, dans le cas où les plans optimaux sont des failles inverses (Beldjoudi, 2020).

I.5.6 Les séquences de Hammam Melouane de 2013, 2014 et de 2016

La localité de Hammam Melouane a témoigné d'une longue séquence sismique qui a duré presque trois ans (de 2013 à 2016). Cette séquence sismique peut être subdivisée en trois sous séquences. Le séisme du 17 Juillet 2013 de magnitude $M_w 5.0$ n'est que le début de la

première séquence sismique. Il fut suivi par une deuxième séquence sismique qui a commencée le 23 décembre 2014 avec un séisme de magnitude Mw4.9, et une troisième sous-séquence qui s'est déclenchée le 10 février 2016 (Ml 4.8).

- **Le séisme de Hammam Melouane de 2013 Mw5.0**

Le 17 Juillet 2013, un séisme a secoué la bordure sud du bassin de la Mitidja, plus exactement, à 2.4 km au SE du village de Hammam Melouane. Des chutes de pierres et des glissements de terrain mineurs le long de la rivière Hammam Melouane ont été observés. Les effets les plus marqués ont été observés à Magtaa Lazreg, avec une intensité estimée à VI sur l'échelle EMS-98 (Yelles-Chaouche et al., 2017).

Date	Longitude	Latitude	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source			
					plan	Strike (°)	Dip(°)	Rake (°)
17/07/2013	36.46	3.04	7	Mw5.0	1	272	56	174
					2	5	85	34

Tableau I-7 Localisations, magnitudes et mécanismes au foyer du choc principal de Hammam Melouane du 17 Juillet 2013, résultats de l'étude Yelles-Chaouche et al., 2017.

Le mécanisme au foyer a été calculé par deux approches différentes, les polarités de la première arrivée des ondes P et la modélisation des formes d'ondes. Le mécanisme au foyer est celui d'une faille de décrochement dextre pour le plan NW-SE (Azimut N114°) et de décrochement senestre pour le plan orienté NE-SW (Azimut 205°). Yelles-Chaouche et al., 2017 suggère que le plan de faille est celui orienté N114° vu la distribution des répliques orientées NW-SE. En profondeur le choc principal et les répliques sont localisés entre 7 et 10 km. La figure I-7 montre un nuage d'événements relocalisés principalement orienté NW-SE, répartis sur un plan quasi-vertical, en accord avec le plan nodal N114°E du mécanisme focal du choc principal. Le séisme de Hammam Melouane s'est produit sur un système de faille au sud du bassin de Mitidja d'une longueur de 100 km orienté NE-SW. Une autre étude des autres séquences sismiques de 2014 et 2016 a été nécessaire pour mieux comprendre la sismogenèse de la région. Les principaux résultats des paramètres de la source sismique de la première séquence sont présentés dans le tableau I-7.

Le choc principal a été suivi par une importante série de répliques qui a duré près de 3 mois. Un total de 412 événements a été enregistré. Les répliques ont été initialement localisées par hypoinverse puis relocalisés par HypoDD avec le modèle de vitesse obtenu à partir de l'un des profils de sismique profonde réalisés pendant le programme Spiral, au large de Tipaza. La figure I-9 montre 11 mécanismes focaux des grandes répliques basés sur les premières polarités de l'onde P dominé par un mouvement décrochant ce qui laisse dire que la faille source principale de la première sous-séquence de Hammam Melouane 2013 est une faille décrochante verticale de direction ESE-ONO (N114°).

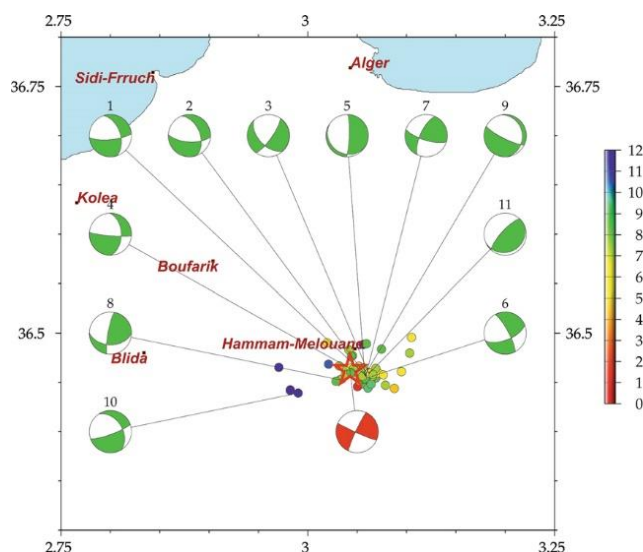


Figure I-7 Distribution horizontale des événements sismiques relocalisés, coloriés selon leur profondeur, montrant les mécanismes focaux des 11 plus importantes répliques de la première sous-séquence de Hammam Melouane du 17 juillet 2013. Le mécanisme du choc principal est en rouge (Yelles-Chaouche et al., 2017)

- **Sous-séquences du 23 décembre 2014 et du 10 février 2016**

Le 23 décembre 2014, deux séismes modérés de magnitude ML5.0 et ML4.8 à 8h00 et 8h59 respectivement ont secoué la localité de Hammam Melouane. Le premier événement est localisé à 3.0480°E et 36.4867°N et le deuxième est localisé à 3.0551°E et 36.4858°N (Tableau I-8). Cette activité sismique a duré jusqu'à fin 2015. Le 10 février 2016, la zone a enregistré une troisième sous-séquence, localisée au sud-est de la localisation des précédentes sous-séquences (Tableau I-8). Cette dernière n'a pas généré de séismes de magnitude $M \geq 5$, néanmoins un nombre considérable de séismes a été enregistré durant cette sous-séquence. Ces deux sous-séquences n'ont entraîné ni pertes humaines ni dégâts matériels. (Yelles-Chaouche et al., 2022)

Date	Long. °N	Lat. °E	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source		
					Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
23/12/2014	36.48	3.04	10.9	M _L 5.0	237	56	72
10/02/2016	36.47	3.08	11.1	M _L 4.8	241	54	59

Tableau I-8 Localisations, magnitudes et mécanismes au foyer des chocs principaux de Hammam Melouane de la séquence du 23 Décembre 2014 et du 10 Février 2016. Les mécanismes au foyer sont obtenus par polarité des premières arrivées des ondes P. (Yelles-Chaouche et al., 2022)

I.5.7 Le séisme d'Alger du 1^{er} aout 2014

La baie d'Alger est une zone tectonique complexe car elle représente la transition entre du Sahel occidental (orientation NE–SO) et l'anticlinal du Sahel oriental. De nombreuses études antérieures aient examiné le contexte sismotectonique du bassin de la Mitidja (Boudiaf, 1996; Yelles-Chaouche et al., 2006; Yelles et al., 2009; Guemache, 2010) où le littoral algérois est soulevé par le mouvement des Failles de direction NE–SO de la marge continentale d'Alger. (Boudiaf, 1996; Meghraoui et al., 2004; Maouche et al., 2011; Authemayou et al., 2017) Seuls quelques profils sismiques marins ont été obtenus dans la baie d'Alger (par ex. enquête Maradja de Domzig (Domzig, 2006) pour étudier la déformation dans cette partie de la plate-forme marginale algérienne.

Le séisme d'Alger du 1er août 2014 s'est produit au nord du bassin de la Mitidja. Historiquement, de nombreux forts tremblements de terre se sont produits dans la région. Le premier séisme historique en mer connu s'est produit le 3 janvier 1365 (Ambraseys and Vogt, 1988), près de la ville historique d'Alger (la Casbah), et a généré un tsunami modéré. Le deuxième événement historique s'est produit en février 1716 et a détruit la quasi-totalité d'Alger (Benhallou, 1985). Les archives turques (Ambraseys and Vogt, 1988) indiquent que l'événement était situé sur le continent et était associé à l'anticlinal actif du Sahel.

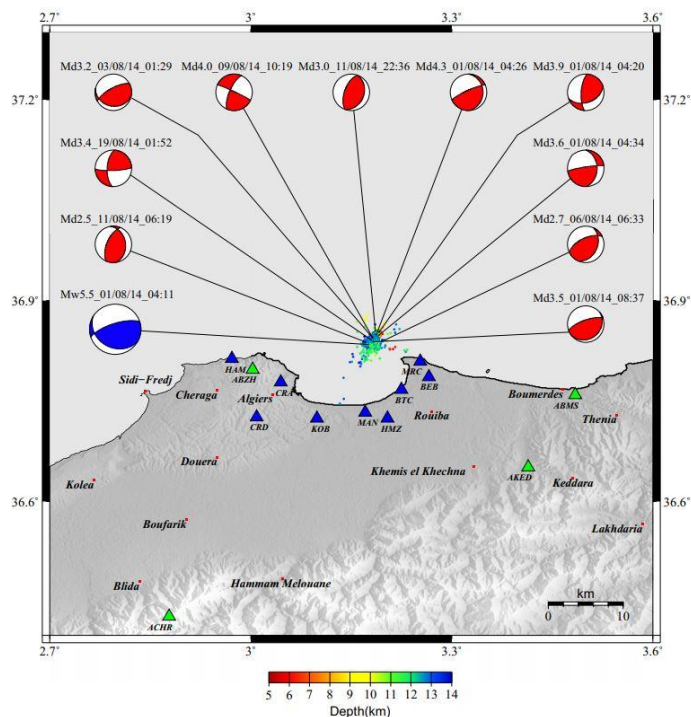


Figure I-8 Carte montrant les épicentres de 576 événements ; la couleur correspond à la profondeur. Les mécanismes focaux sont indiqués pour les 11 événements les plus significatifs, avec le mécanisme du choc principal en bleu. Le triangle vert indique les stations du réseau sismique permanent (ADSN) qui ont été intégrées au réseau temporaire ; les triangles bleus représentent les stations sismiques temporaires (Yelles-Chaouche et al., 2019)

Le CRAAG a situé le choc principal à 11 km du village de Tamenfoust (36.836°N , 3.177°E) à une profondeur de 10.5 km. Ceci diffère légèrement de la localisation obtenue par Benfedda (Benfedda et al., 2020). Ces auteurs placent l'épicentre à 3 km au nord-est de l'emplacement du CRAAG. Les paramètres de la source ont été obtenus par inversion d'onde (Yelles-Chaouche et al., 2019). La magnitude du moment du choc principal est de Mw5.5, la solution focale pour le premier plan correspond à une faille de direction $\text{N}252^{\circ}\text{E}$ avec un pendage de 71° et une inclinaison de 70° . Cette solution décrit une faille inverse plongeant vers le NW. Les paramètres du deuxième plan de faille sont un Azimut de $\text{N}120.2^{\circ}\text{E}$, le pendage 27.3° et l'inclinaison de 134.8° , ce qui correspond à une faille inverse plongeant vers le SW.

Malgré le nombre de répliques localisées, seuls 11 mécanismes focaux ont pu être calculés (Yelles-Chaouche et al., 2019). La séquence de répliques présente plusieurs types de mécanismes focaux, démontrant la complexité de la rupture (Figure I-8). Bien que la plupart des événements soient dominés par un mécanisme de faille inverse avec une petite composante de décrochement, qui peut être liée à la faille principale, d'autres mécanismes indiquent un mouvement de décrochement N-S pur (Yelles-Chaouche et al., 2019). Le séisme du 14 Août

2014 a été causé par une faille inverse NE-SW plongeant vers le NW. Les mécanismes focaux et l'analyse spatio-temporelle des répliques soutiennent l'existence d'une faille verticale secondaire N-S qui aurait pu être activée par le choc principal (Yelles-Chaouche et al., 2019).

I.5.8 Les séquences de Mihoub du 28 Mai 2016

Le 28 mai 2016 à 23h54 UTC, un séisme modéré (Mw5.4) s'est produit près du village de Mihoub, à environ 60 km au sud-est d'Alger. Ce séisme a été le plus fort événement enregistré dans une séquence sismique qui a duré du 10 avril au 15 juillet 2016. La localisation des événements enregistrés a permis de donner un aperçu général de la séquence et de révéler l'existence de deux principaux segments de faille. Le premier segment, sur lequel a été localisé le premier événement de la séquence, est presque vertical et a une tendance E–W. Le deuxième plan de faille, sur lequel a été localisé le plus grand événement de la séquence, plonge vers le sud-est et s'oriente NE-SW.

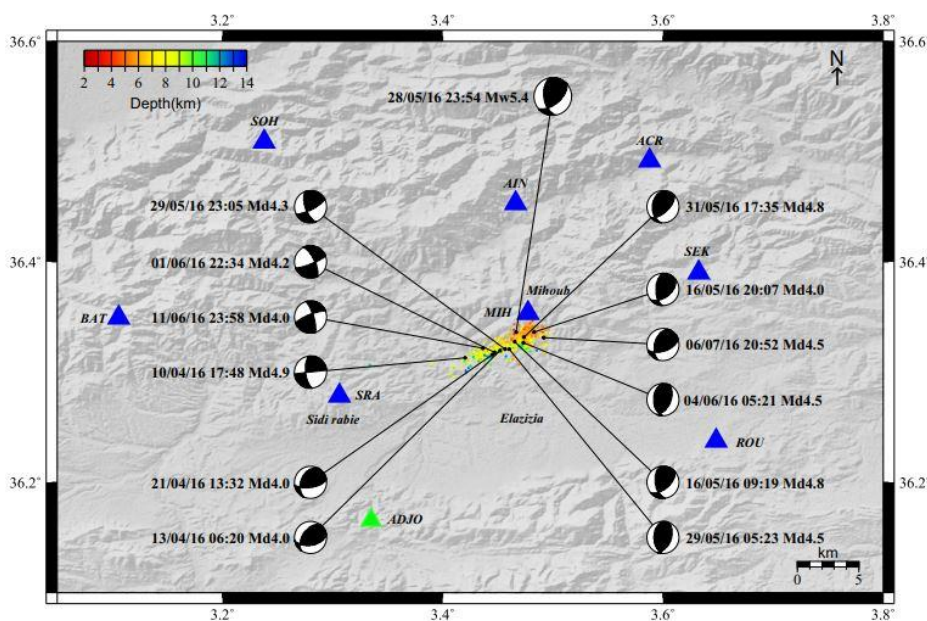


Figure I-9 carte montrant les épicentres de 485 événements relocalisés du 30 mai au 11 juillet 2016 ; les couleurs correspondent à la profondeur. Les mécanismes focaux sont présentés pour les 13 événements les plus importants ($M \geq 4,0$). Le triangle vert indique la station courte période du réseau sismique permanent (ADSN) intégré au réseau temporaire ; les triangles bleus représentent des stations sismiques temporaires de courte période (Khelif et al., 2018)

Les paramètres de la source pour le plus grand choc sont obtenus par la méthode de l'inversion de la forme d'onde de Dreger (2003) implémentée dans le progiciel SEISAN (Havskov and Ottemöller, 1999) (Tableau I-9). Le premier plan nodal de la solution focale

décrit une faille orientée N171°E, plonge de 51° vers le SE et glisse d'un angle de 44° (Khelif et al., 2018).

Date	Longitude	Latitude	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source			
					plan	Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
28/05/2016	36.33	3.46	5.4	Mw5.4	1	171	51	44
					2	50	57	131

Tableau I-9 Localisations, magnitudes et mécanisme au foyer du choc principal de Mihoub de la séquence du 28 Mai 2016.

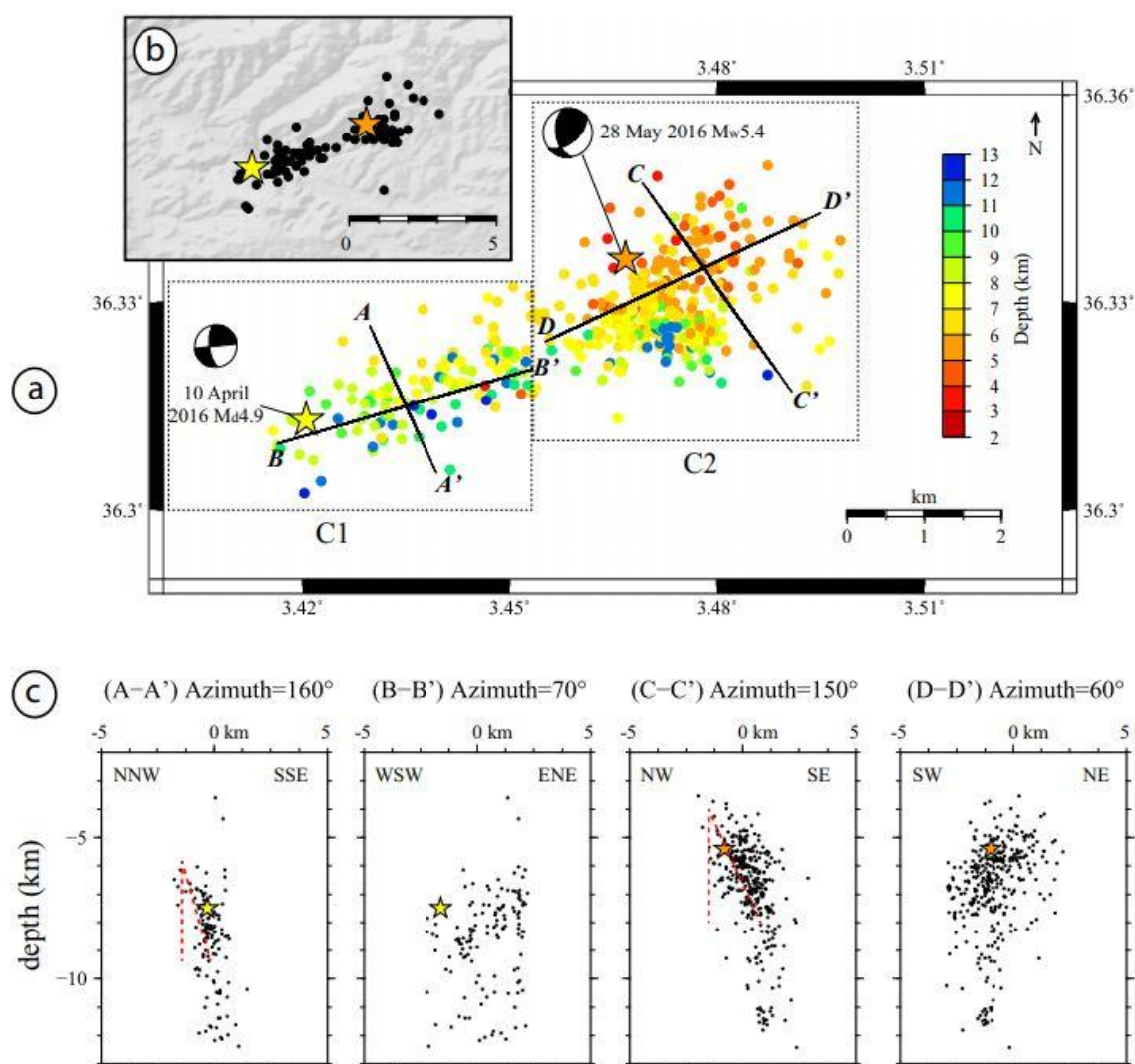


Figure I-10 Répartition horizontale (a) des 485 événements relocalisés de la séquence sismique de Mihoub 2016, (b) des événements qui se sont produits au cours des quatre premiers jours de l'enregistrement du réseau sismologique temporaire et (c) des coupes verticales sur les deux nuages. L'étoile jaune indique l'événement Md4.9 du 10 avril 2016 ; L'étoile orange indique l'épicentre Mw5.4 du 28 mai 2016. Les mécanismes focaux respectifs sont en noir. Les lignes en pointillées rouges indiquent l'interprétation du meilleur alignement des événements (Khelif et al., 2018).

Les mécanismes focaux des 46 plus grands événements obtenus à partir des premières polarités des ondes P. Ces mécanismes focaux les mieux contraints montrent principalement des glissements décrochant et inverse. La distribution des 13 plus grands événements de la séquence (Figure I-9) montre que 6 des 13 événements, dont le premier événement de la séquence Md4.9, se produisent dans le groupe C1 et présentent un mécanisme de décrochement dextre et les 7 événements restants, situés dans le segment Est (nuage C2) (Figure I-10-a), présentent principalement des mécanismes inverses dont l'événement le plus fort de la séquence (Mw5.4). En résumé, le segment de faille EW dans le groupe C1 est caractérisé par un mouvement décrochant et le segment de faille NE-SW dans le groupe C2 est principalement inverse (Khelif et al., 2018).

I.5.9 Le séisme de Oued Djer du 02 janvier 2018

Le séisme, enregistré le 2 Janvier 2018 à 21h59 mn à 04 km au sud-ouest d'Oued Djer, a été ressenti dans les wilayas de Blida, Ain Defla, Tipasa, Médéa, Alger et Boumerdès. L'épicentre de ce séisme a été localisé à 36.39° N, 2.54° E à une profondeur de 4 km et une magnitude (M15.0) (Mohammedi et al., 2020).

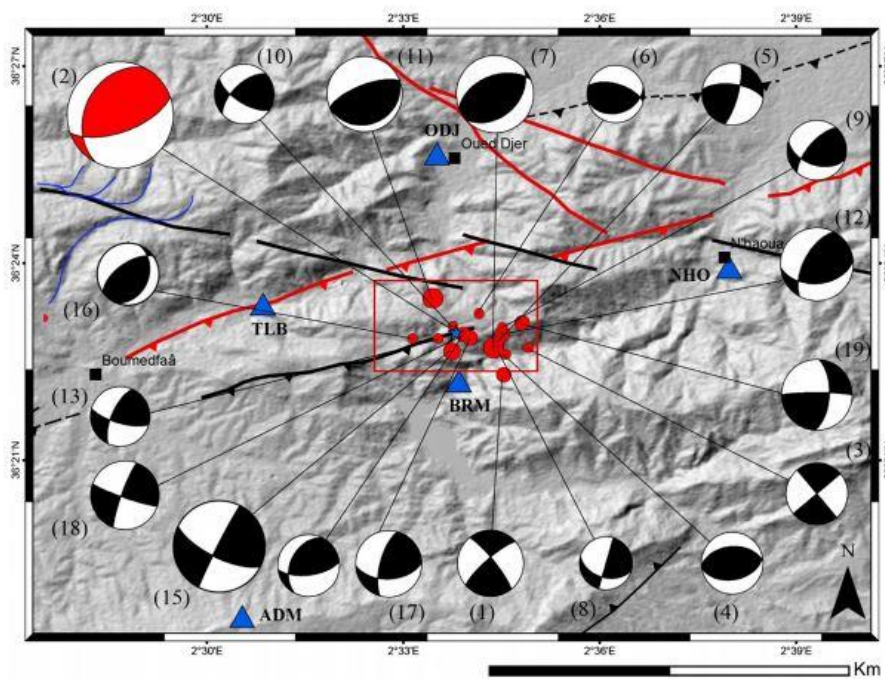


Figure I-11 Carte montrant les 19 événements les plus importants enregistrés par le réseau permanent et leurs mécanismes focaux correspondants ; Les numéros correspondent à l'ordre d'occurrence de chaque événement. Les triangles bleus représentent les stations sismiques temporaires de courte période. Le mécanisme focal du choc principal est représenté en rouge. Les lignes rouges et noires sont respectivement des failles actives et potentiellement actives. (Mohammedi et al., 2020)

La zone épiscopale du séisme d'Oued Djer 2018 est située dans les montagnes de Soumata, à quelques kilomètres de la frontière sud du bassin de la Mitidja. Ces collines se situent entre les plaines plates du bassin de la Mitidja au nord et du bassin de Boumedfaa au sud. Ils s'étendent à l'est jusqu'aux monts Mouzaïa, qui représentent l'extrémité orientale de l'Atlas de Blida. Les montagnes de Soumata sont traversées par deux vallées principales formées par les fleuves Djer et Bouroumi, qui coulent vers le NE et tournent progressivement vers le NNE créant une zone fermée de 15 km de long de direction ENE-WSW qui s'étend entre ces vallées subparallèles où le choc principal et la plupart des répliques ont été situées. (Mohammedi et al., 2020)

Les mécanismes aux foyers sont obtenus par les premières polarités de l'onde P. Le choc principal décrit un mouvement inverse, les deux plans nodaux sont d'orientation N°70 E et N207°E. La distribution horizontale des répliques relocalisées (Figure I-11) est orientée NE–SO et s'étend sur 3 km, en accord avec le plan de faille N70 E du choc principal. La distribution verticale des répliques montre que la sismicité n'a pas atteint la surface, la plupart des répliques étant concentrées entre 3 et 5 km de profondeur.

I.5.10 Les séismes de Biskra 2016 et 2022

La région de Biskra est une zone intraplaque située sur la marge septentrionale de la plaque africaine. Ceci lui confère une position géo-structurale particulière, car elle se trouve dans une avant-zone de convergence continentale entre les deux plaques Africaine et Européenne. Elle représente, aussi, une zone de transition entre deux domaines très contrastés de l'Algérie : un domaine actif au Nord (l'Algérie alpine) et un domaine de plateforme stable au Sud (l'Algérie saharienne) qui se séparent par l'accident sud atlasique (Chebbah et al., 2007).

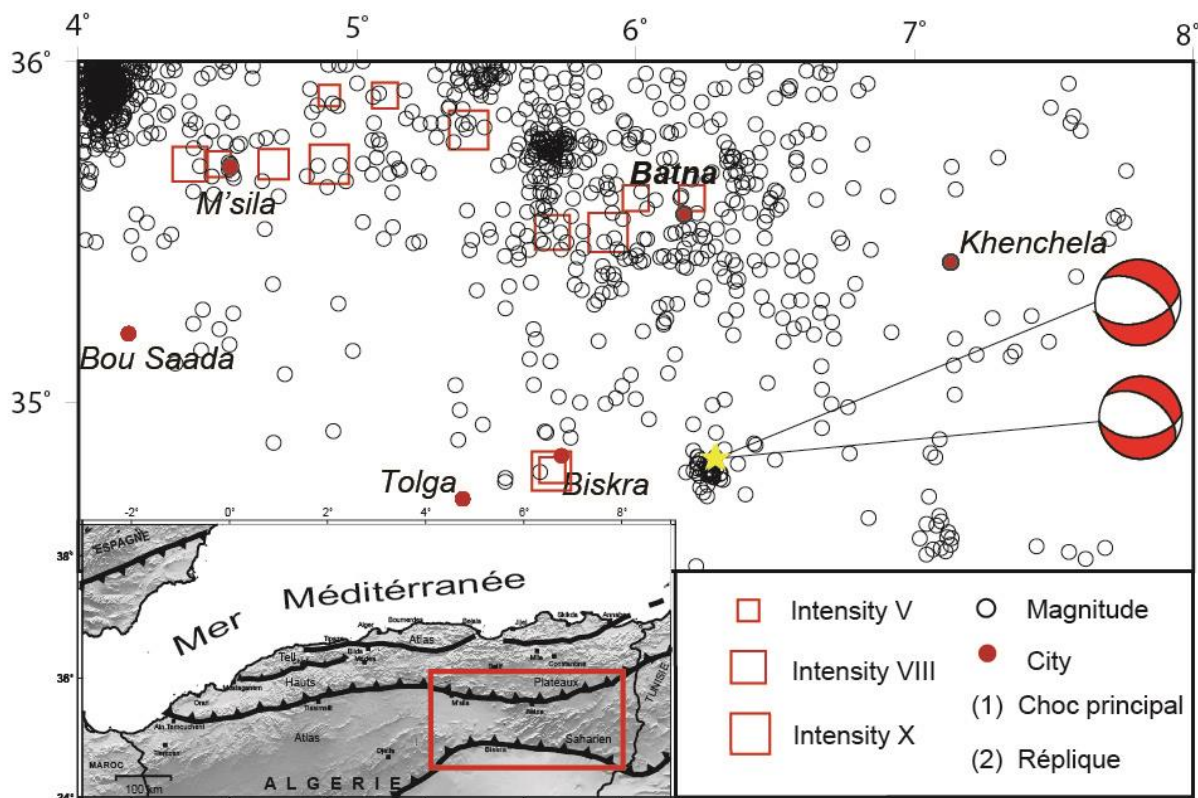


Figure I-12 La carte de sismicité de la région de Biskra. Les étoiles représentent la localisation de l'évènement principal ainsi que la plus grande réplique et leurs mécanismes aux foyers relatifs.

Cette région est caractérisée par une faible activité sismique, néanmoins, dans le passé plus précisément le mardi 16 novembre 1869 à 12h 45m, (Figure I-12) Biskra fut le siège d'un tremblement de terre dont la secousse principale a duré environ 7s a entraînant la mort de 30 personnes et la destruction de 200 maisons sur un rayon de 30 km autour de Biskra ainsi que de nombreux blessés (Hée, 1950; Rothé et al., 1950). Cette secousse a causé des dégâts considérables aux constructions. L'intensité maximale $I_0=VIII$ (MSK) a été ré-estimé à Biskra et ses environs, V à Batna et III à Sétif (Harbi et al., 2010) et que la direction de l'aire pléistoséiste VIII est orienté NE-SO. L'épicentre macrosismique a été ré-estimé à (34.84°N et 05.72°E) avec $M_s=5.2$ (Harbi et al., 2010).

Le 18 Novembre 2016, la localité de M'ziraa (est de la ville de Biskra) fut secoué par un séisme modéré, sa magnitude est estimée à $M_w5.1$. Le mécanisme décrit une faille normale de direction E-O, ce séisme a été suivi par une réplique de magnitude $M_w4.7$ (Figure I-12). Cet évènement est l'un des cas de séisme en faille normale en Algérie, d'où l'intérêt particulier qu'on lui porte (Beldjoudi, 2017).

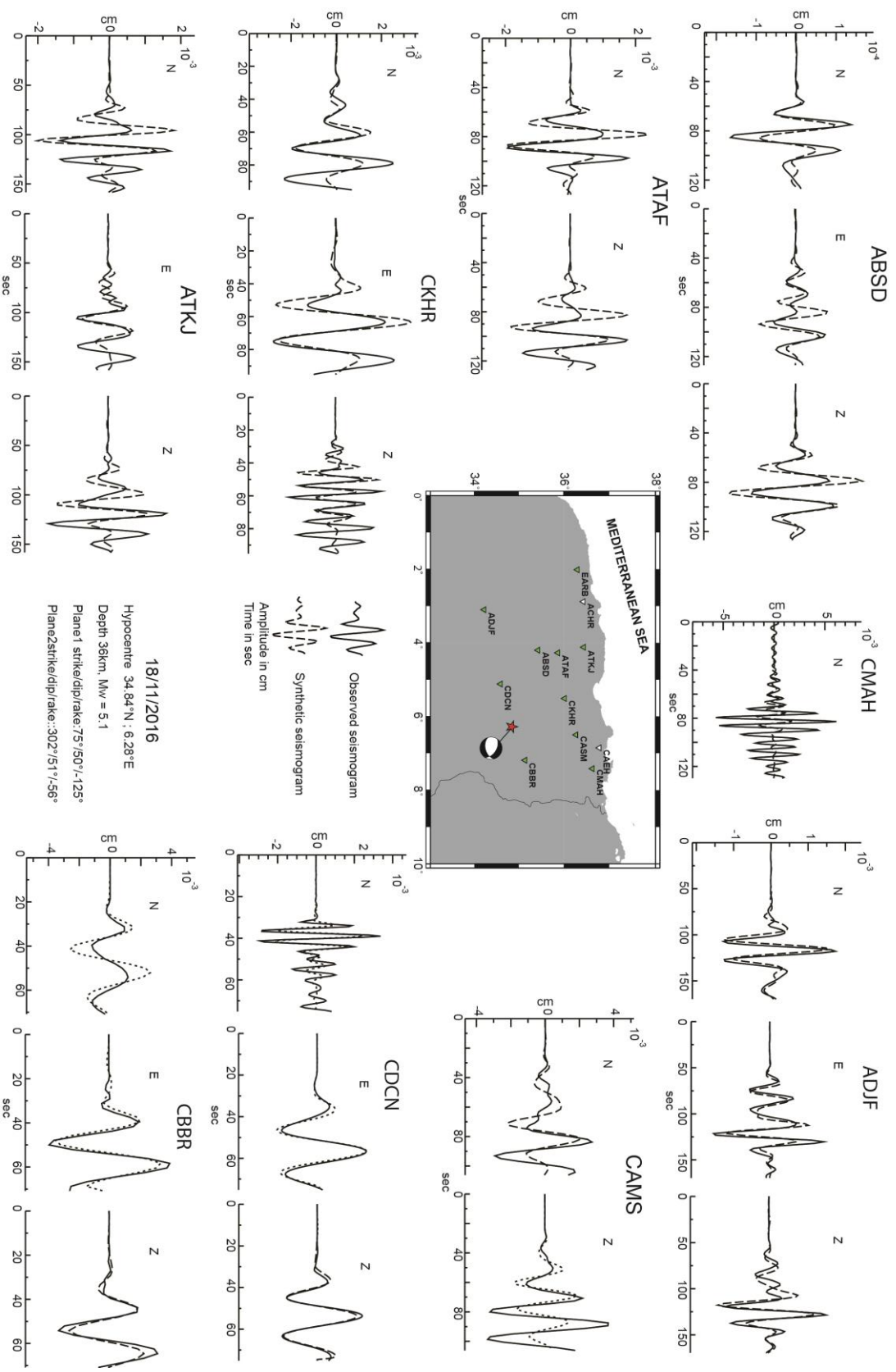


Figure I-13 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Birta du 18 Novembre 2016. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).

Le choc principal est localisé à la latitude de 34.84° N et la longitude 6.28° E et à la profondeur de 40 km, son mécanisme au foyer a été obtenu par inversion des formes d'ondes (Tableau I-10), calculé avec 23 composantes sismiques (Figure I-13), avec un indice de confiance CI=78% et une RMS =0.651. Le mécanisme au foyer décrit une faille normale orienté EO avec une légère composante de décrochement pour une profondeur de 36 km. Pour la réplique qui suivi quelque heures après, localisée à une latitude 34.84° N et à une longitude 6.29° E, les paramètres de la source sont calculés et présentés dans le tableau I-10. Le mécanisme décrit une faille normale orientée EO avec un indice de confiance CI=81% et une RMS = 0.496. (Tableau I-10)

Evènements	Mw	Paramètres de la source						CI(%)
		Strike1	Dip1	Rake1	Strike2	Dip2	Rake2	
Le choc principal	5.1	75	50	-125	302	51	-56	78
La réplique	4.7	85	50	-116	302	46	-63	81

Tableau I-10 Les paramètres de la source estimée par inversion de forme d'onde pour le séisme de Biskra et sa première réplique ainsi que leurs magnitudes respectives.

Afin de mieux cadrer les paramètres de la source du choc principal, on a calculé ces derniers pour différentes profondeurs Figure I-14. Sur cette figure, on remarque que les mécanismes ne changent pratiquement pas le long des 41 km de profondeur d'où l'unicité de la solution, la profondeur choisie, celle de 36 km n'ai autre que la réponse automatique, c-a-d la valeur estimée meilleure par le programme.

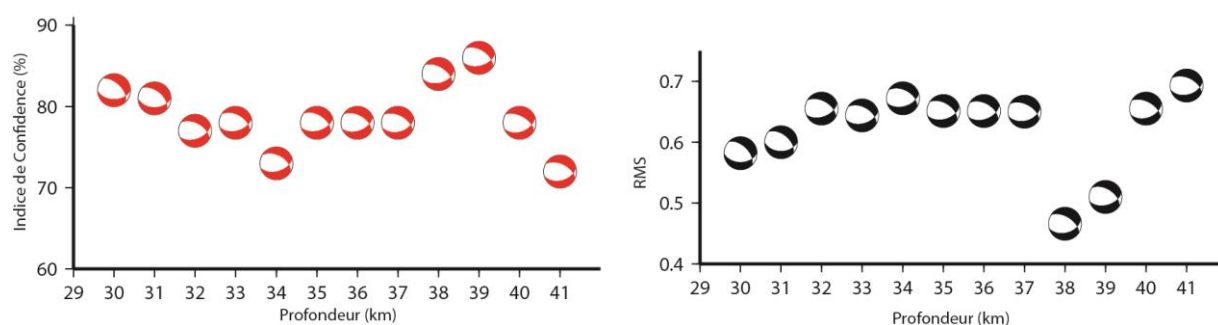


Figure I-14 Qualité de la solution obtenue, à droite degré de confiance en fonction de la profondeur. A gauche RMS en fonction de la profondeur.

Le 13 avril dernier, un séisme modéré de magnitude Mw4.0 a secoué la région de Biskra, plus exactement dans la localité de M'ziraa. L'épicentre est positionné sur celui du 18 novembre 2016. Le mécanisme au foyer obtenu par inversion des formes d'ondes en champ proche montre une faille normale orientée EO à une profondeur de quelque 44 km (Figure I-15).

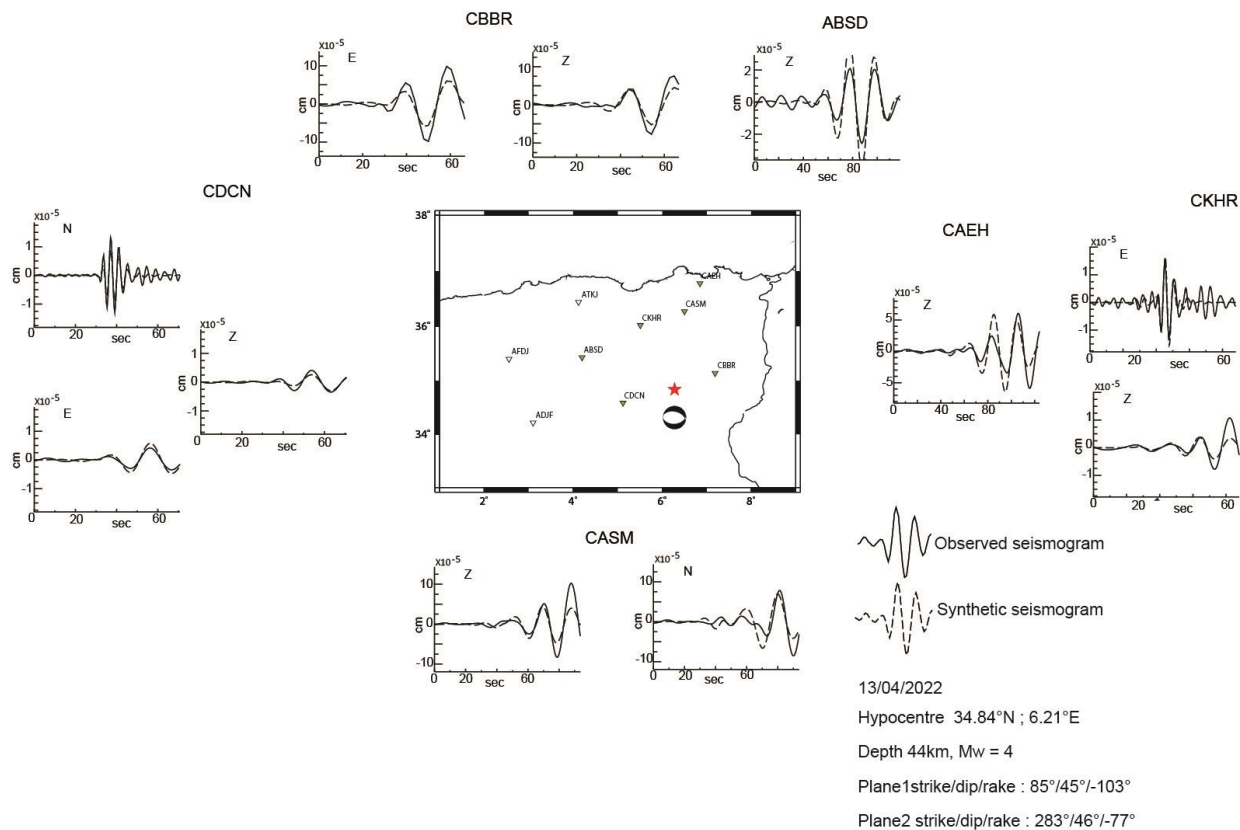


Figure I-15 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bikra du 13 Avril 2022. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).

I.5.11 a sismicité récente au large de Bejaia 2021-2022

De par son histoire, sa situation géographique unique, bloquée au nord par la mer et au sud par les montagnes, la ville de Bejaia figure parmi les plus importantes du nord de l'Algérie. En mars 2021 et mars 2022, la région de Bejaia a connu une activité sismique modérée. Un premier séisme de magnitude Mw6.0 a secoué le large de Bejaia le 18 mars 2021 a été localisé aux coordonnées 36.87°N et 5.21°E à 10 km de profondeur (Figure I-16).

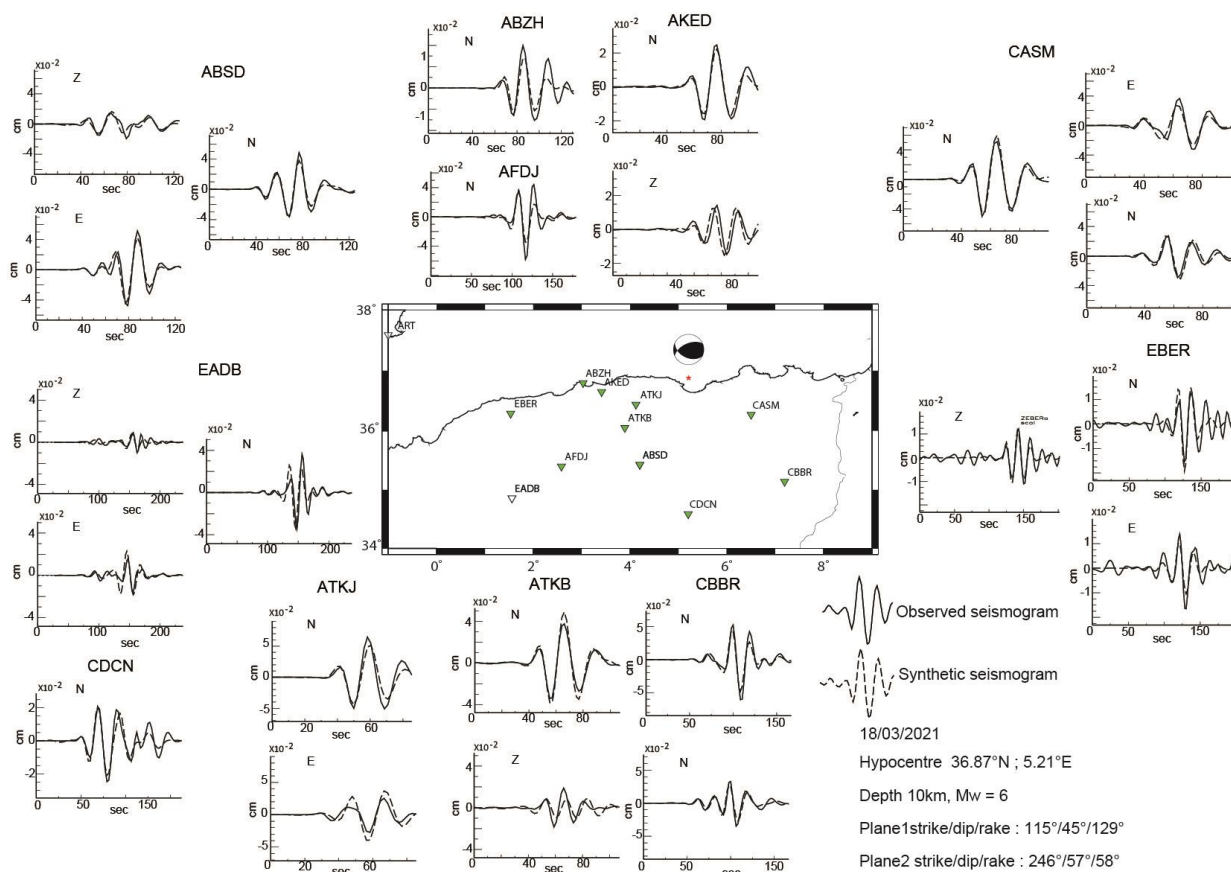


Figure I-16 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bejaia du 18 Mars 2021. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).

Le mécanisme au foyer de ce séisme est celui d'une faille inverse orientée N115° pour son premier plan et N246° pour son deuxième plan. Une année après soit le 19 mars 2022 un autre séisme de magnitude Mw5.1 a secoué la même région au même endroit. Le mécanisme au foyer de ce choc est celui d'une faille inverse avec une importante composante de décrochement dextre pour le plan N130° et senestre pour le plan N239° (Figure I-17)

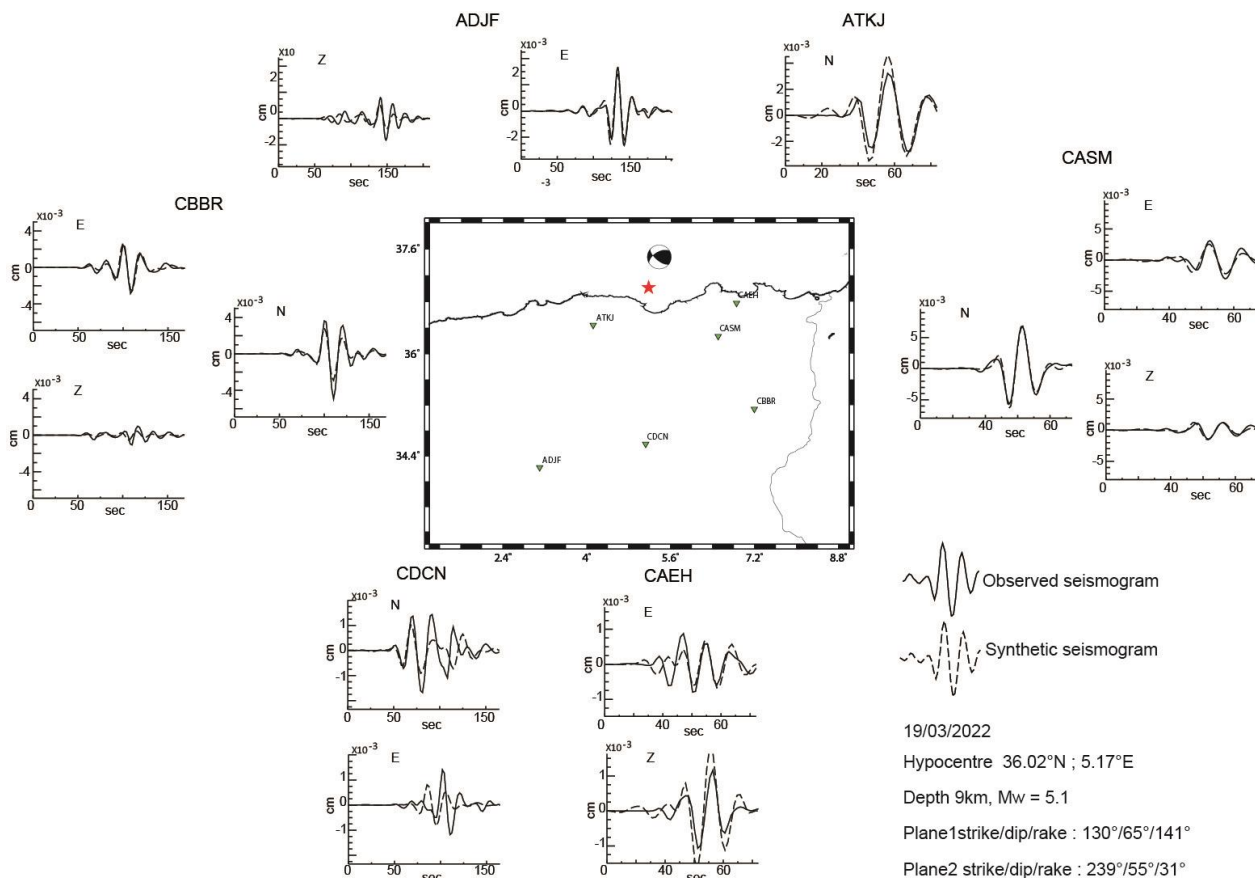


Figure I-17 Modélisation des formes d'ondes sismique du séisme de Bejaia du 19 Mars 2022. Sur la carte les stations large bande utilisées dans l'inversion, sont représentées par des triangles inversés (ainsi que leurs codes).

I.6. Discussion

Dans ce chapitre, nous avons essayé de reporter les principales crises sismiques modérées qui se sont produites entre 2006 et 2022. Cette sismicité est localisée principalement entre la partie offshore Algérienne et l'Atlas saharien sur les régions centre, est et ouest.

La sismicité dans la partie nord Algérienne reste active, modérée et superficielle, pour cette période, la magnitude maximale n'a pas dépassé Mw6 (Bejaia 2021). Depuis l'installation du réseau de surveillance sismologique en 2007 la qualité des mécanismes aux foyers est très fiable.

Généralement, les mécanismes de ruptures sont de types inverse ou/et de décrochement. Nous avons constaté que pour le séisme qui s'est produit près de Biskra (M'ziraa), dont l'hypocentre est localisé à une profondeur 35-40 km, le mécanisme au foyer est celui d'une faille normale orientée EO. Chacun de ces évènements sismiques ont été suivis par une activité de répliques plus au moins importante avec des magnitudes ne dépassant pas celles des chocs principaux à l'exception du séisme de Tadjena (Cheliff) où nous n'avons pas enregistré de

répliques. La majorité de ces séismes sont localisés sur des failles déjà répertoriées sur les cartes géologiques et sismotectoniques.

Nous remarquons aussi que cette sismicité peut se présenter sous plusieurs scénarios ;

- (1) Choc principal et répliques,
- (2) Séquence sismique (plusieurs séismes de même magnitude ex : Beni-Ilmane, Mihoub..etc...),
- (3) Un précurseur suivi par un séisme de magnitude supérieure (Bejaia 2021).

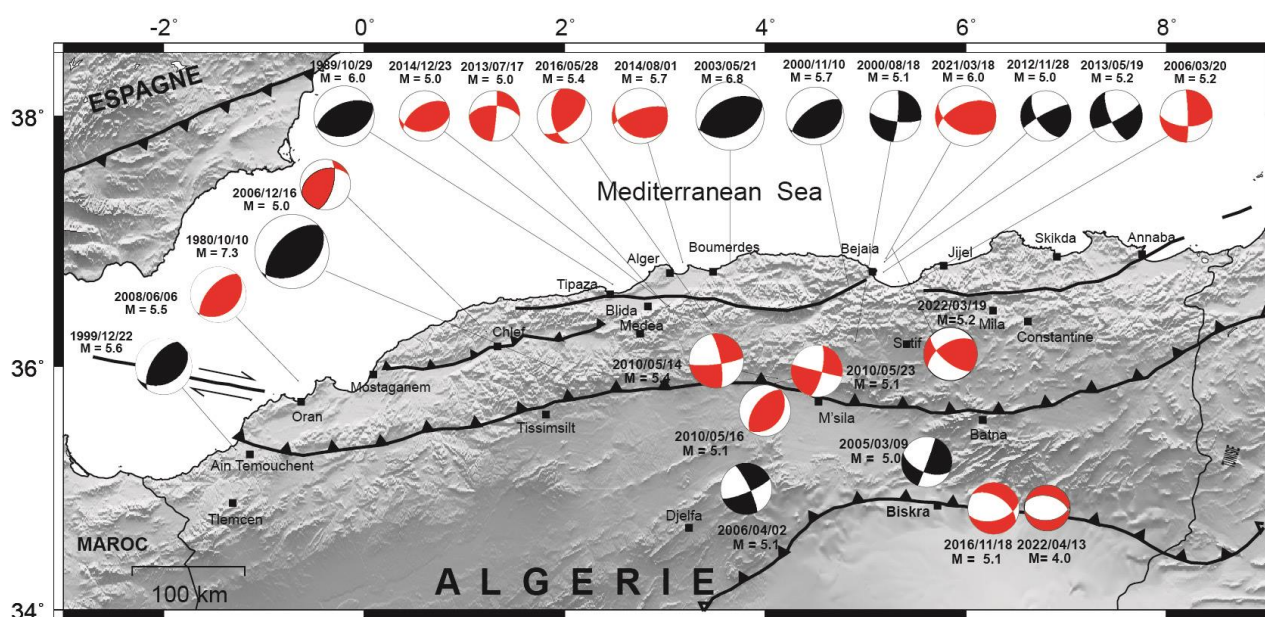


Figure I-18 Les mécanismes au foyer des principaux événements qui se sont produits entre 2006 et 2022. La taille est proportionnelle à la magnitude, en rouge les événements étudiés dans cette thèse.

II. La théorie de l'élasticité, de la fonction de Coulomb et du tenseur de contrainte.

Introduction

Les méthodes sismiques sont des techniques d'imagerie basées sur l'étude de la propagation des ondes sismiques. Les ondes sismiques sont de nature mécanique. On peut dire d'une onde que

- c'est une perturbation du milieu, qui se propage dans l'espace ;
- la propagation est fonction des propriétés physiques du milieu.

On peut décrire le phénomène de la propagation des ondes sismiques à partir de

- la loi de Hooke : reliant contrainte et déformation ;
- la deuxième loi de Newton : reliant force et accélération.

Les techniques d'études de la déformation sur le terrain ne sont pas les mêmes dans le domaine cassant et dans le domaine ductile. En domaine ductile, on déduira de la géométrie interne du domaine déformé les déplacements des blocs aux limites de ce domaine. Dans le domaine cassant, on cherchera à déduire la direction et le sens du mouvement sur le plan de faille lui-même, et pour une population de faille, à reconstituer l'état de contrainte qui leur a donné naissance.

II.1. Théorie d'élasticité d'après (Chouteau and Giroux, 2006)

La théorie de l'élasticité est la théorie des petites déformations continues et réversibles des milieux isotropes élastiques. Les calculs auxquels cette théorie conduit ne peuvent être explicites que dans des cas relativement simples. La théorie de l'élasticité suppose que les matériaux ou les milieux étudiés possèdent les trois propriétés suivantes :

Tout d'abord, ils sont parfaitement élastiques : si les forces extérieures qui provoquent leur déformation ne dépassent pas une certaine limite, celle-là disparaît en même temps que la force qui lui a donné naissance. En pratique, les matériaux possèdent cette propriété à un degré variable en pratique. Ensuite, ils sont homogènes et distribués uniformément dans tout le volume qu'ils occupent, de telle sorte que le plus petit élément détaché d'un corps donné possède les mêmes propriétés physiques que le corps tout entier. Enfin, ils sont isotropes, c'est-à-dire que leurs propriétés élastiques sont les mêmes dans toutes leurs directions. Ceci représente des propriétés idéales qui ne sont pas celle des milieux naturels.

En élasticité, on travaille avec des grandeurs normalisées, que l'on désigne par : Contrainte (force/unité de surface) Déformation (variation de longueur/unité de longueur), de plus de ces trois propriétés citées en haut on rajoute l'hypothèse de linéarité ; Les relations entre les contraintes et les déformations du matériau sont linéaires.

Les constantes élastiques mettent en relation contrainte (force) et déformation :

- Module d'Young ou module d'élasticité (E)

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\text{contrainte uniaxiale}}{\text{déformation parallèle à la contrainte}} \quad (\text{II.1.1})$$

avec $F/A = P$

- **Module d'élasticité volumique (κ)** Contraintes hydrostatiques P dans les trois axes orthogonaux entraîne un changement de volume ΔV .

$$\kappa = \frac{\text{contrainte volumique}}{\text{déformation volumique}} = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{P}{\Delta V/V} \quad (\text{II.1.2})$$

$1/\kappa$ est appelé compressibilité.

- **Module de cisaillement ou rigidité (μ)** Mesure du rapport contrainte/déformation dans le cas d'un cisaillement simple tangentiel. Déformation sans changement de volume.

$$\mu = \frac{P}{\Delta l/l} = \frac{P}{\phi} \quad (\text{II.1.3})$$

ϕ est l'angle de déformation.

- **Coefficient de Poisson (σ)** σ est la mesure du changement géométrique dans la forme du corps élastique (dans les directions orthogonales à la direction de la contrainte)

$$\sigma = \frac{\text{déformation transversale}}{\text{déformation longitudinale}} = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l} \quad (\text{II.1.4})$$

σ est toujours inférieur à 0.5. Pour la plupart des roches, $\sigma \approx 0.25$. Le coefficient de Poisson est relié au module d'Young par la 2 e constante de Lamé, qui vaut par définition,

$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \quad (\text{II. 1.5})$$

Les constantes élastiques sont indépendantes deux par deux

$$\kappa = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)}$$

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

$$E = \frac{9\kappa\mu}{3\kappa + \mu}$$

$$\sigma = \frac{3\kappa - 2\mu}{6\kappa + 2\mu}$$

II.1.1 La Contrainte

Soit une surface ΔA d'un solide quelconque sur laquelle une force $\Delta \vec{F}$ est exercée uniformément (Figure). Si $\Delta \vec{F}$ fait un angle ψ avec la normale à ΔA , on peut décomposer $\Delta \vec{F}$ en ces deux composantes ΔF_n et ΔF_t

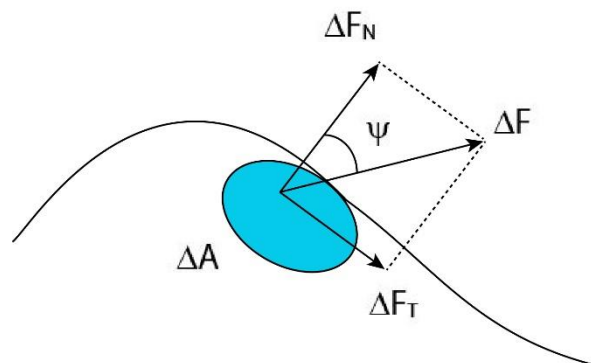


Figure II-1 Force ΔF agissant sur un élément de surface ΔA (Chouteau and Giroux, 2006).

La contrainte est définie comme le rapport de la force sur la surface

$$\vec{P} = \frac{\Delta \vec{F}}{\Delta A} \quad (\text{II.1.6})$$

Lorsque A tend vers zéro,

$$\vec{P} = \frac{d\vec{F}}{dA} \quad (\text{II.1.7})$$

La contrainte normale (compression ou dilatation) s'exprime par dF_n/dA , la contrainte de cisaillement par dF_t/dA .

De manière plus générale, si on utilise un système de référence xyz et une surface $dydz$ dont la normale est selon x , les composantes de la contrainte seront en compression selon X_x et en cisaillement selon Y_x et Z_x . Notation : la majuscule X est la direction de la normale au plan sur lequel la contrainte agit, en l'occurrence x , et l'indice x est la direction de la contrainte. Si on dessine les surfaces $dx dy$, $dx dz$ et $dy dz$ on trouvera neuf composantes totales possibles, soient :

- trois contraintes de compression (ou dilatation) : X_x , Y_y et Z_z
- six contraintes de cisaillement : X_y , Y_x , X_z , Z_x , Y_z et Z_y ; avec $X_y = Y_x$, $X_z = Z_x$ et $Y_z = Z_y$.

Déformation en compression/dilatation

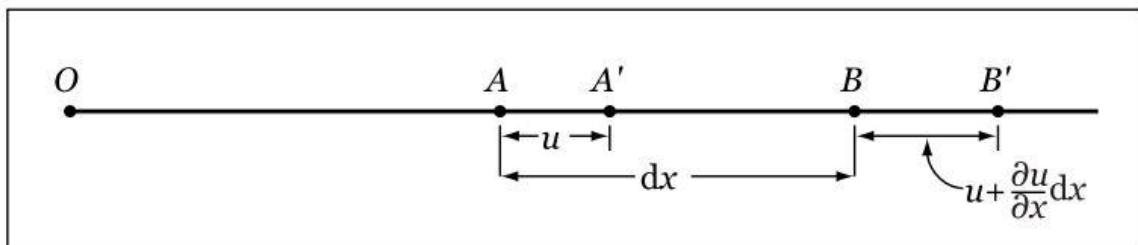


Figure II-2 Distances utilisées pour définir une déformation linéaire. (Chouteau and Giroux, 2006)

Considérons les changements de position de deux points A et B à l'intérieur d'un solide après une déformation linéaire de tension (figure). A et B sont distants de dx . Un mouvement de dilatation a déplacé A en A' et B en B'. Le premier s'est déplacé de u , le deuxième de $u + \frac{\partial u}{\partial x} dx$.

On définit la déformation ϵ (strain) comme la variation du déplacement subie par A et B sur la séparation originale entre A et B

$$\begin{aligned} \text{déformation} &= \frac{\text{changement de distance entre } A \text{ et } B}{\text{distance originale}} \\ &= \frac{A'B' - AB}{AB} \end{aligned} \quad (\text{II. 1.8})$$

Ou encore

$$\epsilon_{xx} = \frac{\left(dx - u + u + \frac{\partial u}{\partial x}\right) - dx}{dx} = \frac{\partial u}{\partial x} \quad (\text{II. 1.9})$$

Et de manière similaire

$$\epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{et} \quad \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (\text{II. 1.10})$$

Lors de la propagation d'onde sismique, l'ordre de grandeur de la déformation ϵ est 10^{-6} .

Pour un corps à trois dimensions se déformant dans la même direction selon ses trois axes (extension avant déformation), on peut aussi trouver le rapport entre le changement de volume et le volume avant déformation. La variation selon les trois dimensions de l'espace est

Initialement	Sous contrainte
dx	$dx(1 + \epsilon_{xx})$
dy	$dy(1 + \epsilon_{yy})$
dz	$dz(1 + \epsilon_{zz})$

Le volume résultant initial est donc $V = dx dy dz$ et le volume final

$$V' = dx dy dz (1 + \epsilon_{xx})(1 + \epsilon_{yy})(1 + \epsilon_{zz}).$$

Le coefficient de dilatation θ sera

$$\begin{aligned}
\theta &= \frac{(V' - V)}{V} = \frac{\Delta V}{V} \\
&= \frac{dxdydz(1 + \epsilon_{xx})(1 + \epsilon_{yy})(1 + \epsilon_{zz}) - dxdydz}{dxdydz} \\
&= (1 + \epsilon_{xx})(1 + \epsilon_{yy})(1 + \epsilon_{zz}) - 1 \\
&= 1 + (\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}) + (\epsilon_{xx}\epsilon_{yy} + \epsilon_{xx}\epsilon_{zz} + \epsilon_{zz}\epsilon_{yy} + \epsilon_{xx}\epsilon_{yy}\epsilon_{zz}) - 1 \quad (\text{II. 1.11})
\end{aligned}$$

En négligeant les produits des ϵ_{xx} , ϵ_{yy} et ϵ_{zz} on a :

$$\theta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} \quad (\text{II. 1.12})$$

II.1.2 Déformation en cisaillement

Si un bloc cubique est attaché par sa face inférieure à une surface immobile (figure) et qu'on exerce une traction sur la surface supérieure, on déforme le cube de telle manière que les surfaces auparavant verticales sont maintenant inclinées par un angle α .

Si on attache le bloc seulement par un point, et qu'on laisse libre de tourner sous l'action d'un cisaillement (shear) aussi bien que de se déformer de façon élastique, on observe un allongement de diagonale principale, et un raccourcissement de l'autre diagonale, et une rotation le long de la diagonale et déplacement selon la diagonale (figure II-3).

On définit ϕ l'angle de rotation de la diagonale et $\alpha/2$ l'angle de déformation des faces x' et y' par rapport à x et y . L'angle $\alpha/2 + \phi$ est assez petit pour être approximé par sa tangente :

$$\alpha/2 + \phi \approx \tan(\alpha/2 + \phi) = \frac{\frac{\partial u}{\partial y} dy}{dy} = \frac{\partial u}{\partial y}$$

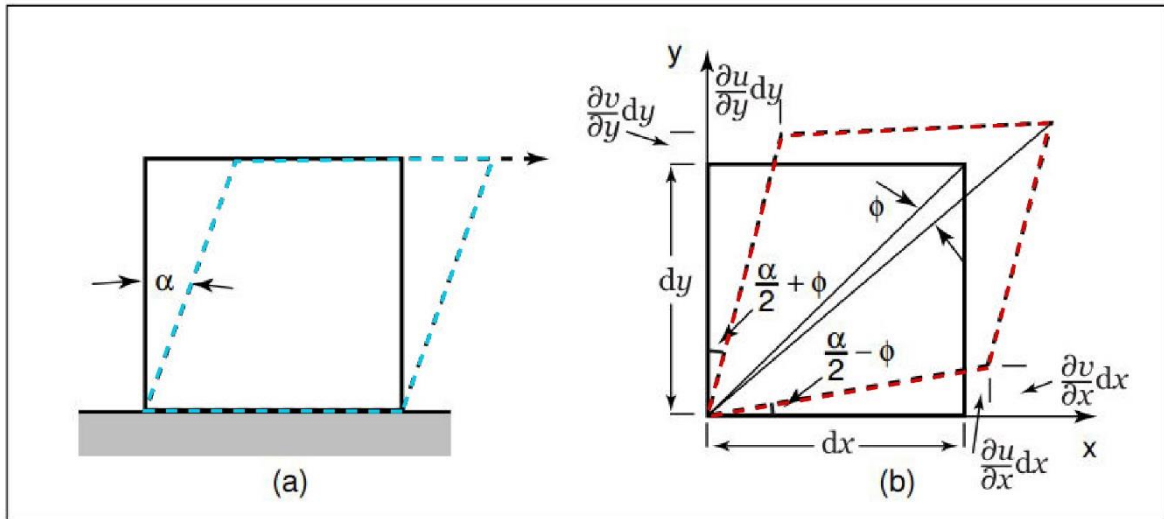


Figure II-3 Déformations en cisaillement : a) cisaillement pur b) cisaillement et rotation. (Chouteau and Giroux, 2006)

De la même manière, l'angle $\alpha/2 - \phi$ peut aussi être approximé par sa tangente $\partial v / \partial x$.
Si on définit ϵ_{xy} comme la déformation de cisaillement, alors

$$\alpha/2 + \phi = \partial u / \partial y$$

$$\alpha/2 - \phi = \partial v / \partial x$$

Et

$$\epsilon_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (\text{II. 1.13})$$

$$\phi = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (\text{II. 1.14})$$

En trois dimensions, on a

$$\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$$\epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (\text{II. 1.15})$$

$$\epsilon_{zx} = \epsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (\text{II. 1.16})$$

II.1.3 Relation entre contrainte et déformation (loi de Hooke)

Dans cette section ; on dérive les lois de Hooke, reliant contrainte et déformation. Ces relations permettent d'obtenir les équations de déplacement décrivant le comportement des ondes sismiques.

La catégorisation d'un matériau comme étant élastique implique que la déformation est directement proportionnelle à la contrainte appliquée. Dans le cas d'une déformation linéaire dans une seule direction. On a la relation suivante entre la contrainte X_x et la déformation $\frac{\partial u}{\partial x}$

$$X_x = E \frac{\partial u}{\partial x} \quad (\text{II. 1.17})$$

Où E est le module d'Young (de l'ordre de 30 gigapascal, de 1012 dyne/cm², d'un mégabar).

Pour un corps à trois dimensions, la relation est plus complexe parce que la contrainte X_x va causer une elongation selon l'axe des x (ϵ_{xx}) mais aussi des contractions selon les axes y et (ϵ_{yy} et ϵ_{zz} respectivement).

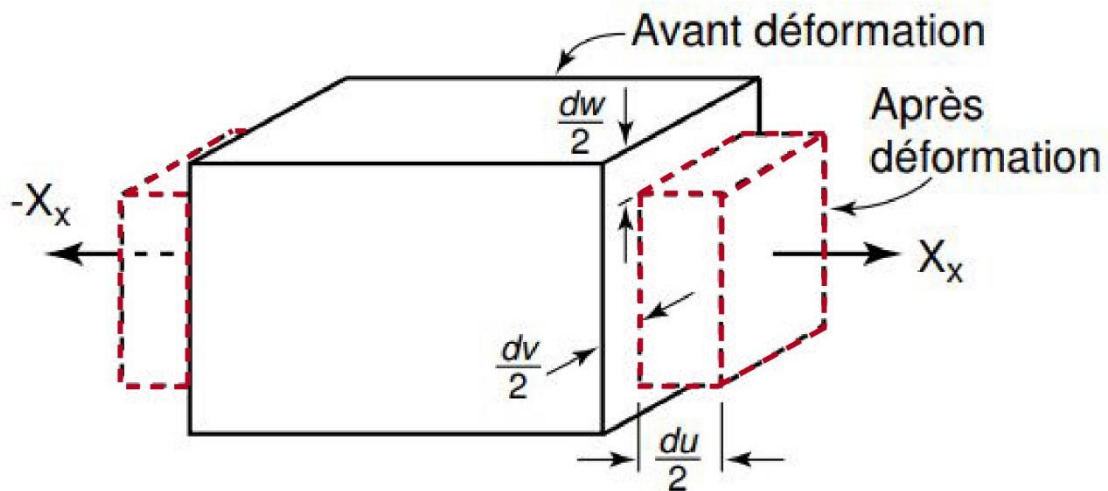


Figure II-4 Déformation parallèle. (Chouteau and Giroux, 2006)

Les quantités ϵ_{yy} et ϵ_{zz} sont plus petites que ϵ_{xx} et lui sont reliées par même constante de proportionnalité $\sigma = -\epsilon_{yy}/\epsilon_{xx}$, appelée coefficient de Poisson. On aura

$$E \frac{\partial u}{\partial x} = X_x \quad E \frac{\partial v}{\partial y} = -\sigma X_x \quad E \frac{\partial w}{\partial z} = -\sigma X_x \quad (\text{II. 1.18})$$

En sismique, σ vaut entre 0.2 et 0.3 pour les roches cristallines, et entre 0.02 et 0.05 pour les roches sédimentaire clastique, non indurées.

La relation entre la déformation et les contraintes de cisaillement est simple. Pour de petites déformation telles qu'observées en sismique, les deux quantités sont directement proportionnelles :

$$X_y = Y_x = \mu \epsilon_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (\text{II. 1.19})$$

Le terme μ est le module de rigidité. Pour la plupart des roches. μ varie entre 0.1 et 0.7 Mbar. Le module de rigidité peut s'exprimer en fonction du module d'Young et du coefficient de Poisson :

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)} \quad (\text{II. 1.20})$$

On sait que l'expression

$$E \frac{\partial u}{\partial x} = X_x - \sigma Y_y - \sigma Z_z$$

(des relations similaires pour $E \frac{\partial v}{\partial y}$ et $E \frac{\partial w}{\partial z}$) devient en utilisant la deuxième constante de Lamé λ définie à l'équation (5.II)

$$X_x = 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (\text{II. 1.21})$$

Or, à partir des relations (12.II), (19.II) et (21.II) on obtient les relations de Hooke reliant déformations et contraintes pour solides idéaux, qui sont

$$\begin{aligned} X_x &= 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \theta & X_y &= Y_x = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ Y_y &= 2\mu \frac{\partial v}{\partial y} + \lambda \theta & Z_x &= X_z = \mu \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ Z_z &= 2\mu \frac{\partial w}{\partial z} + \lambda \theta & Y_z &= Z_y = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (\text{II. 1.22})$$

En utilisant la notation ϵ pour le contraintes, ce système eut se récrire sous forme matricielle

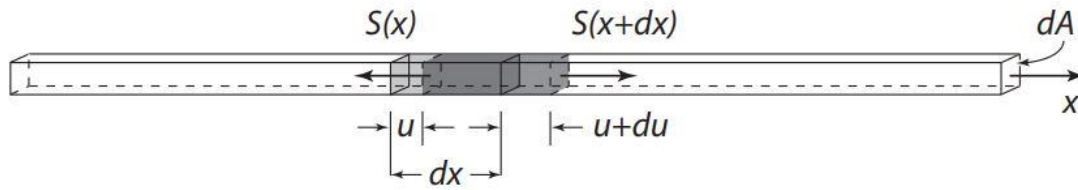


Figure II-5 Propagation de l'onde P selon x causant une déformation élastique sur un élément. (Chouteau and Giroux, 2006)

Compacte $S = C\epsilon$

$$\begin{bmatrix} S_{xx} \\ S_{yy} \\ S_{zz} \\ S_{xy} \\ S_{yz} \\ S_{zx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda & \mu & 0 & 0 \\ \lambda & 0 & \lambda & 0 & \mu & 0 \\ \lambda & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{xx} \\ \epsilon_{yy} \\ \epsilon_{zz} \\ \epsilon_{xy} \\ \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} \end{bmatrix} \quad (\text{II. 1.23})$$

Si, par ailleurs, la contrainte résulte d'un excès de pression hydrostatique ΔP , les trois composantes sont égales à ΔP , et

$$\begin{aligned} E \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= (1 - 2\sigma)(X_x + Y_y + Z_z) \\ &= (1 - 2\sigma)(3\Delta P) \quad (\text{II. 1.24}) \\ E\theta &= (1 - 2\sigma)(3\Delta P) \end{aligned}$$

$$\text{Où } \theta = \Delta V/V = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

Si on définit la compressibilité β comme

$$\beta = \frac{\theta}{\Delta P} = \frac{\Delta V/V}{\Delta P} \quad (\text{II. 1.25})$$

Et le module de masse $\kappa = \beta^{-1}$, alors

$$\kappa = \frac{\Delta P}{\theta} = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)} \quad (\text{II. 1.26})$$

II.2. Fonction de rupture de Coulomb

Les contraintes ont un rôle important dans les processus géologiques et les études les concernant ont une longue histoire. La tectonique des plaques, les séismes, les éruptions volcaniques, les glissements de terrains et l'écoulement de fluides sont des exemples de processus qui génèrent et modifient les contraintes dans la croûte terrestre (Ruff, 2002).

En général, l'état de contrainte est défini par les contraintes normales et de cisaillements résolus par rapport à un plan de glissement particulier. Les contraintes normales sont alors les forces qui agissent dans la direction normale au plan et les contraintes de cisaillement sont celles qui agissent dans la direction parallèle au plan. Ces contraintes sont déduites du tenseur de contraintes après qu'il ait subi une rotation vers un nouveau système de coordonnées qui coïncide avec l'orientation de plan de glissement. Quand la contrainte accumulée dépasse le critère de rupture sur le plan de faille, un séisme se produit. Ce critère est déduit à partir des contraintes résolues au niveau du plan de faille et un modèle de rupture. L'une des fonctions les plus utilisées dans la compréhension de l'interaction entre failles sismiques est la fonction de rupture Coulomb (COULOMB FAILURE FUNCTION ou CFF (Stein et al., 1997). La variation de la fonction de Coulomb appelée aussi variation de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) a été utilisée pendant plusieurs années sur des séquences sismiques majeures en : Californie (USA), Japon, Turquie, Mexique, Algérie..... (Stein et al., 1997; Toda et al., 1998; Stein, 1999; Boughacha, 2005; Kato, 2006; Shikakura et al., 2014; Kariche et al., 2017; Isik et al., 2021)

II.2.1 Définition de la contrainte de coulomb

L'état de contrainte est un état d'équilibre instable, c'est-à-dire lorsque la contrainte pré-sismique atteint la contrainte seuil (le seuil est le point de rupture), le séisme se déclenche. La contrainte seuil est en général définie selon un modèle de Coulomb, qui fait intervenir le coefficient de friction, la pression de fluide et la contrainte normale (King et al., 1994).

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu\sigma \quad (II.2.1)$$

avec ΔCFF la contrainte de coulomb (Coulomb Failure Fonction), μ le coefficient de friction interne, τ est la contrainte tangentielle (contrainte de cisaillement) qui varie dans la direction

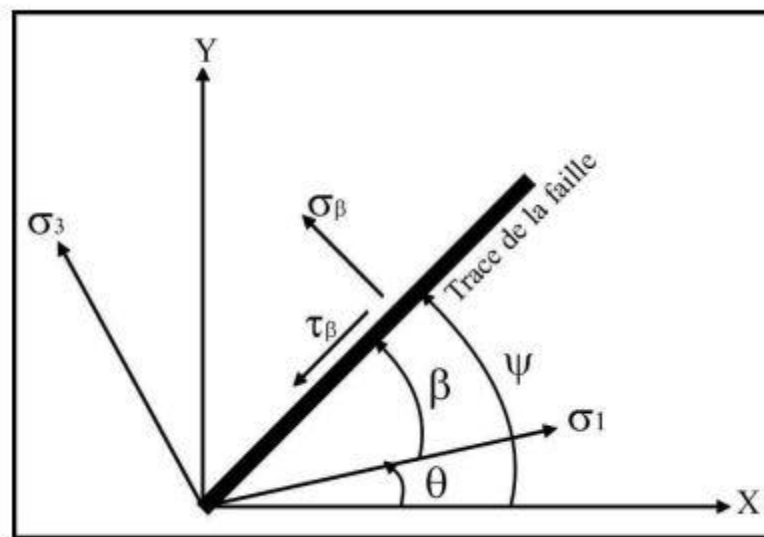
du glissement sur le second plan et σ la contrainte normale (positive pour les extensions). On peut décomposer le terme σ , en deux membres, l'un représentant la contrainte normale au plan, et l'autre une éventuelle pression de fluide :

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu\Delta(\sigma + P) \quad (II.2.2)$$

Soit un plan de faille orienté par un angle β par rapport à l'axe de contrainte principale σ_1 (figure II-6). La valeur de la contrainte normale σ sera exprimée en fonction des contraintes principales σ_1 et σ_3 (King et al., 1994).

$$\sigma_\beta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\beta \quad (II.2.3)$$

Pour le calcul de la contrainte de cisaillement, deux expressions sont utilisées, une pour un décrochement de type senestre (II.2.4) (Left-lateral), et la seconde pour le décrochement



dextre (II.2.5) (Right-lateral).

Figure II-6 Le système de coordonnées utilisé pour le calcul de la contrainte de Coulomb (King et al. 2001)

$$\tau_\beta^L = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\beta \quad (II.2.4)$$

$$\tau_\beta^R = -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\beta \quad (II.2.5)$$

Avec la condition $\sigma_1 - \sigma_3 > 0$

En remplaçant les équations (II.2.4) et (II.2.5) dans l'équation (II.2.1) : donc l'expression de la contrainte de coulomb devient :

$$\Delta CFF = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta + \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 - \sigma_3) + \mu P \quad (II. 2.6)$$

La condition sur β pour que la contrainte maximale de Coulomb soit observée :

$$\tan 2\beta = \frac{1}{\mu} \quad (II. 2.7)$$

Le terme de pression fluide de pore doit être pris en compte, cette pression fluide réduit le seuil de contrainte et favorise le glissement sur une faille. Dans certain cas suivant l'hypothèse du couplage poro-élastique, on l'exprime en fonction de σ . Lorsque la vitesse d'écoulement du liquide contenu dans les pores n'est pas instantanée, une variation de σ se traduit par une variation de pression de pore par la loi suivante :

$$\Delta p = B \Delta \sigma \quad (II. 2.8)$$

Où B est le coefficient de Skempton, compris entre 0 et 1. μ' est appelée le coefficient de friction effectif, il est donné par la relation $\mu' = \mu(1-B)$, (King et al., 1994; King et al., 2001).

Donc la variation de contrainte de coulomb peut s'écrire sous la forme :

$$\Delta CFF = \Delta \tau - \mu' \Delta \sigma \quad (II. 2.9)$$

II.2.2 Stratégie de la modélisation

Deux modèles sont utilisés pour l'analyse du changement (variation) de la contrainte.

- Faille d'orientation fixée

Dans ce cas nous cherchons à résoudre les variations de contraintes tangentielle et normale ($\Delta \tau$ et $\Delta \sigma$) sur un plan de faille. Le schéma illustré sur la figure II-6 montre les relations entre plan de faille et la contrainte, une faille fait un angle ψ avec l'axe des abscisses. Connaissant le tenseur des variations de contrainte dans le repère cartésien, on peut calculer $\Delta \tau$ et $\Delta \sigma$ exercée (appliquée) sur la faille et ainsi de la variation de contrainte de Coulomb :

$$\Delta\sigma = \Delta\sigma_{xx} \sin^2 \psi - 2\Delta\sigma_{xy} \sin \psi \cos \psi + \Delta\sigma_{yy} \cos^2 \psi \quad (II.2.10)$$

$$\Delta\tau = \Delta\sigma_{xy} \cos 2\psi + \frac{1}{2}(\Delta\sigma_{yy} - \Delta\sigma_{xx}) \sin 2\psi \quad (II.2.11)$$

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau + \mu\Delta\sigma \quad (II.2.12)$$

- Faille de direction optimale

Dans ce cas, le tenseur des contraintes régionales entre en compte afin de déterminer l'orientation de la faille optimale pour la rupture. Nous sommes le tenseur régional et celui des perturbations en chaque point d'étude. Le nouveau tenseur $\Delta\sigma^t$ permet de redéfinir l'orientation θ_1 et θ_3 , des contraintes principales σ_1 et σ_3 respectivement, en chaque point. En effet, un plan perpendiculaire à une contrainte principale subit une contrainte de cisaillement nulle.

$$\tau = \sigma_{xy}^t \cos 2\theta + \frac{1}{2}(\sigma_{yy}^t - \sigma_{xx}^t) \sin 2\theta \quad (II.2.13)$$

D'où

$$\theta = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{2\sigma_{xy}^t}{\sigma_{xx}^t - \sigma_{yy}^t} \right) \quad (II.2.14)$$

Et

$$\theta_1 = \theta \quad , \quad \theta_3 = \theta + 90^\circ$$

Ou

$$\theta_1 = \theta + 90^\circ \quad , \quad \theta_{31} = \theta$$

On obtient alors l'orientation de la faille t orientée de façon optimale à la rupture :

$$\psi_0 = \theta_1 \pm \beta \quad (II.2.15)$$

L'angle β caractérise l'orientation optimale par rapport à l'axe de contrainte principal et l'angle θ_1 représente l'orientation de cette contrainte en chaque point de repère (figure II-6). Remplacé par la valeur de ψ_0 dans les équations II.2.10 et II.2.11, et après le calcul de la

contrainte de Coulomb pour des failles orientées de façon optimale en chaque point de calcul. Dans notre cas, nous avons traité, le cas de deux dimensions, à trois dimensions, il suffit de connaître toutes les composantes du tenseur des contraintes, on cherche l'orientation du plan contenant σ_1 et σ_3 , puis on applique les calculs sur ce plan.

II.3. La contrainte régionale

Dans ce qui a précédé, nous avons montré comment nous avons calculé le tenseur de la chute de contrainte σ_{ij}^c provoqué par la faille dans sa proximité. Nous savons aussi que le tenseur total σ_{ij}^t qui est à l'origine des répliques est la somme du tenseur de chute de contrainte σ_{ij}^c et le tenseur régional σ_{ij}^r (King et al., 1994 et 2001).

La contrainte tectonique régionale a deux directions principales que nous notons P_x et P_y , respectivement suivant les axes Ox et Oy . Ces deux composantes sont horizontales. Nous pouvons envisager dans nos calculs une troisième contrainte verticale P_z appelée contrainte litho statique, son intensité est fonction de la densité de l'accélération du sol et de la profondeur ($P_z = \ell g z$), mais pour ce genre d'étude il faut envisager une autre stratégie de calcul (King et al., 1994).

Dans nos calculs, la contrainte régionale sera utilisée selon les deux cas suivants :

1. Cas uni axial ($P_x = 0, P_y \neq 0$).
2. Cas bi axial ($P_x \neq 0, P_y \neq 0$).

Dans ces deux cas de figures, la contrainte régionale est horizontale, mais reste à déterminer son orientation et son intensité. Son intensité sera déterminée en fonction de la chute de contrainte moyenne ($\Delta\sigma$) provoquée par le jeu de la faille principale, elle doit être supérieure à la contrainte moyenne pour pouvoir provoquer une rupture dans la roche.

Pour déterminer l'orientation de la contrainte régionale, il faut en premier lieu se référer au mécanisme au foyer du premier choc car il donne une idée sur l'état des contraintes (direction), ou bien se référer aux études sismotectoniques de la région. Il faut aussi signaler que l'orientation de la contrainte régionale doit concorder avec le type de la faille. Par exemple, le choc principal a joué en coulissage dextre d'orientation NS, la contrainte régionale doit avoir une orientation (azimut) comprise entre N10°E à N80°E et cela en compression dans le sens du coulissage. Tous ces choix sont faits dans un repère propre aux trois contraintes et donc nous

devons les exprimer dans le repère principal lié à la grille choisie au départ, ceci afin de calculer les composantes de la contrainte régionale dans le repère lié à la grille.

Soit une base B_a , dans laquelle sont exprimées les contraintes régionales principales (P_x, P_y, P_z) figure II-7. Nous voulons maintenant exprimer ces contraintes dans une nouvelle base B_n , nous utiliserons alors les mêmes relations qui nous ont permis d'exprimer le tenseur de chute de contrainte dans la nouvelle base c'est-à-dire l'équation :

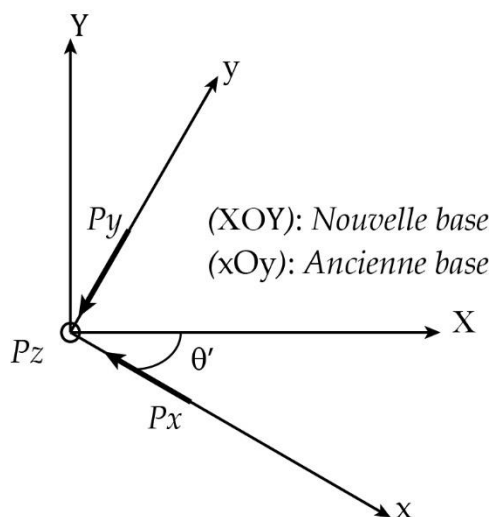


Figure II-7 Expression de la contrainte régionale dans l'ancienne et la nouvelle base.

$$B_n = P^t B_a P$$

tel que :

B_n : est la matrice du tenseur dans la nouvelle base.

B_a : est la matrice du tenseur dans l'ancienne base.

P^t et P : sont respectivement la matrice de passage et sa transposée

$$P = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta & 0 \\ -\sin\theta & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad ; \quad P^t = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta & 0 \\ \sin\theta & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

La matrice de la contrainte régionale est donnée par les éléments suivant :

$$Reg = \begin{pmatrix} P_x & 0 & 0 \\ 0 & P_y & 0 \\ 0 & 0 & P_z \end{pmatrix};$$

Le tenseur de la contrainte régionale dans la nouvelle base sera donné par les équations suivantes :

$$\sigma_{ij}^r = \begin{pmatrix} (P_x \cos^2 \theta + P_y \sin^2 \theta) & (P_x - P_y) \sin \theta \cos \theta & 0 \\ (P_x - P_y) \sin \theta \cos \theta & (P_x \cos^2 \theta + P_y \sin^2 \theta) & 0 \\ 0 & 0 & P_z \end{pmatrix}$$

Il faut noter aussi que θ est l'angle de rotation entre deux bases et que les vecteurs suivant les axes Oz et OZ sont colinéaires c'est-à-dire que la rotation se fait suivant l'axe des z(Z).

Ecrit sous cette forme le tenseur de contrainte régionale est additionné au tenseur de la chute de contrainte et cela en chaque point de la grille et il est uniforme suivant cette même grille.

II.3

II.3.1 Le tenseur de la contrainte totale

Il a été supposé d'après King et al. 1994 que le tenseur de la contrainte totale σ_{ij}^t après un séisme est égal à la somme du tenseur de la chute de contrainte σ_{ij}^c et du tenseur de la contrainte régionale σ_{ij}^r supposé uniforme avant le séisme. Après avoir exprimé les deux tenseurs de contrainte dans une même base B_n il nous reste qu'à faire leur somme.

II.3.2 Les contrainte principales

Ayant calculé le tenseur de la contrainte totale σ_{ij}^t en chaque point d'une grille régulière, nous voulons maintenant tracer les solutions focales en chaque point de cette même grille. Pour le réaliser il faut diagonaliser le tenseur de la contrainte totale, ce qui revient au calcul des valeurs et des vecteurs propres du tenseur symétrique. Les valeurs propres seront alors les contraintes principales et les vecteurs propres leurs directions.

III. Modélisation des formes d'ondes et Analyse spectrale

Dans ce chapitre nous présenterons les notions générales reliant les sismogrammes aux mécanismes au foyer, et nous détaillerons les différentes étapes de l'inversion des formes d'ondes en champ proche pour une source ponctuelle. Par la suite nous présenterons la théorie de la méthode spectrale. Cette description reprend des éléments de l'habilitation des recherches (HDR) de Bertrand Delouis (2009), tout en y apportant certains compléments.

III.1. Modélisation des formes d'ondes

III.1.1 Du sismogramme au mécanisme au foyer

Le mécanisme au foyer est la description géométrique du plan de faille et de son mouvement lors d'un séisme. Dans le cas un « double couple », la rupture est décrite comme une dislocation de cisaillement le long de la faille. Ce mouvement cisailant est généré en amont par l'accumulation d'une contrainte élastique, jusqu'à ce que cette contrainte devienne supérieure par rapport aux forces de frottement sur le plan de faille. Le mouvement de l'onde P et de l'onde S est contrôlé, en termes d'amplitude et de sens, par ce que l'on appelle le facteur de radiation des ondes P et S. Ce facteur de radiation est directement en lien avec la géométrie de la faille. Voyons à présent comment mettre en relation plan de faille, mécanisme au foyer et facteur de radiation.

III.1.2 La géométrie du plan de faille

La rupture peut être décrite aussi comme un mouvement relatif de deux volumes rocheux de part et d'autre du plan de faille. Le volume en position supérieure prend le nom de « bloc chevauchant ; hangingwall », le volume rocheux inférieur prend le nom de « bloc chevauché ; footwall » (Figure.III.1-a). Lors de la rupture, le glissement démarre de l'hypocentre (Figure III-1-b) et peut alors se propager dans toutes les directions sur la faille. Ce glissement, co-sismique, varie spatialement et temporellement : l'expansion de la rupture est fonction de l'espace et du temps.

La source peut être représentée par deux types de modèles :

- Le modèle point source, lorsque l'on considère que la longueur d'onde des ondes sismiques est bien plus grande que la dimension de la rupture et que le point d'observation est suffisamment éloigné de la source ;
- Le modèle de faille finie, lorsque les conditions pour l'utilisation du modèle point source ne sont pas remplies, notamment lorsque les ondes ont des longueurs d'ondes assez petites pour être sensibles aux variations du processus de glissement le long de la rupture.

Le mouvement sur le plan de faille est de type cisailant, il définit ce que l'on appelle le modèle de dislocation. Dans ce modèle, la faille est considérée comme une surface d'épaisseur infinitésimale et caractérisée par deux vecteurs (Figure III-1-b) :

- \vec{n} : vecteur normal au plan de faille ;
- \vec{v} : vecteur glissement le long du plan de faille, par convention le mouvement du bloc supérieur.

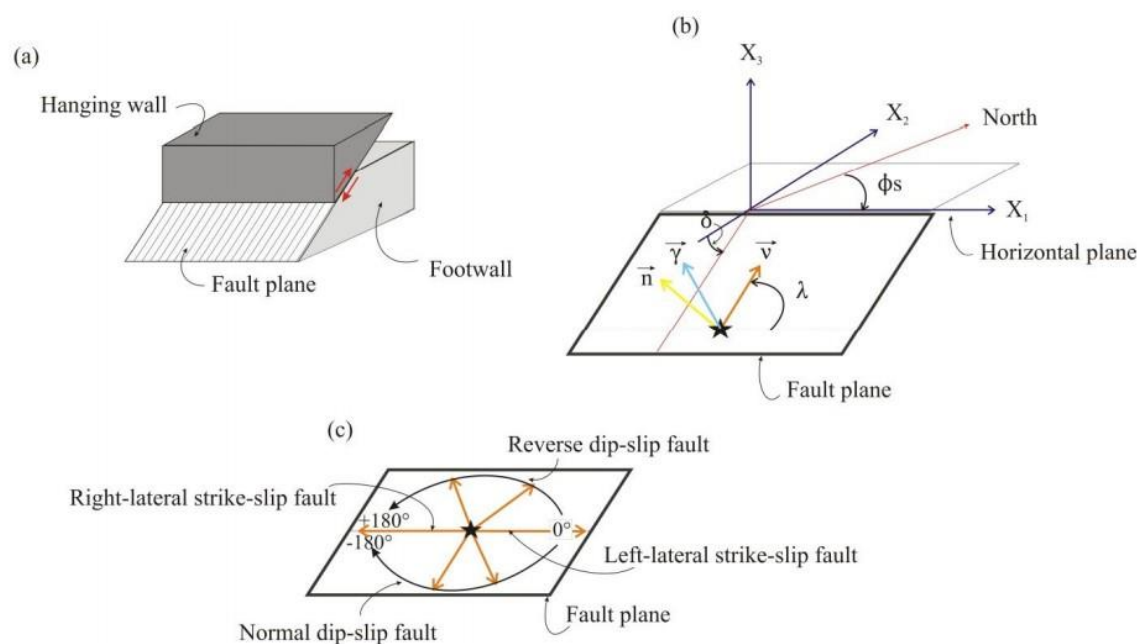


Figure III-1 (a) Schéma d'une faille inverse montrant la relation géométrique entre le hanging wall, le footwall, et le plan de faille. Les flèches rouges montrent le mouvement relatif des blocs de part et d'autre du plan de faille. (b) Les paramètres géométriques de la faille. " ϕ_s ": strike angle. " δ ": dip angle. " λ ": rake angle. " \vec{n} ": normal vector. " \vec{v} ": slip vector " $\vec{\gamma}$ ": ray path vector. (c) La relation entre le vecteur " $\vec{\gamma}$ " et les différents types de failles. L'étoile noire: l'hypocentre. (Balestra, 2017)

Le plan de faille est aussi défini dans l'espace par trois angles (Figure III-1-b) :

- l'Azimut (ou Strike) ϕ_s : angle (0 à 360° en tournant dans le sens horaire) entre la direction du Nord et la direction du plan de faille correspondant par convention à la

- direction de la plus grande pente du plan - 90° ;
- le pendage (ou dip) δ : angle entre le plan horizontal et la ligne de plus grande pente du plan de faille (de 0° pour un pendage horizontal à 90° pour un pendage vertical) ;
 - l'angle de glissement (ou rake) λ : angle entre l'horizontale sur le plan de faille et la direction du vecteur glissement \vec{v} sur ce même plan de faille. Par convention (Aki and Richards, 1980), cet angle varie entre -180° et $+180^\circ$. Les valeurs positives traduisent un mouvement de montée du bloc supérieur, c'est-à-dire une composante de jeu inverse. Les valeurs négatives traduisent un mouvement de descente du bloc supérieur, c'est-à-dire une composante de jeu normal. La valeur 0° correspond à un glissement purement senestre. Les valeurs -180° et $+180^\circ$ correspondent à un seul et même glissement purement dextre (Figure III-1-c).

Le mécanisme au foyer est généralement déterminé par une des deux approches suivantes :

- à partir des premiers mouvements au niveau d'un réseau de stations ;
- par inversion des formes d'ondes.

Nous présentons ci-après le lien entre mécanisme et premier mouvement à la station. L'approche du mécanisme au foyer par inversion des formes d'ondes sera abordée par la suite. Nous ne décrivons pas en détail l'approche plus classique à partir des premiers mouvements.

III.1.3 Mécanisme au foyer et polarité des ondes P

Par premiers mouvements nous entendons le sens du mouvement, ou polarité, de la première onde P à une station considérée. Cette polarité peut être :

- positive, en générale orientée vers le haut sur le sismogramme, traduisant une compression à la source ;
- négative, orientée vers le bas sur le sismogramme, traduisant une dilatation à la source.

La nature en compression ou en dilatation due au premier mouvement émis à la source dépend de la localisation du rai sismique à la source par rapport à la rupture, avec une répartition en quatre cadrans (Figure III-2). Deux sont en dilatation, deux sont en compression. Ce partage s'inscrit dans la définition du modèle double couple de forces appliquées au foyer.

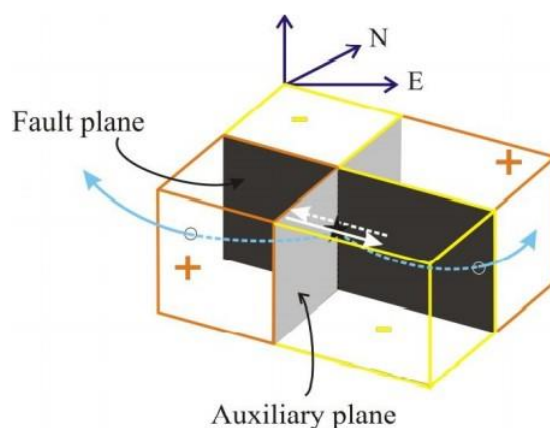


Figure III-2. Première polarité des ondes P observée dans différentes directions à partir des deux plans nodaux. Rectangle gris foncé : plan de faille. Rectangle gris clair : plan auxiliaire. Ligne orange : régions de premier mouvement de compression (+). Lignes jaunes : régions de dilatation (-) premier mouvement. Flèches blanches : mouvement de part et d'autre du plan de faille. Flèches bleues : chemins des rayons. Étoile noire : hypocentre. (Balestra, 2017)

Ces quatre cadrans sont séparés par deux plans orthogonaux que l'on nomme plans nodaux car l'onde P s'y annule (cela est décrit plus loin et illustré par la Figure III-7). L'un est le plan de faille, l'autre est appelé le plan auxiliaire (Figure III-2). L'effet d'un mouvement cisailant au niveau du plan de faille sur le milieu environnant la source est équivalent à celui d'un double couple de forces, l'un appliqué de part et d'autre du plan de faille et l'autre appliqué de part et d'autre du plan auxiliaire (Figure III-3). Un seul couple de force induirait une rotation du milieu, qui est compensée par le deuxième couple. Les deux couples de forces sont de même moment (Figure III-4). Cette disposition étant symétrique, on peut remplacer le mouvement cisailant sur le plan de faille par un mouvement cisailant sur le plan auxiliaire, les deux configurations produisant le même effet sur la matière environnante. Ce modèle point source « double couple » est donc associé à une ambiguïté sur le plan de rupture : ce dernier peut correspondre indifféremment à l'un ou l'autre des deux plans nodaux.

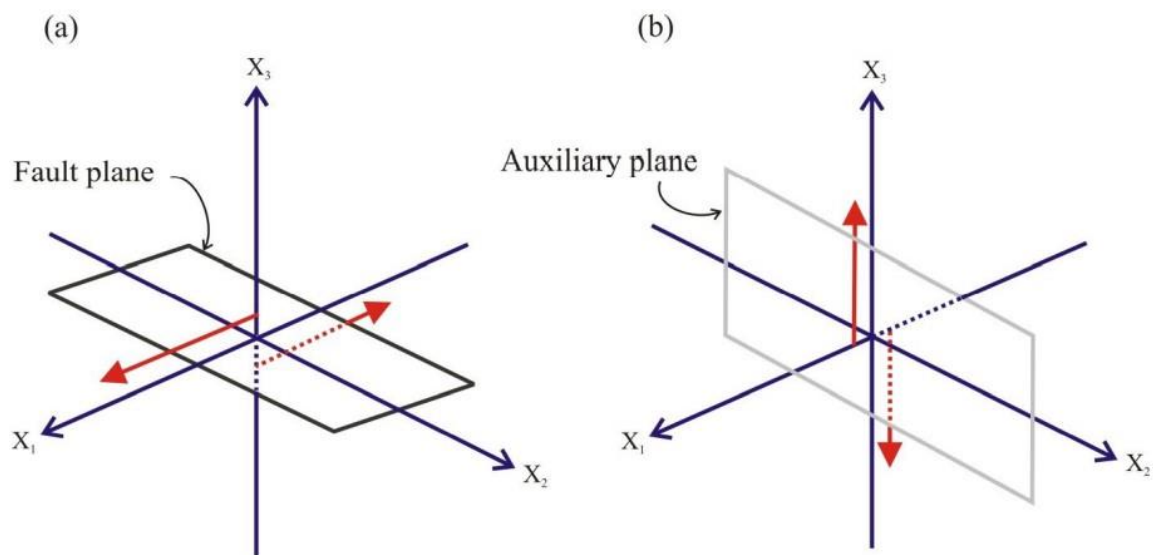


Figure III-3 Faille représentée dans un système de coordonnées montrant l'orientation de paire de forces sur des facettes perpendiculaire (a) plan de faille et (b) plan auxiliaire. (Balestra, 2017)

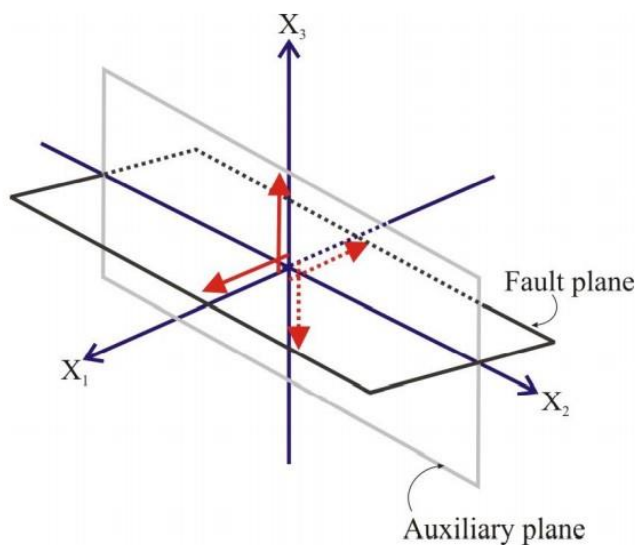


Figure III-4 La combinaison des paires de couple de force montrées en figure III-3, qui engendrent un modèle à double couple. (Balestra, 2017)

Il est important de noter que la définition du plan auxiliaire est d'être le plan perpendiculaire au vecteur glissement sur le plan de rupture. Cette condition, nécessaire et suffisante, impose que le plan auxiliaire et le plan de rupture soient perpendiculaires entre eux.

III.1.4 Le déplacement du sol

Le modèle double couple permet de décrire les sources de type dislocation : un mouvement de part et d'autre d'une surface de dislocation d'épaisseur infinitésimale (la faille), mouvement de même ampleur mais de sens opposé. Dans le cadre des séismes tectoniques avec lesquels nous avons travaillé, ce modèle de dislocation cisailant est adapté à l'étude de la source sismique. Au cours de la phase inter-sismique, l'énergie élastique s'accumule dans les roches jusqu'à l'initiation de la rupture le long de cette surface de dislocation. Lors de cette rupture, l'énergie potentielle accumulée est convertie en énergie cinétique. Le milieu de part et d'autre de la faille répond de manière élastique avec :

- une émission d'ondes sismiques ;
- un déplacement statique.

Dans le cas d'une source ponctuelle (ou point source) de cisaillement dans un milieu élastique homogène, isotrope, et infini, le déplacement $u(t, r)$ en un point d'observation situé à une distance « r » de la source, « t » étant le temps, est donné par la relation suivante (Aki and Richards, 1980) :

$$\overrightarrow{u(t, r)} = \quad (III.1)$$

$$\frac{1}{4\pi\rho r^4} \cdot \overrightarrow{R_p} \cdot \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \cdot M_0(t - \tau) d\tau \quad (III.1.1)$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \overrightarrow{R_t^p} \cdot M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \overrightarrow{R_t^s} \cdot M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \quad (III.1.2)$$

$$+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overrightarrow{R_l^p} \cdot \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overrightarrow{R_l^s} \cdot \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \quad (III.1.3)$$

« α » et « β » correspondent à la vitesse des ondes P et des ondes S respectivement, « ρ » à la densité du milieu. Le symbole « \cdot » signifie la dérivée temporelle « d/dt ». Le terme « M_0 » correspond au moment sismique décrit par :

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot \Delta u \quad (N.m) \quad (III.2)$$

où « μ » est la rigidité du milieu (module élastique de cisaillement), « S » la surface de la rupture, et « Δu » le glissement moyen. Ce terme intervient dans chaque champ pour décrire le déplacement $u(t, r)$. Notons aussi que le terme « M_0 » apparaît sous la formulation « \dot{M}_0 » (taux de moment sismique) dans la relation (III.1.3).

Ce déplacement $u(t, r)$ est décrit par trois termes que l'on peut définir par :

- un terme dit de champ proche, indicé « p » (III.1.1) ;
- un terme dit de champ intermédiaire, indicé « i » (III.1.2) ;
- un terme dit de champ lointain, indicé « l » (III.1.3).

Les facteurs « $\frac{1}{4\pi\rho}$ », « $\frac{1}{4\pi\rho\alpha^2}$ », « $\frac{1}{4\pi\rho\beta^2}$ », « $\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3}$ » et « $\frac{1}{4\pi\rho\beta^3}$ » sont des constantes qui dépendent des propriétés du milieu de propagation.

Les facteurs « $\frac{1}{r^4}$ », « $\frac{1}{r^2}$ », et « $\frac{1}{r}$ » décrivent l'atténuation géométrique pour les termes en champs proche « p », intermédiaire « i », et lointain « l », respectivement. A noter que pour le champ proche, la distance r apparaît aussi dans les bornes de l'intégrale, ce qui va modifier l'atténuation géométrique qui au final sera en $1/r^2$ comme pour le champ intermédiaire.

Les termes « \overrightarrow{R}_p », « \overrightarrow{R}_i^P » et « \overrightarrow{R}_i^S » ; « \overrightarrow{R}_l^P » et « \overrightarrow{R}_l^S » sont les facteurs de radiations des ondes correspondantes, avec les exposants P ou S décrivant des ondes qui voyagent à la vitesse des ondes P (α) ou des ondes S (β), qui modulent l'amplitude de ces ondes, pour chaque champ, en fonction du vecteur $\vec{\gamma}$ qui lui décrit la direction source - point d'observation par rapport aux vecteurs \vec{n} et \vec{v} qui eux décrivent le plan de faille et son mouvement (Figure III-1-b).

Les termes « $t - \frac{r}{\alpha}$ » et « $t - \frac{r}{\beta}$ » décrivent le décalage temporel dû au temps de propagation de l'onde P et de l'onde S .

Les termes $M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$, $M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$, $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$ et $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$ sont des fonctions du temps, traduisant le fait que l'amplitude des ondes dépend du temps (Figure III-8). L'ensemble des fonctions du temps dans l'équation (1) définissent la forme d'onde, donc la forme du sismogramme (pour un milieu de propagation très simple homogène). Nous verrons plus loin que plutôt que de chercher à déterminer un mécanisme au foyer à partir des signes de premiers mouvements (polarités) nous nous emploierons à modéliser les formes d'onde complètes, qui contiennent une information plus contraignante sur le mécanisme au foyer et qui permettent de déterminer le moment sismique, et de fait la magnitude de moment M_w .

III.1.5 Facteurs de radiation et amplitudes des ondes

Les facteurs « \vec{R} » de radiation modulent l'amplitude de l'onde considérée en fonction de la direction du rai à la source « $\vec{\gamma}$ » par rapport à la direction du mouvement « \vec{v} » et à la surface de dislocation (Figure III-5).

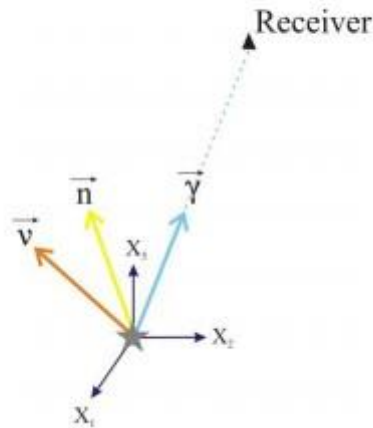


Figure III-5 Description géométrique d'un point source. Etoile grise : hypocentre. Triangle noir : récepteur où le déplacement est observé. (X1, X2, X3): système de coordonnées arbitraire. “ \vec{n} ” (flèche jaune): vecteur normal à la faille. “ \vec{v} ” (flèche orange): vecteur glissement. “ $\vec{\gamma}$ ” (flèche bleue): vecteur chemin du rayon. “ \vec{n} ” et “ \vec{v} ” sont perpendiculaires dans le cas d'une luxation en cisaillement. (Balestra, 2017)

Nous allons décrire les facteurs de radiation de l'onde P et de l'onde S en champ lointain, qui sont classiquement utilisés en association avec le mécanisme au foyer. Nous simplifions leur écriture en \vec{R}^P et \vec{R}^S .

\vec{R}^P et \vec{R}^S peuvent être définis de la façon suivante :

$$\vec{R} = (\vec{n}, \vec{v}, \vec{\gamma}) \quad (III.3)$$

Où « \vec{n} » décrit la géométrie de plan de faille, « \vec{v} » décrit le mouvement à la source, « $\vec{\gamma}$ » la direction (l'angle) du rai à la source. Les trois vecteurs \vec{n} , \vec{v} et $\vec{\gamma}$ sont unitaires (de norme 1). Plus précisément, toujours en suivant Aki et Richard (1980) :

$$\vec{R}^P = 2(\vec{v} \cdot \vec{\gamma})(\vec{\gamma} \cdot \vec{n})\vec{\gamma} \quad (III.4)$$

$$\vec{R}^S = (\vec{n} \cdot \vec{\gamma})\vec{v} + (\vec{v} \cdot \vec{\gamma})\vec{n} - 2(\vec{n} \cdot \vec{v})(\vec{v} \cdot \vec{\gamma}) \quad (III.5)$$

La Figure III-6 correspond au plan particulier (\vec{n}, \vec{v}) où une faille horizontale est vue de profil. Dans le cas des ondes P, nous voyons donc bien que l'amplitude maximale pour les ondes P est atteinte pour un angle de 45° par rapport au plan de la faille (pour $\theta = 45^\circ \overline{R^P} = 1 \cdot \vec{\gamma}$), et que l'amplitude est nulle si l'onde part en frôlant le plan de faille ou perpendiculairement, selon le plan auxiliaire (pour $\theta = 0^\circ$ ou $\theta = 90^\circ, \overline{R^P} = 0$).

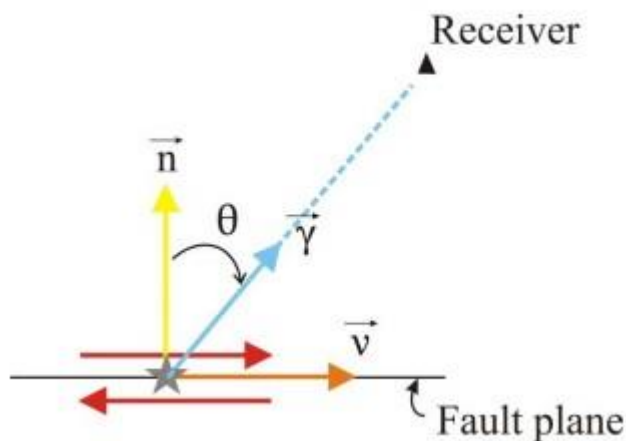


Figure III-6 Coupe transversale d'un plan de faille (ligne noire horizontale) avec dislocation de cisaillement. Triangle noir: point observation. Etoile grise : hypocentre " \vec{n} " (flèche jaune) : vecteur normal à la faille " \vec{v} " (flèche orange): vecteur de glissement. " $\vec{\gamma}$ " (flèche bleue): vecteur de chemin de rayon. " θ ": angle mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre " \vec{n} " and " $\vec{\gamma}$ ". (Balestra, 2017)

L'émission des ondes sismiques dans le milieu n'est pas isotrope. L'amplitude des ondes générées varie en fonction de la direction du rai sismique à la source par rapport à la direction du mouvement le long du plan de faille. L'ensemble des vecteurs $\overline{R^P}$ et $\overline{R^S}$ dont la norme correspond au facteur de radiation modulant l'amplitude des ondes générées est regroupé sous une enveloppe en forme de lobe. Il y a quatre lobes au total, dont la distribution est en relation avec les quatre cadrans décrits précédemment (Figure III-2). Ces lobes décrivent les diagrammes de radiation des ondes P et S (Figure III-7). Ces deux diagrammes montrent donc que la radiation des ondes P et des ondes S est différente. Les flèches rouges en pointillés sur les diagrammes de la Figure III-7 renseignent sur la polarisation (direction et sens du mouvement) des ondes P et S : la polarisation des ondes P est dans la direction de propagation du rai sismique (ce sont des ondes de compression - dilatation), la polarisation des ondes S est perpendiculaire à la direction de propagation du rai sismique (ce sont des ondes de cisaillement).

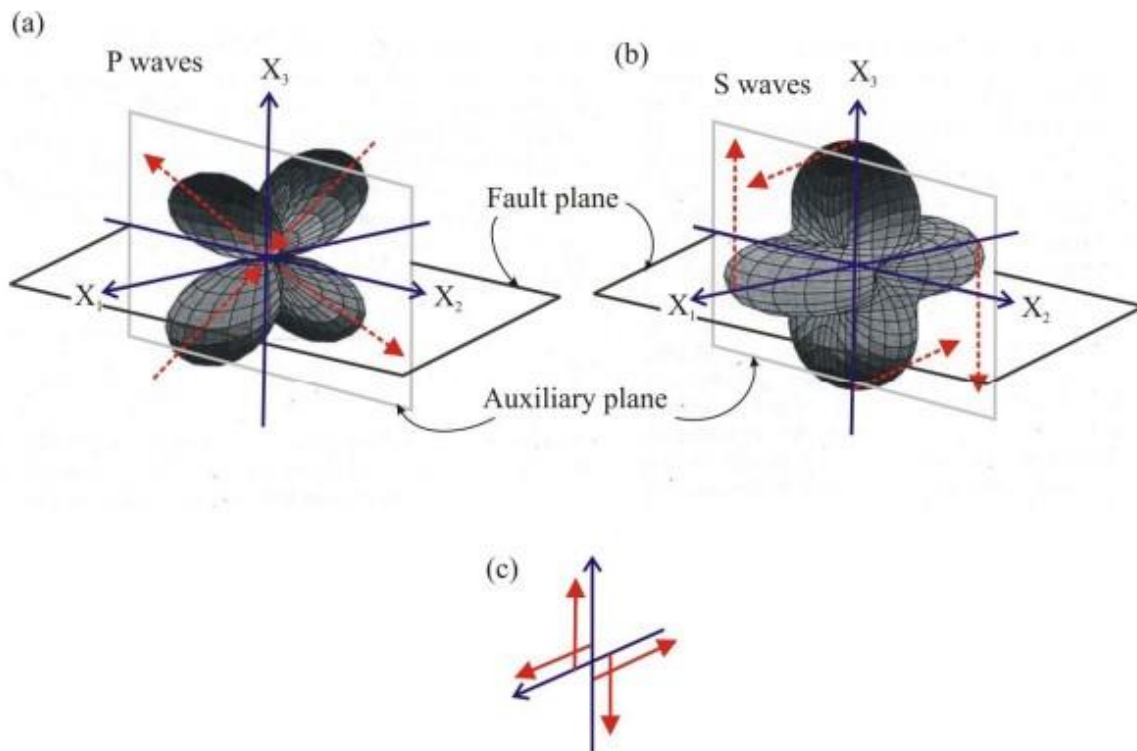


Figure III-7 diagrammes d'amplitudes de rayonnement des ondes P (a) et S (b) pour une source ponctuelle. Flèches rouges en pointillés : polarisation des ondes P (a) et S (b). (c) Combinaison du double couple de forces de part et d'autre de la faille et des plans auxiliaire. (Balestra, 2017)

Le diagramme de radiation des ondes de volume est un paramètre essentiel pour la détermination des mécanismes au foyer. Il est dépendant des paramètres du mécanisme : l'azimut « Φ_s » (*strike*), le pendage « δ » (*dip*), et l'angle de glissement « λ » (*rake*), qui conditionnent la détermination de la normale au plan de faille et le sens du glissement sur la faille (vecteur « \vec{n} » et le vecteur « \vec{v} »).

III.1.6 La fonction temporelle de la source et la forme des ondes

Soit $M_0(t)$ la fonction du moment sismique au cours du temps (Figure III-8-a). La courbe de la fonction $M_0(t)$ décrit l'évolution du moment sismique qui croît puis se stabilise pour atteindre la valeur plateau M_0 (moment sismique final) en fin de rupture.

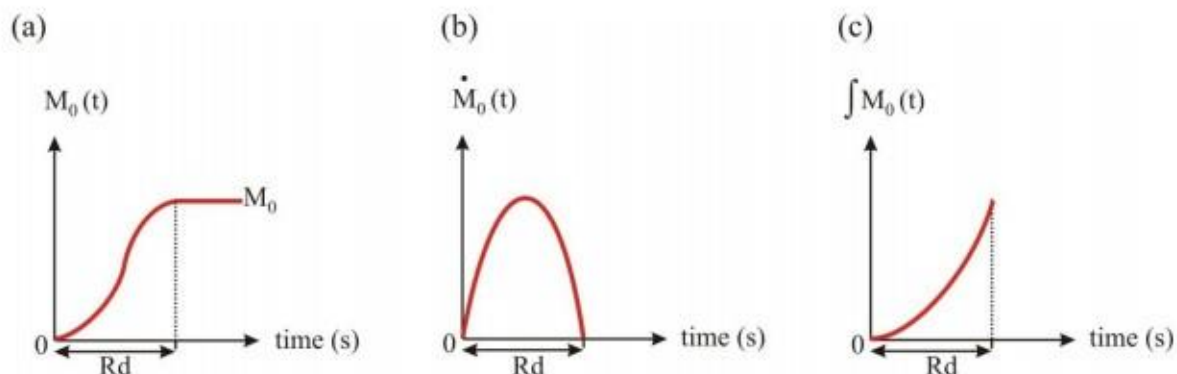


Figure III-8 (a) La fonction $M_0(t)$. (b) La dérivée de $M_0(t)$. (c) Intégrale de $M_0(t)$. “ R_d ”: La durée de la rupture. (Balestra, 2017)

La dérivée $\dot{M}_0(t)$ de la fonction $M_0(t)$ décrit l'évolution du taux de moment sismique au cours du temps. Cette fonction taux $\dot{M}_0(t)$ (Figure III-8-b) décrit ainsi la fonction temporelle de la source sismique, directement observable sur les ondes en champ lointain si l'approximation point source est vérifiée (III.1.3). La fonction taux $\dot{M}_0(t)$ décrit donc la forme et la variation de l'amplitude des ondes P et S en champ lointain en fonction du temps, ce que l'on simplifie souvent en l'appelant la « forme d'onde », ou « waveform » en anglais. Elle est définie par les termes « $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$ » et « $\dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right)$ », les termes « $\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overrightarrow{R}_l^p$ » et « $\frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{1}{r} \cdot \overrightarrow{R}_l^s$ » ne variant pas au cours du temps dans le cas d'une source ponctuelle.

La forme des ondes en champ intermédiaire est donnée par la fonction « $M_0\left(t - \frac{r}{c}\right)$ », affectée d'un signe positif ou négatif selon le signe du facteur de radiation correspondant (équation III.1.2), c'est-à-dire une fonction proche d'une fonction monotone de type rampe.

La forme des ondes en champ proche est donnée par l'intégration de la fonction « $M_0(t - \tau)$ » (Figure III-8-c). Les bornes de l'intégrale sont fonctions des paramètres « r », « $c = \alpha$ » (vitesse des ondes P), « $c = \beta$ » (vitesse des ondes S).

Ce terme champ proche correspond également à une fonction monotone de type rampe mais avec une variation de pente nettement plus marquée de forme parabolique. Le champ proche démarre dès le début du sismogramme, c'est-à-dire en même temps que l'onde P et se termine en même temps que l'onde S, comme l'indiquent les bornes $(t-r/\alpha)$ et $(t-r/\beta)$.

Le terme champ proche génère un déplacement permanent (on dit aussi statique) qui décroît en $\frac{1}{r^2}$ (III.1.1). En effet le terme $\frac{1}{r^4}$ se combine avec la fonction intégrale et Wu and BenMenahem (1985) ont montré que globalement cela produisait une atténuation en $\frac{1}{r^2}$. Le déplacement $u(t, r)$ dépend du diagramme de radiation en champ proche « $\overrightarrow{R_p}$ », et de l'évolution de l'aire sous la courbe de la fonction $M_0(t)$, donc l'évolution du glissement et de la surface de rupture au cours du temps.

En champ intermédiaire, le déplacement décroît en $\frac{1}{r^2}$. Le déplacement $u(t, r)$ dépend de la fonction $M_0(t - \frac{r}{c})$, où « c » est la vitesse des ondes. Il y a donc un terme qui démarre avec l'onde P et dure le même temps qu'elle, et un terme qui démarre avec l'onde S pour une durée identique.

Les champs proches et intermédiaires s'atténuent donc plus rapidement que le champ lointain. Le déplacement statique est donc généré par la somme des champs proches et intermédiaires, le déplacement décroissant très vite à mesure que l'on s'éloigne de la source. La Figure III-9 illustre un sismogramme synthétique construit à partir de l'influence des différents champs.

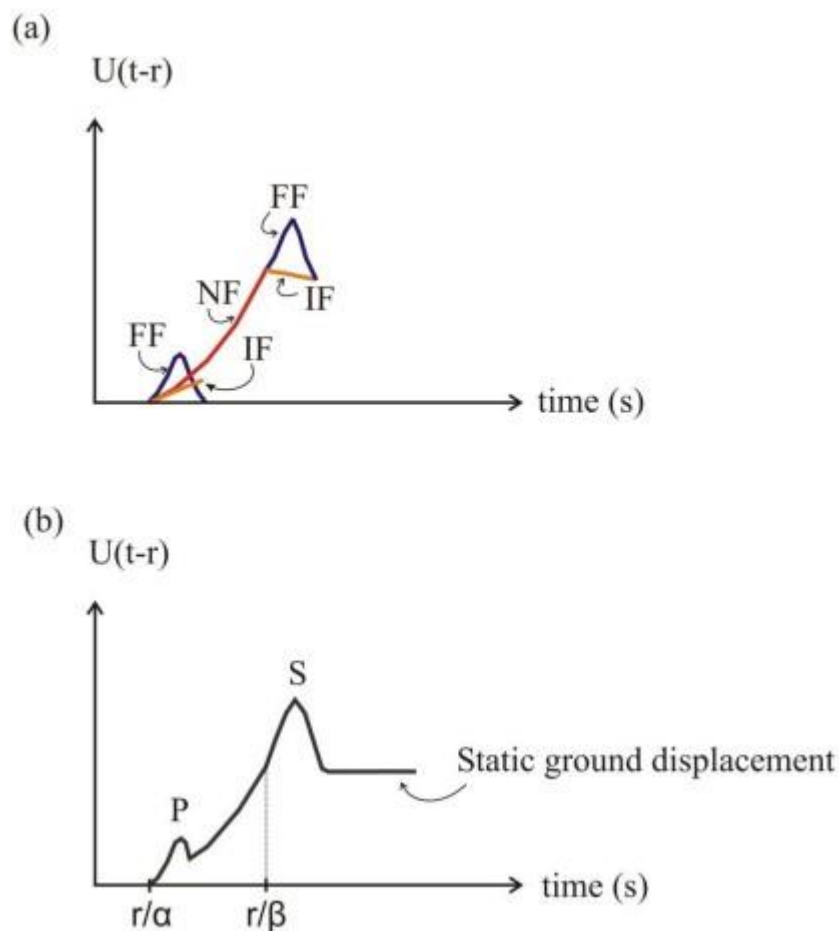


Figure III-9 Sismogramme de déplacement schématisé à courte distance. (a) Décomposé, avec le champ proche (NR, courbe rouge), le champ intermédiaire (IF, courbes orange), et le champ lointain (FF, courbes bleues). (b) combiné (courbe grise). "P": impulsion de champ lointain d'onde P. « S » : impulsion d'onde de champ lointain S. « r » : distance hypocentrale. « α » : vitesse de l'onde P. « β » : vitesse d'onde. (Balestra, 2017)

III.1.7 Les conditions pour une modélisation en point source

Le calcul du champ d'onde complet en déplacement, à distance proche de la source, et à la surface libre de la terre peut être abordé par l'approche des nombres d'ondes discrets avec la prise en compte d'un milieu stratifié tabulaire (Bouchon, 1981). Les fonctions de Green sont calculées dans le domaine fréquentiel, le retour dans le domaine temporel se faisant avec une transformée de Fourier inverse.

Le modèle point source n'est utilisable que sous les deux conditions suivantes :

- la distance épacentrale doit être bien plus grande que la dimension de la rupture ;
- les longueurs d'ondes doivent aussi être bien plus grandes que la dimension de la rupture.

En effet, cela permet d'une part le fait que les ondes émises par les différentes zones de la rupture arrivent à une station donnée avec des décalages angulaires minimes. Les ondes produites par l'ensemble des points qui ont rompus parcourent quasiment la même distance, et les effets de ces décalages angulaires lors de la propagation sont négligeables. D'autre part, les grandes longueurs d'ondes échantillonnent les traits dominants de la rupture, sans être perturbées par les détails de cette même rupture. Il est ainsi plus simple d'aborder la détermination du mécanisme au foyer de la rupture. L'approximation « point source » n'est valable que si ces deux conditions sont bien vérifiées.

III.1.8 Du modèle point source au modèle de source étendue

Lorsque la dimension de la rupture ne peut plus être décrite par une approche en point source, les modèles de dimension finie sont préférés afin de prendre en compte l'hétérogénéité spatiotemporelle de la rupture. On parle aussi d'étude cinématique de la rupture, l'objectif de ces modèles étant décrire le scénario spatio-temporel du glissement cosismique. Voyons à présent les caractéristiques d'une approche en source étendue.

III.1.8.1 Le modèle de Haskell (1964)

Ce modèle permet de prendre en compte la propagation unilatérale d'une dislocation de cisaillement (Figure III-10). Dans cette configuration, la rupture ne se propage que le long d'une direction qui est celle de l'azimut « Φ_s » de la faille. De plus, la direction du glissement, son amplitude, et la vitesse de rupture sont toutes trois constantes.

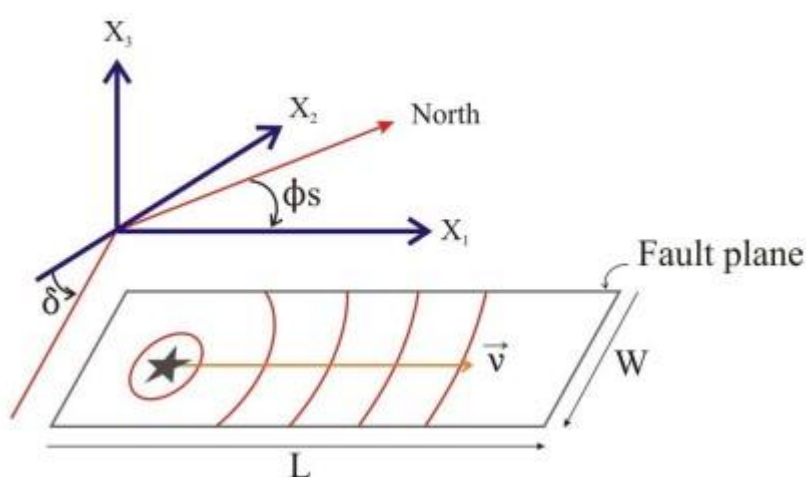


Figure III-10 Schéma du modèle de dislocation unilatérale rectangulaire proposé par Haskell (Haskell, 1969). « Φ_s »: strike. « δ »: dip. « \vec{v} »: Vecteur glissement. « L »: longueur de la faille. « W »: L'étoile grise: hypocentre. Les cercles et les arcs de cercle rouge: le front de rupture dans le temps.

Le modèle de Haskell permet de décrire les effets de la directivité de la rupture au travers de son effet sur la fonction temporelle de la source perçue en différents points d'observation autour de celle-ci, à une distance bien plus grande que la longueur de faille autrement dit en champ lointain. Comme l'amplitude et la durée de cette fonction varient en fonction de l'angle entre la direction source - point d'observation « $\vec{\gamma}$ » et l'azimut du plan de faille « Φ_s » (Figure III-11), on introduit la notion de fonction temporelle de la source apparente (acronyme en anglais : ASTF). On nomme « θ » l'azimut relatif entre ces deux directions. Notamment, si le point d'observation se trouve du côté duquel se propage la rupture (Figure III-11 - point R2), la durée apparente de la fonction source (ASTF2(t)) sera plus courte et son amplitude la plus forte alors qu'au niveau d'un point situé dans la direction opposée (point R1) la durée sera la plus longue et son amplitude la plus faible, pour une même distance épacentrale. Pour des directions intermédiaires, la durée et l'amplitude auront des valeurs intermédiaires, modulées par l'angle « θ » comme illustré par la Figure III-11 et selon la relation (III.6). Dans le cas du point R1, la rupture s'éloigne du point d'observation au cours du temps et les dernières ondes émises devront parcourir une distance plus grande pour arriver au point d'observation, ce qui produit un étalement dans le temps de la réception des ondes. L'effet est opposé au point R2.

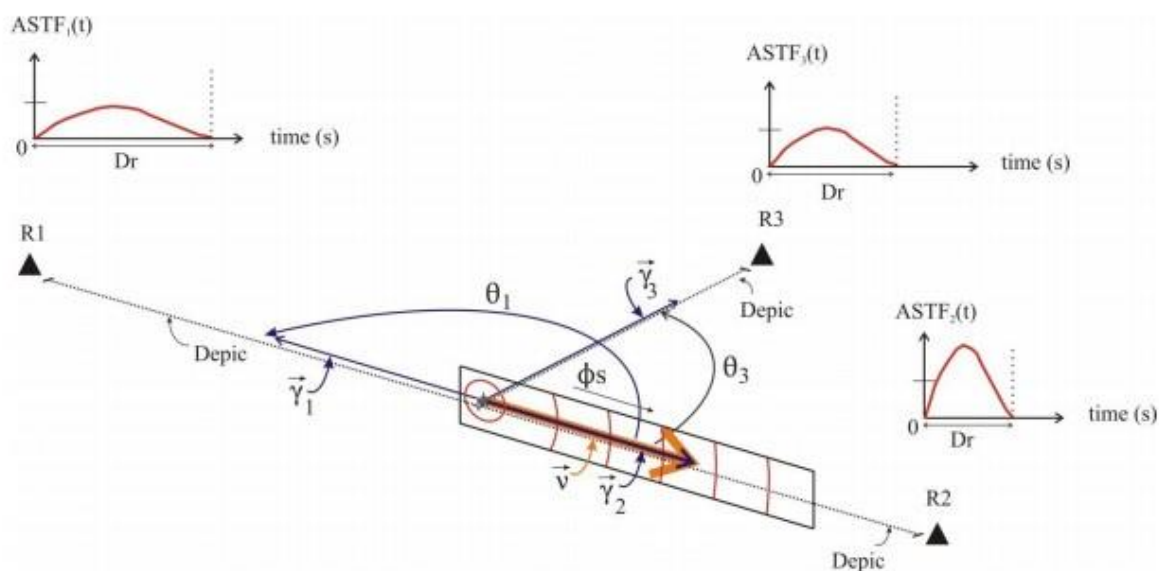


Figure III-11 Chéma montrant la variation des fonctions temporelles de la source apparente (ASTF1(t), ASTF2(t), et ASTF3(t)) à partir du modèle de dislocation unilatérale rectangulaire proposé par Haskell (1964) à différents points d'observation (P1, P2 et P3). D_r : Durée apparente de la rupture. D_{EPIC} : Distance épacentrale commune aux trois points d'observation. " θ ": angle entre le vecteur de glissement (\vec{v}) et les trajets des trois rayons $\vec{\gamma}_1, \vec{\gamma}_2$ et $\vec{\gamma}_3$. (Balestra, 2017)

Dans ce modèle, la durée « D_r » de l'ASTF en un point d'observation est décrite par la relation :

$$D_r = \left(\frac{L}{V_r} \right) - \left(\frac{L \cos(\theta)}{c} \right) \quad (III.6)$$

Avec « L » la longueur de la rupture, « V_r » la vitesse de la rupture, « c » la vitesse de l'onde considérée. L'aire sous la courbe de l'ASTF(t) correspond au moment sismique global $M_0(t)$. L'amplitude de la fonction varie donc avec la valeur de l'azimut relatif « θ ».

III.1.8.2 Le modèle de ligne source propageante (Nabelek, 1984)

Le modèle de Haskell a été décrit initialement pour un glissement constant tout au long de la rupture. Le caractère hétérogène de la distribution spatiale du glissement cosismique a été introduit par Nabelek (1984) au travers du modèle de « ligne source propageante ». Le calcul de la durée de l'ASTF répond à la même relation (III.6), mais le moment sismique peut varier le long de la rupture. Ces deux modèles reposent sur une rupture qui se propage dans une direction unique. Les limites de ces modèles (Haskell et ligne source propageante de Nabelek) sont :

- La non prise en compte de la composante de la propagation selon la direction du pendage ;
- La non prise en compte de la possibilité que la rupture puisse se propager de part et d'autre de l'hypocentre, de manière bilatérale. Notons tout de même qu'une rupture bilatérale peut être simulée à l'aide de deux lignes sources se propageant dans des directions opposées. Il suffit ensuite de sommer leurs deux effets ;
- La non prise en compte de la variation de la direction du glissement (Haskell) ;
- La non prise en compte de la variation de la vitesse de rupture.

Pour prendre en compte ces différents aspects, une paramétrisation plus complète de la rupture est effectuée, avec une discrétisation de la surface de rupture.

III.1.9 Méthode de discrétisation de la source : formulation de fenêtres temporelles multiples et discrétisation de la surface de rupture par une grille de points source)

Lorsqu'elle est discrétisée, la rupture n'est plus considérée dans sa continuité mais comme une somme de sous-ruptures décalées dans le temps et dans l'espace. Le plan de faille global est ainsi considéré comme un ensemble fini de sous-failles, sur lesquelles sont logées une (ou plusieurs) source ponctuelle, dite source ponctuelle locale, qui se déclenche à mesure que la rupture se propage depuis l'hypocentre. En quelque sorte, le modèle discret échantillonne le plan de rupture et la fonction source temporelle, et comme pour tout échantillonnage, il faut s'assurer que les pas d'échantillonnage utilisés sont compatibles avec les périodes (resp. fréquence) des ondes que l'on veut reproduire. Cette approche suppose que les conditions source ponctuelle sont vérifiées, en considérant non pas la faille dans sa globalité, mais un petit élément de surface discret, appelé sous-faille, et qui sera représenté par une source ponctuelle. Il est donc possible de réécrire la relation (III.1) sous la forme d'une somme discrète :

$$u(t, r) = \sum_1^N u_s(r, t - t_s) \quad (III.7)$$

où $u_s(r, t - t_s)$ est le déplacement au point d'observation dû à la sous-faille « s » dont le glissement démarre avec un délai temporel « t_s » par rapport au temps où s'initie la rupture, « N » le nombre total de sources ponctuelles locales. La fonction source temporelle « STF » globale de la rupture peut alors s'écrire :

$$\dot{M}_0(t) = \sum_1^N \dot{M}_{0j}(t - t_j) \quad (III.8)$$

Cette relation (III.8) décrit le taux de moment sismique libéré par la rupture au cours du temps. Le symbole « $\dot{}$ » signifie la dérivée temporelle (d/dt).

Notons ici que la fonction source temporelle « STF » décrite par le taux de libération de moment sismique est différente de la fonction source temporelle apparente « ASTF » décrite précédemment. La « STF » est bien une somme de fonctions sources locales qui se déclenchent avec un délai temporel lié à la vitesse de propagation de la rupture. Ce faisant, la durée de la « STF » est unique, s'étalant entre l'initiation de la rupture, sa propagation et son arrêt.

La Figure III-12 illustre la représentation de la discrétisation d'un plan de faille en une somme finie de fonctions sources temporelles locales.

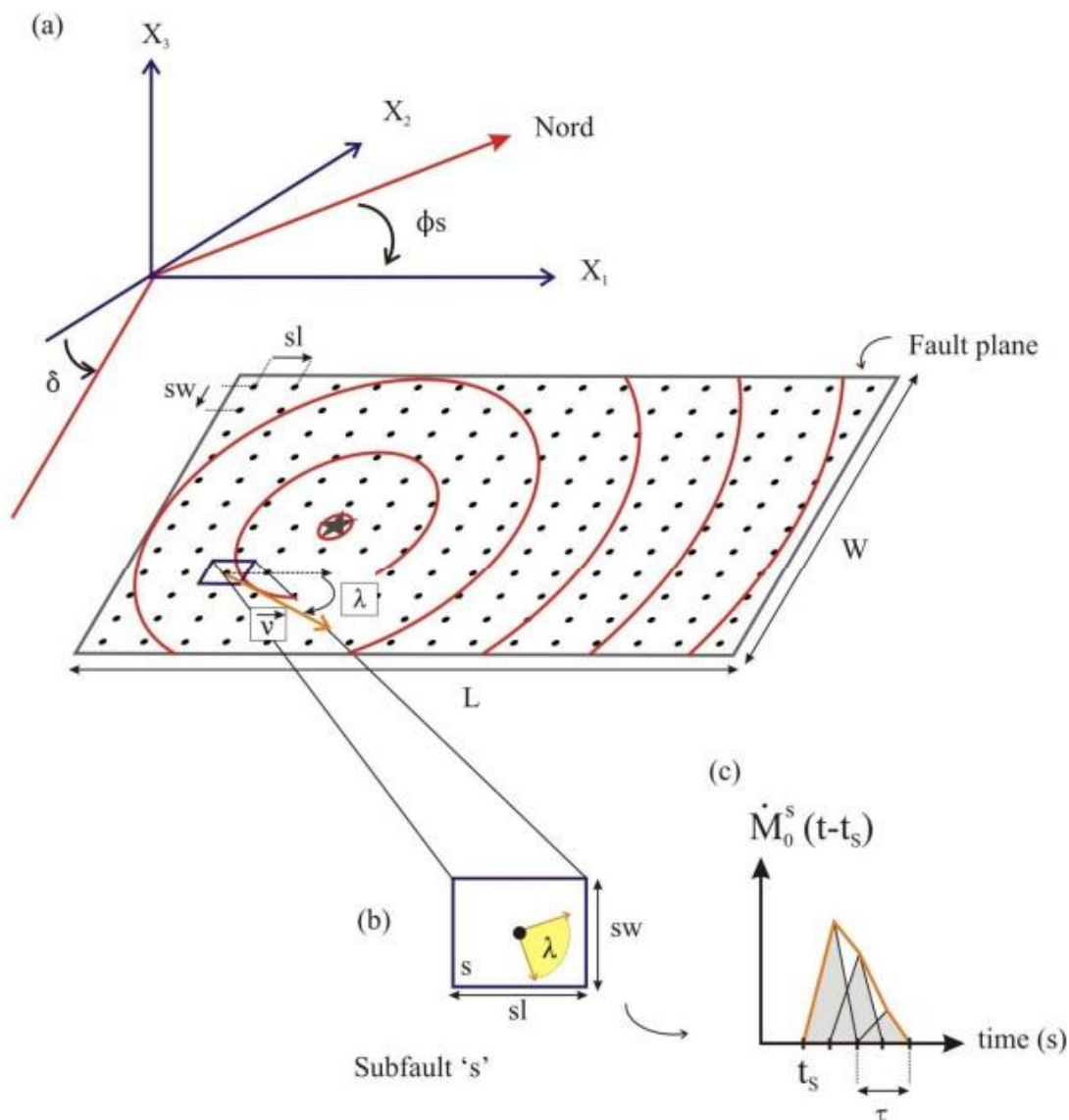


Figure III-12 Schéma de la discrétisation du plan de faille dans le cas d'un modèle source étendu. (a) 'Φs' : strike. "δ" : dip. "λ" : rake. "v" : Vecteur glissement. "L" : Longueur de la faille. "W" : Largeur de la faille. "sl" : longueur de la sous-faille. "sw" : large de la sous-faille. Etoile grise: hypocentre. Les cercles et les arcs orange: propagation du front de rupture. (b) Le carré bleu: exemple d'une sous-faille "s" du plan de faille discrétisé. La surface jaune entre les deux vecteurs orange indique le degré de liberté pour "λ" (paramètre inversé). (c) " $\dot{M}_0^s(t)$ " (est la source locale fonction du temps du sous-faille "s". " t_s ": temps de début de rupture du sous-faille "s". " τ ": durée de l'isocèle fonctions élémentaires triangulaires. (Balestra, 2017)

Notons que le front de rupture est représenté sur la Figure III-12 comme circulaire (vitesse constante) mais qu'en réalité nous pouvons faire varier la vitesse de rupture, ce qui donnera lieu à un front de rupture non circulaire. Par contre, la vitesse de rupture est considérée constante sur la surface d'une sous-faille. Au niveau de chaque sous-faille, la caractérisation du glissement est abordée à partir d'une ou de plusieurs fonctions triangulaires et isocèles (Figure III-12-c), on parle alors de fenêtres temporelles multiples, pour permettre la description du taux de moment sismique au cours du temps, sur une sous-faille. L'aire sous cette fonction fournit donc le moment sismique « M_0^s » de la sous-faille « s » par intégration. La rigidité du milieu (unique, variable, au choix) et la surface des sous-faille étant fixées, il est alors possible d'obtenir le glissement Δ_u^s sur la sous-faille « s » considérée :

$$\Delta_u^s = \frac{M_0^s}{\mu^s \cdot S^s} \quad (III.9)$$

La description de l'hétérogénéité spatio-temporelle du glissement co-sismique passe donc par cette approche, utilisée au travers d'une méthode d'inversion que nous allons maintenant détailler.

III.1.10 La méthode d'inversion

La procédure d'inversion que nous avons utilisée est celle décrite dans (Delouis et al., 2002). Elle repose sur la combinaison de la formulation de fenêtres temporelles multiples (Olson and Apsel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983) et d'un schéma d'inversion non linéaire agrémenté d'une procédure de recuit simulé. Voyons les différentes étapes préparatoires pour la mise en œuvre de cette inversion.

III.1.10.1 Les paramètres fixés a priori

Certains paramètres nécessaires pour le déroulement de l'inversion doivent être fixés à priori. Voici une présentation de ces paramètres, et l'explication du choix de leur valeur.

- **Nombre et géométrie du (des) segment(s) de faille étudié(s)**

La méthode d'inversion permet de prendre en compte un ou plusieurs segments de faille, qui seront discrétisés en un nombre fini de sous-failles. Chaque segment peut avoir son propre mécanisme au foyer. Le choix du nombre de segments peut se faire selon l'analyse de résultats obtenus par l'inversion des données, ou sur la base d'information a priori, comme l'observation d'une rupture en surface par exemple, l'observation d'une imagerie INSAR.

- **Mécanisme au foyer et profondeur hypocentrale**

L'azimut et le pendage du (ou des) segment (s) de faille et la profondeur hypocentrale sont aussi fixés a priori. Le choix de ces valeurs peut se faire par une recherche de mécanisme et de localisation fournis par divers instituts de recherche, ou par la mise en place de la détermination du mécanisme au foyer et la méthode de localisation décrite précédemment. Ces valeurs peuvent être aussi réévaluées par l'analyse des données utilisées, et affinées au regard des résultats obtenus suite à des inversions préliminaires.

- **Dimensions du segment ou des segments de faille**

La taille allouée est directement déterminée à partir d'informations sur la magnitude, d'éventuelles observations de rupture en surface, l'étude des répliques. Un premier test surdimensionné est effectué, afin de pouvoir obtenir une surface utile fournie par l'inversion elle-même. La distribution du glissement retenue est celle qui décrit au mieux les données observées. Un modèle surdimensionné présentera une grande partie de la surface du modèle sans glissement. A l'opposé, un modèle sous-dimensionné présentera des accumulations non réalistes de glissement au niveau de ses bordures. Ce type de distribution est indicateur d'un déficit de surface, compensé par une surestimation de l'amplitude du glissement dans ces zones.

- **Dimension des sous-failles**

La dimension des sous-failles est déterminée en fonction de la magnitude du séisme étudié. Leur taille doit répondre aux conditions de l'approximation point source, et à la description des longueurs d'ondes croissantes avec la magnitude. Cette dimension doit aussi être cohérente avec le pouvoir de résolution de la méthode. La dimension a priori est de un à quelques kilomètres pour des séismes de magnitude comprise en 6 et 7, de l'ordre de la dizaine de kilomètres pour des séismes de magnitude supérieure. Comme pour la dimension totale du modèle, la dimension des sous-failles peut être affinée par des tests préalables.

- **Largeur et nombre des fonctions sources triangulaires isocèles**

Chaque sous-faille « s » (Figure III-12-b) est donc représentée par une fonction source temporelle locale, discrétisées en un nombre fini de fonctions triangulaires isocèles (Figure III-

12-c) se recouvrant pour moitié afin de pouvoir générer des fonctions continues sans retours imposés à zéro. Le nombre de fonctions triangulaires isocèles utilisées, nombre commun à toutes les sous-failles du modèle, est déterminé de façon à ce que la durée totale de la fonction source locale puisse couvrir la durée nécessaire de la propagation de la rupture, plus la durée nécessaire au glissement. La durée de chaque fonction triangulaire isocèle « τ » est également commune à l'ensemble des fonctions triangulaires de toutes les sous-failles du modèle. Elle est liée à la magnitude du séisme, et au filtrage réalisé lors du traitement des données sismologiques.

La détermination du nombre de fonctions triangulaires et de leur largeur « τ » doit pouvoir répondre à deux contraintes :

- être cohérente avec l'allure des signaux à modéliser : la durée d'une fonction triangulaire doit au minimum être cohérente avec le pulse le plus fin du signal à reproduire ;
- éviter des vides artificiels au niveau de la reconstruction de la fonction source temporelle globale. Le choix du nombre de fonctions triangulaires isocèles doit aussi pouvoir répondre à une optimisation du temps de calcul. En première approche, ce nombre peut être déterminé par la relation suivante :

$$NT = \left(\frac{2}{\tau}\right) \left[\left(\frac{Diag_s}{V_r}\right) + \Delta_u \right] - 1 \quad (III. 10)$$

où « NT » est le nombre de fonction triangulaires, « $Diags$ » est la diagonale commune à toutes les sous-failles du modèle, « V_r » la vitesse de rupture moyenne (estimée dans un premier temps à 2 km/s), « Δ_u » une estimation du glissement maximal attendu sur chaque sous-failles « s ».

Notons ici que les termes $(NT + 1) \times \frac{\tau}{2}$ et $\left(\frac{Diag_j}{V_r}\right) + \Delta_u$ décrivent respectivement la durée maximale que peut prendre la fonction source locale, et la durée totale de la rupture sur une sous-faille « s ». « Δ_u » est utilisé ici en supposant une vitesse de glissement de l'ordre du m/s.

III.1.10.2 Les paramètres à inverser

Une fois les valeurs déterminées pour l'ensemble de ces paramètres principaux fixes, il faut alors déterminer les intervalles de solutions possibles pour les paramètres à inverser. Voyons à présent un descriptif de ces paramètres.

- Temps de déclenchement de la rupture « t_s » (Figure III-12-c)

Tout d'abord on définit la notion de vitesse de rupture moyenne « V_r » entre l'hypocentre et une sous-faille donnée, comme étant égale à la distance entre le centre de la sous-faille et l'hypocentre, notée « d_{hypo} », divisée par le temps de déclenchement de la sous-faille. On a alors $V_r = \frac{d_{hypo}}{\text{temps de déclenchement}}$. L'intervalle de temps permis pour le déclenchement d'une sous-faille donnée est borné entre « t_{min} » et « t_{max} », associés à deux vitesses de rupture moyenne minimale et maximale. Soit :

$$t_{max} = \frac{d_{hypo}}{V_{r_{min}}} \quad \text{et} \quad t_{min} = \frac{d_{hypo}}{V_{r_{max}}} \quad (III. 11)$$

où « t_{max} » et « t_{min} » sont les temps de déclenchement maximum et minimum de la rupture, « $V_{r_{max}}$ » et « $V_{r_{min}}$ » les valeurs maximum et minimum permises pour la vitesse de rupture moyenne. La vitesse de rupture moyenne peut être d'abord autorisée dans un intervalle de valeurs assez large (par exemple de 1km/s à 3.5 km/s). Il sera réduit par des tests intermédiaires afin d'optimiser l'inversion sans dégrader la modélisation des données.

- Rake « λ » (Figure III-12-a et III-12-b)

Contrairement au strike et au dip, le rake est un paramètre inversé, afin de permettre des variations de la direction du glissement le long de la rupture. Les valeurs limites sont définies par un degré de liberté autour de la valeur de l'angle définie dans le mécanisme au foyer.

- Amplitude de chaque fonction triangulaire

L'amplitude maximale commune pour chaque fonction triangulaire de l'ensemble des sous-failles du modèle, est déterminée par rapport à la magnitude de l'évènement étudié. La valeur minimale est nulle (ou correspondante à un glissement négligeable). L'amplitude de chaque fonction triangulaire isocèle sera inversée dans cet intervalle de valeurs.

III.1.11 Déroutement de la procédure d'inversion

La méthode d'inversion utilisée repose sur une exploration itérative de l'espace des solutions possibles pour chaque paramètre à inverser. L'exploration, basée sur des tirages aléatoires des valeurs des paramètres entre leurs bornes minimales et maximales permises, est contrôlée par un algorithme de recuit simulé adapté de (Goffe et al., 1994) (Corana et al., 1987). Les paramètres à inverser seront donc :

- le temps de déclenchement ;
- le rake ;
- les amplitudes des fonctions sources triangulaires sur chaque sous-faille.

Le nombre total de paramètres « N_{tot_param} » à inverser sera fonction du nombre de fonctions triangulaires isocèles « N_{tau} » allouées à chaque sous-faille, et du nombre de sous-faille « N_{SF} » :

$$N_{tot_param} = (2 + N_{tau}) \times N_{SF} \quad (III. 12)$$

- Initiation de la procédure

L'inversion commence à partir d'un modèle de départ, dont on choisit arbitrairement les valeurs à l'intérieur des bornes permises pour les paramètres, ceci avant la mise en place d'un tirage aléatoire dans la suite du calcul. Ce modèle initial permet donc de lancer la procédure d'inversion et de fournir une première fonction cout « F_{cout} » :

$$F_{cout} = \sum_1^{n_{datasets}} w_j RMS_j + b F_{M_0} + c F_{smooth} \quad (III. 13)$$

où « $n_{datasets}$ » est le nombre de jeux de données distinct, « j » décrit le jeu de données (*dataset*), « w_j » est le poids attribué au jeu de données « j », « F_{M_0} » est une fonction de minimisation du moment sismique total pondéré par un facteur « b », « F_{smooth} » est une fonction de lissage pondérée par un coefficient « c ».

La RMS de chaque jeu de données utilisé est défini comme suit :

$$RMS_j = \sqrt{\sum_1^n \left[\frac{(O_i - C_i)^2}{O_i^2} \right]} \quad (III. 14)$$

où « n » est le nombre d'échantillon du jeu de données « j », « O_j » les valeurs observées, « C_i » les valeurs calculées de l'échantillon « i ». La fonction de minimisation du moment sismique est décrite par :

$$F_{M_0} = e^{\left[\left(\frac{M_{0_{mod}}}{M_{0_{ref}}}\right)^{-1}\right]} \quad (III. 15)$$

où « $M_{0_{mod}}$ » est le moment sismique total du modèle testé, « $M_{0_{ref}}$ » le moment sismique de référence de l'évènement étudié. Cette fonction permet d'augmenter la fonction cout totale « F_{cout} » des modèles ayant un moment sismique calculé « $M_{0_{mod}}$ » supérieur au moment sismique de référence. La minimisation du moment sismique est nécessaire afin d'éviter que le modèle ne comporte des zones de glissement injustifiées ne contribuant pratiquement pas à l'amélioration de l'ajustement des données.

Dans la procédure d'inversion, la fonction de lissage (sur le glissement et/ou sur la vitesse de rupture) pour une sous-faille donnée est proportionnelle à la racine carrée de la somme des écarts quadratiques entre les valeurs du paramètre à lisser sur l'ensemble des sous-failles voisines (au sens rms donc). Ce lissage peut permettre d'éviter des variations brutales des propriétés de la rupture d'une sous-faille à l'autre.

Le modèle de départ a une influence réduite sur le résultat final, si les paramètres de convergence du recuit simulé (décrit plus loin) sont bien réglés. Il correspond juste à un point de départ pour l'exploration. Il est toutefois nécessaire pour fournir une première fonction cout à laquelle sera comparée celle du premier modèle tiré aléatoirement.

- **Numérotation des sous-failles du modèle**

Les « $N_{tot_{param}}$ » paramètres sont distribués sur les « N_{SF} » sous-failles du modèle choisi (11), en fonction de leur identifiant. Cet identifiant est un entier compris entre 1 et « $N_{tot_{param}}$ », cette valeur d'entier croit depuis la sous-faille inférieure gauche, jusqu'à la sous-faille supérieure la plus à droite (Figure III-13). Dans cette configuration, le modèle de faille est supposé plonger vers l'observateur. Notons ici qu'une substitution est réalisée entre la sous-faille contenant l'hypocentre, choisie en amont de la procédure, et la sous-faille 1. Le tirage de la valeur des premiers paramètres se fait donc d'abord pour la sous-faille à l'hypocentre. Le temps de déclenchement est nul pour celle-ci, puisque nous sommes à l'hypocentre. Par la suite, les sous-failles sont balayées par ordre croissant en fonction de leur numéro, donc en procédant depuis la base du modèle vers le haut.

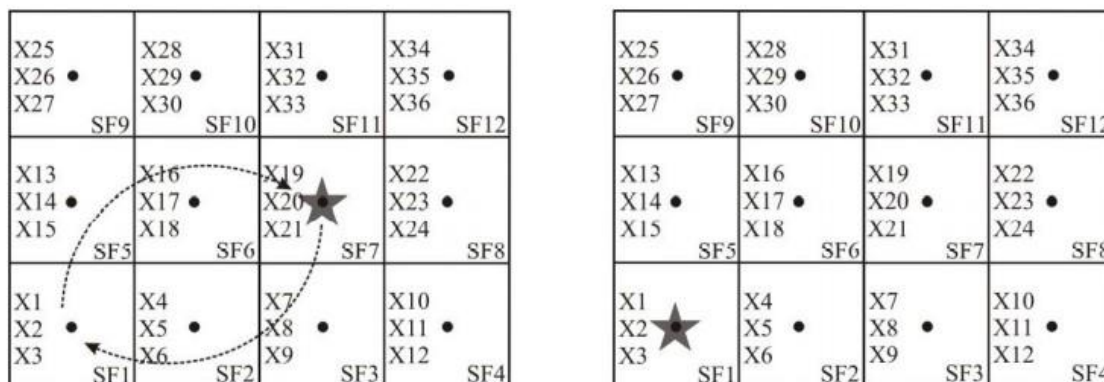


Figure III-13 Schéma d'organisation des sous-failles pour un plan de faille discrétisé. Sur chaque sous-faille, il y a trois paramètres qui seront inversés (le temps d'apparition, le rake et l'amplitude d'une fonction triangulaire isocèle, par exemple). On voit la substitution entre la sous-faille à l'hypocentre (SF7) et la sous-faille SF1.(Balestra, 2017)

- **Exploration basée sur l'approche recuit simulé (simulated annealing)**

Le recuit simulé est une approche d'exploration itérative de l'espace des solutions inspirée des cycles thermiques utilisés en métallurgie. Un paramètre de température est introduit, qui permet de contrôler la convergence vers un état stable, censé être le minimum principal de la fonction cout. Cette approche fait partie des méthodes dites de Monte-Carlo, reposant sur la génération de nombres aléatoires. Au début du processus, la température est élevée et des solutions moins bonnes que celles trouvées précédemment peuvent être acceptées. Cela permet à l'exploration de sortir de minima secondaires. Vers la fin du processus, la température a fortement diminué et la recherche se concentre sur l'exploration du meilleur minimum trouvé, qui est en principe le minimum principal. Quel que soit le paramètre testé, le modèle construit à chaque itération sert de base pour générer les données synthétiques calculées qui entrent dans la définition de la fonction cout. L'objectif est de minimiser la fonction cout.

La méthode repose sur trois boucles imbriquées. La boucle la plus externe définit le nombre de cycles à température constante. La boucle intermédiaire itère sur les différents paramètres à inverser. La boucle la plus interne définit le nombre de fois qu'un paramètre donné est tiré aléatoirement avant de passer au paramètre suivant. A chaque itération, le tirage aléatoire du paramètre courant donne lieu au calcul d'une nouvelle fonction cout, tous les autres paramètres étant maintenus inchangés. Cette nouvelle fonction cout est comparée à celle de l'itération précédente. Si la fonction cout a diminué, la valeur du paramètre courant est conservée, sinon on procède au test de Métropolis (voir ci-dessous). Si le test de Métropolis est vérifié, la solution est conservée, sinon elle est rejetée et on revient à la valeur précédente (celle de l'itération

précédente). Lorsque les trois boucles imbriquées ont été parcourues, on test si la précision voulue pour arrêt de la procédure est atteinte (convergence vérifiée). Si oui, c'est fini. Si non, on réduit à la fois la température et les intervalles de recherche pour les paramètres, on se replace sur la meilleure solution trouvée depuis le début de l'exploration, et on repart de nouveau sur les trois boucles imbriquées. Ainsi de suite jusqu'à convergence et arrêt.

- **Critère de Métropolis**

Toute solution induisant une valeur de fonction cout supérieure à la valeur obtenue à l'itération précédente ne sera pas nécessairement rejetée. Le choix d'acceptation ou de rejet d'une telle solution va se faire au travers du critère de Métropolis (Figure III-14).

La valeur de la fonction cout à une itération « i » est comparée à la valeur de la fonction cout obtenue à l'itération « $i-1$ ». Le principe est de rejeter quasiment systématiquement les solutions qui induisent une fonction cout largement supérieure par rapport à l'itération précédente, tout en accordant une forte probabilité de conserver celles pour lesquelles la fonction cout n'est que légèrement supérieure à la précédente.

La probabilité que cette fonction cout soit retenue est :

$$P = e^{\left(\frac{-(f_i - f_{i-1})}{T}\right)} \quad (III.16)$$

où « f_i » est la fonction cout à l'itération courante, « f_{i-1} » la fonction cout à l'itération précédente, « T » est le paramètre dit de température.

Un tirage aléatoire d'une valeur entre 0 et 1 est réalisé. Si ce nombre est inférieur à la valeur de P calculée, la solution est retenue. Plus la différence entre les fonctions cout « f_i » et « f_{i-1} » est faible, plus la différence « $(f_i - f_{i-1})$ » tend vers 0, donc l'exponentielle tend vers 1. Il y a donc une forte probabilité que la solution soit retenue. Plus la différence est grande, plus la probabilité que la solution soit rejetée est grande (Figure III-14). On voit également que l'acceptation est plus probable à température élevée (grande valeur de T) qu'à basse température (petite valeur de T).

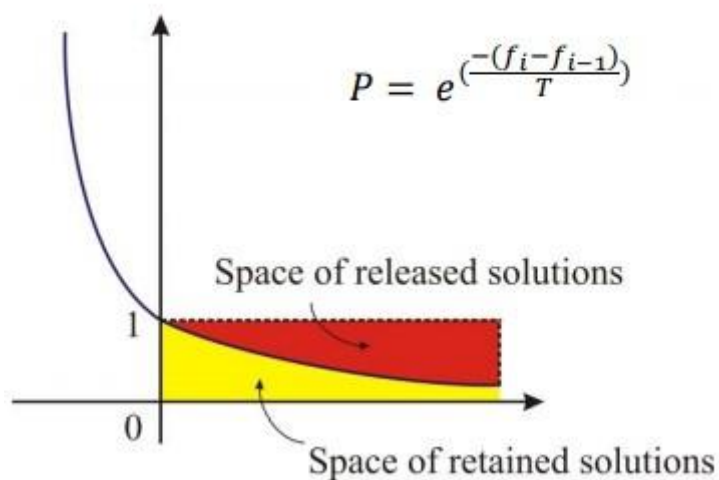


Figure III-14 Fonction exponentielle de la forme $f(x)=e^x$, avec $x<0$. Chaque modèle ayant une fonction de coût à l'itération $i+1$ supérieure à la fonction de coût à l'itération « i » entreprend le test du critère Metropolis. Un tirage au sort d'une valeur comprise entre 0 et 1 est effectué. Si la fonction de coût à l'itération « $i+1$ » est inférieure à cette valeur, le modèle est conservé et stocké. La fonction « P » décroît entre 0 et 1. Pour de larges différences entre les deux fonctions de coût, « P » tend vers zéro, et le rejet du modèle est plus probable. (Balestra, 2017)

Un des paramètres de contrôle de l'inversion (à fixer) est le facteur de réduction de la température lorsque les trois boucles imbriquées décrites ci-dessus ont été parcourues. En fonction de ce facteur, on peut réduire ou augmenter le temps de calcul. Une diminution trop rapide de la température peut induire une convergence rapide mais piégée dans un minimum secondaire. Une diminution trop lente de la température augmenterait le temps de calcul sans pour autant permettre d'améliorer l'optimisation de la fonction coût.

- **Arrêt de la procédure**

La condition pour arrêter le processus est d'atteindre un critère de convergence, à savoir une précision sur la valeur des paramètres déterminée en amont de l'inversion. Cette précision est atteinte lorsque l'intervalle de recherche devient inférieur à la valeur de précision pour l'ensemble des paramètres inversés. Tant qu'au moins un intervalle défini pour un paramètre est supérieur à cette précision, la procédure d'inversion continue. Lorsque cette précision est atteinte, l'inversion est stoppée, et l'ensemble des valeurs ayant fourni la plus petite fonction coût est considérée comme la meilleure solution.

Nous avons ainsi utilisé cette méthode d'inversion pour étudier le processus de rupture de différents séismes.

III.1.12 Automatisation de la procédure de la préparation des enregistrements

Afin de gagner du temps et minimiser les erreurs liées au calcul, on a intégré un nouveau module au serveur d'acquisition des données sismologiques provenant des différentes stations sismologiques installées à travers le territoire national. Ce module est un programme (Figure III-15) écrit en langage « Perl », il reste en mode veille jusqu'à la détection d'un nouveau évènement. Les étapes de son fonctionnement :

- Chaque 3 minute, le programme interroge la base de données du serveur d'acquisition pour voir si un nouveau évènement à partir d'un numéro identifiant nouvellement attribué (EVID : EVent IDentification).
- Si c'est le cas et que l'évènement est de magnitude supérieur à 3.8, le programme procède à l'extraction de la donnée sismologique large bande et mouvement fort en coupant le signal 3 minutes avant le temps Origine T0 et 10 minutes après, à savoir la partie du signal qui va être inversée.
- Ces données sont extraites en format (SEED ou mini-SEED) et ensuite transformées en format (SAC).
- Nous écrivons ensuite, sur chaque fichier récupéré toutes les informations nécessaires qui concernent la localisation du séisme à savoir ; sa Longitude, sa Latitude, sa Profondeur ainsi que les caractéristiques de chaque station (SCALE ; Echelle).
- Nous donnons un format de nom spécifique qui a la forme suivante :

XX.NAME..BHZ.XXXXX.XXXXX.SAC ; pour les larges bandes

XX.NAME..ENZ.XXXXX.XXXXX.SAC ; pour les accéléromètres

L'ensemble des enregistrements qui englobent toutes les stations est regroupé dans un fichier qui a un nom sous une forme qui porte la date et l'heure de l'évènement. Ce fichier est ensuite compressé sous la forme : **AAAAMMJJHHMMSS.tar.zip**

AAAA : est l'année

MM : est le Mois

HHMMSS ; heure, minutes et secondes

A ce stade, le fichier de l'évènement est prêt, il est appelé par le programme FMNEAR (Delouis, 2014) pour lancer l'inversion automatique des formes d'ondes. Une fois les résultats de l'inversion automatique obtenus, une vérification manuelle s'avère nécessaire pour valider l'inversion, sinon nous serons dans l'obligation de relancer la procédure FMNEAR.

```

1  #!/usr/bin/perl -w
2  use lib "$ENV{HOME}/libperl"; # add ~/libperl
3  #no lib "."; # remove cwd
4  use strict;
5  use warnings;
6  use Archive::Tar;
7
8
9  printf 'test\n';
10
11
12 my $fic_path= '/home/hamoud/EVENT_INFO/info_sac.txt';
13 my $TarFile = Archive::Tar -> new();
14 my $oldorid=0;
15 my $rep_tar_file='';
16 my $tar_name = '';
17 my @file_list=();
18
19
20
21
22 my $count =-1;
23
24 while (1){
25
26     $count ++;
27
28     if( -e $fic_path){
29
30
31
32     open(my $file,'<',$fic_path) or die "Impossible d'ouvrir le fichier '$fic_path' en lecture ...";
33     #system('mv /home/prtg/donnée-sac/* /home/prtg/sac/');
34
35     my @Tab='';
36     while(my $ligne=<$file>)
37     {
38     push @Tab, $ligne;
39     }
40     my $null = shift @Tab;

```

Figure III-15 Une partie du programme d'automatisation qui permet l'extraction à partir de la base de donnée sismologique.

III.2 Modélisation du spectre source

Introduction

La méthode décrite précédemment s'intéresse à l'espace occupé par les séismes et s'appuie sur le temps d'arrivée des différentes phases pour la détermination de l'hypocentre, sur les mécanismes au foyer pour la détermination du type de faille et sur l'évolution spatio-temporelle afin de vérifier l'interaction entre les événements sismiques. Il existe d'autres informations dans le sismogramme, qui est l'étude du contenu spectral des ondes de volumes ou des ondes de surface pour la détermination des paramètres de la source (moment sismique, rayon de la source, chute de contrainte, déplacement....etc). La mesure directe du moment sismique (M_0) est difficile, car on n'a pas accès à la faille. Il faut trouver une approche pour mesurer à partir de l'énergie rayonnée. L'inversion des spectres d'amplitudes des ondes P et S calculés sur une fenêtre de temps, permet de déterminer le moment sismique (et donc la magnitude de moment) et d'autres paramètres de la source comme les dimensions de la source, la durée de rupture, glissement moyen et la chute de contrainte. Ces paramètres peuvent apporter des informations complémentaires à celles fournies par le mécanisme au foyer. Cette méthode, repose sur nombreux travaux eg (Haskell, 1964; Aki, 1967; Brune, 1970; Savage and Wood, 1971; Sato et al., 2012; Scholz, 2019), qui ont permis de développer des modèles spectraux de sources sismiques en double couple et par extension, des modèles de failles associés à ces sources.

Dans cette partie, nous allons décrire la méthodologie utilisée ainsi que les procédures et les étapes adoptées pour le traitement et l'analyse des données sismiques pour l'estimation des paramètres de la source à partir des spectres des ondes P et S.

III.2.1 La méthodologie utilisée

La méthodologie utilisée pour déterminer les paramètres de la source à partir des spectres des ondes P et S, a été décrite dans plusieurs ouvrages précédents, y compris dans les discussions détaillées dans les articles (Hanks and Wyss, 1972; Fletcher, 1980; García-García et al., 1996; Garcia et al., 2004; Abacha et al., 2018). Les estimations de M_0 et de fréquence de coin (f_c) à partir des spectres de mouvement du sol impliquent la définition d'un modèle théorique pour le spectre de la source. Le modèle courant est le modèle de la source sismique circulaire de Brune (Brune, 1970, 1971),

$$S'(f) = \Omega_0 \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}, \quad (III.17)$$

où S' est le spectre d'amplitude de déplacement d'une onde P ou S à la fréquence f , Ω_0 est le niveau spectral plat de la basse fréquence, qui est proportionnel à M_0 en N m (Keylis-Borok, 2010). Les équations suivantes ont été utilisées pour calculer M_0 , la chute de contrainte ($\Delta\sigma$), le rayon source (r) et le déplacement moyen (U), respectivement :

$$M_0 = \frac{4\pi\rho \cdot V^3\Omega_0}{kR_{(\theta,\varphi)}} \quad (III.18)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 r^3} \quad (III.19)$$

$$r = 2.34 \frac{V}{2\pi f_c} \quad (III.20)$$

et

$$U = \frac{M_0}{G\pi r^2} \quad (III.21)$$

où ρ est la densité du milieu (2,70 g / cm³), V est la vitesse des ondes P ou S près de la source, Ω_0 est le niveau plat du spectral à basse fréquence, G est le module de cisaillement (3×10^{10} N/m²), $R_{(\theta,\varphi)}$ est le coefficient de rayonnement, et k est un facteur de correction pour la réflexion de la surface libre, qui est estimé à 1,0 ici (Aki and Richards, 1980). L'amplitude du moment (M_w) peut être calculée à partir des équations ci-dessus en utilisant la formule de Hanks et Kanamori (Kanamori, 1977; Hanks and Kanamori, 1979),

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) \log M_0 - 6.0. \quad (III.22)$$

IV. La séquence sismique de Médéa de 2007

Introduction

L'Algérie est l'un des pays les plus sismique d'Afrique du Nord en raison de la convergence des plaques Africaines et Eurasiennes à des taux de 4–5 mm / an (Calais et al., 2003; Nocquet and Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007; Bougrine et al., 2019). La perturbation des contraintes est traduite par des failles et des plis-failles actifs dans les régions offshore, Tell Atlas, hauts plateaux et Atlas saharien (Domzig, 2006; Meghraoui and Pondrelli, 2013). La sismicité se concentre principalement sur les failles inverses et les plis failles associés aux bassins frontaliers du Néogène, tels que les bassins de Chellif, Mitidja et Médéa (Meghraoui, 1988). Les failles actives sont orientées NE – SW et sont liées à un régime de contraintes de compression.

De nombreux événements historiques ont été reportés dans le nord de l'Algérie depuis 1365 après JC; les événements les plus destructeurs ont été les tremblements de terre de 1365 à Alger ($I_0 = X$) et de 1790 à Oran ($I_0 = X$). Le séisme le plus important enregistré dans la partie occidentale de la mer Méditerranée, fut le séisme d'El Asnam le 10 octobre 1980 de magnitude 7.3. Un autre séisme de magnitude $M_w6.8$, a secoué la ville de Boumerdès le 21 mai 2003, localisé à 80 km de la région de Médéa.

La région de Médéa est située dans l'Atlas Tellien, à 60 km au sud-ouest d'Alger. La géographie est caractérisée par un terrain accidenté de haute altitude qui renferme des plaines d'extension plus plates (Figure IV-1). Un tremblement de terre modéré de $M_w4.4$ a déclenché une séquence sismique dans la région le 8 mai 2007. Deux événements modérés ont suivi le 21 et 22 août 2007 ($M_w4.1$ et $M_w4.6$, respectivement ; tableau IV-7). Des répliques ont été enregistrées entre le 21 août et le 25 septembre 2007. Aucun dommage n'a été signalé associé à cette séquence sismique. Les catalogues historiques et instrumentaux indiquent que la zone épiscopale n'a connu aucun autre événement significatif. Bien que de nombreuses études géologiques ont été menées (Caire, 1957; Kieken, 1974; Roman, 1975; Guiraud, 1977; Boudiaf, 1996), les études sismologiques de cet environnement tectoniquement actif sont rares.

Origin time UTC (HH:MM:SS)		Lat. ° N	Lon. ° E	Depth (km)	Magnitude	Ref.
First event						
08/05/2007	06:56:34	36.17	2.68	5	Mw=4.4	This study
	06:56:34	36.31	2.84	2.7	Md= 4.8	CRAAG
	06:56:34	36.16	2.54	10	Mb=4.5	CSEM
	06:56:35	36.12	2.61	3.5	Mw=4.0	USGS
	06:56:30	35.90	2.62	12	Mw=4.3	INGV
	06:56:35	36.16	2.54	10	Mw=4.2	IGN
Second event						
21/08/2007	14:58:42	36.12	2.73	13.5	Mw=4.1	This study
	14:58:42	36.16	2.74	1.3	Md=4.7	CRAAG
	14:58:41	36.07	2.68	10	Mw= 4.4	USGS
Third event						
22/08/2007	18:08:35	36.13	2.74	14	Mw=4.6	This study
	18:08:35	36.26	2.86	5	Md=5.2	CRAAG
	18:08:35	36.07	2.49	30	Mb=4.4	CSEM
	18:08:34	36.03	2.62	12	Mw=4.6	USGS
	18:08:35	36.18	2.72	12	Mw=4.4	INGV
	18:08:36	36.07	2.49	30	Mw=4.4	IGN

Tableau IV-1 Emplacements des événements de la séquence sismique Médéa 2007 qui ont été déterminés par divers centres de données sismologiques. Lat. : latitude ; Long. : Longitude ; Réf. : référence du lieu de l'événement ; CRAAG : Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algérie ; EMSC-CSEM : Centre Sismologique Euro-Med ; USGS : Service géologique des États-Unis, États-Unis ; INGV : Istituto Nazionale Di Geofisica e Vulcanologia, Italie ; IGN : Istituto Geografico Nacional, Espagne.

Dans ce travail, nous avons calculé les paramètres de la source sismique pour les trois principaux événements de la séquence sismique de Médéa 2007 en utilisant deux méthodes : la modélisation de la forme d'onde en champ proche (FMNEAR (Delouis, 2014)) et la modélisation du spectre de la source (Abacha et al.2018). Les paramètres de la source calculés par ces deux méthodes sont : l'amplitude du moment (M_w), le mécanisme focal (l'azimut, le pendage, et l'inclinaison) ainsi que le moment sismique (M_0). Nous avons analysé les sources sismiques des trois événements de la séquence à l'aide d'enregistrements de sismogramme à large bande provenant du réseau sismique numérique algérien (ADSN) pour déterminer si ces événements sont connectés ou pas. Ensuite, nous avons calculé le tenseur de contrainte dans la région et la fonction de rupture de la contrainte d'après le critère de Coulomb pour discuter leurs implications sur l'état de contrainte régionale. Cette étude fait progresser notre compréhension de la sismicité dans la région de Médéa et les structures géologiques responsables de la séquence sismique de 2007.

IV.1. La sismicité historique et instrumentale

Rothé et al. (1950) ont découvert deux grands tremblements de terre dans les récits historiques de la région de Médéa et de ses environs. Le premier s'est produit le 2 mars 1825 et avait une intensité maximale $I_0 = X$ affectant la ville de Blida et deux villages voisins ; il a été signalé que de nombreuses personnes étaient coincées sous les décombres, avec peu de survivants. Cet événement s'est fait sentir jusqu'à Alger. Le second s'est produit le 2 janvier 1867, avec une intensité maximale $I_0 = X$, et a été observé dans la localité méridionale de Blida. De légers dommages ont été signalés dans les villages de la région de Médéa qui étaient situés à environ 30 km au sud de Blida (Tableau IV-2). L'intensité maximale recensée dans la région épiscopale de la séquence Médéa 2007 est de $I_0 = VIII$ (Figure IV-1 et Tableau IV-2); voir aussi (Mokrane et al., 1994). Boudiaf (1996) a rapporté quelques événements dans la région de Médéa, avec des intensités maximales $I_0 = IV$ dans le village de Ben Chicao et $I_0 = VII$ dans la ville de Médéa (Tableau IV-2). Ces événements sont localisés dans la partie ouest de la région de Médéa (Figure IV-1).

Date (year /month/day)	Time (hh-mm-ss)	Lat.° N	Lon.a° E	Intensity	Location	Ref.
1633-00-00	00-00-00	36.55	2.48		Medea	Boudiaf
1825-03-02	07-00-00	36.40	2.80	X		Rothé
1847-06-18	05-40-00	36.70	2.90	VI		Rothé
1854-05-15	15-00-00	36.40	2.70	VII		SSIS
1859-06-24	12-30-00	36.18	2.48		Medea	Boudiaf
1860-10-03	09-00-00	36.15	2.46		Medea	Boudiaf
1867-01-02	07-13-00	36.42	2.68	X		Rothé
1869-09-20	12-45-00	36.50	2.60			Rothé
1874-03-28	11-10-00	36.60	2.20	VII		Rothé
1876-03-23	06-34-00	36.50	2.60	VII		Rothé
1888-01-06	23-40-00	36.50	2.60	VIII		Rothé
1908-03-11	00-06-00	36.40	2.80	VIII		Rothé
1910-06-24	13-26-56	36.17	3.40	X	Aumale	Rothé
1914-02-03	07-15-00	36.18	2.48	V	Medea	Boudiaf
1923-02-19	17-04-00	36.10	3.70	VI		Rothé
1925-06-10	16-45-00	36.90	2.60	VIII		Rothé
1925-07-02	16-39-17	-	-	VI	Aumale	Rothé
1928-04-06	00-13-37	36.15	2.45	III	Medea	Boudiaf
1931-08-15	13-52-00	36.10	3.60	VIII		Rothé
1932-02-15	09-48-00	35.90	2.90	VII		Rothé
1936-07-06	06-14-00	36.30	2.20	V		Rothé
1938-03-02	07-43-00	36.40	2.70	VII		Rothé
1951-02-09	04-54-45	36.40	2.80	V		BH-RS
1953-07-05	01-04-15	36.20	3.50	VIII		ISS

1955-04-19	12-36-42	36.18	2.48	IV	Medea	Boudiaf
1955-07-05	10-11-54	36.10	2.30	VI		IMPGA
1955-12-03	00-57-31	36.24	2.50	IV	Ben Chicao	Boudiaf
1956-06-09	09-42-05	36.24	2.50	IV	Ben Chicao	Boudiaf
1957-01-09	15-51-36	36.24	2.42	VI		Boudiaf
1957-01-26	22-49-30	36.24	2.50	IV	Ben Chicao	Boudiaf
1957-10-19	06-08-00	36.40	3.30	VII		IMPGA
1958-03-03	13-44-30	36.18	2.48	VII	Medea	Boudiaf
1959-02-28	03-47-00	36.60	3.10	IV		IMPGA
1959-09-22	20-00-49	36.50	3.50	V		IMPGA
1960-02-20	20-33-12	36.40	2.50	VI		IMPGA
1960-08-14	21-35-18	36.60	2.90	VII		IMPGA
1961-11-23	04-45-35	36.50	2.80	VII		BCIS
1965-10-25	21-03-20	36.40	2.80	VI		IMPGA
1966-03-03	21-07-42	36.20	2.80	VI	Medea	Boudiaf
1966-04-03	05-11-39	36.50	2.80	VII		IMPGA
1966-11-11	00-38-20	36.40	2.80	V		IMPGA
1967-04-23	09-30-22	36.30	2.40	VII		IMPGA
1970-10-09	07-33-39	36.35	2.30	VI		IMPGA

Tableau IV-2 Séismes historiques significatifs signalés dans la région de Médéa de 1633 à 1990. Lat. : latitude ; Long. : longitude ; Réf. : référence du rapport (Rothé et al., 1950 ; Boudiaf, 1996 ; SSIS : Seccion de Sismologia e Ingenieria Sismica, Espagne ; ISS : International Seismological Summary, Kew Observatory, Richmond ; IMPGA : Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger, Algérie).

La région de Médéa est caractérisée par une activité sismique instrumentale faible à modérée par rapport à d'autres régions actives, telles que la côte nord de l'Algérie (Figure IV-1) ; cependant, la magnitude maximale enregistrée dans le sud-est de Médéa était de M4.3 depuis le début de l'ère instrumentale 1971 à 2007. Cependant, aucun événement significatif n'a été enregistré ou signalé dans la partie ouest de la région (Figure IV-1). Des stations ADSN supplémentaires ont été installées fin 2006 (Yelles-Chaouche et al., 2007) en réponse à une augmentation du nombre de séismes détectés. La magnitude maximale enregistrée depuis la séquence sismique de Médéa en 2007 est un événement Mw5.4 dans le village de Mihoub, au nord-est de la zone d'étude (Figure IV-1), le 28 mai 2016 (Khelif et al., 2018). Deux autres événements modérés ont été enregistrés le 23 mai 2013 (Mw4.2) et le 15 novembre 2014 (Mw4.3) dans la région de Mihoub (Semmane et al., 2017). L'étude de ces séquences sismiques a pour but d'améliorer notre compréhension des caractéristiques des séismes régionaux et des structures géologiques actives dans la région.

De nombreux tremblements de terre modérés ont été enregistrés depuis la densification et la numérisation du réseau ADSN. Les enregistrements instrumentaux et historiques de sismicité suggèrent que la région est active mais le taux de sismicité est relativement faible.

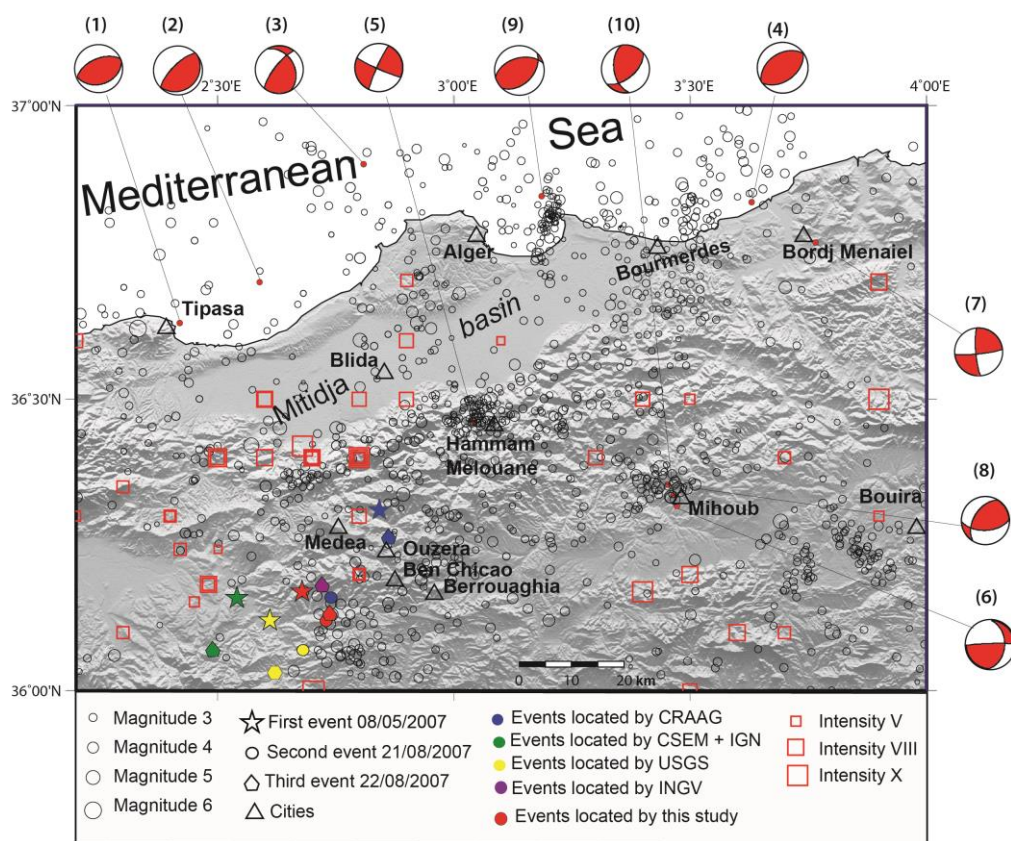


Figure IV-1 Sismicité historique et instrumentale dans la région de Médéa de 1825 à 2017. Les carrés rouges vides indiquent les séismes historiques. Les cercles noirs ouverts montrent une sismicité instrumentale. Les étoiles rouges montrent les principaux événements. Les triangles ouverts noirs représentent les villes et les villages. Les cercles verts, jaunes, violets et bleus sont les emplacements des principaux événements donnés par les centres sismologiques internationaux. Les mécanismes aux foyers des séismes importants dans la région sont numérotés : (1) Le séisme du 29 septembre 1989 Mw6.0 Mont-Chenoua (Tipasa) (Bounif et al., 2003) ; (2) Le séisme de Tipaza Mw4.7 du 02 septembre 1990 (Sebaï et Ouahmed 1997) ; (3) Le séisme du 4 septembre 1996 de Mw5.6 à Ain Benian (Sebaï and Ouahmed, 1997) ; (4) Le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003 Mw6.8 (Ayadi et al., 2003; Bounif et al., 2004) ; (5) Le séisme du 17 juillet 2013 Mw5.0 Hammam-Melouane (Yelles-Chaouche et al., 2017) ; (6) Le séisme du 23 mai 2013 Mw4.2 à Mihoub (Khelif et al., 2018) ; (7) Le séisme du 22 février 2014 Mw4.1 de Bordj Menaiel (Semmane et al., 2015) ; (8) Le séisme du 15 novembre 2014 Mw4.3 à Mihoub (Semmane et al. 2017) ; (9) Le séisme du 1^{er} août 2014 Mw5.7 dans la baie d'Alger (Beldjoudi, 2017) ; (10) Le séisme du 28 mai 2016 Mw5.4 Mihoub (Khelif et al., 2018).

IV.2. Cadre géologique de la région de Médéa

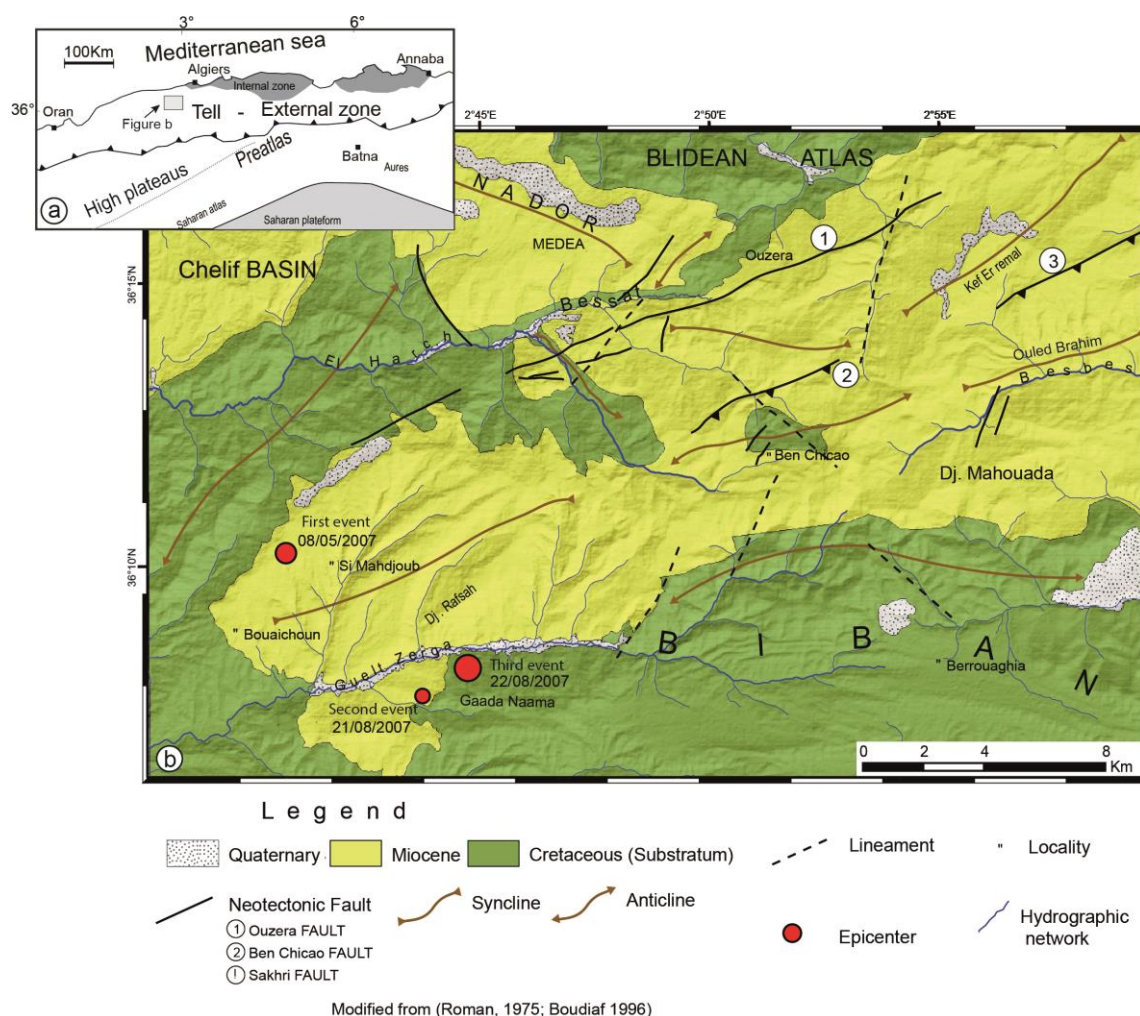


Figure IV-2 a) Domaines tectoniques généraux de l'Atlas tellien Algérien (Durand-Delga et al., 1970; Wildi, 1983; Meghraoui, 1988). b) Carte géologique de la zone épiscopentrale (Roman, 1975) et Boudiaf (1996) modifiée. Les cercles rouges montrent les épiscopentres des principaux événements.

La séquence sismique de 2007 a été localisée dans un bassin néogène post-nappes de Médéa, situé à la frontière sud-ouest de l'Atlas de Blida, au centre de la chaîne Tellienne. L'étendue sud de ce bassin est limitée par la chaîne crétacée de Berrouaghia, qui représente l'extrémité occidentale de la chaîne de Bibans (Figure IV-2). Le bassin de Médéa est constitué de formations du Miocène moyen à supérieur qui sont considérées comme les extrémités orientales du bassin de Cheliff. Ce dernier, connu pour sa forte activité sismique, notamment le tremblement de terre d'El Asnam de 1980 (Meghraoui and Pondrelli, 2013).

Le bassin de Médéa est en continuité avec la plaine de Beni Sliman-Arib-Soumam à l'est, qui connaît une activité sismique modérée, on cite, le tremblement de terre d'Aumale $I_0=X$ de 1910 (MSK). Les structures tectoniques dans cette région sont le résultat de mouvements de

compression presque N–S des plaques Africaines et Eurasiennes depuis le Cénozoïque. Les bassins post-nappe néogènes, qui correspondent à des structures inter montagneuses allongées E–W, sont caractérisés par une déformation en compression qui a subi une extension au cours du Quaternaire (Maouche et al., 2019). Ces caractéristiques néotectoniques s'expriment par le développement d'un ensemble de plis de faille et de failles de direction NE – SW. Les structures de Médéa ont été initialement cartographiées et décrites par (Roman 1975) sans les relier à la sismicité de la région. Boudiaf (Boudiaf 1996) a par la suite examiné la distribution des tremblements de terre historiques et analysé la morphotectonique de la région. Il a suggéré que la tectonique affecte particulièrement les limites du bassin et les a classées comme un ensemble de failles sismogènes actives (Figure IV-2), on citera : (1) La faille d'Ouzera, représentée par une série de segments de faille subverticaux parallèles, de direction $\sim N65^\circ E$, est située dans le sud de la ville de Médéa. Le prolongement de ce décrochement vers le NE en direction de Blida correspond à la rupture de pente avec la bordure méridionale de l'Atlas de Blida. (Boudiaf 1996). L'anticlinal asymétrique du seuil d'Ouzera de direction $N65^\circ$ présente un pendage plus fort sur son flanc sud. La faille d'Ouzera, d'une longueur d'environ 20 km, peut être considérée comme présentant le plus grand risque sismique de la région, capable de produire un tremblement de terre d'une magnitude maximale estimée de $M_w \sim 6,3$. (2) Le pli-faille de Ben Chicao est un anticlinal asymétrique percutant $N65^\circ E$ avec un pendage abrupt ($50 - 90^\circ$) le long de son flanc nord et un pendage peu profond ($<35^\circ$) le long de son flanc sud. Le flanc nord est délimité par une faille inversée avec le même alignement que l'axe du pli, et le jet de faille est estimé à 50 - 100 m sur une longueur de ~ 5 km (Roman, 1975; Boudiaf, 1996; Yelles-Chaouche et al., 2006). (3) La faille Sakhri, forme la limite nord du synclinal Ouled Brahim et correspond à une faille inverse plongeant $\sim 70^\circ$ vers le sud. Le Djebel Mahouada est un ensemble de failles latérales sénestres orientées NE (Boudiaf, 1996).

IV.3. La localisation du choc principal et de ces répliques

La séquence sismique a débuté en mai 2007 avec un premier choc de Mw4.4. Aucune réplique n'a été enregistrée après ce premier choc jusqu'au 21 août 2007 à 14h58mn, lorsque le deuxième événement de magnitude Mw4.1 a secoué la zone épacentrale, au sud du premier événement, où de nombreuses répliques ont été enregistrées, dont le troisième événement avec une magnitude de Mw4.6 (Tableau IV-1). Au cours de cette séquence sismique, nous n'avons utilisé que les stations du réseau sismique permanent (ADSN) pour localiser ces événements (Figure IV-3a). L'ADSN est composé de huit stations sismiques à large bande (BBVS-60; produit chinois), de deux stations sismiques à très large bande (GCZ-NT 120; produit chinois) et de 32 stations sismiques numérisées à courte période parsemées de sismomètres SS1 et L22 (Beldjoudi, 2011; Yelles-Chaouche et al., 2013).

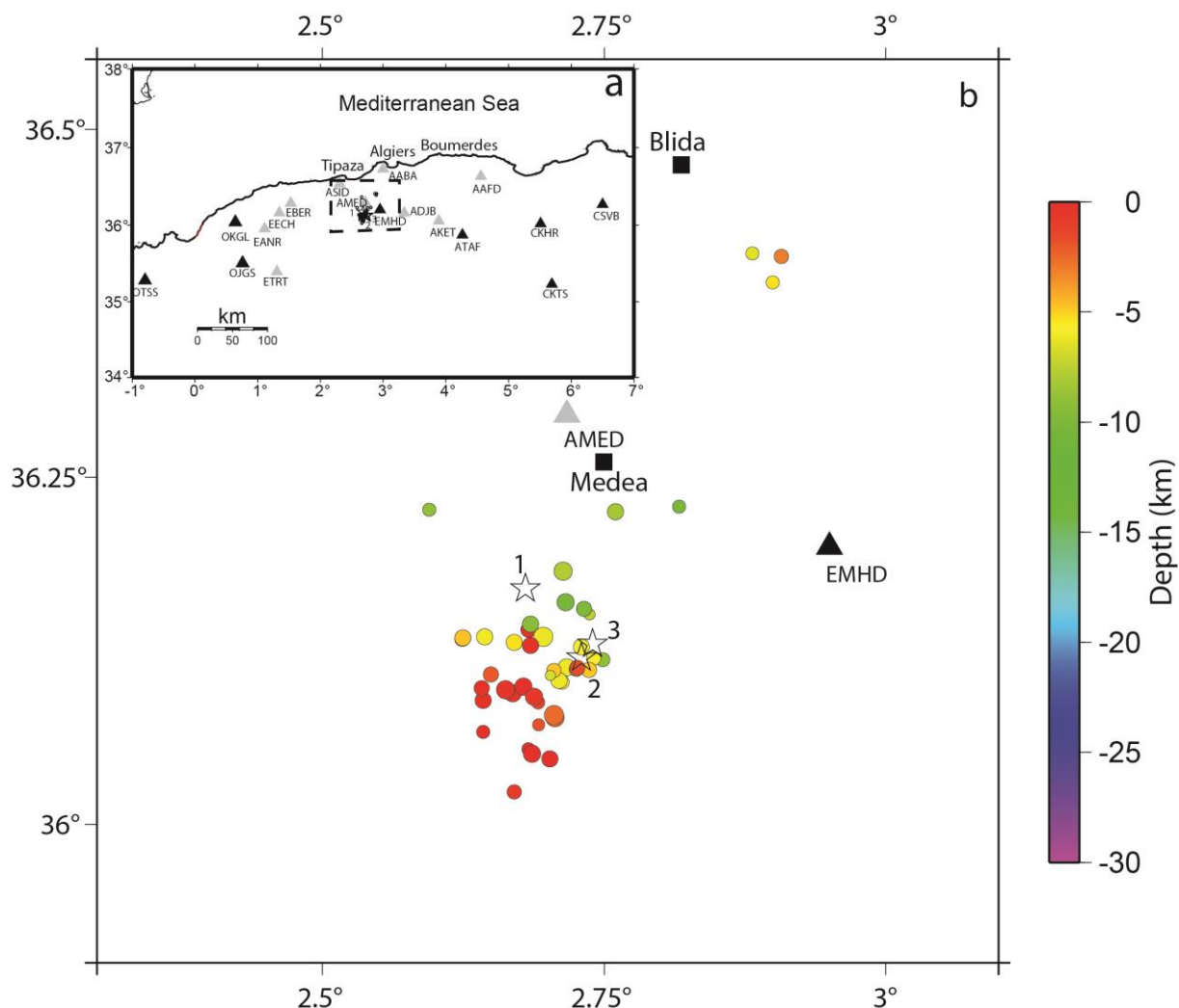


Figure IV-3 a) Carte montrant le réseau sismologique. Les triangles noirs sont des stations numériques à large bande. Les triangles gris sont des stations sismiques de courte période. Les cercles sont les emplacements de 58 répliques. Les étoiles sont le lieu des chocs principaux. b) Zoom dans la zone épacentrale montrant l'emplacement des répliques. Les étoiles sont l'emplacement des chocs principaux respectivement numéro 1, 2 et 3. Les cercles sont les répliques coloriés selon leur profondeur.

Nous avons exploité les enregistrements de 8 stations large bande et 10 stations courte période pour localiser tous les événements. Nous avons utilisé les enregistrements de 5 stations sismiques à large bande pour estimer les paramètres de la source sismique (modélisation de forme d'onde et amplitude spectrale). La figure IV-3 montre toutes les stations sismiques utilisées dans cette étude.

P-wave velocity (km/s)	Depth (km)
The Algiers Bay velocity model	
5.0	00.0
5.5	01.5
6.0	07.5
7.0	15.0
8.0	22.0
The Mihoub velocity model	
3.2	00.0
4.2	00.9
5.3	01.5
6.1	14.0
6.9	21.0
The Kherata velocity model	
4.9	00.0
6.2	11.0
6.5	15.0
Inversion velocity model	
3.3	0.0
4.5	0.6
5.5	2.0
6.5	5.0
8.1	30.0
Algiers velocity model (model selected)	
5.0	00.0
5.5	08.0
6.0	12.0
7.0	18.0
8.0	30.0

Tableau IV-3 Les modèles de vitesse testés pour localiser les principaux événements et les répliques.

Nous avons localisé les chocs principaux et les répliques de la séquence Médéa en utilisant le logiciel HYPOINVERSE (Klein 1978). Cinq modèles de vitesse ont été testés pour améliorer la localisation des événements (Tableau IV-3). Nous avons testé le modèle utilisé dans l'étude de la baie d'Alger, située au Nord de notre zone épiscopale ~ 50 km (Yelles-Chaouche et al., 2017). Le modèle de Mihoub utilisé dans l'étude de la région de Mihoub située à l'est de la zone épiscopale (~ 30 km) (Khelif et al., 2018). Le modèle de Kherrata utilisé dans le papier (Beldjoudi et al., 2009), cette région est la plus éloignée de la région épiscopale (~ 120 km) à l'est. Et, le modèle utilisé par l'équipe ADSN pour localiser les tremblements de terre dans la région d'Alger, ce dernier donne une meilleure localisation des répliques si on la compare aux résultats obtenus par les autres modèles testés (Tableau IV-4). Nous avons localisé les trois principaux événements en exploitant quinze stations ADSN, dont huit stations à large bande et dix stations à courte période. Les erreurs de localisation horizontale et verticale (ERH, ERZ) sont de 0,58 et 0,40 km pour le premier événement, de 0,35 et 0,32 km pour le

event	Model	Erh	Erz	RMS	Long.	Lat.
First event	- The Algiers Bay model	1.09	2.93	0.30	2.63	36.21
	- The Mihoub model	1.62	1.22	0.45	2.69	36.14
	- The Kherata model	1.56	1.28	0.58	2.70	36.14
	- The inversion model	1.72	2.60	0.37	2.67	36.11
	- The Algiers model	0.58	0.40	0.16	2.68	36.17
Second event	- The Algiers Bay model	0.98	7.77	0.04	2.71	36.10
	- The Mihoub model	0.87	3.84	0.19	2.70	36.09
	- The Kherata model	0.32	9.67	0.00	2.73	36.12
	- The inversion model	13.0	33.9	0.21	2.73	36.11
	- The Algiers model	0.35	0.32	0.01	2.73	36.12
Third event	- The Algiers Bay model	0.90	4.90	0.02	2.72	36.10
	- The Mihoub model	0.93	4.08	0.20	2.70	36.09
	- The Kherata model	0.20	99.0	0.02	2.74	36.13
	- The inversion model	6.68	54.6	0.19	2.74	36.11
	- The Algiers model	0.40	0.30	0.01	2.74	36.13

Tableau IV-4 Localisation des épiscopales des principaux chocs avec différents modèles de vitesse (tableau IV-2) et leurs erreurs respectives.

deuxième événement, et de 0,40 et 0,30 km pour le dernier événement, respectivement (Tableau IV-4).

Parmi les dix stations à courte période, l'une d'entre elles (AMED) a été installée dans le nord de la ville de Médéa après l'événement Mw4.1 (Figure IV-3) pour renforcer le réseau permanent ASDN. La station a fonctionné du 21 août au 25 septembre 2007. Étant donné que l'ensemble de données n'est pas très volumineux, nous avons utilisé au moins quatre ondes P et une lecture d'ondes S afin de localiser les répliques. Cinquante-huit répliques ont été localisées avec les stations les plus proches situées dans la zone épiscopale et ayant enregistré un nombre maximum de répliques qui sont EMHD et ATAF (large bande), AMED, ASID, AABA, ADJB et AKET (courte période). Vingt-cinq événements ayant un RMS <0.35, ERH<2.2 km et un ERH<3.3 km sont sélectionnés et discutés à la fin de ce chapitre.

IV.4. Estimation des paramètres de la source

La zone d'étude (Figure IV-2) est caractérisée par des tremblements de terre de magnitude faible à modérée ; aucun catalogue de mécanismes focaux (FM) n'a été fait pour cette région. Plusieurs études sismiques et géologiques ont été menées à proximité de la zone d'étude, mais aucune ne l'inclut pleinement (Roman, 1975).

La caractérisation de la source d'un séisme se fait à partir de l'analyse des mesures des déplacements transitoires et statiques du sol, et dépend de la quantité et de la qualité de ces mesures. Nous avons travaillé sur la détermination des mécanismes au foyer des principaux chocs par deux méthodes :

V.4.1 Par la modélisation des formes d'onde FMNEAR

Le traitement des données dans FMNEAR inclura la correction de la ligne de base avant l'événement, le pointé manuel de l'heure d'arrivée initiale de l'onde P, l'intégration de la série temporelle de vitesse pour obtenir le déplacement, le fenêtrage, le décalage temporel, le filtrage passe-bande et la décimation (Delouis, 2014). Les temps d'arrivée des ondes P ont été sélectionnés manuellement à partir d'enregistrements verticaux pour éviter des erreurs dues à la fois de l'algorithme d'automatisation et à la méthode FMNEAR elle-même. Tous les autres aspects du traitement des données ont été automatisés. Les paramètres de filtrage (par exemple, les fréquences minimale et maximale) peuvent être adaptés manuellement à chaque composante des données sismiques ou déterminés automatiquement. Ici, les fréquences de coin de la bande passante pour tous les composants sont de 0,03 à 0,17 Hz (Tableau IV-5). La suppression du

bruit haute fréquence permet de limiter l'orientation de la faille et la direction du glissement. La méthode FMNEAR élimine automatiquement les composants dont les formes d'onde observées sont mal ajustées avec les formes d'onde synthétiques, lors de l'inversion (Delouis, 2014).

Stations	Δ (km)	Filter (Hz)
First shock		
NEMHD	24	BP 0.03 0.06
ZEMHD	24	BP 0.06 0.11
NCSV	343	BP 0.03 0.06
ZCSV	343	BP 0.03 0.06
NOJGS	153	BP 0.03 0.06
EOJGS	153	BP 0.03 0.06
ZOJGS	153	BP 0.03 0.06
NOKGL	182	BP 0.03 0.06
ZOKGL	182	BP 0.03 0.06
Second shock		
NEMHD	20	BP 0.03 0.06
ZEMHD	20	BP 0.03 0.06
NATAF	138	BP 0.03 0.06
EATAF	138	BP 0.05 0.10
ZATAF	138	BP 0.03 0.06
NOJGS	157	BP 0.11 0.17
ZOJGS	157	BP 0.03 0.06
ZOKGL	186	BP 0.03 0.06
Third shock		
NEMHD	18	BP 0.03 0.06
ZEMHD	18	BP 0.03 0.06
NATAF	136	BP 0.03 0.06
EATAF	136	BP 0.05 0.10
ZATAF	136	BP 0.03 0.06
NOJGS	159	BP 0.11 0.17
ZOJGS	159	BP 0.03 0.06
EOKGL	188	BP 0.04 0.09
ZOKGL	188	BP 0.03 0.06
NCKTR	266	BP 0.03 0.06
ECKTR	266	BP 0.03 0.06
ZCKTR	266	BP 0.03 0.06

Tableau IV-5 . Les caractéristiques des stations à large bande utilisées dans la modélisation de la forme d'onde des trois événements. Les désignations N, E et Z au début de chaque nom de canal indiquent respectivement les composantes nord-sud, est-ouest et verticales du mouvement. BP : Filtre passe-bande Butterworth, utilisant trois pôles. $\Delta(km)$: Distance épacentrale.

Nous avons testé plusieurs modèles de vitesse pour obtenir l'ajustement optimal. Nous avons d'abord testé des modèles de vitesse locaux qui ont été calculés pour la région dans des études précédentes (Tableau IV-3). Cependant, les meilleurs résultats ont été obtenus avec le

modèle de vitesse proposé par Delouis (Delouis et al., 2009; Delouis, 2014); Tableau IV-6, qui correspond au modèle par défaut du service Web FMNEAR; il s'agit d'un modèle crustal moyen qui s'est avéré fournir des résultats fiables dans divers contextes géologiques (Delouis, 2014), et qui a été précédemment utilisé en Algérie donnant de bons résultats (Semmane et al., 2015; Beldjoudi et al., 2016; Yelles-Chaouche et al., 2017).

Layer thickness (km)	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Density(g/cm ³)	Qp	Qs
0.60	3.30	1.90	2.00	200.00	100.00
1.40	4.50	2.60	2.30	350.00	175.00
3.00	5.50	3.18	2.50	500.00	250.00
25.00	6.50	3.75	2.90	600.00	300.00
0.00	8.10	4.68	3.30	1000.00	500.00

Tableau IV-6 Modèle de vitesse utilisé pour générer les sismogrammes synthétiques. Vp et Vs; Vitesses des ondes P et S, respectivement. Qp et Qs : facteurs de qualité des ondes P et S, respectivement.

Nous avons calculé les paramètres de la source des séismes avec la méthode FMNEAR (Delouis, 2014), qui est basée à la fois sur l'inversion de forme d'onde des enregistrements sismiques à large bande en champ proche et sur un modèle de source ponctuelle à double couple.

Cette méthode implique une combinaison de recuit simulé sur l'espace des paramètres du mécanisme focal (azimuth, pendage et inclinaison (angle de glissement)) et la fonction source-temps. Le moment sismique (M_0) et l'amplitude du moment (M_w) sont obtenus par l'intégration de la fonction temps source. La solution la mieux adaptée minimise l'erreur quadratique moyenne (*RMS*) entre les sismogrammes observés et calculés,

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum(obs - cal)^2}{\sum obs^2}} \quad (IV.1)$$

où *obs* et *cal* sont respectivement les formes d'onde observées et calculées. Les formes d'onde de déplacement sont obtenues à partir d'une double intégration des formes d'ondes d'accélération et un filtre passe-bande est appliqué avant l'inversion.

Un indice de confiance (*CI*), qui varie entre 0% (pas de confiance) et 100% (confiance totale), décrit l'unicité et la qualité de la solution : un $CI > 70\%$ représente une solution acceptable (Delouis, 2014; Beldjoudi et al.2016). La méthode FMNEAR n'est pas fortement sensible au

choix du modèle de vitesse car elle utilise des fréquences relativement basses (habituellement entre 0,02 et 0,10 Hz).

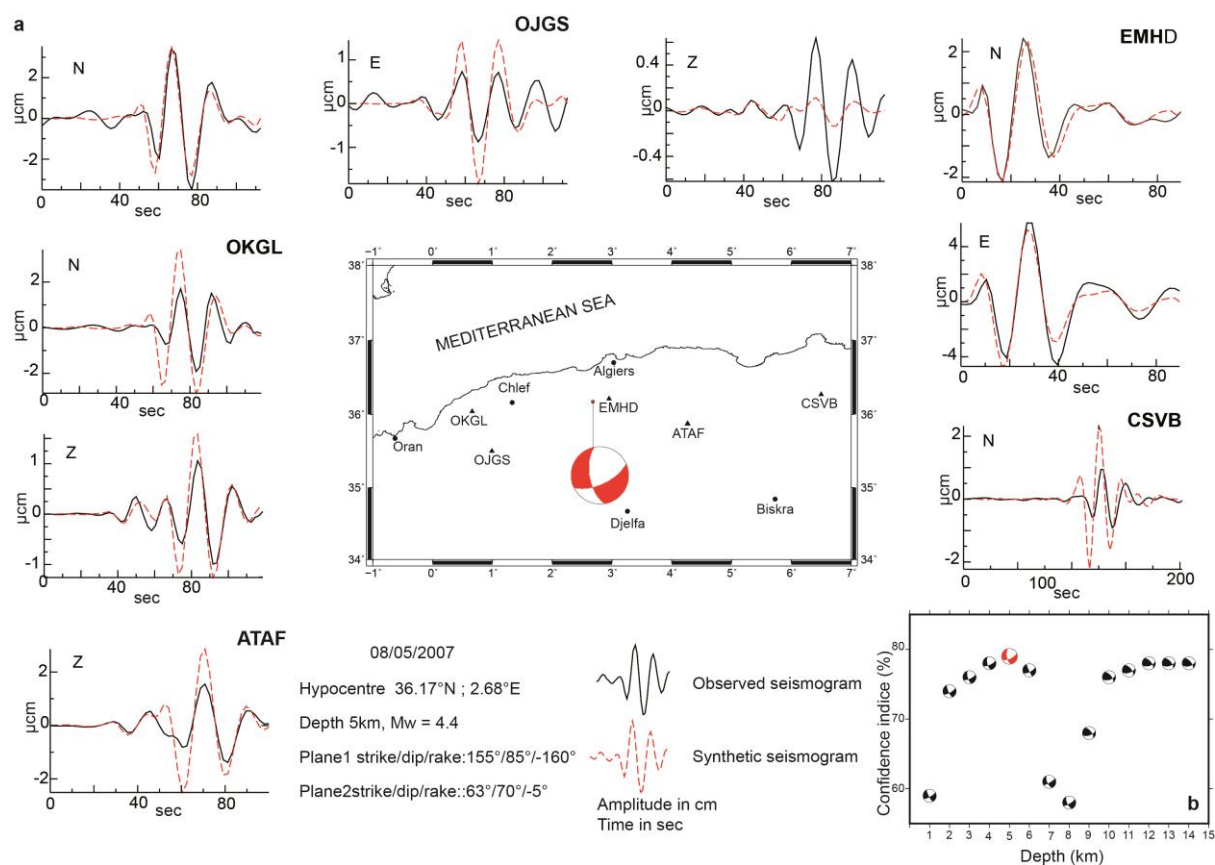


Figure IV-4 Les résultats d'inversion de forme d'onde pour le séisme de la séquence, Mw4.4, 08 mai 2007, 06:50 UTC. La carte montre le mécanisme focal. Les triangles indiquent les stations à large bande utilisées pour calculer le mécanisme focal. Les sismogrammes synthétiques les mieux ajustés (lignes pointillées en rouge) et les sismogrammes observés (lignes continues) sont superposés.

Cinq stations à large bande ont été intégrées dans la modélisation de la forme d'onde du premier événement (Figure IV-4a), et neuf composantes ont été sélectionnées pour estimer les paramètres de la source et le mécanisme focal (FM). La meilleure solution a donné un $RMS = 0,456$ et $CI=79\%$ à une profondeur optimale de 5 km. Le FM était représenté par deux plans nodaux le premier plan est orienté NNW – SSE avec un mouvement normal dextre et un plan orienté NE – SW avec un mouvement normal senestre. Quatre stations large bande ont été intégrées à la procédure d'inversion pour le deuxième événement (Figure IV-5), et huit composantes ont été utilisées pour calculer les paramètres de la source ainsi que le mécanisme au foyer.

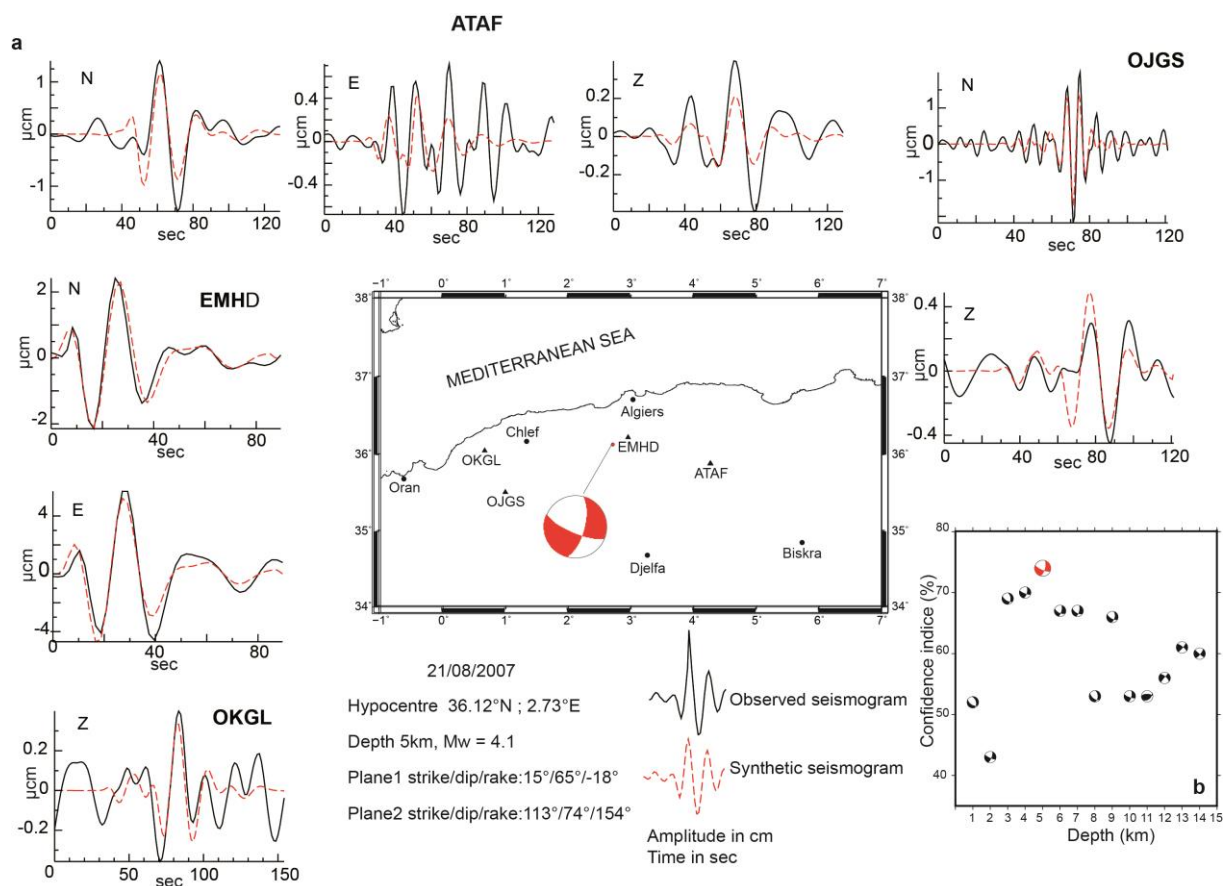


Figure IV-5 Les résultats d'inversion de forme d'onde pour le deuxième évènement de la séquence, Mw4.1, 21 août 2007, 14h55 UTC. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-4.

La solution la mieux adaptée a donné un RMS = 0,44 et un CI = 74% à une profondeur optimale de 5 km. Le FM est représenté par un plan orienté NNE – SSW avec un mouvement normal senestre et un plan orienté WNW – ESE avec un mouvement normal dextre. Cinq stations large bande ont été intégrées à la procédure d'inversion pour le troisième évènement (Figure IV-6), et onze composantes ont été utilisées pour estimer les paramètres de la source et le FM. La solution la mieux adaptée a donné un RMS = 0,39 et un CI = 93% à une profondeur optimale de 10 km. Le FM décrit un coulissage presque pur, sur le plan orienté NE–SW avec un mouvement sénestre et sur le plan orienté NW–SE avec un mouvement dextre.

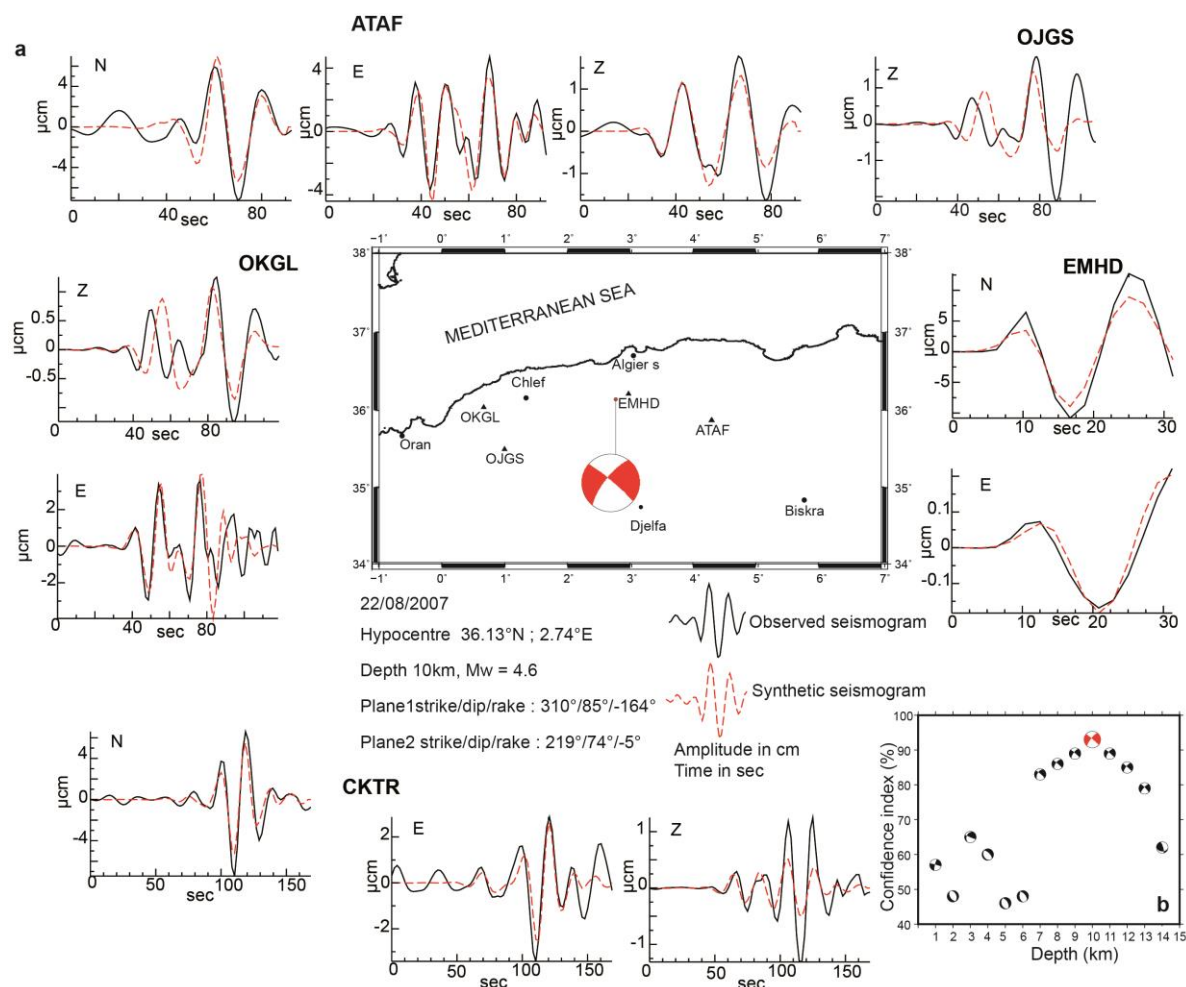


Figure IV-6 Les résultats d'inversion de forme d'onde pour le troisième évènement de la séquence, Mw4.6, 22 août 2007, 18:06 UTC. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-4.

La procédure d'inversion exige une profondeur initiale fixe. Cette profondeur est obtenue à partir de la localisation de l'évènement. Cependant, il est possible d'explorer les effets des variations des différents paramètres fixes sur la solution. Par conséquent, nous avons recalculé l'inversion pour différentes profondeurs hypocentrales, de 0 km à 20 km avec un pas de 1 km (figure IV-4, IV-5, et IV-6).

La magnitude du moment a également été calculée à l'aide de la méthode FMNEAR, idéale pour les événements modérés lorsque les spectres de déplacement des enregistrements en champ proche sont disponibles. Les amplitudes spectrales obtenues à partir des données réelles à basse fréquence ont été comparées aux amplitudes des enregistrements synthétiques qui ont été calculées à l'aide de modèles de rupture cinématiques à l'échelle Mw (Delouis et al., 2009). Les résultats sont présentés dans le tableau IV-7.

Event	Waveform Inversion						Displacement spectra		Obs.		
	Plan (1)			Plan (2)			M _w	M ₀ (Nm)		M _w	M ₀ (Nm)
	Strike(°)	Dip(°)	Rake(°)	Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)	M _w	M ₀ (Nm)	M _w	M ₀ (Nm)	
1	63	70	-05	155	85	-160	4.41	4.72e+15	4.41	4.73e+15	This study
	51	83	-19	144	71	-173	4.30	3.60e+15			INGV
	49	79	-15	142	75	-168	4.20	2.58e+15			IGN
2	15	65	-18	113	74	154	4.09	1.55e+15	3.97	1.01e+15	This study
3	219	74	-05	310	85	-164	4.58	8.58e+15	4.57	8.06e+15	This study
	23	67	-30	125	63	-154	4.40	5.70e+15			INGV
	38	28	11	299	85	118	4.40	4.80e+15			IGN

Tableau IV-7 Les paramètres de source obtenus avec la méthode de l'inversion de forme d'onde et la méthode des spectres de déplacement pour cette étude et ceux obtenus par INGV (www.ingv.it) et IGN (www.ign.es) pour le premier et le troisième événement.

V.4.2 Par la méthode des spectres de déplacement

Nous avons déterminé les paramètres de source à partir des spectres de mouvement du sol en utilisant une routine faite et décrite dans le papier de Abacha (Abacha et al., 2018) pour estimer automatiquement les paramètres de déplacement spectral, y compris Ω_0 et f_c , qui sont basés sur l'ajustement des spectres de déplacement dans l'équation (III.17) aux spectres observés. Les spectres de déplacement ont été corrigés pour l'atténuation et lissés en appliquant une fenêtre à échelle logarithmique Konno – Omachi (Abacha et al., 2018), puis ajustés aux spectres théoriques (figures IV-7 à IV-9).

Ici, nous avons utilisé $R_{(\theta, \varphi)} = 0,52$ pour les ondes P et $R_{(\theta, \varphi)} = 0,63$ pour les ondes S (Boore and Boatwright, 1984; Abacha et al., 2018) afin de calculer r , M_0 et $\Delta\sigma$ pour chacun des trois événements de la séquence sismique. Les données ont été analysées séparément dans deux fenêtres temporelles successives contenant le début des temps d'arrivées des ondes P et S . Les calculs ont été effectués en utilisant les ondes P et S séparément, ainsi que les données des deux phases combinées.

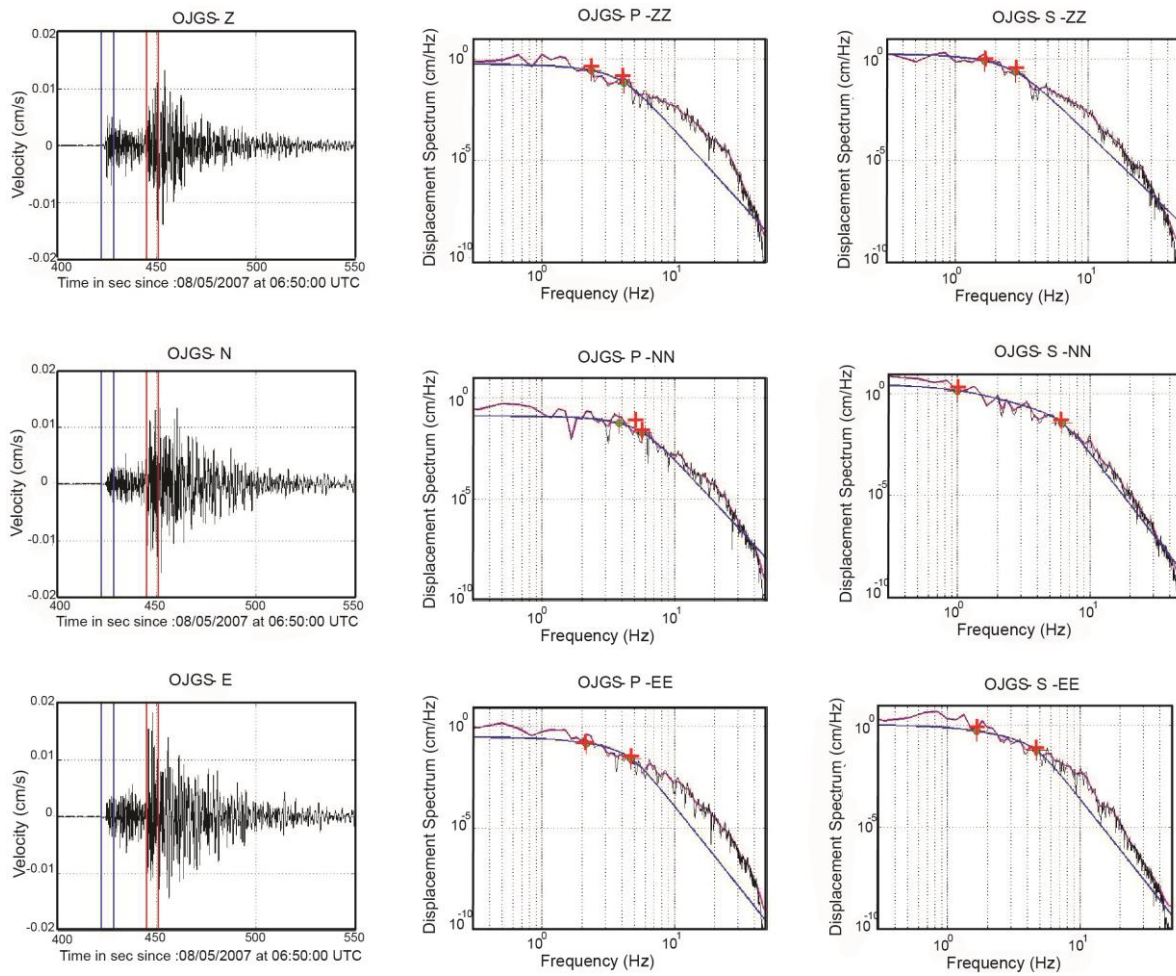


Figure IV-7 Les spectres de déplacement pour l'événement Mw4.4 du 08 mai 2007, enregistré à la station OJGS. Panneau de gauche : sismogrammes de vitesse à trois composantes corrigés instrumentalement. Les lignes bleues et rouges indiquent les débuts P et S, respectivement. Panneau du milieu : spectres de déplacement des ondes P. Panneau de droite : spectres de déplacement d'onde S. Les lignes bleues sont les spectres ajustés. Les croix rouges représentent les plateaux de basse fréquence Ω_0 avec des fréquences de coin f_c et des fréquences maximales f_{max} .

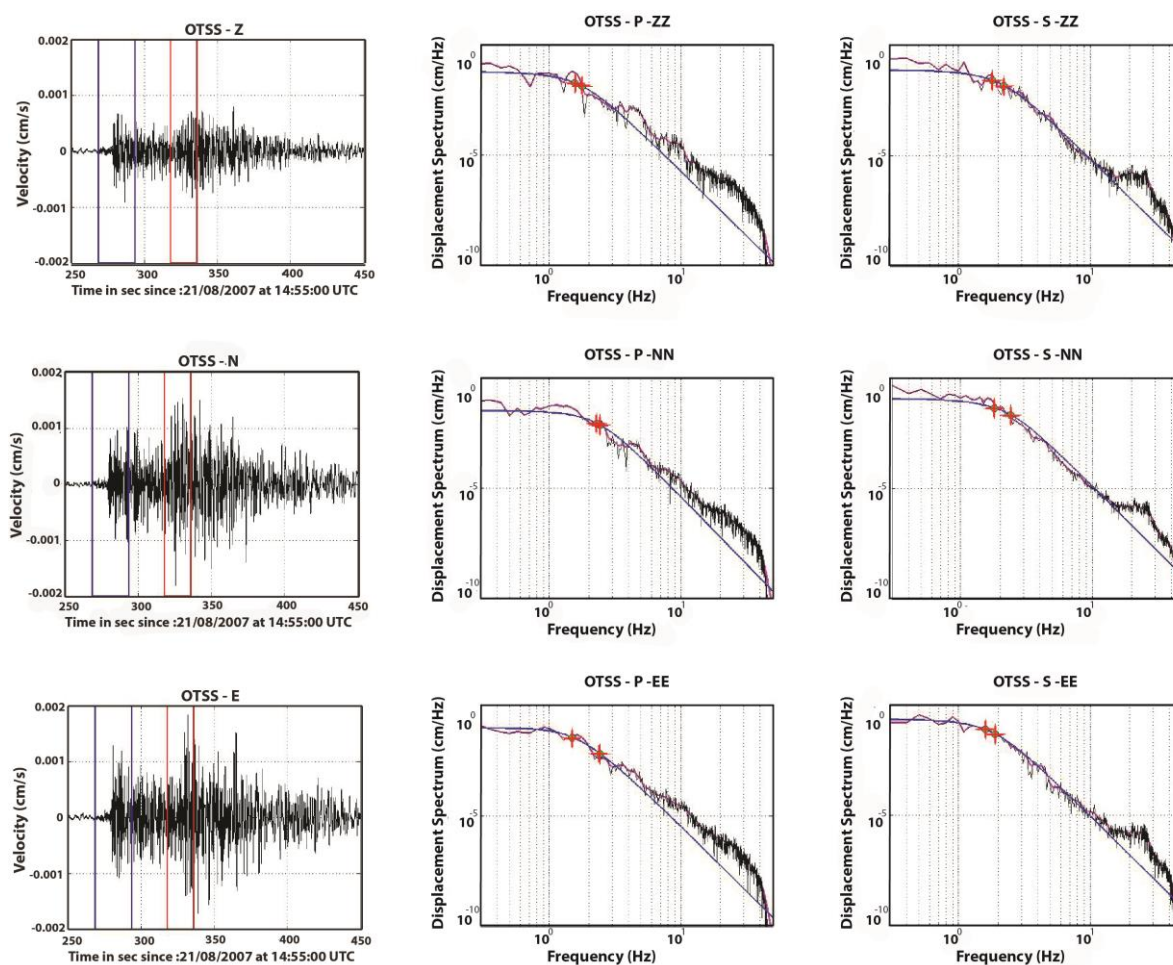


Figure IV-8 spectres de déplacement pour l'événement Mw4.1 du 21 août 2007, enregistré à la station OTSS. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-7

Les valeurs résultantes de f_c , M_0 , r et Mw, ainsi que les facteurs d'erreur multiplicatifs pour le moment sismique (EM_0) et la fréquence de coin (Ef_c), pour chaque événement sont répertoriés dans le tableau IV-7. Il convient de noter que les composants qui ont donné un mauvais ajustement entre les spectres théoriques et expérimentaux ont été exclus.

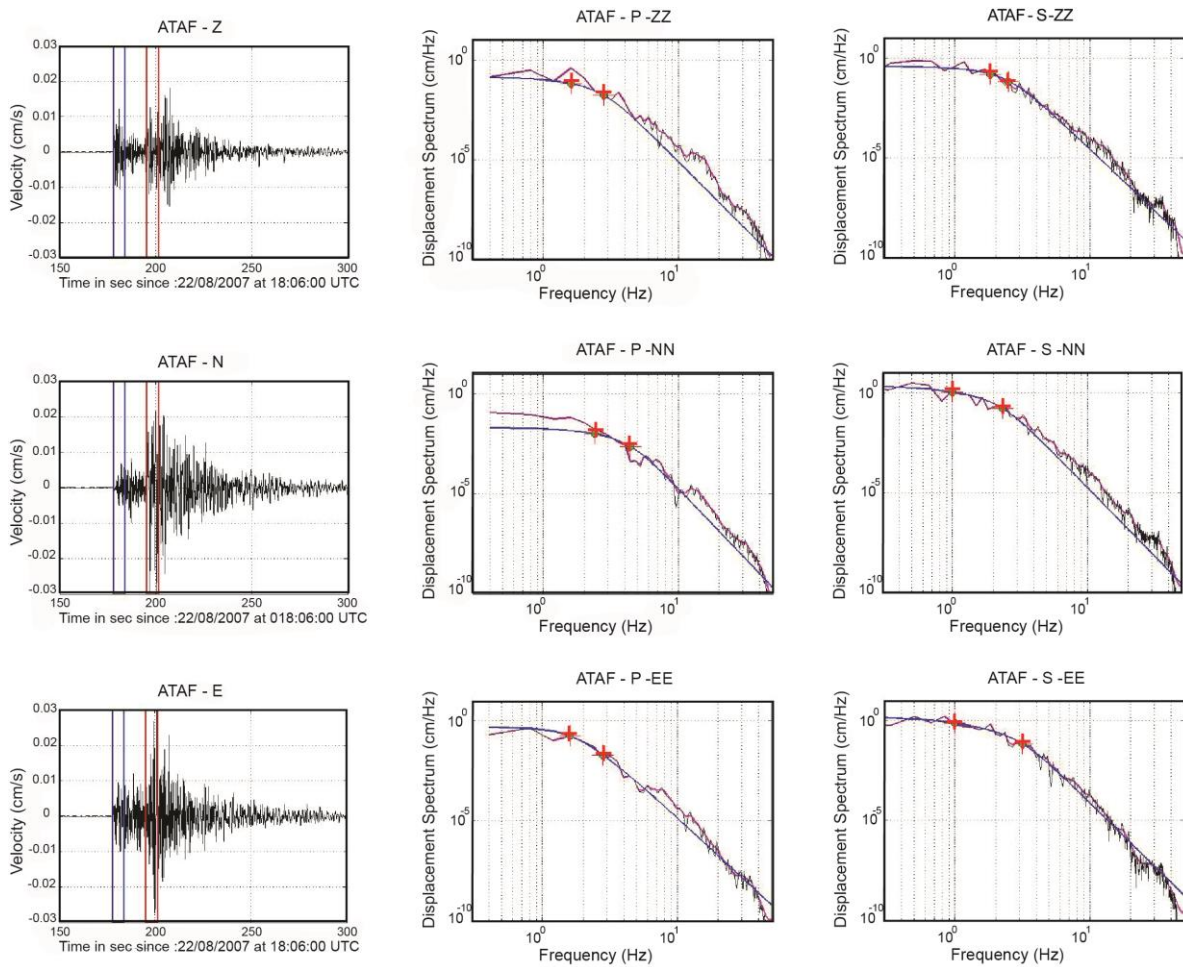


Figure IV-9 Les spectres de déplacement pour l'événement Mw4.6 du 22 août 2007, enregistré à la station ATAF. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV 7.

Les valeurs moyennes obtenues à partir des données des ondes P et S pour chaque événement sont présentées dans le tableau IV-8. La valeur Ω_0 du spectre total est égale à la racine carrée de la somme des carrés des valeurs associées au niveau spectral plat de la basse fréquence de chaque composante. La valeur f_c a été la moyenne sur les trois composantes de chaque station, et les valeurs moyennes M_0 (P , S) et f_c (P , S) ont été estimées pour chaque événement en utilisant les formules d'Archuleta (Archuleta et al., 1982; Abacha et al., 2018).

Event 1	<fc>	Efc	<M0>	EM0	<Mw>	<r>
PZ	1.96	1.40	1.00e+16	2.73	4.49	1279
PN	2.17	1.13	5.34e+15	1.46	4.30	999
PE	2.60	1.40	2.08e+16	2.90	4.35	875
PZNE	2.21	1.13	8.07e+15	1.49	4.45	930
SZ	1.68	1.38	2.49e+15	2.11	4.17	783
SN	1.80	1.13	5.22e+15	1.32	4.31	1155
SE	1.92	1.38	5.66e+15	2.17	4.26	786
SZNE	1.53	1.13	4.38e+15	1.34	4.31	856
PSZ	1.82	1.39	6.24e+15	2.42	4.33	1031
PSN	1.98	1.13	5.28e+15	1.39	4.30	1077
PSE	2.26	1.39	1.32e+16	2.54	4.30	830
PSZNE	1.87	1.13	6.22e+15	1.41	4.38	893
Event 2						
PZ	1.97	1.37	1.16e+16	1.87	4.58	1183
PN	2.35	1.12	4.33e+15	1.26	4.22	1556
PE	2.18	1.38	8.78e+15	1.91	4.49	1008
PZNE	2.16	1.13	9.32e+15	1.27	4.54	1034
SZ	1.23	1.35	6.41e+15	1.51	4.35	1170
SN	1.41	1.12	5.65e+15	1.16	4.41	951
SE	1.29	1.35	1.15e+16	1.52	4.62	1342
SZNE	1.31	1.12	8.75e+15	1.17	4.54	985
PSZ	1.60	1.36	9.05e+15	1.69	4.46	1176
PSN	1.88	1.12	4.99e+15	1.21	4.31	1253
PSE	1.73	1.37	1.01e+16	1.71	4.55	1175
PSZNE	1.74	1.12	9.04e+15	1.22	4.54	1010
Event 3						
PZ	2.56	1.65	1.38e+15	1.58	4.01	1255
PN	3.07	1.21	5.55e+14	1.19	3.65	859
PE	2.64	1.68	1.46e+15	1.60	3.99	1022
PZNE	2.76	1.21	1.26e+15	1.19	3.98	923
SZ	1.88	1.43	4.28e+14	1.39	3.65	681
SN	1.78	1.14	1.08e+15	1.13	3.95	881
SE	2.54	1.44	9.06e+14	1.40	3.83	590
SZNE	2.07	1.14	8.83e+14	1.13	3.89	644
PSZ	2.22	1.54	9.07e+14	1.49	3.83	968
PSN	2.43	1.17	8.19e+14	1.16	3.80	870
PSE	2.59	1.56	1.18e+15	1.50	3.91	806
PSZNE	2.41	1.18	1.00e+15	1.16	3.93	784

Tableau IV-8 Les valeurs moyennes de la modélisation du spectre de la source (des ondes P et S). f_c : fréquence de coupure en Hz ; M_0 : moment sismique en $N m$; r : rayon de la source en mètres ; $\Delta\sigma$: chute de contrainte en MPa ; M_w : amplitude du moment ; U : déplacement en m ; EM_0 et E_{fc} : facteurs d'erreur multiplicatifs pour le moment sismique et la fréquence de coin, respectivement.

Les valeurs M_0 calculées variaient de $1,01 \times 10^{15}$ à $8,06 \times 10^{15}$ Nm, ce qui correspond à $M_w \sim 4,0-4,6$, $r = 0,85-1,14$ km, $\Delta\sigma = 0,8-2,4$ MPa et $f_c = 1,8-2,2$ Hz (Tableau IV-9). Les moments sismiques et la magnitude de moment des événements sont comparables aux résultats d'inversion FMNEAR (Tableau IV-7).

Number	<fc>	Efc	<Mo>	EMo	<Mw>	<r>	< $\Delta\sigma$ >	<U>
1	1.78	1.39	4.73e+15	2.42	4.41	1050	1.77	0.049
2	2.20	1.54	1.01e+15	1.49	3.97	847	0.79	0.015
3	1.66	1.36	8.06e+15	1.69	4.57	1136	2.42	0.066

Tableau IV-9 Les Valeurs moyennes issues de la modélisation du spectre source (des ondes P et S). *fc* : fréquence de coupure en Hz ; *M0* : moment sismique en Nm ; *r* : rayon de la source en mètres ; $\Delta\sigma$: chute de contrainte en MPa ; *Mw* : amplitude du moment ; *U* : déplacement en m ; *EMo* et *Efc* : facteurs d'erreur multiplicatifs pour le moment sismique et la fréquence de coin, respectivement.

IV.5. L'inversion des solutions focales en vue de l'obtention du tenseur des contraintes

Nous avons calculé les orientations des axes principaux de l'ellipsoïde du tenseur de contraintes à l'aide de l'algorithme GRIDSIM_STRESS (Delouis et al., 2002). Nous avons utilisé les mécanismes aux foyers des trois grands événements de la séquence sismique de Médéa (Tableau IV-7) et des dix mécanismes focaux des tremblements de terre qui se sont produits dans les parties nord et est de la région de Médéa (Tableau IV-10) pour l'inversion du tenseur de contrainte. Le tenseur de contrainte le mieux ajusté est obtenu en minimisant l'écart angulaire (produit scalaire moyen) entre les vecteurs de glissement observés et calculés sur les plans nodaux des FM (Delouis et al., 2002; Beldjoudi et al., 2009; Beldjoudi, 2011; Beldjoudi et al., 2016; Khelif et al., 2018). Les solutions les plus adaptées (cercles noirs) indiquent que l'axe σ_1 est horizontal (plongement = 7°) et orienté N335 ° E, l'axe σ_2 est horizontal (plongement = 6 °) et orienté N65 ° E, et l'axe σ_3 est presque verticale (plongement = 81 °) (Figure IV-10). Tous ces résultats sont obtenus avec un score de 0,96, ce qui montre que tous ces FM sont très cohérents avec le tenseur de contrainte commun. Nous avons noté que les meilleurs scores

Event N°	Plan (1)			Plan (2)		
	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1	246	56	86	73	34	96
2	225	72	88	51	18	96
3	218	75	123	330	36	26
4	54	47	88	237	43	92
5	114	85	174	205	84	5
6	03	40	6	268	86	130
7	84	83	170	175	80	7
8	88	56	130	205	56	42
9	45	45	69	253	49	110
10	171	51	44	50	57	132

Tableau IV-10 Les mécanismes focaux des séismes significatifs dans le centre de l'Algérie entre 1989 et 2016, qui ont été utilisés pour calculer le tenseur des contraintes régionales.

correspondent soit au régime de compression (axe subvertical σ_3 , soit au régime de coulissage (axe subvertical σ_2).

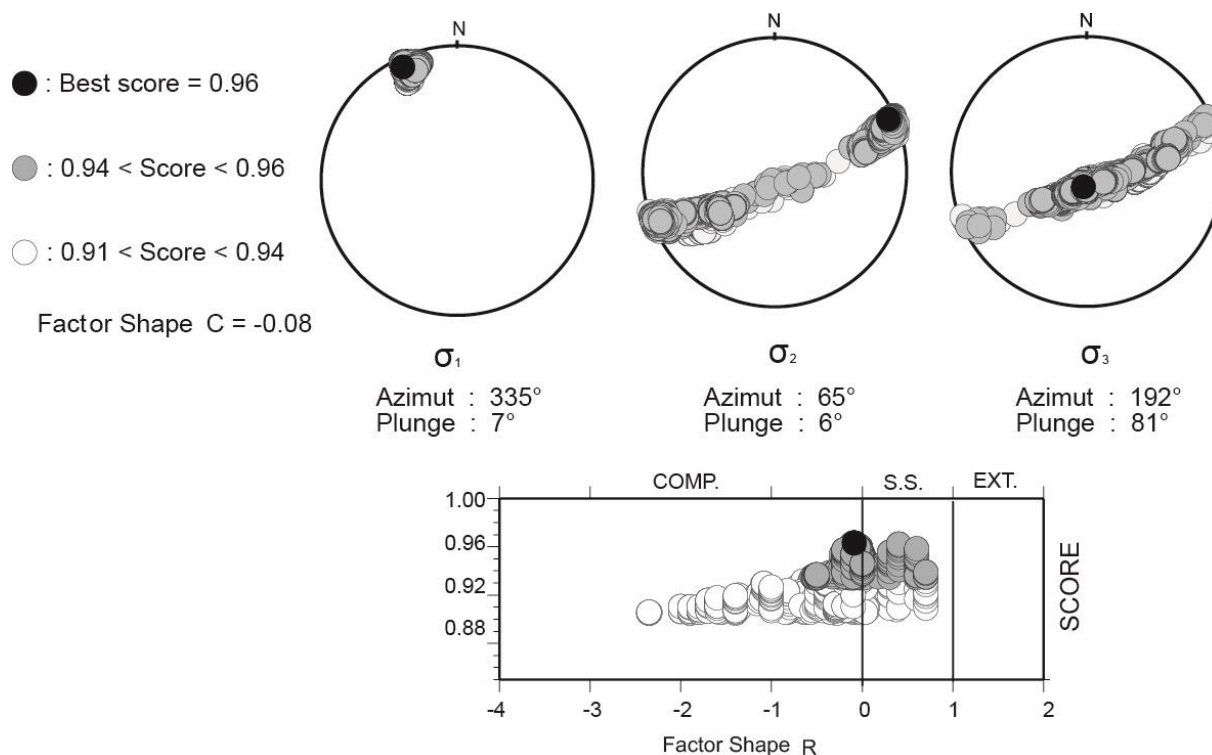


Figure IV-10 a) Les solutions pour les axes σ_1 , σ_2 et σ_3 . Les projections équivalentes de l'hémisphère inférieure sont tracées avec l'azimut et le plongement des principaux axes de contrainte indiqués. La solution la mieux adaptée (score = 0,96, calculé en faisant la moyenne des produits scalaires des vecteurs de glissement observés et calculés) est représentée par un cercle noir. Les solutions avec des scores légèrement dégradés (0,94 à 0,96) sont indiquées par des cercles gris ; nous considérons ces intervalles de confiance. Les solutions avec des cercles vides correspondent à des scores de 0,91 à 0,94. Le tracé d'une gamme de solutions fournit une représentation graphique de l'incertitude dans l'orientation de l'axe de contrainte et le facteur de forme de contrainte C. b) Diagramme des scores en fonction du facteur de forme de contrainte pour les principaux axes de contrainte. C = -0,08, ce qui correspond à un régime de contrainte de compression (nommé "COMP." sur la figure). "S.S." désigne un décrochement et "EXT." désigne une contrainte d'extension.

Sur un diagramme score versus facteur de forme (C), Cela est lié à la possibilité que les axes σ_2 et σ_3 occupent des positions similaires dans les tracés stéréographiques; l'axe σ_1 est bien contraint dans ce cas. La possibilité d'un régime de coulissage est liée au fait que les trois événements examinés dans cette étude présentent de petites composantes de failles normales, qui ne peuvent pas être expliquées par un axe subvertical σ_3 .

IV.6. Transfert de la contrainte de coulomb

Nous utilisons le programme de Coulomb afin de comprendre l'interaction entre les segments de faille en estimant le transfert de contraintes entre les événements. Premièrement, nous étudions si le premier événement Mw4.4 a chargé l'état de contrainte de la faille sur lequel le deuxième événement Mw4.1 s'est produit. Nous examinons ensuite si ces deux événements ont chargé l'état de contrainte du troisième événement Mw4.6.

Nous simulons le transfert de contraintes statiques suite au premier événement de la séquence sismique dans un demi-espace élastique (Okada, 1992) en utilisant le logiciel Coulomb 3.4 (Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005). Nous supposons un module de cisaillement $\mu = 3,2 \times 10^5$ bar, le coefficient de Poisson $\nu = 0,25$ et $\mu' = 0,4$ (King et al., 1994; Semmane, 2005; Lin et al., 2011; Kariche et al., 2017; Khelif et al., 2018; Dabouz and Beldjoudi, 2019). Les paramètres de source obtenus à partir de la modélisation de la forme d'onde des segments de faille sont donnés dans le tableau IV-11.

Event	Seismic source (°)			Seismic moment (Nm)	Length (km)	Width (km)	Reverse slip (m)	Right lateral slip (m)	Total slip (m)
	Strike	Dip	Rake						
1	63	70	-5	4.7×10^{15}	1.11	1.70	-0.007	-0.078	0.078
2	15	65	-18	1.7×10^{15}	0.70	1.31	-0.018	-0.054	0.057
3	219	74	-5	9.4×10^{15}	2.04	1.52	-0.008	-0.094	0.094

Tableau IV-11 Les Paramètres de faille utilisés pour calculer le changement de contrainte de Coulomb ΔCFF .

V.6.1 Changement de l'état de contrainte suite au premier événement

Nous calculons d'abord la variation de la fonction de coulomb ΔCFF pour $z = 5$ km. Nous introduisons les paramètres de la faille source (azimuth, pendage, angle d'inclinaison) qui sont 63° , 70° , -5° , ceux du premier événement (faille de Bouaichoun) et les paramètres de la faille cible qui sont 15° , 65° , -18° sur laquelle a lieu le deuxième événement (SW faille de Rafsah).

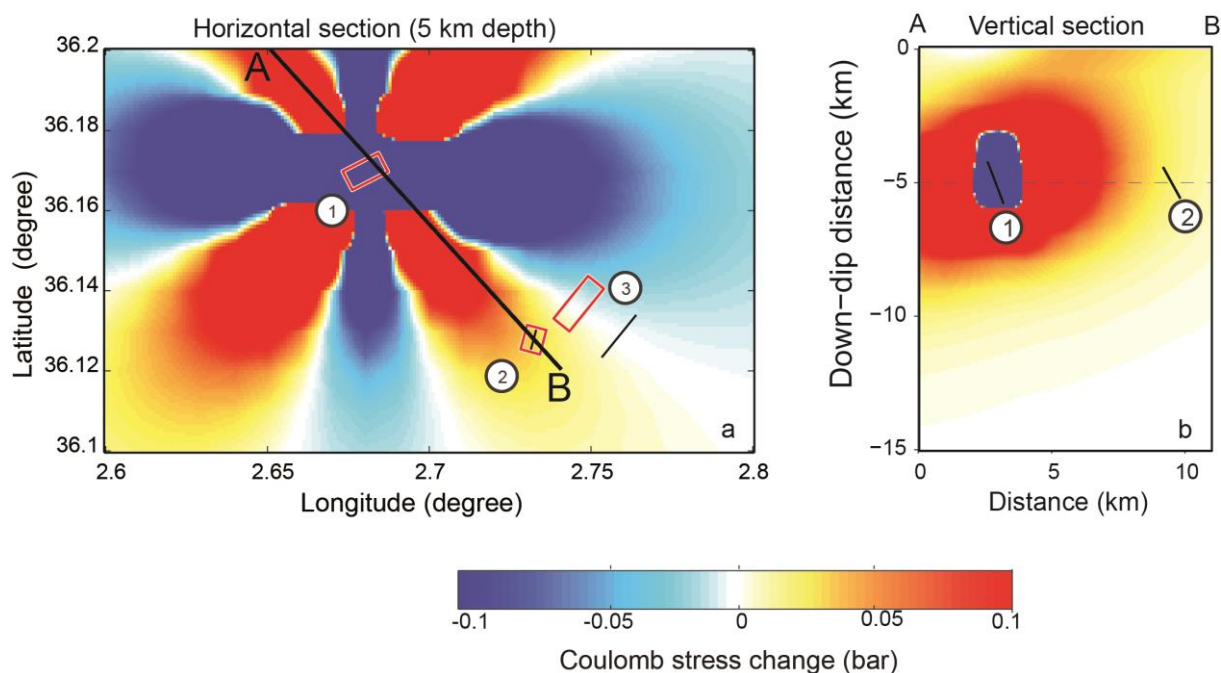


Figure IV-11 Modification de la contrainte de Coulomb (ΔCFF) due à la faille source 1 (strike 65° , dip 77° , rake -5°) sur la faille réceptrice 2 (strike 15° , dip 65° , rake -18°) pour un coefficient de friction de $\mu' = 0,4$. Le bleu indique une diminution du stress; le rouge et le jaune indiquent une augmentation du stress. a) Tracé horizontal (vue en plan) calculé à 5 km de profondeur. Les rectangles rouges représentent une projection horizontale de tous les segments de faille. b) Coupe transversale A–B de a. 1 et 2 indiquent les failles source et cible, respectivement.

La figure IV-11a montre quatre lobes positifs, deux aux extrémités de la faille source et deux dans les segments Nord-Ouest et Sud-Est, c'est dans cette région où se localise la faille cible (faille de Bouaichoune). Les autres régions affichent une diminution de ΔCFF . La valeur de la fonction de Coulomb calculée pour l'épicentre du deuxième événement est de $\Delta CFF = 0,087$ bar, une valeur faible mais positif. Nous confirmons donc que le deuxième événement a été chargé par le premier événement.

V.6.2 Changement de l'état de contrainte suite au deuxième événement

Nous avons calculé par la suite ΔCFF à $z = 10$ km pour deux valeurs de μ' , $\mu' = 0,4$ et $0,1$. Les paramètres de la faille source sont ceux du premier et deuxième événement, et les paramètres de la faille cible sont 219° , 74° et -5° ceux du troisième événement.

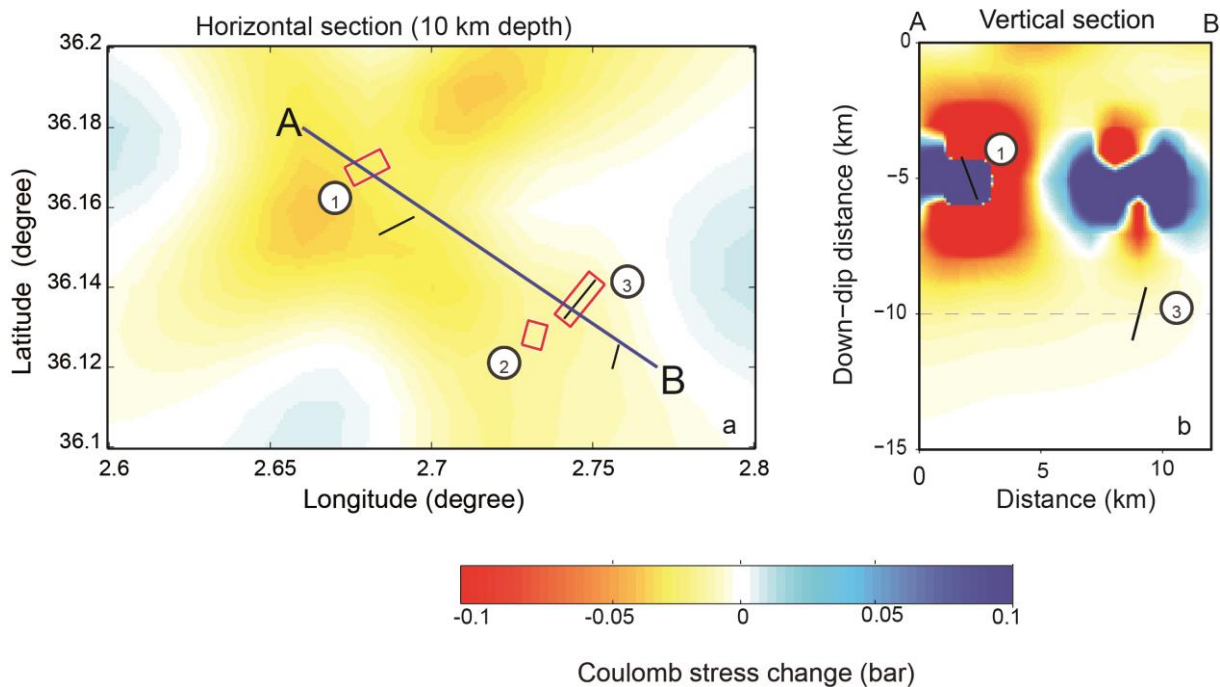


Figure IV-12 ΔCFF dû aux failles sources 1 et 2 (strike 15° , dip 65° , rake -18°) sur la faille réceptrice 3 (strike 219° , dip 74° , rake -5°) pour $\mu' = 0,4$. Le bleu indique une diminution du stress ; le rouge et le jaune indiquent une augmentation du stress. a) Coupe horizontale (vue sur plan) calculée pour $\mu' = 0,4$ à 10 km de profondeur. b) La coupe verticale A–B dans qui montre la variation de la ΔCFF avec la profondeur. La faille source englobe ici la contribution combinée des failles 1 et 2 (non tracés sur la figure). La faille 3 est la faille réceptrice.

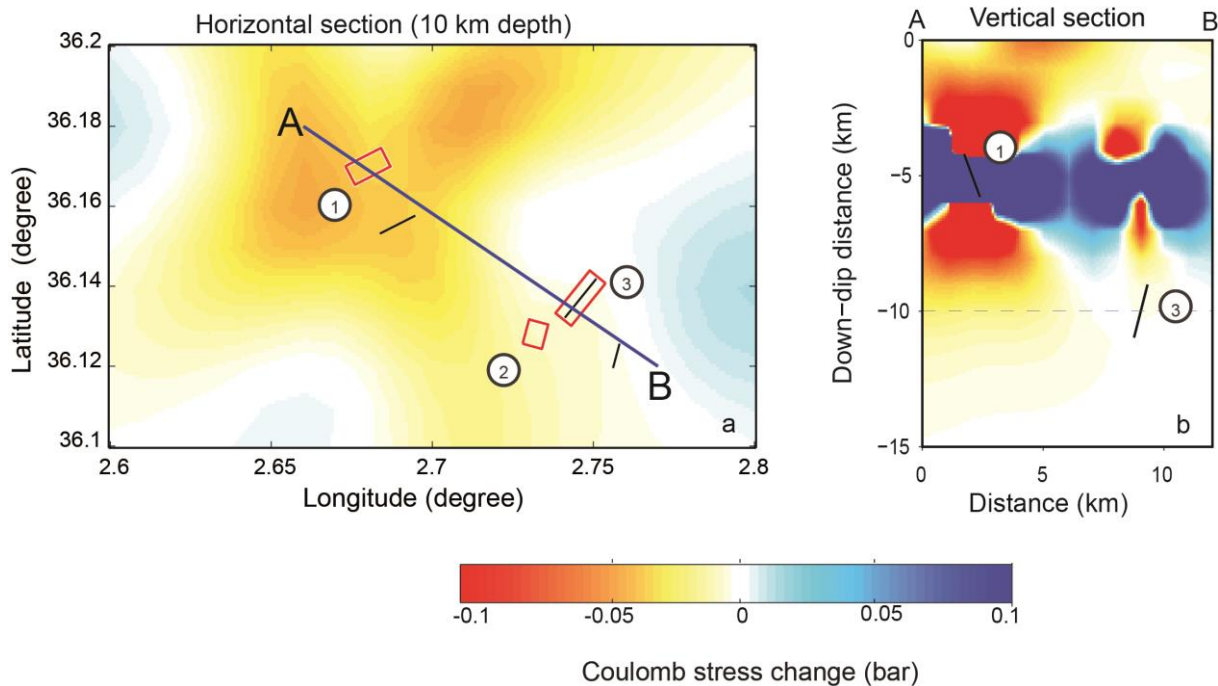


Figure IV-13 ΔCFF dû à la faille source 1 et 2 sur la faille réceptrice 3 pour $\mu' = 0,1$. La figure est structurée de la même manière que dans la figure IV-12.

La faille cible, qui est le segment nord-est de la faille Rafsah, est située au Sud-Est du premier événement et au nord-est du deuxième événement. $\Delta CFF = 0,003$ bar pour $\mu' = 0,4$ (figure IV-13), ce qui est bien en dessous de la limite de déclenchement sismique qui est de 0,1 bar (King et al. 1994). Nous diminuons μ' à 0,1 pour explorer la sensibilité au coefficient de friction, ce qui diminue l'influence de la contrainte normale (σ_n) et augmente l'influence de la contrainte de cisaillement (τ) sur le calcul de la ΔCFF (figure IV-14). Nous notons que ΔCFF augmente à 0,007 bar, ce qui est légèrement supérieur à la valeur obtenue pour $\mu' = 0,4$, mais toujours en dessous de la limite de déclenchement sismique défini par King et al. (1994). Par conséquent, un niveau de déclenchement $<0,1$ bar peut avoir été suffisant dans ce cas pour contribuer à la survenu du troisième événement lorsque la CFF est inférieur à ce seuil critique.

IV.7. Discussion et Conclusions

La région de Médéa est une zone active avec des tremblements de terre modérés ; aucun événement significatif n'a été signalé au cours de l'ère historique et instrumentale. La séquence sismique de Médéa Mai-Août 2007 est située au sud-ouest de la ville de Médéa, à l'extrémité du bassin de Cheliff et s'est produite sur deux failles de coulissage parallèles, (Figure IV-14).

Plusieurs séquences sismiques ont été enregistrées dans le nord de l'Algérie au cours des vingt dernières années, notamment dans la partie centrale de l'Atlas Tellien, nous citons comme exemple la séquence sismique Médéa 2007, la séquence Hammam-Melouane (Yelles-Chaouche et al.2017) et la séquence Mihoub (Khelif et al.2018). Comme mentionné ci-dessus, la localisation de cette séquence sismique a été faite par un réseau sismique, qui ne présente pas une distribution géométrique optimale. Pour résoudre ce problème, de nombreux modèles de vitesse ont été testés pour optimiser la localisation. On remarque que les localisations avec des modèles de vitesse différents sont très proches et comparables en termes d'erreurs (Tableau IV-4). Les centres sismologiques internationaux et régionaux ont localisé les trois événements principaux (Figure IV-1). Les épicentres donnés par l'USGS (United States Geological Survey, USA), l'EMSC (Euro-Med Seismological Center) et l'IGN (Instituto Geografico Nacional) sont situés au sud-ouest de la zone épicentrale et sont proches du lieu de nos événements. Alors que l'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) n'a localisé que deux événements (le premier et le troisième), le premier est situé dans la partie sud de la zone épicentrale (en dehors de la figure IV-1), le dernier est dans la zone épicentrale région.

Deux méthodes ont été utilisées pour estimer les paramètres de la source : la modélisation de forme d'onde et l'approche de déplacement spectral. Les paramètres des sources sismiques obtenus par ces deux méthodes sont similaires pour chaque événement montrant la fiabilité de notre étude et de nos données. Nous calculons également le tenseur de contrainte régional dans la région et les changements de contrainte de Coulomb pour expliquer et comprendre l'interaction entre ces trois événements.

Nous avons utilisé les enregistrements de cinq stations sismiques à large bande pour calculer les paramètres de la source sismique des trois événements dont les magnitudes de moment varient entre (4.1-4.6). Le FM a été obtenu à partir d'une inversion de forme d'onde de source ponctuelle en utilisant les enregistrements de toutes les stations à large bande pour le premier événement et quatre stations à large bande pour les deuxième et troisième événements. Ces stations à large bande sont situées à des distances locales et régionales (figures IV-4, IV-5, IV-6). Les FM obtenus au cours de cette séquence sismique montrent un régime de coulissage avec un mouvement sénestre orienté NE-SW pour le premier plan et un mouvement dextre orienté NW-SE pour le deuxième plan avec une composante normale faible. Pour contraindre la profondeur focale de chaque événement, les paramètres de la source ont été calculés pour plusieurs profondeurs variant entre 1 et 15 km (Figures. IV-4b, IV-5b, IV-6b).

En consultant les instituts sismologiques régionaux tel que l'INGV et l'IGN, on a retrouvé les mécanismes focaux du premier et troisième événement. On remarque une tendance générale d'un coulissage sénestre pour les plans orientés NE-SW et dextre pour les plans orientés NW-SE. Les paramètres des plans de faille (azimut, pendage et angle d'inclinaison) sont très proches (Tableau IV-6). Les magnitudes de moment calculées dans ce travail sont également très proches de celles calculées par INGV et IGN, elles varient de $\pm 0,2$. La FM du deuxième événement n'a été calculé par aucun institut probablement parce que l'amplitude est faible par rapport aux deux autres événements. Nous notons que seule l'USGS a donné une $M_w 4.4$ pour ce deuxième événement (Tableau IV-1). Si nous comparons également les paramètres de source obtenus par spectres de déplacement avec ceux obtenus par inversion de forme d'onde, nous constatons que les résultats obtenus par les deux méthodes sont similaires. Les valeurs M_0 et M_w calculées par les méthodes d'amplitude spectrale et la méthode FMNEAR sont similaires, démontrant ainsi la fiabilité de la présente étude (Tableau IV-7)

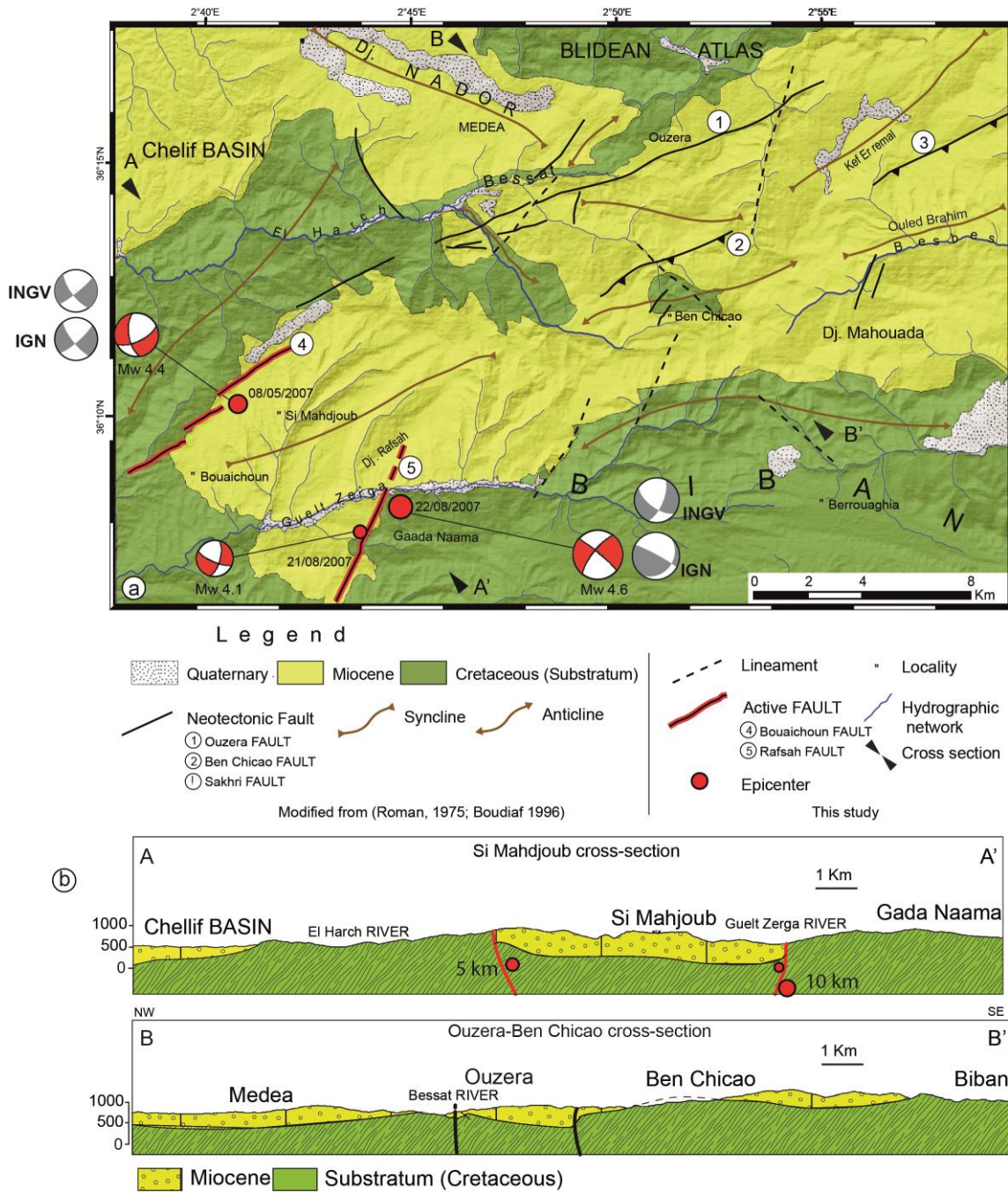


Figure IV-14 a) Identique à la Fig. 2b. Les mécanismes au foyer rouge sont ceux des principaux événements obtenus dans cette étude. Les mécanismes focaux gris sont donnés par centres sismologiques internationaux (IGN et INGV) pour les premier et troisième événements. b Coupes géologiques NW-SE : Si Mahdjoub, A-A' ; Ouzera-Ben Chicao, B-B'. Les cercles rouges tracés dans la coupe A-A' sont une présentation approximative de l'événement principal.

Au cours de notre enquête géologique sur le terrain, d'autres failles sismogènes ont été observées et sont illustrées dans la Figure IV-14. Le contact entre le dépôt de Miocène et le substratum du Crétacé dans la zone nord de Bouaichoun correspondent à une faille en échelon de 8 km de long, orientée N62° E. Le contact semble être une structure active parallèle à la zone de faille d'Ouzera ; nous appelons ce segment la Faille de Bouaichoun. Légèrement au sud-est, une faille d'environ 7 km de long, orientée N20° E, concrétise le contact entre la partie inférieure des gisements miocènes et le substratum crétacé que nous avons désigné comme la faille de Rafsah (Figure IV-14).

Pour tracer les principaux événements sur la carte géologique, nous notons que le premier événement s'est produit près de la faille de Bouaichoun d'orientation NE-SW, qui semble être une continuation de la faille d'Ouzera au sud-ouest. Le mécanisme focale obtenue par modélisation de forme d'onde indique une solution de plan de faille orientée NE – SW. Le strike, dip et rake sont de 63°, 70° et -5° correspondent au segment de faille aligné N50° E qui coïncide avec l'orientation du segment de Bouaichoun (Figure IV-14). Nous confirmons que cette structure est active. Le mécanisme focal du deuxième événement présente un plan nodal orienté NNE – SSO avec un mouvement latéral sénestre, qui peut être associé à la faille de Rafsah identifiée. La modélisation de la forme d'onde nous donne une solution avec un strike, dip et rake du plan de faille de 219°, 74° et -5°, respectivement, pour le troisième événement que l'on associe un mouvement latéral sénestre.

Aucune activité sismique n'a été détectée après le premier événement, cependant, l'activité a commencé après le deuxième événement le 21 août. Aucun réseau temporaire n'a été installé lors de cette séquence sismique. Nous avons utilisé les enregistrements des stations sismiques permanentes qui sont dispersées par rapport à l'emplacement de la réplique, aussi on note que le nombre de répliques qui a été enregistré et localisé n'ai pas très grand. Seuls vingt-cinq d'entre eux ont été sélectionnés selon les critères cités dans la section IV.3.

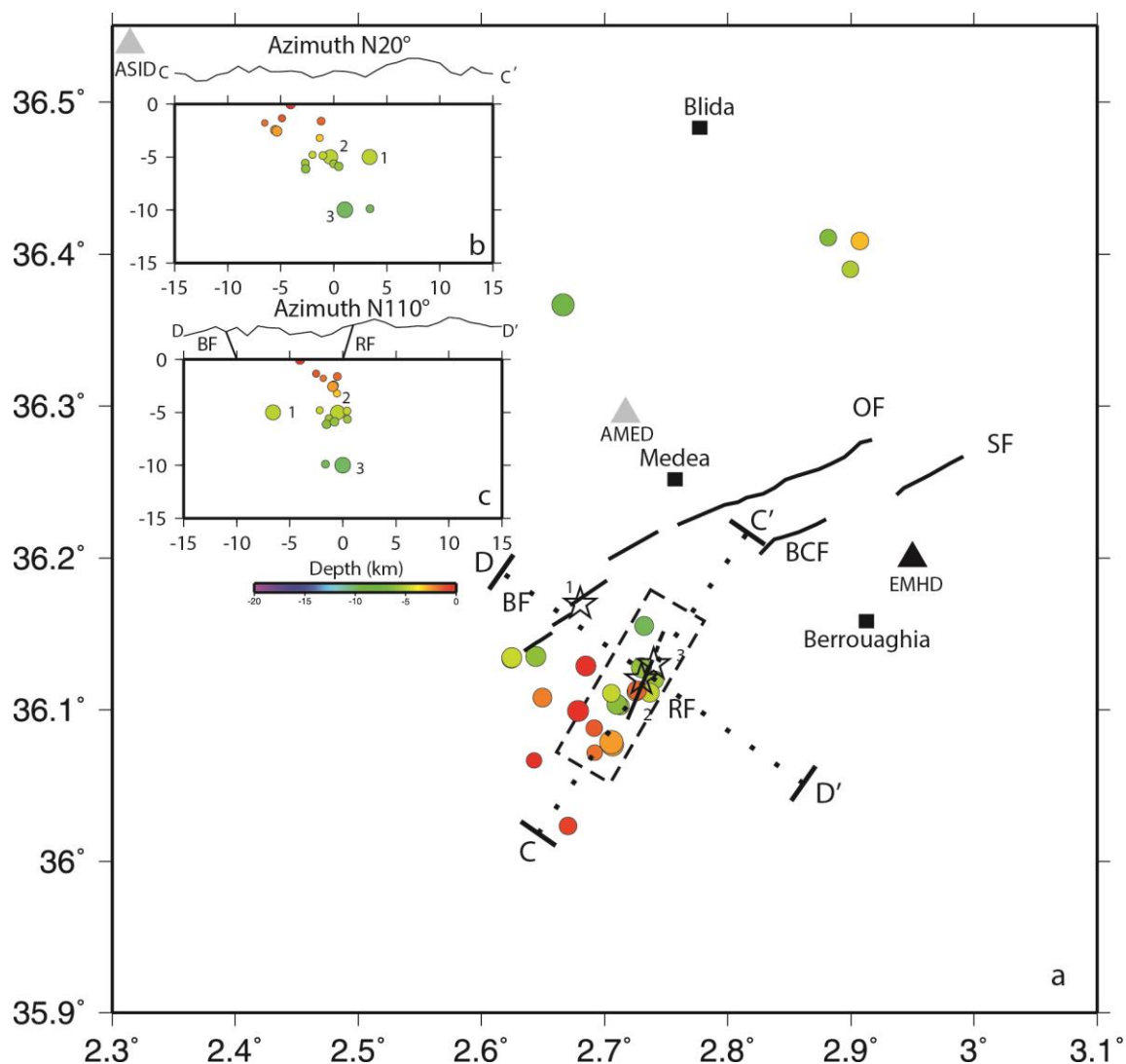


Figure IV-15 a Localisation des répliques de la séquence sismique de 2007. BF : Faille de Bouaichoun ; DE : Faille d'Ouzera ; SF : faille de Sakhri ; BCF : faille de Ben Chicao. Les étoiles 1, 2 et 3 correspondent aux trois principaux séismes. AMED est la station temporaire installée à Medea. La boîte en pointillés montre les limites des répliques tracées dans les coupes C–C' et D–D'. b Coupe montrant les emplacements des répliques selon un azimuth N20°E. c Comme b, mais selon un azimuth N110°E.

Les répliques sélectionnées forment une distribution allongée de ~20 km de long, orientée N20°E, le long de la faille de Rafsah (Figure IV-15). Nous sélectionnons uniquement les répliques situées à l'intérieur du rectangle en pointillés de la Figure IV-15. Ce nuage de répliques est alors projeté sur des sections transversales dont les azimuths sont N20°E et N110°E afin d'illustrer cette colinéarité avec la faille de Rafsah (Figure IV-15a). La distribution des hypocentres le long de la section transversale N20°E sur une étendue de ~20 km et s'alignant sub-verticalement à une profondeur de 0 à 10 km. Les coupes verticales montrent que la plupart des hypocentres sont situés entre 5,0 et 10,0 km de profondeur. L'étendue planaire des

événements dans la coupe C–C' est de ~13 km (Figure IV-15b), et la coupe perpendiculaire D–D' décrit un segment de faille sub-vertical, qui peut correspondre à une géométrie attendue de la faille de Rafsah en profondeur (Figure IV-15c).

L'état de contraintes calculé pour la région de Médéa est soit un coulissage, soit une compression, selon que l'axe est plus proche de la verticale σ_2 ou σ_3 (Figure IV-11). L'ambiguïté est liée à l'existence de composantes de failles normales pour les trois événements, ce qui tend à favoriser la solution du tenseur de contraintes avec une composante verticale σ_2 (régime de décrochement). L'axe le plus compressif σ_1 trouvé par l'inversion des contraintes est bien contraint pour être proche de la tendance horizontale N335 °. La tendance est presque identique aux valeurs calculés pour le nord de l'Algérie (Beldjoudi et al., 2009; Beldjoudi, 2011; Beldjoudi et al., 2016; Soumaya et al., 2018).

Nous concluons que le premier événement a déclenché le deuxième événement sur la base d'estimations de l'état de contrainte après chaque événement. L'association du premier et deuxième événement peut avoir contribué à la charge de contrainte et ainsi contribuer au déclenchement du dernier événement. Nous avons trouvé un ΔCFF positif mais faible ($\ll 0,1$ bar) même celui calculé avec $\mu' = 0,1$.

La séquence de 2007 démontre que des failles actives persistent dans la zone épiscopale, qui est marquée par un raccourcissement NNW-SSE à ~ 5 mm / an (Calais et al., 2002; Sella et al., 2002; Palano et al., 2015; Bougrine et al., 2019). La région de Médéa connaît une sismicité modérée avec un taux de sismicité faible. Nous avons identifié deux failles significatives liées aux trois événements dans cette séquence. La faille de Bouaichoun, longue de 8 km en échelon, peut être une extension vers le sud-ouest de la faille d'Ouzera ; si tel est le cas, une rupture complète des deux segments entraînerait un tremblement de terre de $M_w \sim 5,7$. La faille d'Ouzera d'une longueur de ~20 km, peut être considérée comme le plus grand risque sismique de la région, capable de produire un tremblement de terre d'une magnitude maximale estimée à $M_w 6,3$. La faille de Rafsah orientée N20 ° E, longue de 6 km, semble être une continuation de la faille de Ben Chicao au sud-ouest. Cette faille sub-vertical peut générer un événement de magnitude $M_w \sim 5,5$. La caractérisation des failles dans la présente étude peut aider à améliorer l'évaluation du risque des tremblements de terre dans la région de Médéa, dont la sismicité reste pratiquement non étudiée.

Cette étude vient renforcer l'ensemble des études géologiques menées dans la région de Médéa et ses environs, et apporte de nouvelles informations sismotectoniques et quelques éclaircissements. Le plus important est la présence de failles actives qui sont principalement

orientées ~ NE-SW qui peuvent générer des séismes modérés d'une magnitude de moment inférieure à 5,5. Dans la partie nord de ces failles, nous rapportons la présence de grandes structures sismogènes comme la faille du bassin de la Mitidja en bordure sud, la faille du Mont-Chenoua, la faille Anticline sahel et la faille Boumerdes-Zemmouri qui présentent un fort potentiel d'activité sismique et peuvent générer des événements avec magnitude du moment supérieure à 6,0 (Figure IV-1). Nous tenons à préciser que pour cette étude, nous ne disposions pas de la meilleure configuration géométrique du réseau afin de mieux contraindre la séquence sismique. En utilisant la contrainte, nous avons pu déterminer les paramètres de la source sismique en exploitant des enregistrements large bande fiables qui ont un résultat fiable.

V. Séisme de Mont Chenoua

supérieur. Durant l'année 1957, Magne et Durand Delga ont remarqué la présence du Crétacé supérieur sur divers points de la chaîne calcaire. La première carte géologique de la région de Tipaza a été concrétisée par Ayme, en 1962 avec une échelle 1/50 000^{ème}. Une nouvelle étude sur le Mont Chenoua après l'indépendance fut entamée par Lepvrier 1967 où il présente un schéma structural sur le massif ; un autre travail sur la microtectonique de la série paléozoïque, a été établi par Lepvrier 1974 où il a démontré l'existence de structures d'âge hercynienne. Au cours des années 1967 et 1969, Durand Delga a mené une synthèse sur le Tell en proposant de remplacer le terme de « chaîne calcaire » par celui de « Dorsale kabyle ». Durand Delga a utilisé le terme de « dorsale maghrébine » pour désigner la dorsale kabyle qui représente la couverture mésozoïque et paléogène de la marge sud des massifs internes en 1980. Les principaux traits de certaines structures géologiques de l'Algérie du nord et ce, par rapport à la tectonique alpine, ont été entamés par W. Wildi (1983) et Coutelle Duée (1984). Durant l'année 1986, J.P. Bouillin a subdivisé la dorsale kabyle du Djurdjura en trois unités, qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires (dorsale Interne, médiane et externe). Les travaux de recherches réalisés par Belhaï (1987) et Belhaï et al., (1990) ont permis de mettre en évidence l'existence d'un cisaillement transpressif dextre, d'âge Eocène moyen-supérieur qui affecte la dorsale du Mont Chenoua. Par ailleurs, Saadallah et al. (1996) ont souligné l'existence d'une zone de coulissage dextre entre les zones internes et externes des Maghrébides et la structuration en fleur de la dorsale kabyle du Djurdjura. Naâk M. (2010) a caractérisé l'existence d'un contexte transformant de la collision tello-kabyle d'après la transversale du Djurdjura, Grande Kabylie, dans le cadre tardi-orogénique de l'ouverture de la Méditerranée Occidentale.

V.2. Le contexte morphologique

Le massif du Mont Chenoua est représenté par des collines d'altitude moyenne, orientées généralement d'est en ouest, prolongeant dans cette direction le Sahel d'Alger situé à l'Est de l'Oued Nador. Cette morphologie forme une transition entre la plaine de la Mitidja et le sommet du Mont Chenoua. La partie orientale de la zone d'étude présente un relief très accidenté. L'altitude augmente du sud au nord.

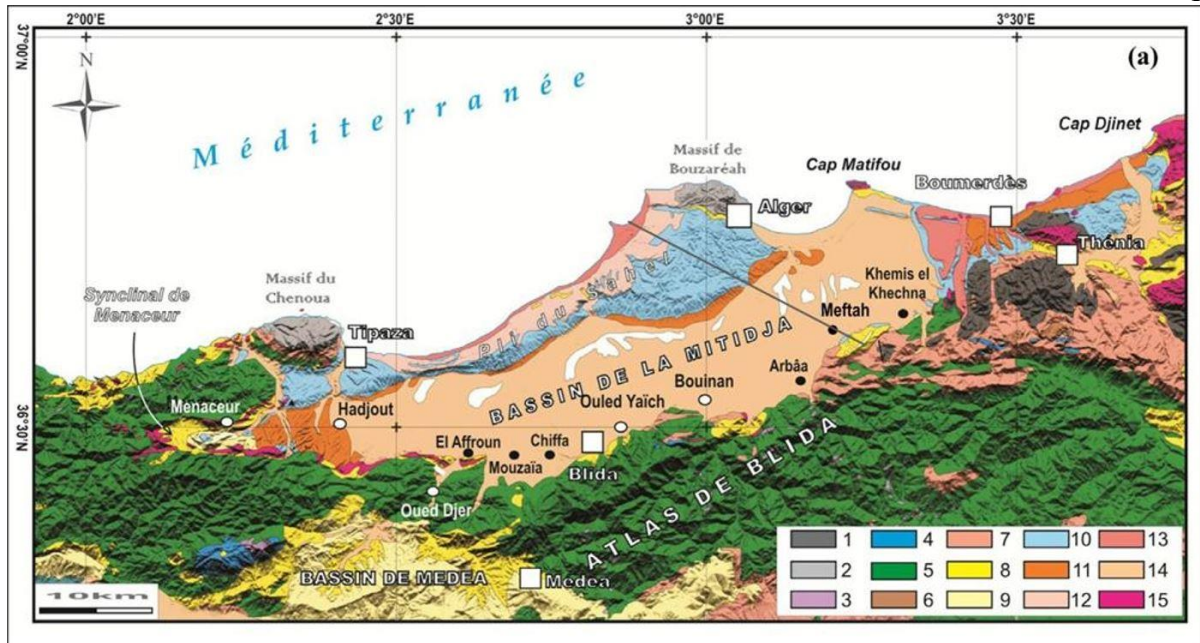


Figure V-2 Carte morphogéologique du bassin de la Mitidja et ses environs (données topographiques SRTM-3 et carte géologique d'Algérie au 1/5000000). Seul les terrains géologique sont mentionés. 1: Terrains métamorphiques; 2: Socle primaire; 3: Trias; 4: Jurassique; 5: Crétacé; 6: Eocène; 7: Oligocène anté-nappes; 9: Miocène post-nappes; 10: Pliocène; 11: Villafranchien; 12: Calabrien; 13: Quaternaire marin; 14: Quaternaire continental; 15: Magmatisme indifférencié. (Guemache, 2010)

Ce massif est caractérisé par sa structure en éventail marqué par des contacts à pendage subhorizontaux. Sur les hauteurs du flanc Sud, le cœur de cette structure est formé par la chaîne qui, à l'Est s'enracine avant de disparaître au niveau d'un accident et à l'ouest, elle semble flotter sur les flyschs. La région est caractérisée par plusieurs ensembles de fractures liées au fonctionnement d'un accident décrochant dextre E-O, situé le long d'ancienne limites paléogéographique, suivi d'une deuxième déformation d'âge miocène inférieur indique un déplacement vers le sud de toutes les unités. Il est à noter que le premier ensemble de fracture d'orientation NW-SE affecte l'ensemble de la région d'Alger et souvent en décrochement à composante dextre, la région du Mont Chenoua est situé entre deux accidents de ce type. Le second ensemble orienté NNE-SSW se caractérise par des accidents affectant les couches superficielles, ces fractures qui ont été reconnues dans la région de Tipaza et d'Alger. Ces failles apparaissent en surface ont des rejets à composantes senestres notamment sur le Mont Chenoua. Le troisième est représenté par des formes structurales en pli-faille d'orientation ENE-WSW s'étendant à l'ouest d'Alger, formant la bordure nord de la plaine de la Mitidja, et présentant quelques évidences tectoniques quaternaires.

V.3. Les séquences sismiques du Mont Chenoua 1989, Tipaza 1990 et Ain Benian 1996.

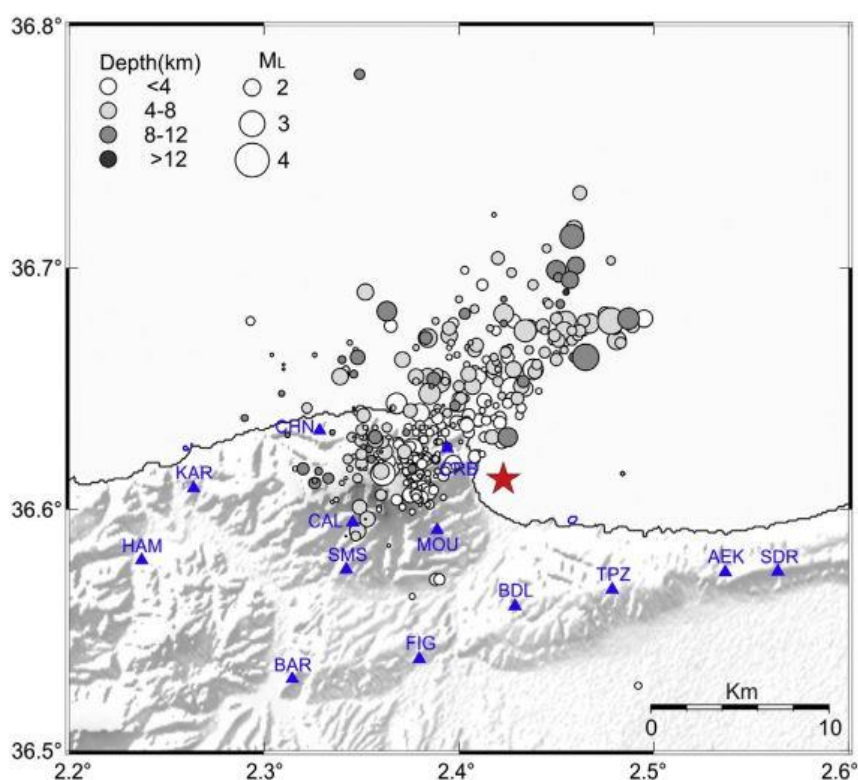


Figure V-3 La séquence sismique de la région de Tipaza-Chenoua suite au séisme du 29 octobre 1989. L'étoile rouge est le choc principal relocalisé (Bounif et al., 2003). Triangles bleus : les stations du réseau mobile temporaire (Ousadou et al., 2014)

Le 29 octobre 1989 à 19h 09mn 12.9s (GMT), un séisme de magnitude Ms6.0 (Bounif et al., 2003) a touché les environs du Mont Chenoua situé à 70 km à l'ouest d'Alger. Ce fut l'événement le plus fort enregistré dans l'Atlas Tellien après ceux d'El Asnam 10.10.1980, Ms7.3 (Ouyed et al., 1981; Deschamps et al., 1982; Philip and Meghraoui, 1983; Bezzeghoud et al., 1995; Meghraoui et al., 1996), et Constantine 27.10.1985, Ms5.9 (Bounif et al., 1987; Ousadou et al., 2014). Ce séisme, ressenti jusqu'à Alger, a causé la mort de 35 personnes et 700 blessés. Il a affecté beaucoup d'agglomérations, et d'importants dommages ont été observés essentiellement sur le flanc Sud-Est du Mont Chenoua, où les constructions anciennes ont été presque totalement détruites. Au Sud du Mont Chenoua, des fissures ont été observées en surface de direction E –W.

L'épicentre du choc principal a été localisé par le CRAAG (Centre de Recherche Astrophysique et Géophysique) aux coordonnées suivantes : 2.32° E 36.57°N, et les réseaux internationaux : NEIC 2.45° E 36.79° N, CSEM 2.40° E 36.73° N, et l'ISC 2.44° E 36.75° N

(voir tableau V-1). Le choc principal a été relocalisé aux coordonnées suivantes : 36.612 °N et 2.423° E (Bounif et al. (2003). La modélisation des ondes de volumes P et SH enregistrées par des stations « longue-période » et « large bandes » à des distances téléseismiques, définit un mécanisme au foyer inverse le long d'une faille d'azimuth 246°, pendage 56° et glissement 86° (Bounif et al., 2003).

Organisme	Longitude	Latitude	Prof.	Magnitude	Paramètre de la source		
					Strike (°)	Dip(°)	Rake(°)
CRAAG	36.57	2.32	10	-	-	-	-
CSEM	36.73	2.40	-	-	-	-	-
NEIC	36.79	2.45	6	6	246	66	89
IGN	36.75	2.44	5	5.7	-	-	-
CMT	36.84	2.92	15	5.9	91	48	119
Bounif et al	36.43	2.62	10	5.9	246	56	86

Tableau V-1 Localisation du choc principal par des stations internationales

La rupture est complexe, formée de deux sous-événements, et de fortes évidences montrent qu'elle s'est propagée du SW vers le NE. La distribution des répliques, enregistrées par un réseau local installé aussitôt après le séisme, suit une direction N40°E sur une surface qui s'étale sur 15 km de long et de 7 km de large avec un pendage de 60° orienté vers le NW. La majorité des solutions focales obtenues (Bounif et al., 2003) correspondent à des failles inverses, souvent associées à des composantes de décrochement sénestre sur un plan plongeant vers NW suivant une direction NE-SW.

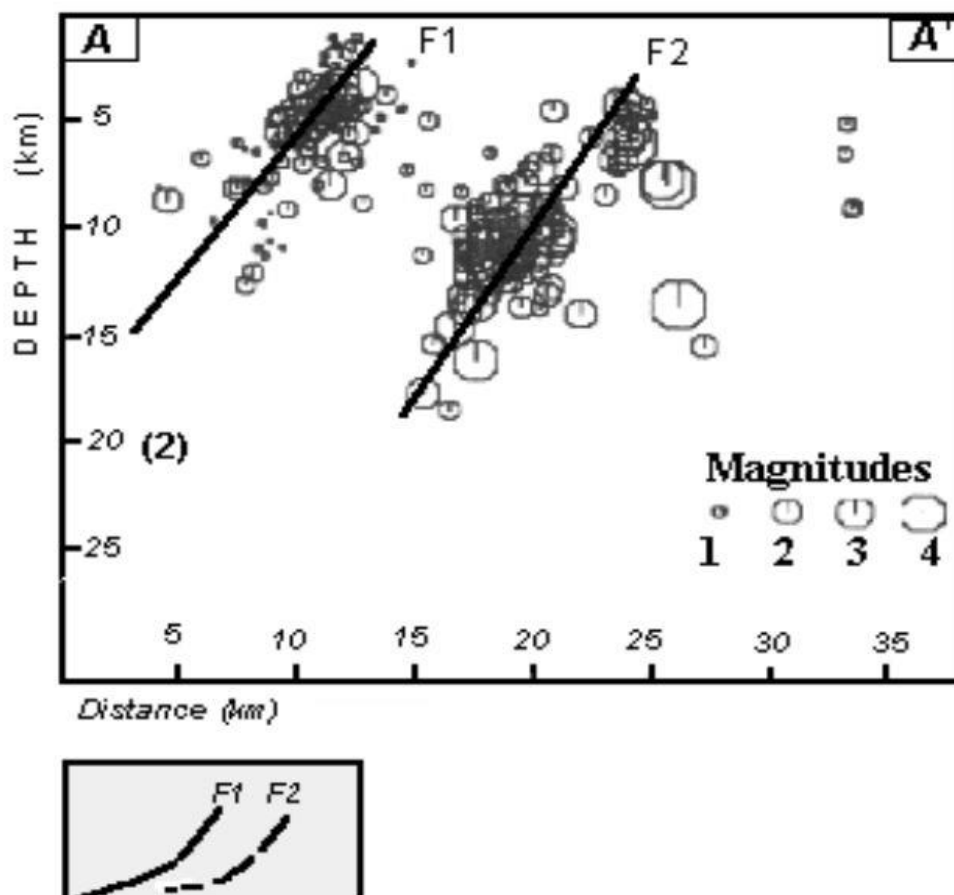
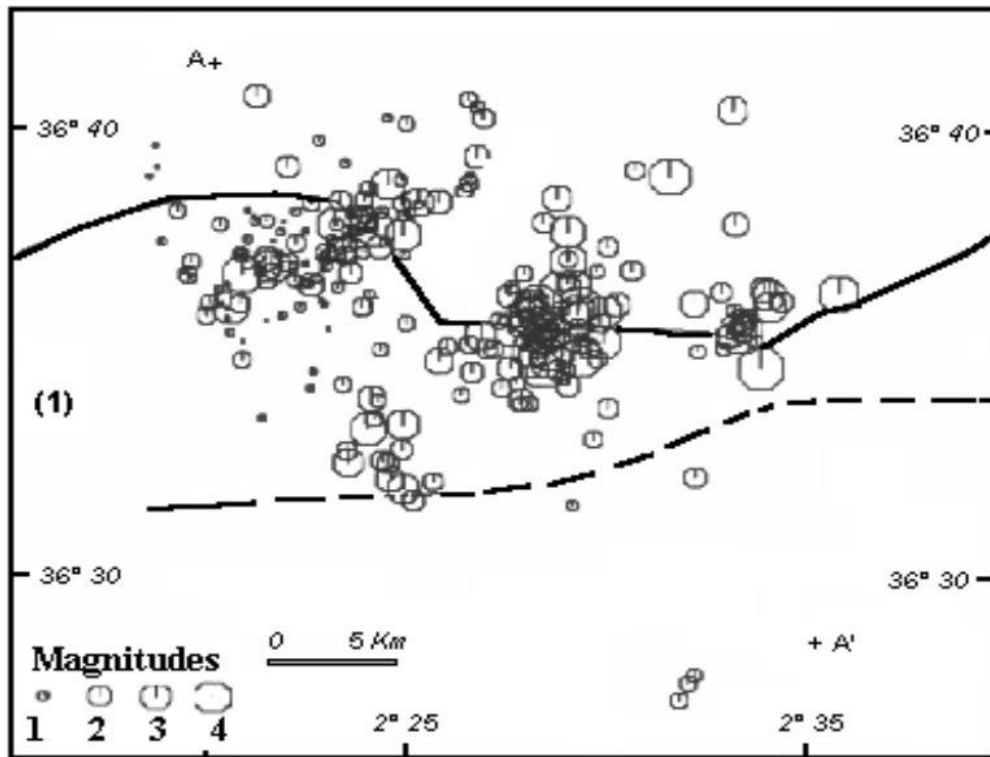


Figure V-4 (1) Distribution des répliques pour le séisme du Mont Chenoua du 29.10.1989 (à gauche) et le séisme de Tipaza du 09.02.1990 (à droite) d'après Sebaï 1997. Les tirés représentent la limite sud du Sahel anticlinal, A-A' indique la position de la section verticale présentée en (2). (2) Les hypocentres des réplique projetés sur le plan vertical A-A' le long de la direction NW-SE.

Environ 3 mois après le choc principal du séisme Mont Chenoua, une autre séquence a commencé quelques kilomètres à l'est, au nord-est de Tipaza. Un choc principal de magnitude Ms4.9 s'est produit le 09 Février 1990 à 09 :30min30sec (36.78°N, 2.48°E d'après l'ISC). Il a été suivi d'une séquence de répliques qui ont migré vers l'ouest-sud-ouest et vers la profondeur formant deux nuages de répliques distincts (Figure V-4). Les deux nuages orientés nord-est/sud-ouest sont situés à environ 5-10 km et 10-15 km de profondeur et s'étendent sur une longueur de 20 km. Bien que le choc principal ne soit pas bien localisé, l'évolution temporelle de la séquence de répliques suggère que le choc principal est associé au nuage de répliques le moins profond le plus à l'est autour de 2.56° E 36.58° N et une profondeur de 7-10 km (Sebaï and Ouahmed, 1997). La direction de la sismicité est NE-SW, le mécanisme au foyer calculé par CMT de Harvard (218 123 75) ; il est presque similaire à celui du Mont Chenoua.

Les résultats trouvés dans la région de Tipaza corrént avec les résultats obtenus pour l'étude du séisme du Mont Chenoua de 1989, selon Sebaï 1997, l'écart des deux nuages de points des deux séismes peut-être interprétés par la migration des évènements. D'après l'étude de Maouche (2002) et Harbi et al. (2004). la faille pourrait avoir un pendage variable impliquant deux rampes connectées par un 14 palier situé à près de 10 km de profondeur. Ainsi ils proposent que les deux failles à l'origine des séismes appartiennent à un système de faille en piggy-back c'est-à-dire que la faille de Mont Chenoua serai antérieure à la faille de Tipaza.

Le 04 septembre 1996 à 04h 14 mn, un séisme de magnitude 5.7 Sebai (1997) a secoué la région d'Alger et ses environs. Il a occasionné des dégâts à certains édifices particulièrement vétustes des localités suivantes : Ain Benian, Staoueli, Cheraga et Oued El Alleug. Ce séisme a été localisé en mer (36.90°N, 2.81°E d'après le CRAAG), Le mécanisme est compressif (Figure V-5) avec deux plans nodaux orientés NNS-SSW. Plusieurs répliques ont suivi le choc principal, malheureusement, un problème d'horloge a rendu ces enregistrements inexploitable.

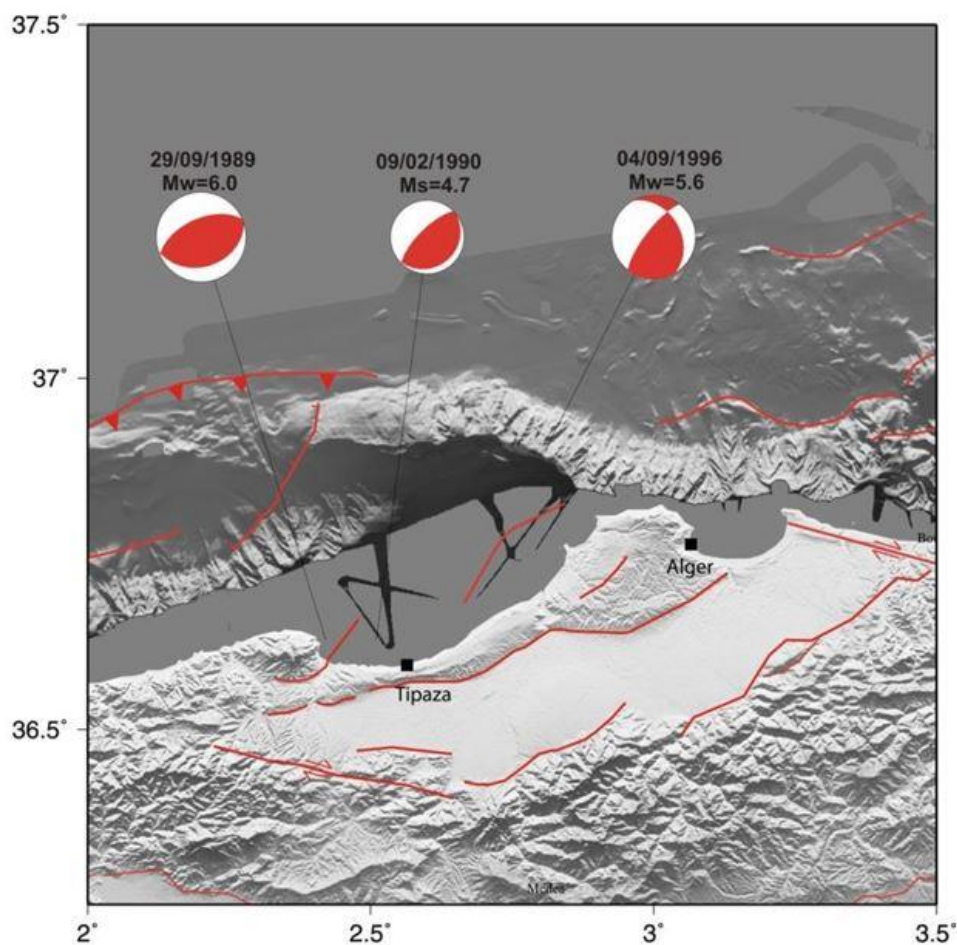


Figure V-5 Les mécanismes aux foyer des séisme de Mont Chenoua , de Tipaza 1990 et de Ain Benian 1996.

V.4. Calcul de l'état de contrainte dans la région de Tipaza

Plusieurs études ont montré que, dans une région donnée, la sismicité antérieure a une forte influence sur la localisation, et probablement aussi sur la date de la sismicité subséquente. De ces études, il a été déduit que les contraintes s'accumulent non seulement sur la faille génératrice de ce séisme, mais aussi dans une large région entourant cette faille. Dans ce travail, nous nous sommes intéressés aux séismes survenus dans l'ouest d'Alger, le Mont Chenoua (Mw6.0), Tipasa (Mw4.7) et Ain Benian (M5.7).

Les valeurs de la variation de la fonction de rupture de Coulomb CFF nous indiquent si un séisme rapproche ou éloigne, dans le temps, un plan de faille voisin de la rupture. Ceci est

dû au fait qu'il n'est pas possible de quantifier la proximité d'un plan de faille de la rupture du moment qu'on ne connaît pas l'état de contrainte absolue avant le séisme.

V.1.1 Changement de l'état de contrainte suite au séisme du Mont Chenoua

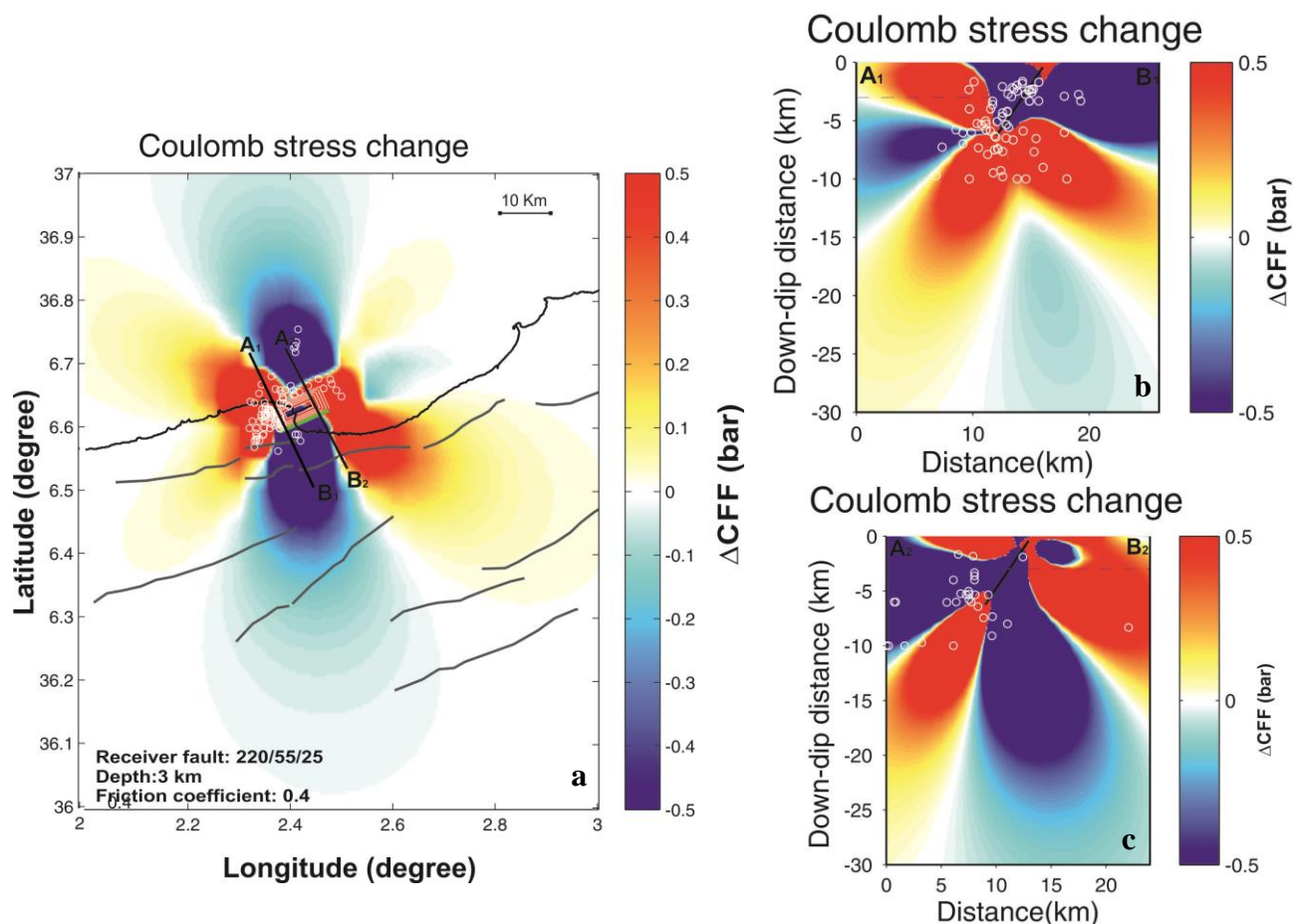


Figure V-6 a Carte de ΔCFF induite par la rupture de 1989, Mont Chenoua $Mw6$ sur la distribution des répliques (faille du récepteur : direction 220°, pendage 55°, inclinaison 25°). b et c Évolution de la contrainte de Coulomb le long des sections verticales A_1B_1 et A_2B_2 respectivement.

Afin d'examiner la relation entre les répliques et les changements de contrainte, nous avons calculé le changement de contrainte de Coulomb causé par le tremblement de terre du Mont Chenoua sur la zone environnante. La carte montre deux lobes positifs principaux aux extrémités NE et SW de la faille (Figure V-6). La plupart des répliques se sont produites dans des régions à stress élevé, d'autres répliques ont été situées là où le stress a chuté. Deux coupes, de 10 km de large et orthogonal à l'orientation générale de la faille et des répliques ont été présentées, les deux se croisent sections, montrent la répartition des répliques sur la profondeur,

qui sont situés entre 2 et 10 km, la plupart d'entre eux sont situés sur zone positive où le changement de contrainte de Coulomb a augmenté.

Les mécanismes aux foyers présentés en Figure V-7 sont ceux reconstruit manuellement par Oussadou et al. 2014 des 62 mécanismes retenues dans l'étude de Bounif et al. (2003). Ces mécanismes sont représentés par une projection d'égal surface sur la demi sphère inférieure ou toute les plans nodaux des solutions sont bien contraintes sans aucune donnée erronée. Oussadou et al. (2014). Une grande majorité des mécanismes correspond à des failles inverses, souvent associées à des petites composantes de décrochement sénestre, sur un plan plongeant vers NW et suivant une direction SW-NE ; ceci est en accord avec la géométrie de la distribution des répliques et le mécanisme focal du choc principal.

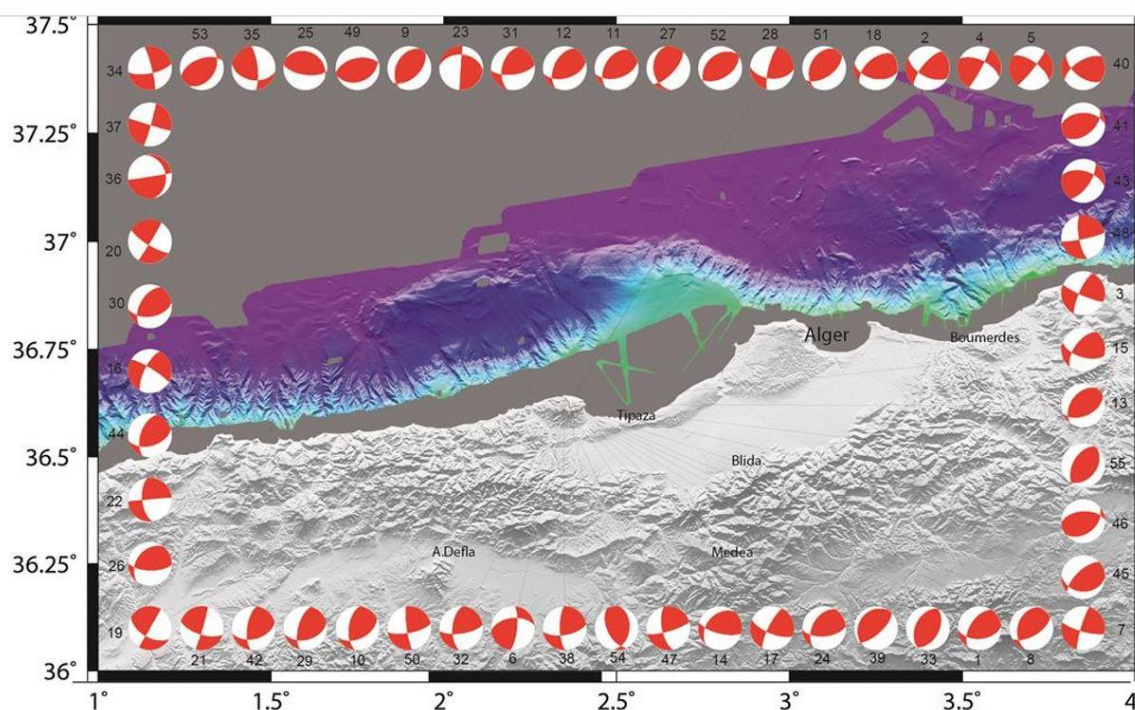


Figure V-7 Carte des mécanismes aux foyers des répliques enregistrées suite au séisme de Mont Chenoua le 29 Octobre 1989, les numéros a cote des mécanismes sont des Identifiants par ordre chronologique .

Par conséquent, pour enlever l'ambiguïté sur les plans de faille, nous avons calculé la variation de la contrainte de Coulomb co-sismiques sur les deux plans nodaux pour les 55 mécanismes focaux disponibles (répliques). Le changement de contrainte de coulomb est positif pour au moins un plan nodal dans 37 cas (67 %). 19 mécanismes focaux (35 %) présentent un changement de contrainte de Coulomb positif pour les deux plans nodaux, tandis que le

changement de contrainte de cisaillement est positif pour au moins un plan est de (43 %) (FigureV-8).

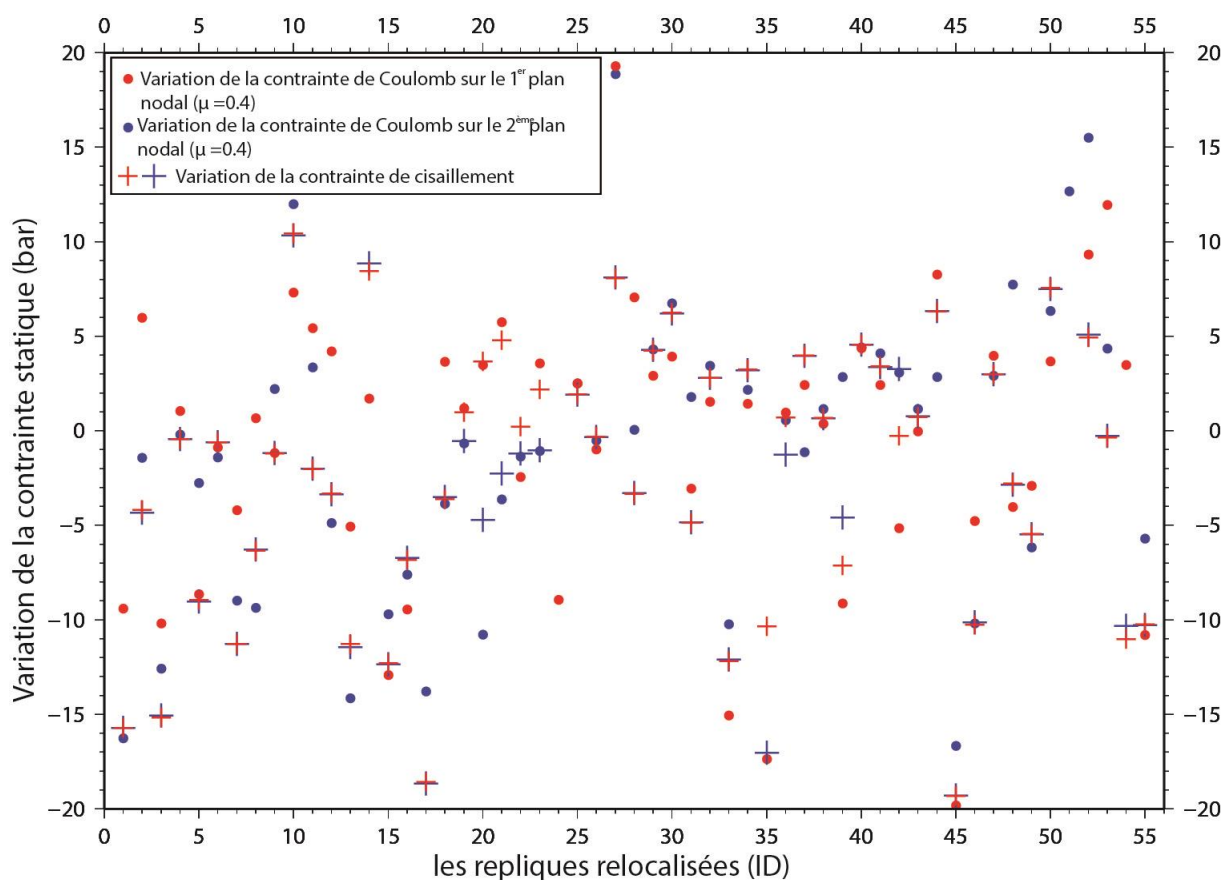


Figure V-8 Carte qui montre la valeur de ΔCFF et de la contrainte de cisaillement calculé pour les plans nodaux.

La répartition des répliques après le choc principal n'est pas totalement expliquée par la redistribution du champ de contrainte de Coulomb. Cette dernière pourrait nous renseigner sur les futures régions favorables à une activité sismique et celles défavorable à une éventuelle sismicité. La rupture du séisme du Mont Chenoua s'est produite dans une zone étroite où une série d'événements post-sismiques se sont produits. Afin de voir si ce séisme a perturbé l'état de contrainte des régions avoisinantes, nous avons calculé la variation de la contrainte de coulomb dans le but de voir cette influence et si ces failles s'interconnectent entrent-elles (FigureV-9).

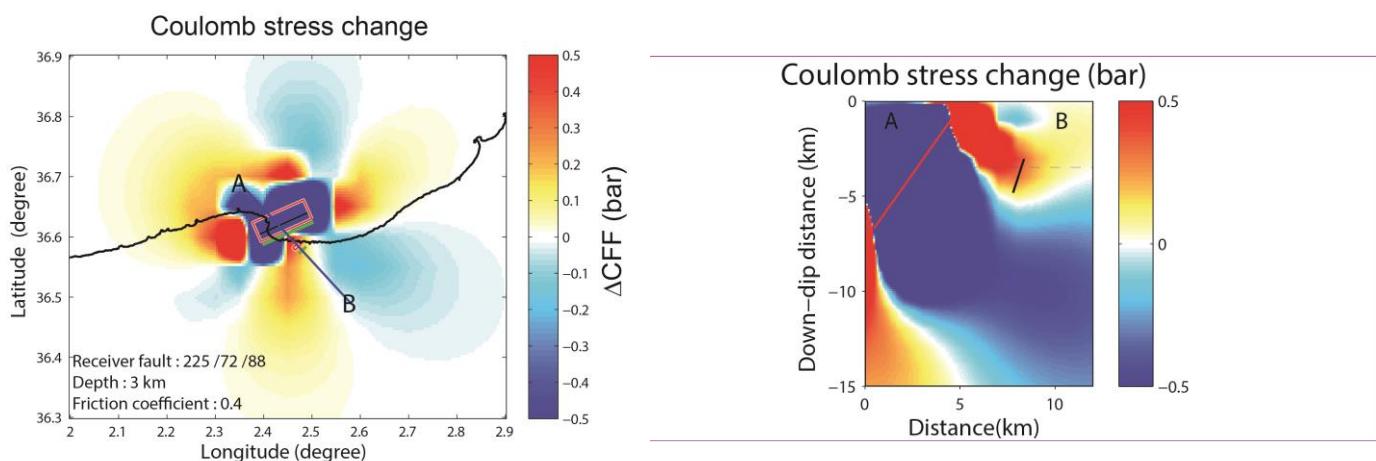


Figure V-9a Variation de la contrainte de Coulomb causée par le séisme de Mont Chenoua 1989 sur la faille du séisme de Tipaza 1990 (faille source : azimut 225° , pendage 72° , glissement, 88°). **b** Variation de la contrainte de Coulomb le long de la section AB.

Selon Lin et al 2011, la rupture d'une faille cible inverse est favorisée par le jeu d'une faille source aussi inverse et ayant la même direction de plongement. Les séismes du Mont Chenoua et de Tipaza sont générés par deux failles inverses qui plongent vers le NW. La figure V-9a montre que la faille de Tipaza est bien localisée dans une région où la contrainte de Coulomb est positive. Cela est bien illustré sur la coupe transversale (Figure V-9b).

Nous avons aussi essayé de voir l'influence des deux séismes sur la faille qui a joué lors du séisme d'Ain Benian du 04 septembre 1996. Le calcul de la variation de la contrainte de Coulomb sur les deux plans du mécanisme au foyer obtenu pour ce séisme montre l'influence quasi-nulle des précédents chocs sur cette faille vu la distance entre les failles et l'aspect modéré des séismes sources. (Figure V-10)

Nous n'avons pas voulu calculer l'influence de ces trois séismes sur le séisme Boumerdes Zemmouri du 21 mai 2003 ($M_w 6.8$).

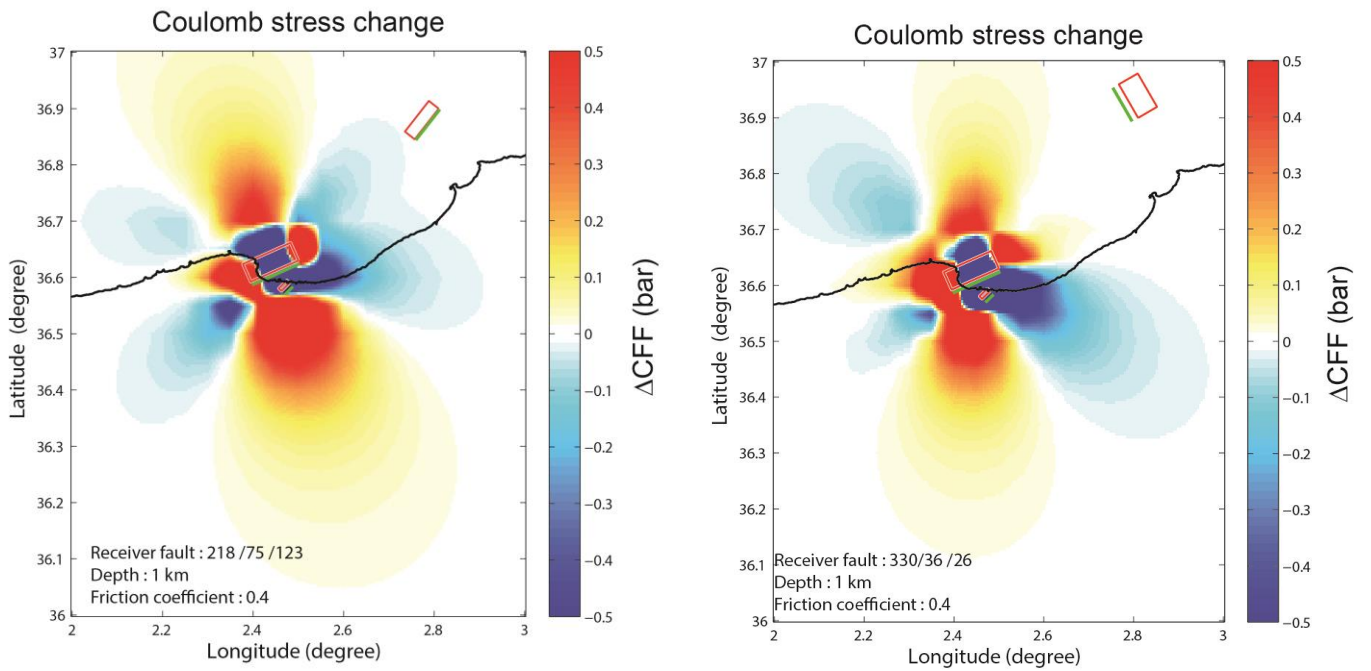


Figure V-10a Variation de contrainte de Coulomb causé par le séisme de Mont Chenoua 1989 et de Tipaza 1990 sur la faille du séisme d'Ain Benian 1996 calculée pour le premier plan nodal. **b** Variation de contrainte de Coulomb causé par le séisme de Mont Chenoua 1989 et de Tipaza 1990 sur la faille du séisme de Ain Benian 1996 calculée pour le deuxième plan nodal.

VI. Les Shakemaps

Introduction

Jusqu'à récemment, les informations les plus courantes disponibles immédiatement après un important séisme étaient sa magnitude et son épicentre. Cependant, le schéma des dommages n'est pas une simple fonction de ces deux paramètres seuls, et des informations plus détaillées doivent être fournies pour bien évaluer la situation. Il est difficile d'avoir une vue générale de la situation et, par conséquent, de prendre les mesures appropriées. Pendant cette phase, l'élaboration des cartes Shakemaps servent à la gestion de la crise en montrant les zones particulièrement touchées. Elles aident les autorités et les services de secours à utiliser de façon ciblée les moyens à leur disposition, et elles constituent une source d'information pour la population et les médias.

Dans ce qui va suivre nous présentons une recherche bibliographique sur la réalisation des cartes de mouvement de sol, leur principe de base ainsi que les paramètres indispensables à leur réalisation. Nous nous sommes intéressés à chaque paramètre ; sa disponibilité ou la disponibilité des données pour le définir. Une adaptation régionale est nécessaire pour implémenter cet outil en l'Algérie. Cela consiste, d'une part, à définir les relations empiriques à utiliser tel que les équations de prédiction de mouvements du Sol (**GMPE** Ground Motion Prediction Equation), les équations de prédiction d'intensité (**IPE** Intensity Prediction Equation) et les équations de conversions entre mouvement du sol et intensité (**GMICE** Ground Motion Intensity Conversion Equation). La prise en compte des effets de site nécessite de définir des cartes de conditions de sol pour le calcul des amplifications.

Le CRAAG dispose d'un système de transfert de données en temps-réel qui permet une réponse rapide selon une procédure automatique. L'intégration de l'outil Shakemaps est l'objectif fixé : **fournir une information de mouvements du sol réaliste accessible très rapidement.**

VI.1. Origine et développement des Shakemaps

Les Shakemaps trouvent leur origine en Californie du sud et sont aujourd'hui employées de façon routinière dans de nombreux pays subissant des séismes. Shakemaps a été initialement conçu par David Wald et mis en œuvre par Wald et Vincent Quitoriano en 1996 lorsqu'un nombre suffisant de stations de forts mouvements et en temps réel sont devenus disponibles. Cela a été possible en combinant les données du réseau sismique californien (Wald et al., 1996) et les stations TerraScope alors nouvellement installées (Kanamori et al., 1991) dans le cadre de recherche et développement du groupe « TriNet » (California Institute of Technology,

California Division of Mines and Geology et U.S. Geological Survey). En raison de son utilité, le système Shakemaps a rapidement évolué au cours du développement, de l'amélioration et de l'expansion du système TriNet (Mori et al., 1998; Hauksson et al., 2002).

Avec le succès de Shakemaps dans le sud de la Californie, un effort concerté a été fait pour l'amélioration du logiciel Shakemaps, ainsi que sa distribution à d'autres réseaux régionaux à travers le pays. Le logiciel original a ensuite été revu par Bruce Worden (Caltech, maintenant USGS) et Craig Scrivner (anciennement CDMG maintenant CGS). Ainsi, les Shakemaps sont générés dans d'autres régions sismiquement actives des États-Unis où le financement a permis l'acquisition d'un nombre suffisant d'accéléromètres (et/ou des larges bande) en temps quasi réel.

- **D'autres systèmes mondiaux**

Les systèmes qui fournissent rapidement des cartes d'intensité en outre la magnitude et l'épicentre juste après un tremblement de terre se trouvent aux États-Unis, à Taïwan et au Japon. L'installation et le développement de nouveaux systèmes sismiques pour cet objectif est également en cours au Canada, en Italie, en Turquie, en Nouvelle-Zélande, en France, en Grèce et en Suisse.

Au Japon, l'agence météorologique japonaise (JMA) fournit des intensités instrumentales (intensité JMA) depuis 1996. L'amélioration continue des réseaux sismiques qui contribuent aux cartes d'intensité JMA s'est considérablement étendue après le tremblement de terre dévastateur de Kobe (M6.9) en 1995 et dépasse maintenant 4 500 stations. La densité des observations à elle seule fournit une image détaillée de la distribution des secousses, et aucune interpolation n'est faite comme dans la génération de Shakemaps aux États-Unis. Les cartes d'intensité JMA sont régulièrement et automatiquement diffusées sur le réseau de télévision national (NHK) après d'importants événements. D'autres systèmes avec une densité spatiale de stations encore plus élevée sont également en place au Japon, notamment des réseaux locaux plus denses comme le réseau de 150 stations dans la ville de Yokohama.

En Taïwan, le bureau central météorologique (CWB) produit très rapidement (<2 minutes) des cartes de l'accélération de mouvement de sol et des valeurs d'intensité associées basées sur l'accélération à la suite d'événements ressentis sur l'île. Ce système est en place depuis le début des années 1990 et s'est avéré utile après le tremblement de terre dévastateur de 1999 à Chi-Chi, Taïwan (M7.6), avec environ 80 stations en temps réel et des facteurs d'amplification de site bien calibrés (Wu et al., 2001). De toutes ces expériences on retient que

le fait d'avoir un réseau dense où pouvoir générer des cartes de Shakemaps en temps réel s'avère utile dans la prévention du risques sismique. La question à poser et qu'en est-il des shakemaps en Algérie, tout d'abord donnons un aperçu de ce qui est qu'une shakemap.

VI.2. Les cartes Shakemaps

Une "Shakemaps" est une représentation du mouvement du sol produit par un tremblement de terre. La réalisation en temps quasi-réel de cartes réalistes de mouvement du sol, ("Shakemaps") permet de connaître quelles zones ont été potentiellement sujettes aux plus fortes intensités et les impacts probables. Cette information fournit une aide à la décision précieuse pour l'organisation des secours en période de crise sismique.

Elle permet aussi d'appréhender les variations spatiales des secousses, en réalité bien plus complexes que celles représentées par les lois d'atténuation, et sauf principalement dues à la source (mécanisme, taille de la rupture, directivité), la propagation (variabilité spatiale de l'atténuation) et aux effets de site (géologique ou topographique).

De ce fait, une adaptation régionale est nécessaire pour implémenter cet outil Shakemaps pour le nord Algérien. Cela consiste, d'une part, à définir les relations empiriques à utiliser : équation de prédiction de mouvement du Sol (ou GMPE Ground Motion Prediction Equation), équation de prédiction d'intensité (IPE Intensity Prediction Equation) et (GMICE Ground Motion Intensity Conversion Equation). La prise en compte des effets de site nécessite, d'autre part, de définir des cartes de conditions de site (carte V_{s30}) pour calculer les amplifications. Qu'est-ce qu'une GMPE, IPE, GMICE et la V_{s30} ?

VI.3. L'équation de prédiction de mouvement de GMPE

Les équations de prédiction du mouvement du sol connues sous le nom de Ground Motion Prediction Equations « GMPE » sont des modèles de prévision des secousses sismiques décrivant la médiane des amplitudes des paramètres du mouvement du sol, en fonction de la magnitude et de la distance du point focal du séisme. Ces équations d'atténuation sont obtenues à partir des bases de données des différentes régions d'application. Elles peuvent être ainsi générées plus facilement dans des zones à forte activité sismique où on peut trouver plusieurs enregistrements des séismes contribuant au modèle sismologique historique. La variabilité aléatoire correspondant aux caractéristiques physiques et tectoniques d'un tremblement de terre crée une dispersion des valeurs de mesures d'intensité « I » par rapport à une fonction médiane. (Tyagunov et al., 2014).

VI.4. L'équation de prédiction d'intensité IPE et l'équation de conversions entre mouvement du sol et intensité GMICE.

Si les instruments permettent d'enregistrer les formes d'ondes complètes, il est naturel d'essayer de caractériser ce mouvement par un paramètre plus simple. Ce paramètre, appelé mesure d'intensité (IM pour Intensity Measure en anglais) ou encore indicateur de nocivité, sert de mesure pour classer les mouvements enregistrés et pour prédire les mouvements redoutés. L'intensité sismique a été traditionnellement utilisée dans le monde entier comme méthode pour quantifier le schéma des secousses et l'étendue des dommages causés par les tremblements de terre. Elle est toujours un moyen utile pour décrire les informations contenues dans ces enregistrements. Une telle simplification est utile pour les utilisateurs qui ne sont pas familiers avec les paramètres instrumentaux de mouvement du sol (tel que la population).

La taille des séismes historiques est généralement fournie en termes d'intensité macrosismique, attribuée selon une certaine échelle comme MMI (Modified Mercalli Intensity), MSK 64 (Medvedev Sponheuer Karnik) ou EMS98 (European Macroseismic Scale) (Musson et al., 2010). Puisque les niveaux d'intensité sont attribués en fonction de la description des effets générés par un séisme, les valeurs d'intensité sont de nature qualitative. D'autre part, étant également liées aux effets induits sur les infrastructures, les valeurs d'intensité sont informatives sur le potentiel de dommages d'un séisme. De plus, l'intensité est fréquemment utilisée dans de nombreux codes informatiques pour les calculs de risque sismique s'appuyant sur des matrices de probabilité de dommages, (Tyagunov et al., 2006; Hamdache et al., 2010; Silva et al., 2015; Silva et al., 2020; Mobarki and Talbi, 2022). Enfin, dans de nombreux pays, les codes du bâtiment rendent compte des excitations sismiques en termes d'intensité macrosismique. De toutes les considérations ci-dessus, il s'ensuit clairement que les intensités macrosismiques sont encore largement utilisées dans les études d'évaluation des risques sismiques (par exemple, (O'Reilly and Calvi, 2020)).

De ce fait, plusieurs équations de prédiction de l'intensité (IPE) ont été développées dans le monde. On cite Atkinson et Wald, 2007 (Atkinson and Wald, 2007) qui ont introduit la IPE pour l'Amérique du nord est et ouest en utilisant des données DYFI², qui est un questionnaire en ligne qui recueille des données auprès des utilisateurs en ligne à l'aide de simples questions à choix multiples sur leurs expériences et observations lors d'un tremblement de terre. L'équation IPE est par la suite améliorée par Atkinson (Atkinson et al., 2014) pour de larges magnitudes et des courtes distances. D'autres modèles d'atténuation ont été développés en

² DYFI Do You Feel It

dehors des Etats Unis on citera : (Le Goff et al., 2014) en Portugal, (Mak et al., 2015) en Italie, (Ahmadzadeh et al., 2020) en Iran, (Mezcua et al., 2020) en Espagne.....etc.

Dans le passé, les équations de prédiction d'intensité (IPE) n'ont pas retenu l'attention comme celle des GMPE qui sont plus quantitatifs. Cependant, l'utilisation d'équations qui prédisent directement les intensités macrosismiques, plutôt que des conversions à partir des mouvements du sol, a une utilité pratique puisque l'estimation directe de l'intensité nie la nécessité de tenir compte des incertitudes combinées dans les estimations des mouvements du sol des GMPE.

Néanmoins, l'utilisation des GMICE (Groud Motion Intensity Conversion Equation) s'est largement développée ces dernières années et reste très utile (Caprio et al., 2015; Ahmadzadeh et al., 2020; Moratalla et al., 2021)....etc.

VI.5. La carte de condition de site

Selon la topographie souterraine du site et selon la nature des sols, les secousses sismiques peuvent être diminuées ou amplifiées, et de même pour les dégâts occasionnés. Les plus célèbres exemples de ces effets de sites sont le séisme de Mexico en 1985 et le séisme de Kobé en 1995 au Japon. Au Mexique, le foyer du séisme se trouvait à plus de 200km de la ville de Mexico qui a pourtant été presque entièrement détruite et où l'on a compté plus de 35 000 morts. Cette ville se situe dans un bassin sédimentaire qui est entré en résonance, amplifiant les ondes sismiques et le désastre. Au Japon, alors que les normes parasismiques y sont les plus strictes au monde, le séisme de Kobé a fait de nombreux dégâts liés à ce même phénomène d'amplification des ondes dans la baie de Kobé. Et l'on se souvient encore de la surprise des japonais devant l'ampleur des dégâts.

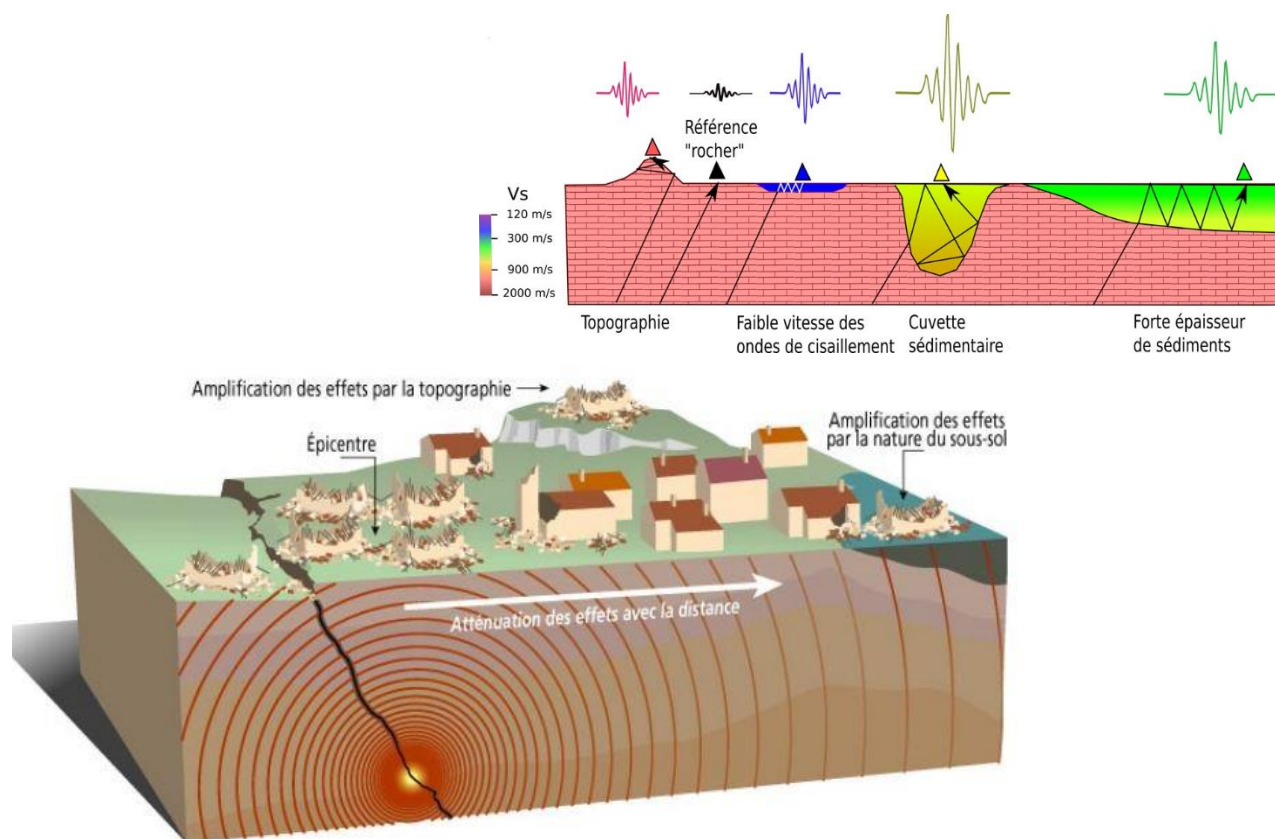


Figure VI-1 Maquette montrant les phénomènes d'amplification et d'atténuation causés par les effets de site. (<https://www.c-prim.org/documentation/dossiers-th%C3%A9matiques/les-effets-sismiques>)

La vitesse de propagation des ondes de cisaillement, dans la couche superficielle, est le paramètre le plus important pour la qualification des effets de site. Ce principal paramètre utilisé dans les dispositions du code moderne concernant la classification des sites, la V_{s30} est la vitesse moyenne dans le temps des ondes de cisaillement dans les 30 m supérieurs du profil du sol. Il est donc nécessaire de pouvoir bénéficier de méthodes de caractérisation fiables et ce à différent niveaux de précision : depuis la « simple » détermination de classes de sols (application de réglementations parasismiques de type EC8) ou du paramètre V_{s30} , jusqu'à la caractérisation approfondie des profils de vitesse. L'évaluation de la variation spatiale de la vitesse des ondes de cisaillement se fait ou bien avec des levés géophysiques, diagraphe géotechnique, ou de la modélisation du bruit H/V (Duval et al., 2001; Arai and Tokimatsu, 2004), afin de d'établir une base de données du sous-sol de la stratigraphie peu profonde. Cependant, le profil de vitesse des ondes de cisaillement est rarement disponible dans les applications de génie civil ou de génie géotechnique en raison du coût des investigations géophysiques.

VI.6. L'élaboration des cartes shakemaps en Algérie

VI.6.1 Acquisition des données

Deux périodes caractérisent l'évolution de la base de données de mouvements forts, pour le réseau Algérien. La première, 1980-2000, est dominé par les enregistrements analogiques alors que les instruments analogiques formaient l'essentiel du réseau. La seconde, 2003-2021, caractérisée par le développement d'un nouveau réseau numérique, qui a permis de densifier le réseau national des accélérographes et augmenter la qualité et la quantité de la base de données.

Le réseau sismique Algérien a connu plusieurs étapes de la première station installé en 1910 au réseau permanent actuel connu sous le nom de réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network).

Avant, il y eu le réseau REALSAS (Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique), ce réseau analogique a été installé en 1985, après que le CRAAG eut obtenu un soutien financier (fond FADES) afin de développer la surveillance sismique en Algérie en modernisant le réseau sismique. De ce fait, une sélection de sites appropriés était nécessaire et 32 stations sismologiques furent acquises et installées en 1990. Le bon fonctionnement de ce réseau n'a duré qu'une seule année, malheureusement, cause de la situation instable qu'a vécue l'Algérie en cette décennie noire. En 1998, la situation sécuritaire a connu une nette amélioration, et le réseau a repris son fonctionnement, il a permis par la suite, la couverture de la crise d'Ain Témouchent de 1999 et de Boumerdes de 2003.

Ce réseau était composé à l'origine d'une station centrale située à Alger et de trois stations régionales (Constantine, Chleff et Oran). Les stations régionales étaient toute équipées d'une station trois composantes courtes périodes. Chaque station régionale recevait en temps réel les données des 7 stations secondaires par ondes UHF (téléométrie) ou bien par station relais, ces données sous forme digitale sont par la suite envoyées à la station centrale. De ce premier réseau reste aujourd'hui 25 stations qui restent à l'écoute de l'activité sismique.

Le premier réseau sismologique digital (ADSN) vint juste après le séisme de Boumerdes du 21 Mai 2003 (Yelles-Chaouche et al., 2007; Yelles-Chaouche et al., 2013). Son installation débuta en 2006, l'Algérie a collaboré avec le CEA (China Earthquake Administration) et a bénéficié de 10 station large bande et de 10 station portables courte période et aussi d'une assistance scientifique offert par la Chine (Yelles-Chaouche et al., 2013). Par la suite en 2009, une mise en place progressive d'un nouvel équipement, de type Américain, a marqué une nouvelle étape dans la mise en œuvre du réseau digital. Cette nouvelle collaboration a permis au CRAAG d'acquérir 16 stations à large bande (BB) dont 2 sont de très large bande (VBB) et 54 stations courte période (SP) dont 21 sont équipés d'accéléromètres. 70 stations GPS ont été ajoutées à ce réseau sismologique, la majorité couplées à la station sismologique Yelles-Chaouche et al., 2013.

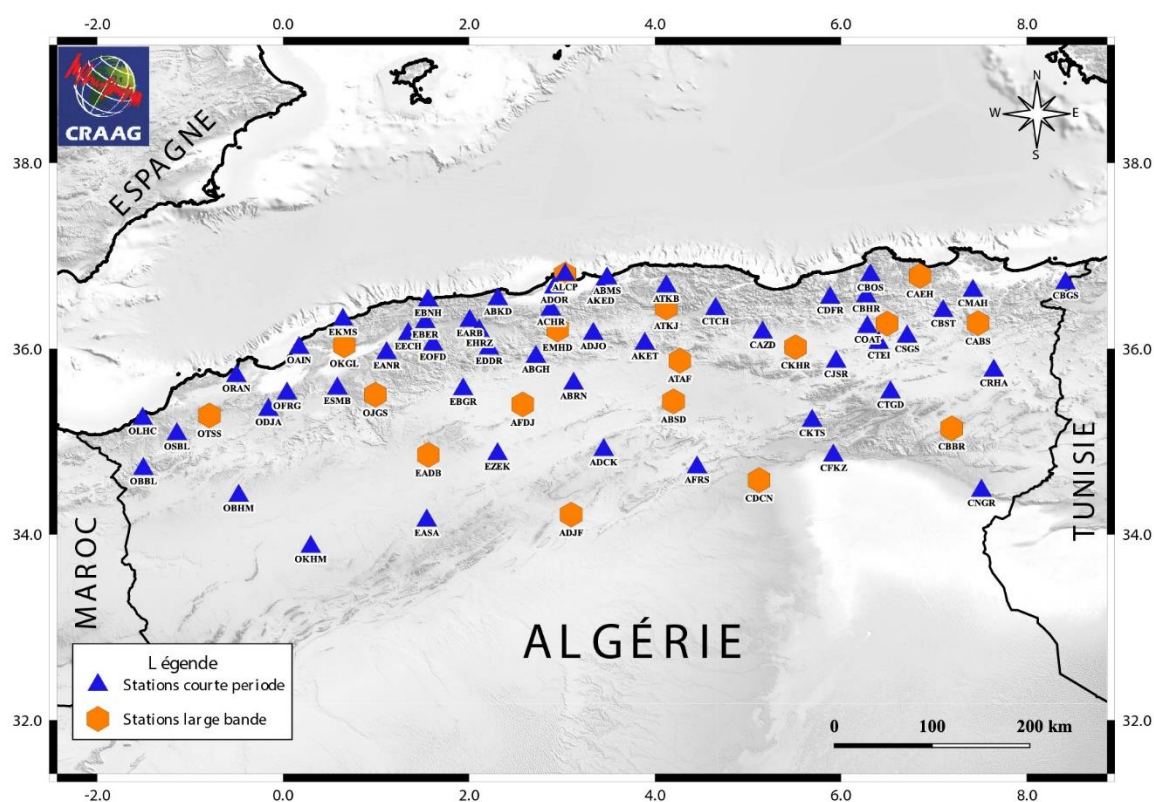


Figure VI-2 Carte Nord du réseau sismologique permanent algérien (ADSN), montrant la disposition des stations sismiques à large bande et à courte période de l'année 2022.

Pour les stations larges bande, deux types de numériseurs en service :

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

- 08 numériseurs « Q330» couplés avec des capteurs « Streckeinsen STS-2 ». Pour les courtes périodes le CRAAG utilise des Q330 avec des capteurs 1-Hz SS-1 (Figure VI-2).

Pour la transmission des données le GRAAG dispose de différents modes à savoir internet, télémétrie et satellite. Le logiciel Antelope de Kinematics (Cie Us) assure la gestion du réseau donc l'acquisition des données est en temps réel entre la station sismologique et la centrale des données au CRAAG.

Les principaux paramètres de description de chaque enregistrement sont la magnitude, la distance et la classe de sol pour décrire respectivement la source, le chemin et les effets de site.

VI.6.2 GMPE et IPE pour l'Algérie

La réduction du risque sismique en Algérie nécessite l'évaluation de l'aléa sismique de l'ensemble du pays et en particulier de sa partie nord. Cependant, il est établi que la sélection des équations prédictives du mouvement du sol est très cruciale et contrôle directement les incertitudes qui affectent les résultats finaux. Le manque, jusqu'à récemment, de données sur les mouvements forts en Algérie, et le besoin pressant d'études de l'aléa sismique dans différentes régions potentiellement sismiques, ont motivé l'utilisation des GMPE américains et européens (Sadigh et al., 1997; Berge-Thierry et al., 2003; Ambraseys et al., 2005; Akkar and Bommer, 2010) comme étant les plus appropriées au contexte sismotectonique Algérien et certains d'entre eux ont considéré un petit nombre de mouvements forts enregistrés en Algérie. (Laouami et al., 2018).

Gherboudj et Laouami (2013) (Seismol) ont réalisé une évaluation probabiliste de l'aléa sismique de la ville d'Alger. Comme la région se situe dans une zone de sismicité crustale active et peu profonde, par conséquent, les GMPE d'Akkar et Bommer (Ambraseys et al., 2005; Akkar and Bommer, 2010) et (Berge-Thierry et al., 2003) ont été sélectionnés pour calculer l'intensité du mouvement du sol (PGA, PSA (T)) sur le site considéré. Les courbes de risque obtenues ont révélé une forte incertitude épistémique due à la sélection du GMPE. Il existe une dispersion importante entre les différents modèles, ce qui rend la sélection des GMPE appropriés une tâche très difficile. Parmi les paramètres qui provoquent cette dispersion, on peut citer la grandeur minimale considérée de la magnitude. Plusieurs études (Frisenda et al., 2005; Massa et al., 2007) ont souligné que des GMPE bien calibrés, vont de mouvements faibles à mouvement

forts. Selon certains auteurs (Atkinson and Boore, 2011; Sandıkkaya et al., 2013; Boore et al., 2014), si la valeur de la magnitude minimale est élevée le modèle surestimera les accélérations prévues à faible amplitude.

En 2018, Laouami définit une équation spectrale de prédiction des mouvements du sol, en utilisant une base de données de 1391 mouvements forts, qui contient plus de 700 données enregistrées en Algérie, soit 52.84% des données, complétées par un nombre presque similaire de données de la région méditerranéenne, estimé à 35.80% et peu de données américaines, soit 11.36% des données utilisées. Toutes les données proviennent de séismes superficiels localisés dans les régions actives du nord Algérien en accord avec le contexte sismotectonique algérien (Laouami et al., 2018).

La comparaison entre le GMPE obtenu (Laouami, 2018) avec les GMPE définis par Ambraseys et al. (2005), Boore et Atkinson (Boore and Atkinson, 2008), Akkar (Akkar and Bommer, 2010; Kale and Akkar, 2013) et Boore (Boore et al., 2014) montrent que le modèle proposé prédit des accélérations légèrement plus faibles que les autres modèles sur de courtes distances. Néanmoins, il prédit des accélérations spectrales proches de celles obtenues par Kale and Akkar et al. (2013) et Boore et al. (2014). Par conséquent, Les GMPE déterminés par Boore et al. (2014) et Kale and Akkar et al. (2013) semblent être les plus appropriées, avec le modèle développé, pour une meilleure quantification de l'aléa sismique en Algérie.

Néanmoins, l'étude de Laouami ne considère pas l'effet de saturation en amplitude, car les enregistrements de mouvements forts près des failles sont très rares en Algérie et dans la région méditerranéenne environnante. De plus, en raison de leur complexité, la directivité et l'effet hangingwall affectent fortement le mouvement sismique près de la faille. Le développement et l'utilisation de ce modèle dans l'évaluation de l'aléa sismique en Algérie permettront de réduire les incertitudes épistémiques induites par l'utilisation, uniquement, de modèles développés dans d'autres contextes sismotectoniques.

Pour l'équation de prédiction d'intensité IPE, aucune n'a été établie pour l'Algérie jusqu'à aujourd'hui. L'élaboration de cette équation nécessite une recherche approfondie afin de ré-estimer les intensités historiques en tenant compte de plusieurs paramètres tel que la nature des bâtisses, la non-subjectivité des gens, Donc, une étude complète des intensités historique est à prévoir essentiellement pour les grands séismes. L'homogénéisation des catalogues doit être une priorité. Pour cela, collecter un maximum d'information nous aidera à élaborer une équation pour homogénéiser les catalogues des intensités et de là élaborer l'équation IPE Intensity Equation Prediction pour l'Algérie.

VI.7. Les Logiciels disponibles pour générer des Shakmaps

Le programme Shakemaps V3.5 (USGS), distribué par l'United States Geological Survey (USA), permet de concilier modélisation et données, en corrigeant une modélisation a priori (basées sur l'hypocentre, la magnitude, les relations reliant magnitude et distance, accélérations et intensités, et les effets de sites) par les informations issues des observations instrumentales et macrosismiques lors du séisme. Cependant, la qualité et la densité des données évoluent dans le temps. Les observations instrumentales, disponibles très rapidement, restent spatialement limitées et rares en milieu urbain, cible principale pour l'aléa et le risque sismique. Par ailleurs, les intensités déduites des données macrosismiques, spatialement très denses, évoluent de l'intensité préliminaire issue des premiers témoignages quelques minutes après le séisme, à l'intensité finale au bout de plusieurs mois après enquête complète. La Shakemaps est donc elle aussi évolutive dans le temps, d'une version préliminaire et rapide à une version finalisée et tardive dont voici quelques exemples de carte shakemap fais par USGS pour certaines séquence mentionnés en chapitre I.

VI.8. Exemples de cartes shakmaps extraites de l'Atlas de USGS

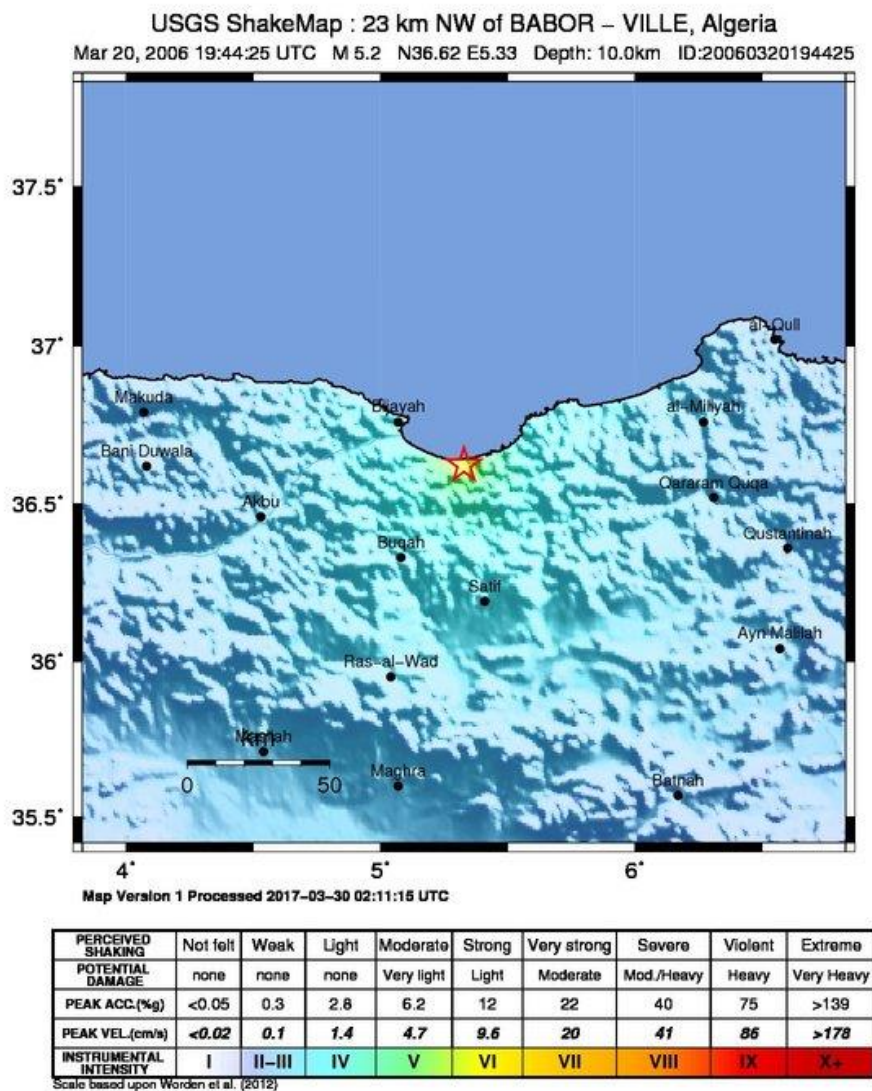
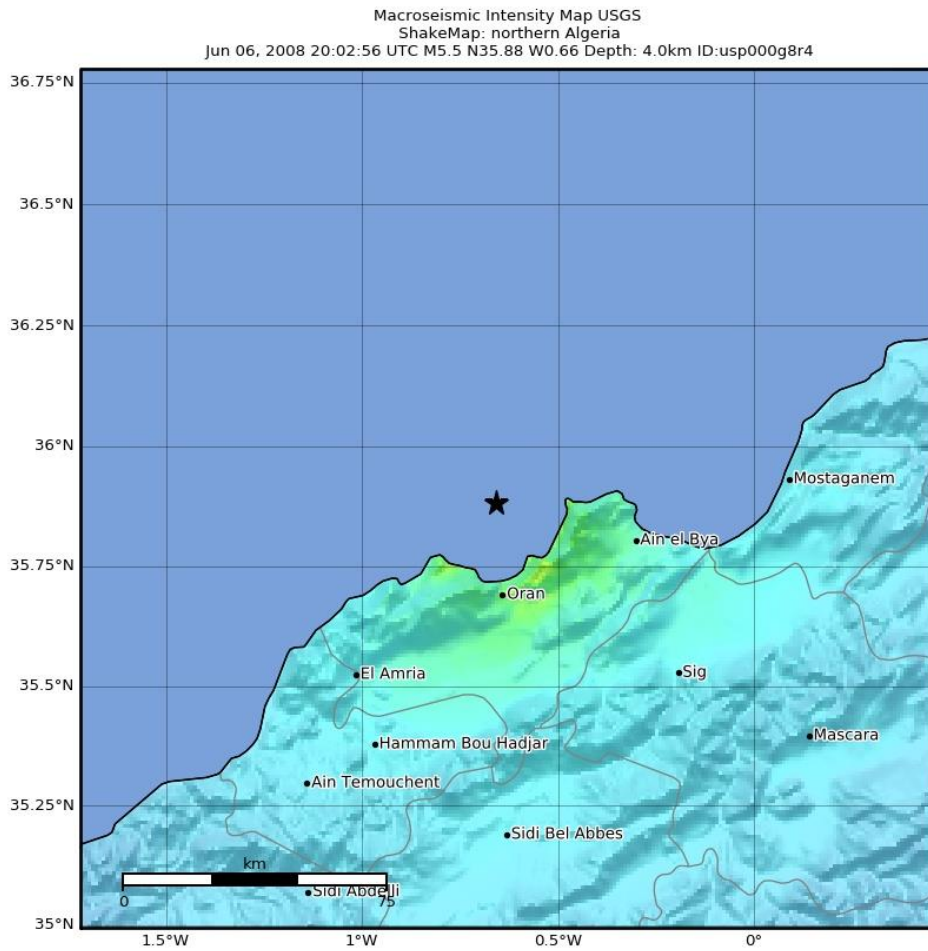


Figure VI-3 carte de shakemaps pour le séisme de Lalaam du 20 mars 2006 (USGS).



SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
DAMAGE	None	None	None	Very light	Light	Moderate	Moderate/heavy	Heavy	Very heavy
PGA(%g)	<0.0464	0.297	2.76	6.2	11.5	21.5	40.1	74.7	>139
PGV(cm/s)	<0.0215	0.135	1.41	4.65	9.64	20	41.4	85.8	>178
INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Scale based on Worden et al. (2012) Version 1: Processed 2020-06-06T09:41:28Z
 △ Seismic Instrument ○ Reported Intensity ★ Epicenter

Figure VI-4 Carte shakemaps pour le séisme d'Oran du 06 juin 2008 (USGS).

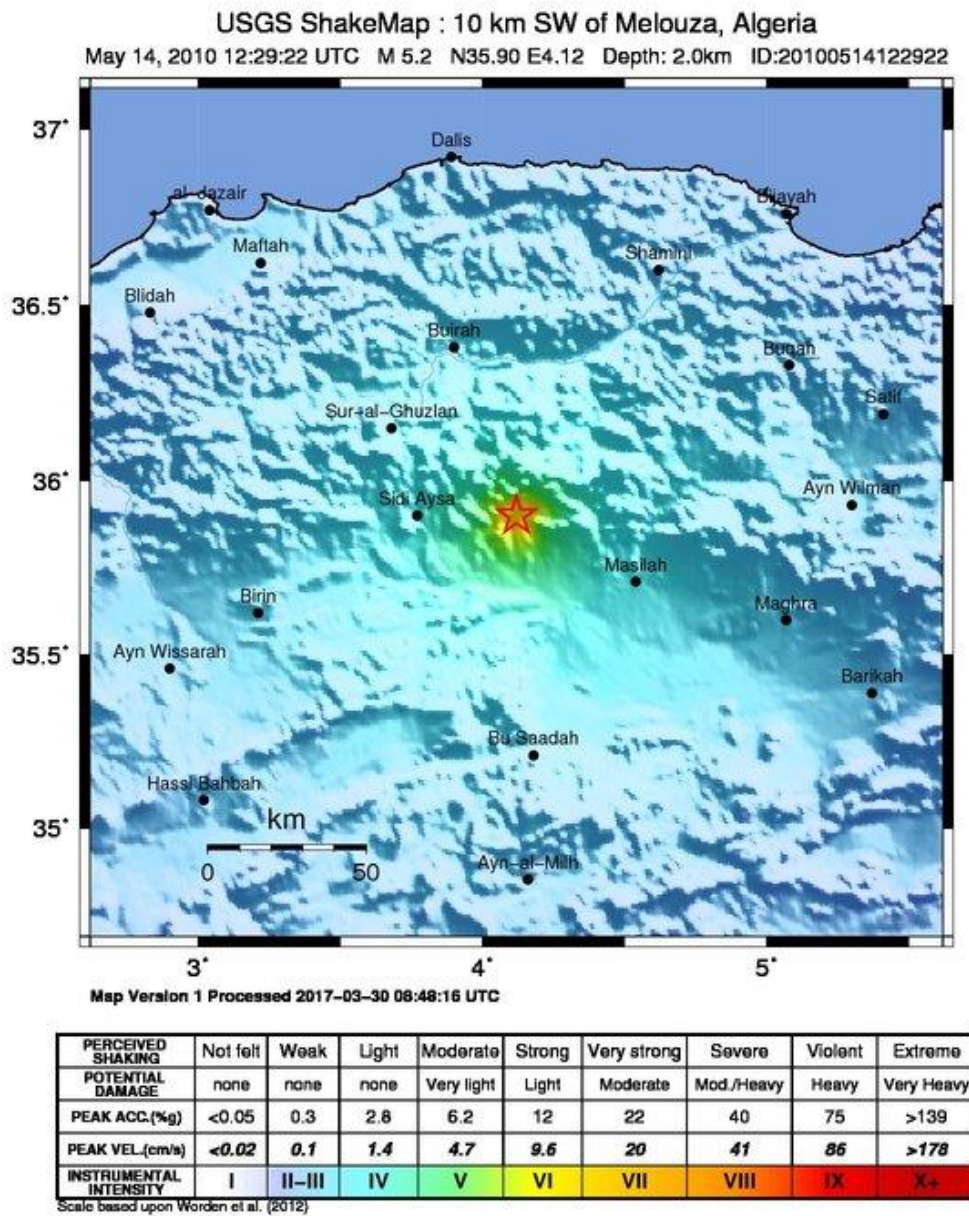


Figure VI-5 Carte shakemaps pour le séisme de Beni Ilmane du 14 mai 2010 (USGS).

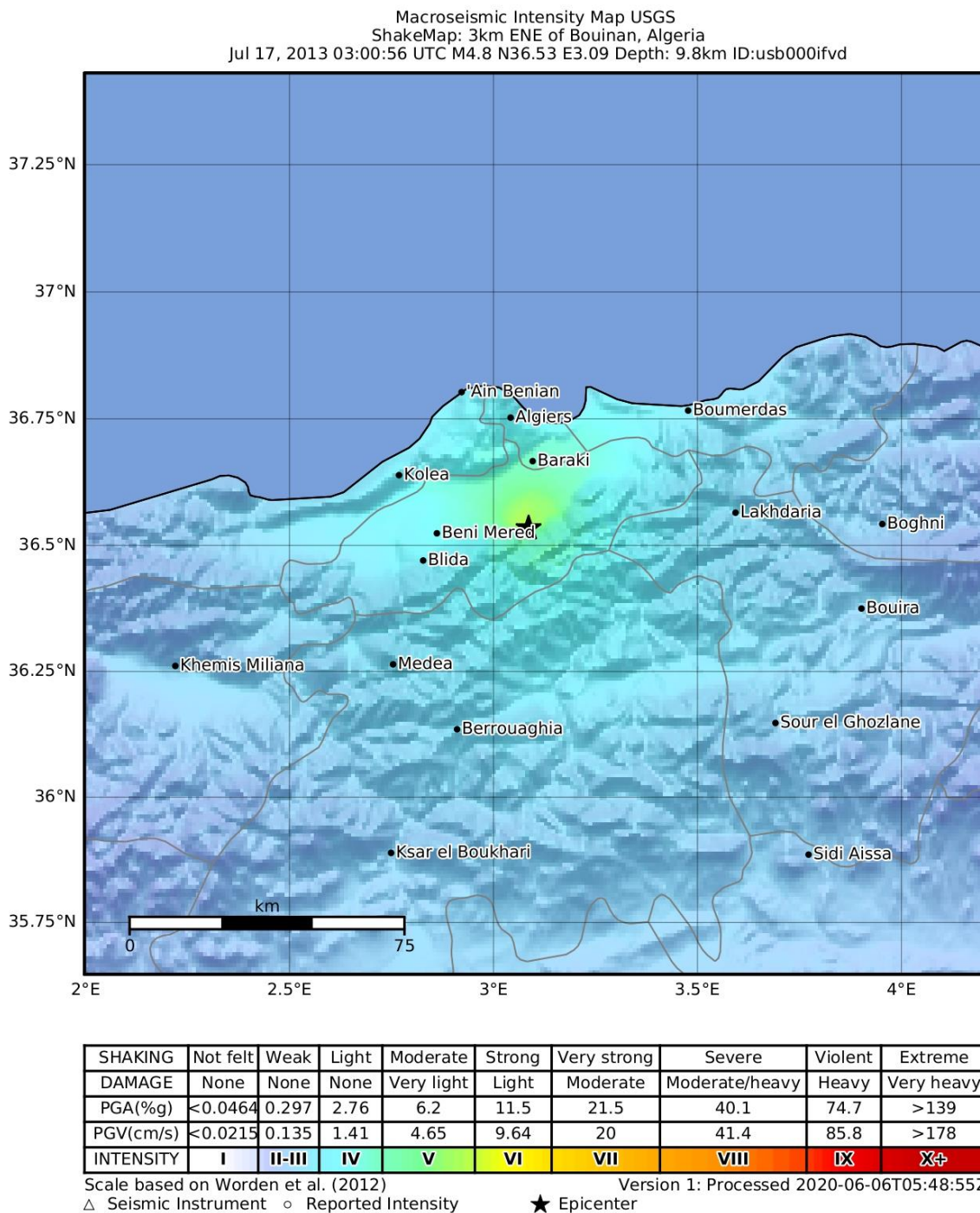
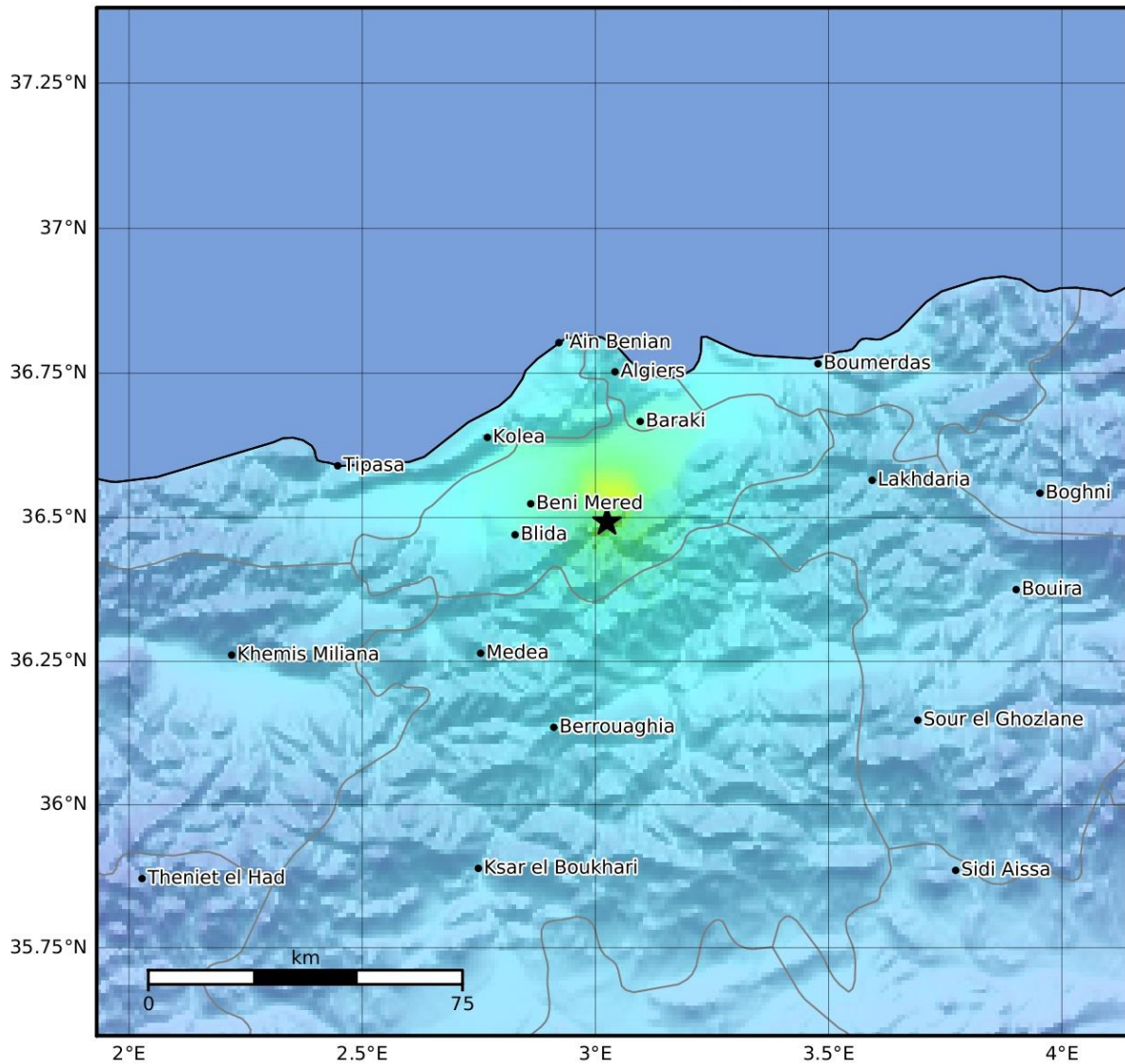


Figure VI-6 Carte shakemaps pour le séisme de Hammam Melouane du 17 juin 2013(USGS).

Macroseismic Intensity Map USGS
 ShakeMap: 5km SE of Bouinan, Algeria
 Dec 23, 2014 08:00:21 UTC M4.9 N36.49 E3.02 Depth: 7.3km ID:usc000t9ca



SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
DAMAGE	None	None	None	Very light	Light	Moderate	Moderate/heavy	Heavy	Very heavy
PGA(%g)	<0.0464	0.297	2.76	6.2	11.5	21.5	40.1	74.7	>139
PGV(cm/s)	<0.0215	0.135	1.41	4.65	9.64	20	41.4	85.8	>178
INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Scale based on Worden et al. (2012)

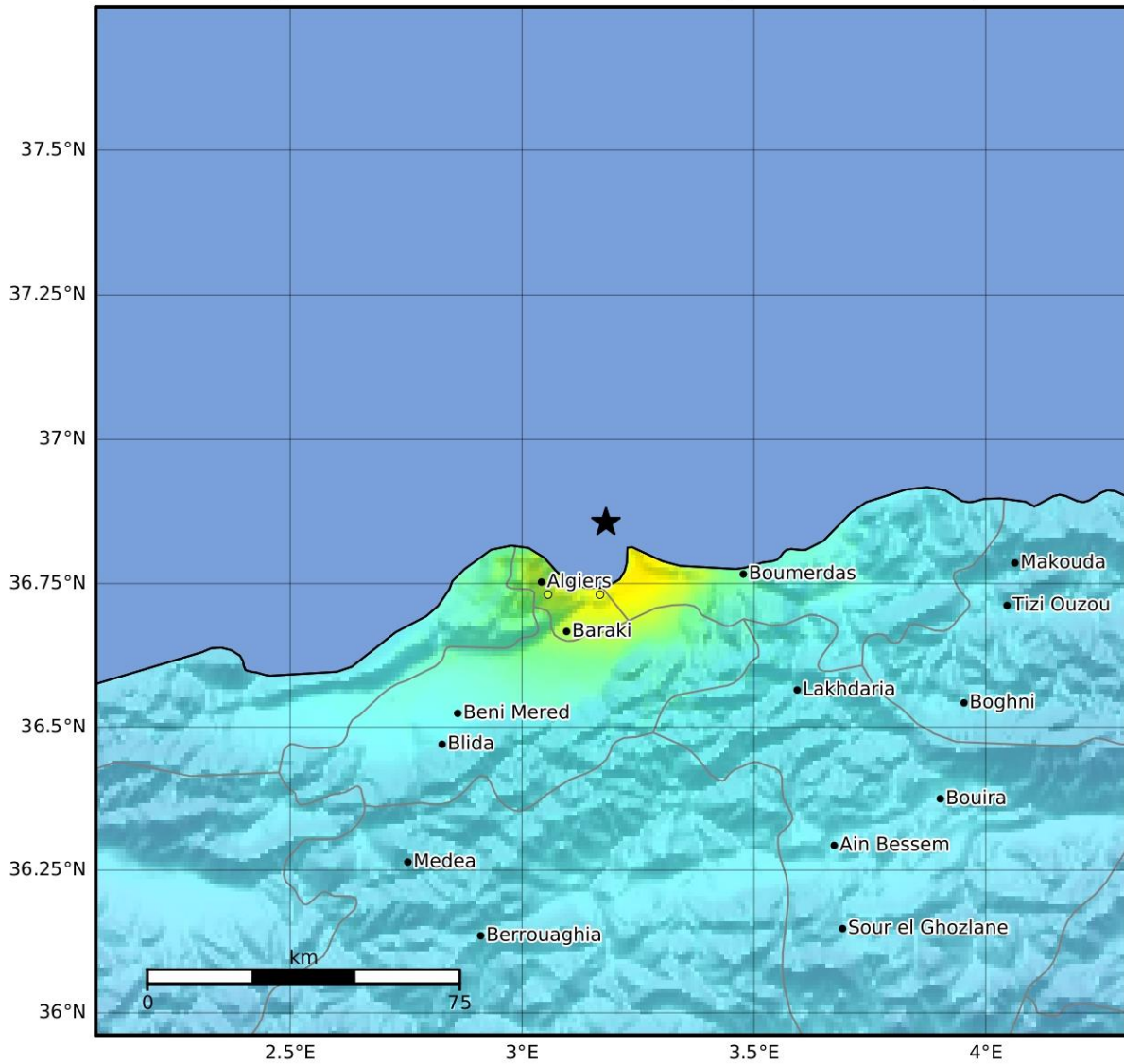
Version 1: Processed 2020-06-06T15:25:25Z

△ Seismic Instrument ○ Reported Intensity

★ Epicenter

Figure VI-7 Carte shakemaps pour le séisme de Hammam Melouane du 24 Décembre 2014(USGS).

Macroseismic Intensity Map USGS
 ShakeMap: 11km N of Bordj el Kiffan, Algeria
 Aug 01, 2014 04:11:16 UTC M5.5 N36.86 E3.18 Depth: 10.0km ID:usb000rz1p



SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
DAMAGE	None	None	None	Very light	Light	Moderate	Moderate/heavy	Heavy	Very heavy
PGA(%g)	<0.0464	0.297	2.76	6.2	11.5	21.5	40.1	74.7	>139
PGV(cm/s)	<0.0215	0.135	1.41	4.65	9.64	20	41.4	85.8	>178
INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Scale based on Worden et al. (2012)

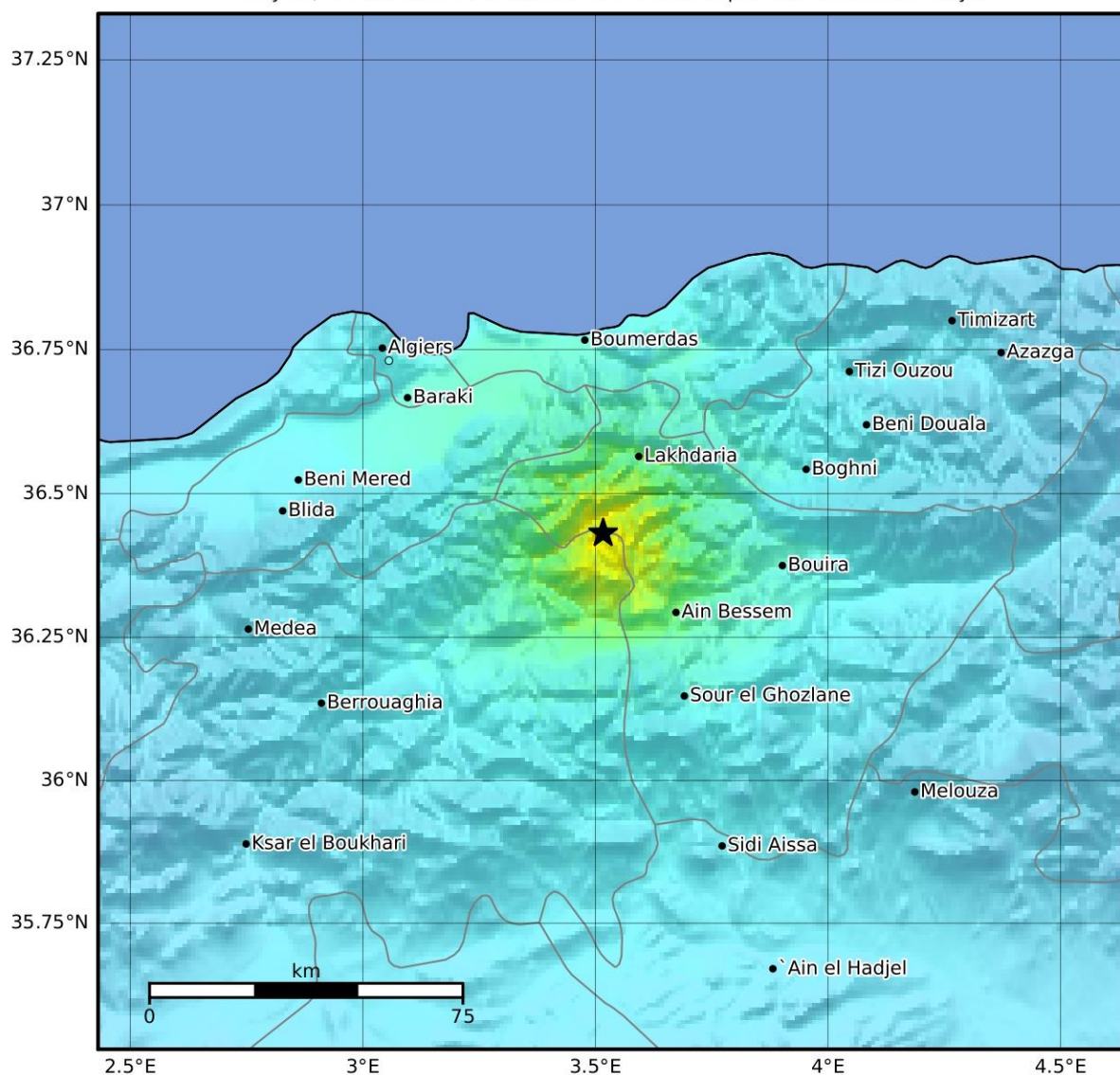
Version 1: Processed 2020-06-06T09:07:06Z

△ Seismic Instrument ○ Reported Intensity

★ Epicenter

Figure VI-8 Carte shakemaps pour le séisme d'Alger du 1^{er} Aout 2014(USGS).

Macroseismic Intensity Map USGS
 ShakeMap: 16km SSW of Lakhdaria, Algeria
 May 28, 2016 23:54:53 UTC M5.4 N36.43 E3.52 Depth: 11.4km ID:us20005yxt



SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
DAMAGE	None	None	None	Very light	Light	Moderate	Moderate/heavy	Heavy	Very heavy
PGA(%g)	<0.0464	0.297	2.76	6.2	11.5	21.5	40.1	74.7	>139
PGV(cm/s)	<0.0215	0.135	1.41	4.65	9.64	20	41.4	85.8	>178
INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Scale based on Worden et al. (2012) Version 1: Processed 2020-06-06T20:48:04Z
 Δ Seismic Instrument ○ Reported Intensity ★ Epicenter

Figure VI-9 Carte shakemaps pour le séisme de Mihoub du 28 mai 2016(USGS).

VI.9. Conclusion

Afin de réaliser les cartes de mouvement du sol (shakemaps) dans n'importe quelle région sismique, il est primordial de connaître les équations de prédiction de mouvement du sol GMPE. Chaque région doit avoir sa propre loi de propagation. Bien que, Laouami et al. (2018) ont proposé une loi de propagation pour le contexte Algérien, cette équation n'a pas été suffisamment testée pour la valider de façon définitive. La disponibilité d'une base de données assez riche couvrant une période assez large pourrait constituer une bonne base pour définir des équations de prédiction d'intensité (IPE) et des équations de conversion d'intensité de mouvement du sol (GMICE) appropriées. Un autre point qui s'avère aussi important, est celui de l'élaboration des cartes des effets de site (V_s30) où leur identification permet une meilleure prédiction. Plusieurs travaux dans ce sens sont réalisés, nous citerons :

- Les travaux de (Tebbouche, 2021) pour le bassin de Mitidja,
- Les travaux de (Machane et al., 2004) pour la région de Boumerdes,
- Et les travaux de (Layadi et al., 2018) pour le bassin de Chellif ...etc..

De plus des équations citées plus haut, une cartographie précise des répliques qui surviennent après un choc principal est une donnée indispensable pour l'estimation des dommages. Elle permet aussi d'appréhender les variations spatiales des secousses, en réalité bien plus complexes que celles représentées par les lois d'atténuation, principalement dues à la source (mécanisme au foyer, taille de la rupture, directivité), à la propagation (variabilité spatiale de l'atténuation) et aux effets de site (géologique ou topographique). Ceci dit l'exploitation des catalogues de sismicité est indispensable pour la définition de l'activité sismique en vue du calcul d'aléa sismique.

La mesure la plus représentative pour le calcul de l'aléa est l'accélération maximale du sol ou Peak Ground Acceleration (PGA) observé lors d'un événement sismique. Selon les auteurs, il peut s'agir du maximum des composantes horizontales. Elle est exprimée en m/s^2 (unités SI), mais on la trouve souvent exprimée en g ($1 g = 9.81 m/s^2$), en cm/s^2 , ou en gal ($1 gal = 1 cm/s^2$). Le PGA est aussi la mesure la plus utilisée en ingénierie malgré ses inconvénients : elle n'est, en particulier, représentative que du mouvement sismique à haute fréquence et ne peut être valable qu'à l'endroit où elle a été mesurée.

La réalisation des cartes du mouvement de sol, reste l'une des priorités les plus urgentes à mener au sein du CRAAG. D'où l'intérêt de ce chapitre que nous considérons comme premier jalon pour la réalisation de cartes de mouvements de sol.

Conclusion

Cette thèse a eu pour objectif plusieurs axes de recherche. Le plus important est l'estimation automatique des paramètres de la source sismique pour des séismes modérés en modélisant les formes d'ondes sismiques et en exploitant le spectre d'amplitude en déplacement. Nous avons aussi travaillé sur : la localisation de la séquence sismique du séisme de Médéa de 2007, l'interaction entre les différentes failles actives (séquence de Médéa et séisme de Mont Chenoua 1989), le calcul du tenseur de contrainte régional et en dernier nous avons présenté la méthodologie d'élaboration des cartes de mouvement de sol « Shakemaps » qui permettent de prédire la répartition des dégâts suite un séisme.

Dans ce travail, nous avons exploité les enregistrements sismiques des séismes modérés qui se sont produits à Médéa (2007), Bejaia (2021) et Biskra (2016 et 2022) enregistrés par le réseau de surveillance sismiques ADSN composé de 90 stations sismologiques, larges bandes, courtes périodes et mouvement fort, réparties dans la partie nord de l'Algérie, principalement dans l'Atlas tellien, les hauts plateaux et l'Atlas Saharien. Depuis son installation fin 2006, ce réseau nous a permis d'estimer en temps réel les paramètres des sources sismiques, chose qui ne pouvait se faire avant.

Entre 2006 et 2022, l'Algérie a connu une activité sismique modérée où plusieurs séismes et séquences sismiques ont été enregistrés et qui ont fait l'objet d'études scientifiques. Nous citons le séisme de : Tadjena (Chellif) 2006 (Beldjoudi et al. 2011) ; Oran 2008 (Benfedda et al. 2021, Beldjoudi 2011) ; Cheliff 2008 (Beldjoudi 2011) ; Beni Ilmane 2010 (Yelles-Chaouche et al., 2014 ; Beldjoudi et al., 2016 ; Abacha et al., 2018) ; Hammam Melouane 2013, 2014 et 2016 (Yelles-Chaouche et al., 2017) ; Baie d'Alger 2014 (Yelles-Chaouche et al., 2019) ; Mihoub 2016 (Khelif et al., 2018) ; Oued Djer 2018 (Mohammedi et al. 2019) ; Biskra (M'ziraa) 2016 (Beldjoudi 2017).

La région de Médéa est une zone active avec une sismicité modérée. La sismicité historique et instrumentale n'ont pas reporté de séisme majeur propre à cette région. La séquence sismique de mai-septembre 2007, s'est produite au sud-ouest de la ville de Médéa qui représente la partie extrême est du bassin de Cheliff. Cette séquence sismique s'est produite sur deux failles parallèles en décrochement. Le premier séisme s'est produit sur la faille de Bouaichoune orientée NE-SO formée par trois segments avec une magnitude de moment sismique M_w estimée à 4.4 (Figure IV-14). Le mécanisme au foyer est celui d'un décrochement

senestre avec une légère composante normale. Le deuxième évènement s'est produit sur la faille de Rafsah orientée NNE-SSO avec une magnitude de moment sismique $M_w 4.1$. Le mécanisme de foyer est celui d'un décrochement senestre avec une légère composante normale. Le troisième évènement du 22 août 2007 de magnitude $M_w 4.6$, toujours sur la faille de Rafsah au nord du deuxième évènement, le mécanisme est celui d'un décrochement senestre. Afin de confirmer les paramètres de la source sismique de ces trois évènements, nous avons procédé au calcul de leurs spectres de déplacement et cela pour toutes stations ayant enregistré les évènements. Les résultats obtenus confirment bien les paramètres (M_0 , M_w) déjà obtenus auparavant avec la méthode FMNEAR (Tableau IV-7).

Le travail d'investigation géologique dans la région de Médéa, nous a permis d'identifier un certain nombre de failles actives situées au nord-est de la région épiscopale, il s'agit des failles d'Ouzera, Ben Chicao et Sakhri (Figure IV-14).

Le calcul de la fonction de rupture de Coulomb, nous a permis de montrer que le premier évènement de la séquence sismique de Médéa a contribué au déclenchement du deuxième et du troisième évènement.

Nous avons calculé le tenseur de contrainte dans la région de Médéa en exploitant une dizaine de mécanismes aux foyers disponibles dans la région. Les résultats montrent un régime compressif et décrochant avec la contrainte principale σ_1 horizontale orientée principalement N335°.

La région de Biskra a connu une activité sismique modérée suite à l'enregistrement de deux séismes ; le premier en novembre 2016 avec $M_w 5.1$ suivi d'une réplique $M_w 4.7$ et le deuxième a eu lieu le 13 avril 2022 avec $M_w 4.0$. Les épiscopales ont été localisés dans la région de M'ziraa ~30 km à l'est de la ville de Biskra. Ces séismes ont des mécanismes aux foyers de failles normales orientées E-O. Les hypocentres de ces séismes ont été localisés à ~40km qui reste comme même une valeur assez particulière si nous la comparons aux profondeurs des séismes qui se produisent dans l'Atlas Tellien et les Hauts Plateaux (dans les 15 premiers km).

La région de Bejaia a connu en mars 2021 un séisme de $M_w 6.0$ plus exactement au large de cap Carbon. Le mécanisme au foyer obtenu est celui d'une faille inverse avec une légère composante de décrochement. Une année après (19 mars), cette même région a été secouée par un autre séisme de $M_w 5.1$ représenté par un mécanisme au foyer d'une faille inverse avec une composante de décrochement.

Nous avons montré que la faille de Mont Chenoua responsable du séisme de 1989 ($M 6.0$) a bien chargé positivement la faille qui a généré le séisme de Tipaza 1990 ($M_s 4.9$).

Sur les 55 mécanismes aux foyers disponibles, nous avons pu identifier le plan de faille pour chacun des 37 mécanismes aux foyers (soit 67%).

Pour les Shakemaps, nous avons fait une recherche bibliographique concernant la méthode, afin de pouvoir l'exploiter dans le futur. Il s'avère que la réalisation des cartes nécessite un certain nombre de modules principalement GMPE (Ground Motion Prediction Equation), IPE (Intensity Prediction Equation) et le GMICE (Ground Motion Intensity Conversion Equation) ainsi que la Vs30. Bien que le logiciel existe, nous n'avons pas pu avoir l'autorisation d'exploitation afin de faire des tests sur des données de séismes enregistrés par l'ADSN.

Perspectives

Le travail sur les cartes shakemaps reste inachevé, c'est pour cela que pour l'avenir, il est indispensable d'acquérir un logiciel de calcul. Malheureusement, ces logiciels restent inaccessibles pour nous pour l'instant. Il faudra aussi penser à développer des lois de propagation propres à notre contexte géologique (GMPE, IPE, GMICE...).

Etudier en détail les séismes en terme de source sismique, étude des répliques, transfert de contraintes, tenseur de contrainte et calcul des shakemaps pour les évènements de :

- Biskra (2016, 2022)
- Bejaia (2021, 2022)
- De futurs séismes

Etude en détail des différentes régions sismogènes où se sont produits les séismes étudiés dans cette thèse.

Je crois à la fin de cette thèse avoir apporté une modeste contribution à la connaissance de la sismicité de l'Algérie après avoir étudié la séquence sismique de Médéa et les séismes modérés présentés dans ce travail.

VII. Reference

- Abacha, I., Boulahia, O., Yelles-Chaouche, A., Semmane, F., Beldjoudi, H., & Bendjama, H. (2018). The 2010 Beni-Ilmane, Algeria, earthquake sequence: statistical analysis, source parameters, and scaling relationships. *Journal of Seismology*, 23(1), 181-193.
- Ahmadzadeh, S., Doloei, G. J., & Zafarani, H. (2020). Ground motion to intensity conversion equations for Iran. *Pure and Applied Geophysics*, 177(11), 5435-5449.
- Aït Ouali, R. (1991). *Le rifting des Monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb*. PhD Thesis Univ. STHB Alger, 1–298 pp,
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of geophysical research*, 72(4), 1217-1231.
- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology* (2 volumes). Freeman and Co. New York.
- Akkar, D. S., & Bommer, J. J. (2010). Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East.
- Ambraseys, N., & Vogt, J. (1988). Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers. *European Earthquake Engineering*, 3, 16-29.
- Ambraseys, N. N., Douglas, J., Sarma, S., & Smit, P. (2005). Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3(1), 1-53.
- Arai, H., & Tokimatsu, K. (2004). S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(1), 53-63.
- Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, C., & Spudich, P. (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B6), 4595-4607.
- Atkinson, G. M., Bommer, J. J., & Abrahamson, N. A. (2014). Alternative approaches to modeling epistemic uncertainty in ground motions in probabilistic seismic-hazard analysis. (Vol. 85, pp. 1141-1144): Seismological Society of America.
- Atkinson, G. M., & Boore, D. M. (2011). Modifications to existing ground-motion prediction equations in light of new data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3), 1121-1135.
- Atkinson, G. M., & Wald, D. J. (2007). “Did You Feel It?” intensity data: A surprisingly good measure of earthquake ground motion. *Seismological Research Letters*, 78(3), 362-368.

- Authemayou, C., Pedoja, K., Heddar, A., Molliex, S., Boudiaf, A., Ghaleb, B., et al. (2017). Coastal uplift west of Algiers (Algeria): pre-and post-Messinian sequences of marine terraces and rasas and their associated drainage pattern. *International Journal of Earth Sciences*, 106(1), 19-41.
- Ayadi, A., Maouche, S., Harbi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Oussadou, F., et al. (2003). Strong Algerian earthquake strikes near capital city. [Article]. *EOS Trans Am Geophys Union*, 84(50), 5618, doi:10.1029/2003EO500002.
- Balestra, J. (2017). *Caractérisation de la source des séismes par inversion des données sismologiques et géodésiques: mécanismes au foyer, optimisation des modèles de vitesse, distribution du glissement cosismique*. Université Côte d'Azur (ComUE),
- Beldjoudi, H. (2011). *Etude de la sismicité du Nord Algérien*. Thèse de doctorat, Université de Tlemcen-Abou Bekr Belkaid,
- Beldjoudi, H. (2017). *Modélisation de la source des séismes par inversion des données sismologiques et géodésiques: application aux séismes du Nord de l'Algérie*. Thèse de doctorat. ,
- Beldjoudi, H. (2020). Fault interaction for the Beni-Ilmane (east of Algeria) seismic sequence on May 2010. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(18), 1-10.
- Beldjoudi, H., Delouis, B., Djellit, H., Yelles-Chaouche, A., Gharbi, S., & Abacha, I. (2016). The Beni-Ilmane (Algeria) seismic sequence of May 2010: Seismic sources and stress tensor calculations. *Tectonophysics*(670), 101-114.
- Beldjoudi, H., Delouis, B., Heddar, A., Nouar, O., & Yelles-Chaouche, A. (2011). The Tadjena earthquake (Mw= 5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff region (northern Algeria): Waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir fault. *Pure and Applied Geophysics*, 169(4), 677-691.
- Beldjoudi, H., Guemache, M., Kherroubi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., Djellit, H., et al. (2009). The Lâalam (Béjaïa, north-east Algeria) moderate earthquake (M w= 5.2) on March 20, 2006. *Pure and Applied Geophysics*, 166(4), 623-640.
- Belhai, D. (1987). *Massif du chenoua (Algérie) mise en place des flyschs en relation avec un cisaillement*. Thèse de doctorat Université d' Alger,
- Belhai, D. (1996). *Evolution tectonique de la zone ouest-Algéroise (Ténès-Chénoua)" approche stratigraphique et structurale"*. Thèse de doctorat. ,
- Benfedda, A., Bouhadad, Y., Boughacha, M., Guessoum, N., Abbas, K., & Bezzeghoud, M. (2020). The Oran January 9th (Mw 4.7) and June 6th, 2008 (Mw 5.4) earthquakes: Seismological study and seismotectonic implication. *Journal of African Earth Sciences*, 169, 103896.
- Benhallou, H. (1985). Les Catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie.

- Benouar, D. (1994). Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century.
- Berge-Thierry, C., Cotton, F., Scotti, O., Griot-Pommera, D.-A., & Fukushima, Y. (2003). New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 7(02), 193-222.
- Bezzeghoud, M., Dimitro, D., Ruegg, J., & Lammali, K. (1995). Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modelling of vertical movements. *Tectonophysics*, 249(3-4), 249-266.
- Boore, D. M., & Atkinson, G. M. (2008). Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24(1), 99-138.
- Boore, D. M., & Boatwright, J. (1984). Average body-wave radiation coefficients. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5), 1615-1621.
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., & Atkinson, G. M. (2014). NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1057-1085.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 959-971.
- Boudiaf, A. (1996). *Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique*. Thèse de doctorat, Montpellier 2,
- Boughacha, M. S. (2005). *Analyse de la sismicité de l'Algérie. Application à l'établissement des cartes des IMO et CFF*. Thèse de doctorat, Université d'Alger,
- Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A. K., & Calais, E. (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 217(1), 572-588.
- Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., & Olivier, P. (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 21, pp. 281-304): Elsevier.
- Bouillin, J. (1979). La transversale de Collo et d'El-Milia (Petite Kabylie): une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mémoire de la Société Géologique de France*, (ns), 57, 135.
- Bounif, A., Bezzeghoud, M., Dorbath, L., Legrand, D., Deschamps, A., Rivera, L., et al. (2003). Seismic source study of the 1989, October 29, Chenoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong ground motion records. *Annals of Geophysics*.

- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., et al. (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: relocation and aftershock sequence analysis. *Geophysical Research Letters*, 31(19).
- Bounif, A., Haessler, H., & Meghraoui, M. (1987). The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(4), 451-460.
- Bouyahiaoui, B. (2014). *Structure profonde et réactivation de la marge est-algérienne et du bassin adjacent (secteur d'Annaba), contraintes par sismique réflexion multitrace et grand-angle terre-mer*. Thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis,
- Bracene, R. (2002). *Géodynamique du nord de l'Algérie*. Thèse de doctorat, Université de Cergy Pontoise, France, 217p,
- Bracène, R., & de Lamotte, D. F. (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357(1-4), 207-226.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, 75(26), 4997-5009.
- Brune, J. N. (1971). Seismic sources, fault plane studies and tectonics. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 52(5), IUGG 178-IUGG 187.
- Bufoin, E., Coca, P., Bezzeghoud, M., Udías, A., Bouhadad, Y., & Mattesini, M. (2019). The destructive 1790 Oran (NW Algeria) earthquake in a region of low seismicity. *Tectonophysics*, 759, 1-14.
- Burollet, P., Mugniot, J., & Sweeney, P. (1978). The geology of the Pelagian block: the margins and basins off southern Tunisia and Tripolitania. In *The ocean basins and margins* (pp. 331-359): Springer.
- Caire, A. (1957). *Étude géologique de la région des Biban (Algérie)* (Vol. 16): Service de la Carte Géologique de l'Algérie.
- Calais, E., DeMets, C., & Nocquet, J.-M. (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia–Eurasia–North America plate motions? *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2), 81-92.
- Calais, E., Nocquet, J.-M., Jouanne, F., & Tardy, M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, 30(7), 651-654.
- Caprio, M., Tarigan, B., Worden, C. B., Wiemer, S., & Wald, D. J. (2015). Ground motion to intensity conversion equations (GMICEs): A global relationship and evaluation of regional dependency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1476-1490.

- Carminati, E., Wortel, M., Spakman, W., & Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 651-665.
- Chebbah, M., Naceur, H., Hecini, M., & Belouettar, S. Response surface method for the rapid design of process parameters in tube hydroforming. In *AIP Conference Proceedings*, 2007 (Vol. 908, pp. 455-460): American Institute of Physics
- Chimouni, R., Harbi, A., Boughacha, M. S., Hamidatou, M., Kherchouche, R., & Sebaï, A. (2018). The 1790 Oran earthquake, a seismic event in times of conflict along the Algerian coast: a critical review from western and local source materials. *Seismological Research Letters*, 89(6), 2392-2403.
- Chouteau, M., & Giroux, B. (2006). Géophysique appliquée II-GLQ 3202-méthodes électriques, notes de cours. *École polytechnique montréal*, 14(15), 149.
- Corana, A., Marchesi, M., Martini, C., & Ridella, S. (1987). Minimizing multimodal functions of continuous variables with the “simulated annealing” algorithm—Corrigenda for this article is available here. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, 13(3), 262-280.
- Dabouz, G., & Beldjoudi, H. (2019). Interaction Faults in the North-West of the Mitidja Basin: Chenoua–Tipasa–Ain Benian Earthquakes (1989–1996). In *On Significant Applications of Geophysical Methods* (pp. 261-263): Springer.
- De Lamotte, D. F., Andrieux, J., & Guézou, J.-C. (1991). Cinématique des chevauchements neogènes dans l'Arc bético-rifain; discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(4), 611-626.
- Delouis, B. (2014). FMNEAR: Determination of focal mechanism and first estimate of rupture directivity using near-source records and a linear distribution of point sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(3), 1479-1500.
- Delouis, B., Déverchère, J., Melnikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., et al. (2002). A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone. *Terra Nova*, 14(6), 491-500.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., & Monfret, T. (2009). The M w 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 87-94.
- Deschamps, A., Gaudemer, Y., & Cisternas, A. (1982). The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980: multiple-source mechanism determined from long-period records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4), 1111-1128.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.

- Djellit, H. (1987). *Évolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en Petite Kabylie occidentale (Algérie)*. Thèse de doctorat, Paris 11,
- Domzig, A. (2006). *Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne*. Thèse de doctorat, Brest,
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 91-108.
- Durand-Delga, M. (1969). Mise au point sur la structure de l'Algérie septentrionale. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 39, 89-131.
- Durand-Delga, M., Didon, J., Foucault, A., & Paquet, J. (1970). Dorsale bétique. *Ann. Soc. géol. Nord*, 90(4), 382-384.
- Durand-Delga, M., & Fontboté, J. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. XXVIth Intern. Geological Congress. Colloque C5: Géologie des chaînes alpines issues de la téthys. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, 11, 65-85.
- Duval, A., BARD^o, P., Lebrun, B., LACAVE-LACHE, C., Riepl, J., & HATzip^o, D. (2001). n/v technique for site response analysis. Synthesis of data from various surveys. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42(3-4), 267-280.
- El-Robrini, M. (1986). *Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation*. Thèse de doctorat, Paris 4,
- Ferdi, S., & Harbi, A. (2014). Roman literary and epigraphic sources for the study of historical seismicity in Algeria circa 42–420 AD. *Journal of Seismology*, 18(2), 277-287.
- Fletcher, J. (1980). Spectra from high-dynamic range digital recordings of Oroville, California aftershocks and their source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(3), 735-755.
- Frisenda, M., Massa, M., Spallarossa, D., Ferretti, G., & Eva, C. (2005). Attenuation relationship for low magnitude earthquakes using standard seismometric records. *Journal of Earthquake Engineering*, 9(01), 23-40.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- García-García, J., Vidal, F., Romacho, M., Martín-Marfil, J., Posadas, A., & Luzón, F. (1996). Seismic source parameters for microearthquakes of the Granada basin (southern Spain). *Tectonophysics*, 261(1-3), 51-66.

- Garcia, J. G., Romacho, M., & Jiménez, A. (2004). Determination of near-surface attenuation, with κ parameter, to obtain the seismic moment, stress drop, source dimension and seismic energy for microearthquakes in the Granada Basin (Southern Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 141(1), 9-26.
- Géry, B. (1981). DEFINITION D'UNE SERIE-TYPE DE L'" OLIGO-MIOCENE KABYLE" ANTENAPPES DANS LE DJEBEL AISSA-MIMOUN (GRANDE KABYLIE, ALGERIE).
- Glangeaud, L. (1932). Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Acles Soc. lin. Bordeaux*, t. LXXXV, et in. *Sciences Paris*.
- Glangeaud, L., Aymé, A. F., & Caire, A. J. (1952). *Histoire géologique de la province d'Alger*.
- Goffe, W. L., Ferrier, G. D., & Rogers, J. (1994). Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *Journal of econometrics*, 60(1-2), 65-99.
- Guemache, M. (2010). Evolution géodynamique des Bassins sismogènes de l'algérois (Algérie): Approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysiques). *Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Bab Ez Zouar, Algiers, Algeria*, 294.
- Guiraud, R. (1977). Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 645-650.
- Hamdache, M., Peláez, J. A., Talbi, A., & Casado, C. L. (2010). A unified catalog of main earthquakes for Northern Algeria from AD 856 to 2008. *Seismological Research Letters*, 81(5), 732-739.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350.
- Hanks, T. C., & Wyss, M. (1972). The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(2), 561-589.
- Harbi, A. (2006). *Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l'Input Sismique dans les Zones Urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue*. Thèse de doctorat, Alger,
- Harbi, A., Maouche, S., & Ayadi, A. (1999). Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria. *Journal of Seismology*, 3(1), 95-104.
- Harbi, A., Maouche, S., Vaccari, F., Aoudia, A., Oussadou, F., Panza, G., et al. (2007). Seismicity, seismic input and site effects in the Sahel—Algiers region (North Algeria). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27(5), 427-447.
- Harbi, A., Peresan, A., & Panza, G. F. (2010). Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue. *Natural hazards*, 54(3), 725-747.

- Harbi, A., Sebaï, A., Benmedjber, M., Ousadou, F., Rouchiche, Y., Grigahcene, A., et al. (2015). The Algerian homogenized macroseismic database (267–1989): a deeper insight into the Algerian historical seismicity. *Seismological Research Letters*, 86(6), 1705-1716.
- Harbi, A., Sebaï, A., Rouchiche, Y., Maouche, S., Ousadou, F., Abbès, K., et al. (2017). Reappraisal of the seismicity of the southern edge of the Mitidja basin (Blida region, north-central Algeria). *Seismological Research Letters*, 88(4), 1163-1177.
- Hartzell, S. H., & Heaton, T. H. (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A), 1553-1583.
- Haskell, N. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6A), 1811-1841.
- Haskell, N. A. (1969). Elastic displacements in the near-field of a propagating fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 865-908.
- Hauksson, E., Jones, L. M., & Hutton, K. (2002). The 1999 M w 7.1 Hector Mine, California, earthquake sequence: complex conjugate strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1154-1170.
- Havskov, J., & Ottemöller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismol. Res. Lett.*, 70(5), 532-534.
- Hée, A. (1950). Catalogue des séismes algériens de 1850 à 1911. *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, 6, 41-49.
- Isik, V., Saber, R., & Caglayan, A. (2021). November 08, 2019 Turkmanchay earthquake (Mw: 5.9) in NW Iran: an assessment of the earthquake using DInSAR time-series and field evidence. *Natural hazards*, 105(3), 3013-3037.
- Jolivet, J., Bonnin, J., Beuzart, P., & Auzende, J.-M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Publications du CNEXO Série Rapports scientifiques et techniques*, 54, 1-108.
- Kale, Ö., & Akkar, S. (2013). A new procedure for selecting and ranking ground-motion prediction equations (GMPEs): The Euclidean distance-based ranking (EDR) method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A), 1069-1084.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20), 2981-2987.
- Kanamori, H., Mori, J., Anderson, D. L., & Heaton, T. H. (1991). Seismic excitation by the space shuttle Columbia. *Nature*, 349(6312), 781-782.
- Kariche, J., Meghraoui, M., Ayadi, A., & Boughacha, M. S. (2017). Stress Change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence in the Central Tell Atlas,

- Algeria Stress Change and Fault Interaction from a Two Century-Long Earthquake Sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6), 2624-2635, doi:10.1785/0120170041.
- Kato, M. (2006). Static Coulomb failure function and aftershocks of 1995 Kobe earthquake: A statistical test. *Geophysical Research Letters*, 33(17).
- Keylis-Borok, V. (2010). On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Annals of Geophysics*, 53(1), 17-20.
- Khelif, M., Yelles-Chaouche, A., Benaissa, Z., Semmane, F., Beldjoudi, H., Haned, A., et al. (2018). The 2016 Mihoub (north-central Algeria) earthquake sequence: seismological and tectonic aspects. *Tectonophysics*, 736, 62-74.
- Kieken, M. (1974). Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban (Départ. d'Alger, Algérie). Publ. Serv. géol. Algérie, Nouv. Sér. *Bull*, 46.
- King, G. C., Hubert-Ferrari, A., Nalbant, S. S., Meyer, B., Armijo, R., & Bowman, D. (2001). Coulomb interactions and the 17 August 1999 Izmit, Turkey earthquake. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(9), 557-569.
- King, G. C., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935-953.
- Kireche, O. (1993). *Evolution géodynamique de la marge tellienne des maghrebides d'après l'étude du domaine parautochtone schistose*. Thèse de doctorat, Toulouse,
- Laouami, N., Slimani, A., & Larbes, S. (2018). Ground motion prediction equations for Algeria and surrounding region using site classification based H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(7), 2653-2684.
- Layadi, K., Semmane, F., & Yelles-Chaouche, A. (2018). S-wave velocity structure of Chlef City, Algeria, by inversion of Rayleigh wave ellipticity. *Near Surface Geophysics*, 16(3), 328-339.
- Le Goff, B., Borges, J. F., & Bezzeghoud, M. (2014). Intensity-distance attenuation laws for the Portugal mainland using intensity data points. *Geophysical Journal International*, 199(2), 1278-1285.
- Lepvrier, C. (1967). Sur la structure du massif du Chenoua (Algerie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(6), 859-864.
- Lin, J., & Stein, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Lin, J., Stein, R. S., Meghraoui, M., Toda, S., Ayadi, A., Dorbath, C., et al. (2011). Stress transfer among en echelon and opposing thrusts and tear faults: Triggering caused by

- the 2003 Mw= 6.9 Zemmouri, Algeria, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B3).
- Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.
- Machane, D., Bouhadad, Y., OUBAICHE, E.-H., Hellel, M., Amrouche, F., & Abbes, K. (2004). Description morphologique des effets induits par le séisme de Boumerdes (Algérie) du 21 mai 2003 (Mw= 6.8). *Mémoires du Service géologique de l'Algérie*(12), 133-146.
- Mak, S., Clements, R. A., & Schorlemmer, D. (2015). Validating intensity prediction equations for Italy by observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(6), 2942-2954.
- Maouche, S., Bouhadad, Y., Harbi, A., Rouchiche, Y., Ousadou, F., & Ayadi, A. (2019). Active Tectonics and Seismic Hazard in the Tell Atlas (Northern Algeria): A Review. In *The Geology of the Arab World---An Overview* (pp. 381-400): Springer.
- Maouche, S., Meghraoui, M., Morhange, C., Belabbes, S., Bouhadad, Y., & Haddoum, H. (2011). Active coastal thrusting and folding, and uplift rate of the Sahel Anticline and Zemmouri earthquake area (Tell Atlas, Algeria). *Tectonophysics*, 509(1-2), 69-80.
- Marinas, J. L., & Salord, R. (1991). Problems regarding the investigation of the 1790 oran seismic period. *Tectonophysics*, 193(1-3), 237-239.
- Massa, M., Marzorati, S., D'alema, E., Di Giacomo, D., & Augliera, P. (2007). Site classification assessment for estimating empirical attenuation relationships for Central-Northern Italy earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 11(6), 943-967.
- Mattauer, M. (1964). Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. *Geologische Rundschau*, 53(1), 296-313.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E-W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, 16(5), 257-264.
- Meghraoui, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. Thèse de doctorat, Paris 11,
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaï, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., et al. (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw= 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(19).
- Meghraoui, M., Morel, J.-L., Andrieux, J., & Dahmani, M. (1996). Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(1), 141-157.
- Meghraoui, M., & Pondrelli, S. (2013). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Annals of Geophysics*, 55(5).

- Mezcua, J., Rueda, J., & García Blanco, R. M. (2020). Characteristics of a new regional seismic-intensity prediction equation for Spain. *Natural hazards*, 101(3), 817-832.
- Mobarki, M., & Talbi, A. (2022). Spatio-temporal analysis of main seismic hazard parameters in the Ibero–Maghreb region using an Mw-homogenized catalog. *Acta Geophysica*, 1-23.
- Mohammedi, Y., Yelles-Chaouche, A., Chami, A., Khelif, M. F., Aidi, C., Hamidatou, M., et al. (2020). The 02 January 2018 ML 5.0 Oued Djer earthquake in the seismotectonic context of the southwestern Mitidja basin area, north-central Algeria. *Pure and Applied Geophysics*, 177(2), 681-702.
- Mokrane, A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Menia, N., Ayadi, A., Bezzeghoud, M., et al. (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. *Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, CRAAG, Alger-Bouzaréah*, 277.
- Moratalla, J. M., Goded, T., Rhoades, D. A., Canessa, S., & Gerstenberger, M. C. (2021). New ground motion to intensity conversion equations (GMICEs) for New Zealand. *Seismological Society of America*, 92(1), 448-459.
- Mori, J., Kanamori, H., Davis, J., Hauksson, E., Clayton, R., Heaton, T., et al. (1998). Major improvements in progress for southern California earthquake monitoring. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(18), 217-221.
- Musson, R. M., Grünthal, G., & Stucchi, M. (2010). The comparison of macroseismic intensity scales. *Journal of Seismology*, 14(2), 413-428.
- Nabelek, J. L. (1984). *Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves*. Thèse de doctorat, M. I. T., Dept. of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences,
- Nocquet, J.-M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 661-681.
- O'Reilly, G. J., & Calvi, G. M. (2020). Quantifying seismic risk in structures via simplified demand–intensity models. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(5), 2003-2022.
- Obert, D. (1981). *Étude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie)*. Thèse de doctorat, Toulouse,
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040.
- Olson, A. H., & Apsel, R. J. (1982). Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6A), 1969-2001.
- Ousadou, F., Dorbath, L., Ayadi, A., Dorbath, C., & Gharbi, S. (2014). Stress field variations along the Maghreb region derived from inversion of major seismic crisis fault plane solutions. *Tectonophysics*, 632, 261-280.

- Ouyed, M., Meghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Frechet, J., et al. (1981). Seismotectonics of the El Asnam earthquake. *Nature*, 292(5818), 26-31.
- Palano, M., González, P. J., & Fernández, J. (2015). The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 439-447.
- Philip, H., & Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2(1), 17-49.
- Platt, J., & Vissers, R. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17(6), 540-543.
- Raymond, D. (1976). *Evolution sédimentaire et technique du nord-ouest de la grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin*. Thèse de doctorat, Toulouse,
- Rehault, J.-P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1985). The western Mediterranean basin. In *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (pp. 101-129): Springer.
- Rivière, A. (1977). *Méthodes granulométriques-Techniques et interprétations*.
- Roca, E., Sans, M., & Koyi, H. A. (2006). Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). *AAPG bulletin*, 90(1), 115-136.
- Roman, J. C. (1975). *Étude géologique du bassin néogène de Médéa (Algérie)*. Thèse de doctorat,
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8(January).
- Rothé, J.-P., Dechevoy, N., & Seltzer, P. (1950). *Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie*: Pauc.
- Roure, F., Casero, P., & Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31(3).
- Roussel, J. (1973). LES ZONES ACTIVES ET LA FREQUENCE DES SEISMES EN ALGERIE (1716-1970).
- Ruff, L. J. (2002). State of stress within the Earth. *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*, 539-558.
- Saadallah, A., & Caby, R. (1996). Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, 267(1-4), 257-273.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J., Makdisi, F., & Youngs, R. R. (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seismological Research Letters*, 68(1), 180-189.

- Sandikkaya, M. A., Akkar, S., & Bard, P. Y. (2013). A nonlinear site-amplification model for the next pan-European ground-motion prediction equations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1), 19-32.
- Sato, H., Fehler, M. C., & Maeda, T. (2012). *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*: Springer Science & Business Media.
- Savage, J., & Wood, M. (1971). The relation between apparent stress and stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1381-1388.
- Schettino, A., & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1398-1423.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*: Cambridge university press.
- Sebaï, A., & Ouahmed, Y. (1997). Analyse sismologique des séismes récents du Sahel d'Alger. *Magister Thesis, IST-USTHB, Alger*, 178.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A., & Demnati, A. (1996). Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif–Betic mountains. *Nature*, 379(6568), 785-790.
- Seismol, J. Gherboudj Faouzi & Laouami Nasser.
- Sella, G. F., Dixon, T. H., & Mao, A. (2002). REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4), ETG 11-11-ETG 11-30.
- Semmane, F. (2005). *Caractérisation de la source sismique à partir des données en champ proche. Application aux séismes de Tottori (Japon) et Boumerdes (Algérie)*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I,
- Semmane, F., Benabdeloued, B., Beldjoudi, H., & Yelles-Chaouche, A. (2015). The 22 February 2014 Mw 4.1 Bordj-Menaïel Earthquake, Near Boumerdes-Zemmouri, North-Central Algeria. *Seismological Research Letters*, 86(3), 794-802.
- Semmane, F., Benabdeloued, B., Heddar, A., & Khelif, M. (2017). The 2014 Mihoub earthquake (Mw4. 3), northern Algeria: empirical Green's function analysis of the mainshock and the largest aftershock. *Journal of Seismology*, 21(6), 1385-1395.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., et al. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200.
- Shikakura, Y., Fukahata, Y., & Hirahara, K. (2014). Long-term changes in the Coulomb failure function on inland active faults in southwest Japan due to east-west compression and interplate earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 502-518.

- Silva, V., Amo-Oduro, D., Calderon, A., Costa, C., Dabbeek, J., Despotaki, V., et al. (2020). Development of a global seismic risk model. *Earthquake Spectra*, 36(1_suppl), 372-394.
- Silva, V., Crowley, H., Varum, H., & Pinho, R. (2015). Seismic risk assessment for mainland Portugal. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13(2), 429-457.
- Soumaya, A., Ayed, N. B., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., et al. (2018). Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the Maghreb Region: Constraints on active convergence in the Western Mediterranean. *Tectonics*, 37(9), 3148-3173.
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762), 605-609.
- Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3), 594-604.
- Tebbouche, M. Y. (2021). *Analyse des effets de site des zones de déformation des failles actives du bassin de la Mitidja*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et de la Technologie d'Alger, Houari Boumediène,
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, J. H., & Yoshida, A. (1998). Stress transferred by the 1995 Mw= 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24543-24565.
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., & Bozkurt, S. B. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B5).
- Tyagunov, S., Grünthal, G., Wahlström, R., Stempniewski, L., & Zschau, J. (2006). Seismic risk mapping for Germany. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6(4), 573-586.
- Tyagunov, S., Pittore, M., Wieland, M., Parolai, S., Bindi, D., Fleming, K., et al. (2014). Uncertainty and sensitivity analyses in seismic risk assessments on the example of Cologne, Germany. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(6), 1625-1640.
- Vergés, J., & Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 63-80.
- Vila, J.-M. (1980). La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *These de Doctorat-es-sciences, Universite Pierre et Marie curie*.
- Wald, D. J., Heaton, T. H., & Hudnut, K. W. (1996). The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S49-S70.

- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 24(3), 201-297.
- Wu, Y.-M., Shin, T.-C., & Chang, C.-H. (2001). Near real-time mapping of peak ground acceleration and peak ground velocity following a strong earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), 1218-1228.
- Yagi, Y., & Nishimura, N. (2011). Moment tensor inversion of near source seismograms. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 45, 133-138.
- Yelles-Chaouche, A., Abacha, I., Semmane, F., Beldjoudi, H., & Djellit, H. (2014). The Beni-Ilmane (north-central Algeria) earthquake sequence of May 2010. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7), 1283-1298.
- Yelles-Chaouche, A., Aït Ouali, R., Bracene, R., Derder, M., & Djellit, H. (2001). Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(3), 285-293.
- Yelles-Chaouche, A., Allili, T., Alili, A., Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., et al. (2013). The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system. *Advances in Geosciences*, 36, 31.
- Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H., & Bracene, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 126-139.
- Yelles-Chaouche, A., Djellit, H., Haned, S., Deramchi, A., Allili, T., Kherroubi, A., et al. (2007). The Algerian digital network. *European-Mediterranean Seismological Centre Newsletter*, 22, 7-8.
- Yelles-Chaouche, A., Haned, A., Aidi, C., Beldjoudi, H., Kherroubi, A., Semmane, F., et al. (2017). The M w 5.0 Hammam Melouane Earthquake (North Central Algeria) of 17 July 2013 in the Context of the Tellian Atlas Seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, 174(4), 1601-1614.
- Yelles-Chaouche, A., Khelif, M., Haned, A., Chami, A., Aidi, C., Beldjoudi, H., et al. (2019). The Algiers (north central Algeria) earthquake of August 1st, 2014 M w 5.5 in the Algiers Bay tectonic context. *Journal of Seismology*, 23(2), 287-302.
- Yelles-Chaouche, A. K., Aidi, C., Khelif, M. F. E., Haned, A., Beldjoudi, H., Semmane, F., et al. The Hammam Melouane Seismic Sequences (North Algeria) 2014–2016. In *Conference of the Arabian Journal of Geosciences, 2022* (pp. 141-144): Springer
- Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., de Lépinay, B. M., Strzerzynski, P., et al. (2009). Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, 475(1), 98-116.
- Zeck, H., Monié, P., Villa, I., & Hansen, B. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20(1), 79-82.

USGS U.S. Geological Survey, 2020, Earthquake Lists, Maps, and Statistics, accessed March 18, 2020 at URL <https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/lists-maps-and-statistics>

VIII. Annexe