

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEM
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

THESE

Présentée
Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR EN SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

Par
Hamoud BELDJOUDI

Spécialité : Géophysique

ETUDE DE LA SISMICITE DU NORD ALGERIEN

Soutenue le : 10 janvier 2011 devant la commission d'examen :

Mustapha BENSALAH, Professeur à l'Université de Tlemcen (Algérie)
Abdelkrim YELLES-CHAOUICHE, Directeur de Recherche au CRAAG (Algérie)
Nacera GHILLAI, Docteur à l'université de Tlemcen (Algérie)
Mohamed DJEDDI, Professeur à l'USTHB, (Algérie)
Hamou DJELLIT, Directeur de Recherche au CRAAG (Algérie)
Fethi SEMMANE, Maître de Recherche au CRAAG (Algérie)

Président
Directeur de thèse
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur

ملخص

هذه الأطروحة تتضمن دراسة تسعة زلازل حدثت في الشمال الجزائري بين عامي 1999 و 2008. استعملت تقنيات متعددة لدراسة هذه الزلازل وهي أولا تحليل الهزات الارتدادية التي تتبع الزلزال الرئيسي وثانيا تحديد آلية البؤر الزلزالية وهذا باستخدام تسجيلات المحطات الزلزالية الموجودة في الحقل القريب أو تلك الموجودة في الحقل البعيد. شملت دراسة الهزات الارتدادية كل من زلزال لعالم (بجاية) و زلزال بومرداس. سمحت هذه الدراسة في تحديد أبعاد (طول عرض، وميل) صدعي الزلازل المذكورين. لتحديد آلية البؤر الزلزالية باستخدام نماذج للموجات الزلزالية، اتخذنا نهجين. في الأول، قمنا باستغلال تسجيلات محطات رصد الزلازل الموجودة في الحقل البعيد ($30 < \Delta < 90$ درجة) لدراسة زلزال عين تموشنت. في المجموعة الثانية، استخدمنا تسجيلات محطات الحقل القريب ($0 < \Delta < 300$ كم) لدراسة زلازل الشلف (تجنتة و بوقادير)، المدية و وهران (بوفاتيس و قبالة الساحل الوهراني). أظهرت النتائج المتحصل عليها أن المصادر الزلزالية هي أساسا من نوع الفلق العكسي ذو الاتجاه شمال شرقي - جنوب غربي، زيادة على وجود صداع ذات الانزلاق اليميني. وأظهر حساب موتر الإجهاد في منطقتي جبال البابور و الشلف أن المركبة القصوى للضغط موجه شمال غرب-جنوب شرق.

كلمات أساسية: المصدر الزلزالي، تسجيل الزلزال النموذجي، الآلية البؤرية، الحقل القريب، الحقل البعيد، سلسلة البابور، موتر الإجهاد.

RESUME

Cette thèse comporte l'étude de neuf séismes du nord algérien qui se sont produits entre 1999 et 2008. Différentes approches étaient utilisées pour étudier ces événements : l'analyse des répliques et la détermination des mécanismes aux foyers en utilisant les enregistrements des stations sismologiques situées en champ lointain et des stations sismologiques situées en champ proche. L'étude des répliques a concerné les séismes de Lâalam (Béjaïa) et de Boumerdes. Cette analyse permis la détermination des dimensions (longueur, largeur, plongement) de chacune des deux failles relatives aux séismes cités. Pour déterminer les mécanismes aux foyers par la modélisation des formes des ondes sismiques, nous avons utilisé deux approches. Dans la première, nous avons exploité les enregistrements des stations sismologiques placées dans un champ lointain ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) pour étudier le séisme de Ain Temouchent. Dans la deuxième, nous avons exploité les enregistrements des stations placées en champ proche ($0 \text{ km} < \Delta < 300 \text{ km}$) pour étudier les séismes de Chlef (Tadjena et Boukadir), de Médéa et d'Oran (Boufatis et Large d'Oran). Les résultats obtenus ont montré que les sources sismiques sont principalement de type inverse orientées NE-SW. Des failles verticales de coulissage senestre orientées NS à NE-SW existent aussi. Le calcul du tenseur de contrainte dans la région des Babors et la région de Chlef a montré que la composante maximale de la compression est orientée ~NW-SE.

Mots-clés : source sismique, sismogramme synthétique, mécanisme au foyer, champ proche, champ lointain, Chaîne des Babors, Tenseur de contraintes.

ABSTRACT

This thesis concerns the study of nine earthquakes occurred between 1999 and 2008 in the North of Algeria. Different approaches were used in order to study the events: aftershocks analysis and calcul of focal mechanisms using records of seismic stations located in far-field and seismic stations located in near-field. The aftershocks analysis concerns the Laâlam (Béjaïa) and Boumerdes earthquakes. This analysis allows calculating the size (Length, Width, and Dip) of each fault. To calculate focal mechanisms, we have used two approaches. In the first one, we have used records of seismic stations located in far-field ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) to study the Ain Temouchent earthquake. In the second approach we have exploited records of seismic stations located in near-field ($0 \text{ km} < \Delta < 300 \text{ km}$) in order to study earthquakes of Chlef (Tadjean, Boukadir) Médéa and Oran (Boufatis, Oran off-shore). The results show two types of seismic sources, reverse faults oriented NE-SW and vertical left-lateral faults oriented NS to NE-SW. The stress tensor calculated in the Babor and Cheliff regions has shown that the maximal component is horizontal and oriented ~NW-SE.

Key-words: seismic source, synthetic seismogram, focal mechanism, near-field, far-field, Babor chain, stress tensor

Avant Propos

Mes remerciements s'adressent :

A mon directeur de thèse, le Dr. Abdelkrim YELLES-CHAOUCHE, pour avoir proposé et accepté de diriger ce travail.

Au professeur Mustapha BENSALAH, Doyen de la faculté des Sciences de l'université Abou Bekr Belkaïd de Tlemcen pour avoir accepté de présider mon jury.

Au Chef du département Etude et Surveillance Sismologique du CRAAG, le Dr. Hamou DJELLIT d'avoir bien accepté de faire partie du jury.

A mon collègue le Dr. Fethi SEMMANE, d'avoir accepté de juger ce travail.

Au Dr. Nacera GHELLAI de l'université de Tlemcen pour avoir accepté de juger ce travail.

Au professeur Mohamed DJEDDI de l'université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB) qui a accepté d'examiner ce travail.

A ma Mère et mon Père.

A ma femme Bouchra qui m'a supporté dans les moments les plus difficiles de cette thèse et continue à le faire.

A mes chers bouts de choux ; Ahmed-Yacine, Mohamed-Wassim et Ibrahim-Khalil qui ne m'ont jamais laissé travailler à la maison.

A mes oncles Mohamed-Tahar et Rabah.

A mes frères et sœurs,

A ma belle-famille

A toute ma famille

A tous mes collègues du CRAAG.

Table des matières

Introduction générale.....	1
-----------------------------------	----------

Chapitre I

Les séismes de l'Algérie entre 1980 et 2003	5
I-1. Introduction	6
I-2. Caractéristiques de la sismicité de l'Algérie.....	6
I-3. Exemples séismes ayant marqué la sismicité de l'Algérie entre 1980 et 2003	10
I-3-1. Le séisme d'El Asnam	10
I-3-2. Le séisme de Constantine	10
I-3-3. Le séisme de Tipaza	10
I-3-4. Le séisme de Ain Temouchent.....	11
I-3-5. Le séisme de Boumerdes-Zemmouri.....	14
I-4. Conclusion.....	17

Chapitre II

Source sismique et modélisation des formes d'ondes.....	18
II-1. Introduction.....	19
II-2. Caractérisation de la source sismique	19
II-2-1. Hypocentre	19
II-2-2. La magnitude	20
II-2-2-1. La magnitude locale	20
II-2-2-2. La magnitude des ondes de surface	21
II-2-2-3. La magnitude des ondes de volume	21
II-2-2-4. La magnitude du moment sismique.....	21
II-2-3. Le mécanisme au foyer	22
II-3. Modélisation de la source sismique.....	24
II-3-1. Champ lointain : Ondes de volumes	24
II-3-1-1. Traitement des ondes de volume	25
II-3-2. Champ proche	25
II-3-2-1. Traitement des données en champ proche	25

II-4. Modélisation des formes d'ondes.....	26
II-4-1. Modèle de base	26
II-4-2. Fonction temporelle de la source (STF)	27
II-4-3. Modélisation des ondes de volume	28

Chapitre III

Analyse des répliques	33
------------------------------------	-----------

III-1. Article: The Lâalam (Bejaïa, North-East Algeria) moderate earthquake

(Mw = 5.2) on March 20th , 2006	35
---------------------------------------------------------	-----------

Abstract	36
Introduction	36
Geological setting	37
Seismic activity	40
Surface and macroseismic effects	41
Lâalam landslide	44
Aftershock study	45
Stress axis calculation	45
Discussion and conclusion	47
Acknowledgements	51
References.....	51

III-2. Article: The 21 May, 2003 (Mw 6.8) Zemmouri (Algeria) earthquake relocation and aftershock sequence analysis.....

.....	55
Introduction	56
Mainshock and major aftershocks relocation	57
Aftershocks study	58
Aftershocks sequence and faulting geometry	58
Discussion and conclusion	59
References.....	59

Chapitre IV

Caractérisation de la source sismique par modélisation des formes des ondes sismiques	60
----------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------

IV-1. Article : The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd , 1999

Abstract	63
-----------------------	-----------

Introduction	63
Historical seismicity	66
Geological setting	67
Surface ruptures	69
Focal mechanism and source parameters	71
Methodology and data.....	71
Results	72
Conclusion	75
Acknowledgments	76
References.....	76
IV-2. Modélisation des formes d’ondes en champ proche de séismes modérés du nord algérien	78
IV-2-2. Introduction	79
IV-2-3. Traitement des données et inversion	79
IV-2-4. Le séisme de Tadjena (Chlef) du 16/12/2006.....	80
Article: The Tadjena earthquake (Mw=5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff region (Northern Algeria):Waveform modeling , regional stresses, and relation with Boukadir fault	81
Abstract	81
Introduction	82
Seismotectonic setting of the Cheliff region.....	83
Historical seismicity	85
Macroseismic effects.....	86
Focal mechanism and source parameters	86
Data processing and inversion method	86
Results	88
Regional stresses inversion.....	88
Discussion and conclusion	89
References.....	92
Figure captions.....	97
Table captions	99
IV-2-5. Le séisme de Médéa du 21/08/2007	113
IV-2-6. Le séisme de Médéa du 22/08/2007	115
IV-2-7. Le séisme de Boufatis (Oran) du 09/01/2008	117

IV-2-8. Le séisme d'Oran du 06/06/2008.....	119
IV-2-9. Le séisme de Chlef du 18/06/2008	121
Conclusion générale & perspectives	123
Bibliographie.....	128

Introduction générale

Introduction générale

L'Algérie du Nord est caractérisée par une sismicité qui est causée par l'affrontement des plaques africaine et eurasiatique : Cette sismicité se matérialise généralement par des séismes modérés à faibles quoique parfois des séismes violents puissent se produire. Ces séismes génèrent bien souvent des catastrophes à savoir les séismes d'El Asnam du 10/10/1980, et de Boumerdes du 21/05/2003.

Au cours de l'histoire, plusieurs de ces séismes importants ont été recensés. Nous pouvons citer le séisme Sétif (419) comme le premier séisme historique connu, reporté par Guidoboni (1994). Puis Alger en 1365 et 1716, Oran en 1790, Gouraya en 1891. Dans une période plus récente, Nous pouvons citer les séismes d'Orléansville du 09/09/1954, d'El Asnam du 10/10/1980 (Ouyed et al., 1981, Benhallou, 1985, Meghraoui, 1988), de Constantine du 27/10/1985 (Bounif et al.,1991), de Tipaza du 29/10/1989 (Meghraoui, 1991) de Mascara du 17/08/1994 (Benouar et al., 1996), d'Alger du 04/09/1996 (Yelles et al., 1997) , de Ain Temouchent du 22/12/1999 (Yelles et al.,2004) et de Beni-Ouartilane du 10/11/2000 (Yelles et al., 2001) et de Boumerdes du 21/05/2003 (Yelles et al.,2003 ; Delouis et al.,2004 ;Semmane, 2005 ; Belabbès, 2009).

L'étude de cette sismicité historique et contemporaine a permis d'élaborer les différents catalogues de sismicité (Roussel, 1967, Benhallou, 1985, Mokrane et al., 1994, Bennouar, 1994; Boudiaf, 1996, Yelles et al., 2002) mais aussi différentes cartes de sismicité telles que celle des Intensité Maximale (Bockel,1972, Roussel,1973, Bezzeghoud, 1996), d'Aléa sismique (Hamdache, 1998). D'autre part, l'étude de quelques séismes récents (El Asnam, 1980, Boumerdes, 2003) ont permis de préciser les caractéristiques des séismes qui se produisent en Algérie. Ces séismes sont produit généralement par des plis, plis failles ou failles inverses de direction NNE-SSW témoignant du raccourcissement, comme l'indiquent les différents mécanismes au foyer, calculés dans le Nord algérien. Dans la région Est, les séismes semblent plutôt décrochants du fait d'une réorientation du champ de contraintes.

Les séismes algériens sont d'autre part superficiels ne dépassant pas en profondeur les 15 km, ce qui les rend plus dangereux et perceptibles par la population. Il est bien évident que l'étude de la sismicité nord algérienne comme nous venons le constaté a été basée jusqu'à récemment

sur des connaissances de sismicité historique ou bien de l'étude de certains séismes qui se sont produits.

Tributaire de la présence d'un bon réseau sismologique, les études sismologiques ont été de par le passé peu développées en raison de l'absence d'un réseau sismologique de qualité. Le réseau analogique déployé à la fin des années 80 n'a en effet fonctionné que durant quelques années.

Il a donc fallu attendre l'année 1998 pour que soit redéployer au nord de l'Algérie le réseau sismologique (Yelles et al., 2007) . A l'aube du séisme Boumerdes existait donc une trentaine de stations fixes et une vingtaine de stations portables qui ont donc pu prendre en charge l'étude de ce séisme. Le déploiement du nouveau réseau sismologique numérique à partir de 2007 (ADSN), permet aujourd'hui avec près de quatre vingt stations de réaliser une surveillance de qualité.

Cette thèse se veut donc le début d'une ère nouvelle pour la sismologie au nord algérien. Elle se veut comme précurseur d'études sismologiques basées sur l'étude des caractéristiques physiques (paramètres focaux, source...) des événements sismiques qui peuvent se produire en Algérie. Elle présente donc les premiers résultats sismologiques obtenus sur l'étude des différents séismes modérés à forts qui se sont produit en Algérie du Nord depuis 1999.

Ainsi l'occurrence d'un événement sismique qu'il soit faible, modéré ou majeur dans une région sismique reste une très bonne opportunité pour étudier la structure active qui l'a généré. Afin de caractériser cet événement sismique, il faut d'abord le localiser avec le plus de précision possible, il faut déterminer sa magnitude (taille) et enfin déterminer les paramètres de son mécanisme au foyer (paramètres de la source) à savoir : La direction de la faille Azimut (en anglais : Strike), le plongement de la faille (en anglais : Dip), l'angle de glissement (en anglais : Rake) et les dimensions de la faille.

La détermination des paramètres du mécanisme au foyer nécessite la disponibilité de certaines données sismologiques dont les sismogrammes. Ces sismogrammes sont enregistrés soit en champ lointain ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$; Δ : Distance épacentrale) soit en champ proche et/ou régional ($0 \text{ km} < \Delta < \text{à } 1000 \text{ km}$). La modélisation des formes d'onde consiste à générer des

sismogrammes synthétiques et les comparer avec les sismogrammes observés jusqu'à trouver une meilleure corrélation (minimisation de l'erreur).

La localisation et l'analyse des répliques permettent de lever l'ambiguïté sur le plan de la faille ayant jouée lors du séisme principal. Elles donnent aussi une image très réaliste des dimensions de la structure à savoir sa longueur sa profondeur ainsi que son plongement.

Cette thèse est composée de trois parties. La première partie contient deux chapitres ; un chapitre de généralités concernant la sismicité du nord-algérien, l'autre contient des définitions et quelques développements théoriques sur la propagation des ondes sismiques en champ lointain.

La deuxième partie de la thèse est consacrée à l'étude des répliques (localisation et analyse) de deux séismes, l'un modéré de magnitude ($M_w = 5.2$) qui s'est produit le 20/03/2006 dans la région des Babors (région de Kherrata) et qui a joué sur un segment de faille de coulissage senestre orienté NS. Nous avons aussi déterminé le tenseur de contrainte de la région à partir des mécanismes aux foyers des séismes produits dans la région. L'autre séisme fort de magnitude ($M_w = 6.8$) survenu à la bordure nord-est du bassin de la Mitidja sur une structure inverse qui plonge vers le sud-est.

La troisième partie de cette thèse comporte deux chapitres, le premier chapitre est consacré à l'étude détaillée du séisme de Ain Temouchent ($M_w=5.7$) et à la déterminations par deux méthodes différentes des paramètres de sa source sismique en exploitant les données des polarités des ondes P et la modélisation des formes d'ondes sismiques en champ lointain.

Le deuxième chapitre est dédié à la détermination des mécanismes aux foyers en champ proche de six séismes modérés enregistrés par le réseau numérique large bande de surveillance sismologique du CRAAG entre 2006 et 2008. Nous avons présenté une étude détaillée sur l'événement du 16/12/2006 qui s'est produit dans la région de Tadjena-Bouzghaïa (Chelf) avec une magnitude ($M_w=5.0$). Ce séisme a été associé au segment nord-est de la structure active inverse de Boukadir. Le tenseur de contrainte a été calculé dans la région de Chlef en utilisant les mécanismes aux foyers disponibles des séismes de la région.

Ainsi les différents résultats obtenus par ces études apportent une nouvelle contribution à la connaissance de la sismicité de la région Nord algérienne

Chapitre I

Les séismes de l'Algérie entre 1980 et 2003

I-1. Introduction

Les séismes se produisent aux frontières des plaques tectoniques où s'accumulent les contraintes à cause de leurs mouvements. Nous citons à titre d'exemple deux types de frontières: Les zones de subduction où la croûte océanique s'enfouie sous la croûte terrestre pour redevenir liquide ; le Magma, et les zones d'accrétion océanique où on a un renouvellement de la croûte océanique.

I-2. Caractéristiques de la sismicité de l'Algérie.

L'Algérie se situe sur la plaque *Afrique* laquelle est en perpétuelle collision avec la plaque *Eurasie*. La collision de ces deux plaques se fait avec une vitesse de rapprochement de l'Afrique par rapport à l'Europe stable d'environ ~5mm par an (Figure I-1) et donne du côté de la frontière des plaques des chaînes de montagnes, des plis et des failles orientés principalement NE-SW et une direction de raccourcissement ~NNW-SSE dans l'Atlas Tellien (Fernandez-Ibañez et al., 2007 ; Domzig, 2006 ; Stich et al., 2006 ; Nocquet & Calais, 2004 ; Calais et al., 2003 ; Fernandez et al., 2003 ; Henares et al., 2003 ; McClusky et al., 2003 ; Meghraoui et al., 1996).

La sismicité de l'Algérie est localisée sur la frange nord du pays formée par quatre domaines morpho-structuraux: L'Atlas Tellien, les hauts plateaux, l'Atlas Saharien et la partie nord de la plateforme saharienne (Figure I-2). La fréquence et la magnitude de la sismicité est importante sur l'Atlas Tellien. Cette sismicité s'atténue si on se dirige vers le sud. Des séismes modérés sont enregistrés dans l'Atlas Saharien et la partie nord de la plateforme saharienne (Figure I-3), nous citons à titre d'exemple, les séismes de la région d'El Djelfa (le 09/01/2007 ; $M_L = 4.1$), de la région d'El Oued (le 09/07/2007 ; $M_L = 5.2$) et récemment de la région de Ain Sefra (le 14/12/2009 ; $M_L = 5.0$).

La sismicité de l'Algérie est caractérisée par des séismes superficiels, elle est localisée dans les 20 premiers kilomètres. Cette sismicité est généralement marquée par des séismes faibles à modérés. Toutefois, Des séismes forts se sont produits dans l'Atlas Tellien, nous pouvons citer le séisme majeur d'El Asnam du 10 octobre 1980 ($M_s = 7.3$) et le séisme fort de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003 ($M_w = 6.8$). Les structures actives sont représentées généralement par des failles inverses et/ou de coulissement (Figure I-4). Les failles qui engendrent ces séismes sont principalement orientées NE-SW (Ouyed et al., 1983 ; Meghraoui, 1988 & 1996 ; Bounif et al., 2004, Delouis et al., 2004 ; Yelles-Chaouche et al.,

2004). L'existence aussi d'une faille de coulissement senestre orientée NS, qui a joué le 20 mars 2006 (Mw=5.2) dans la région des Babors (Beldjoudi et al., 2009).

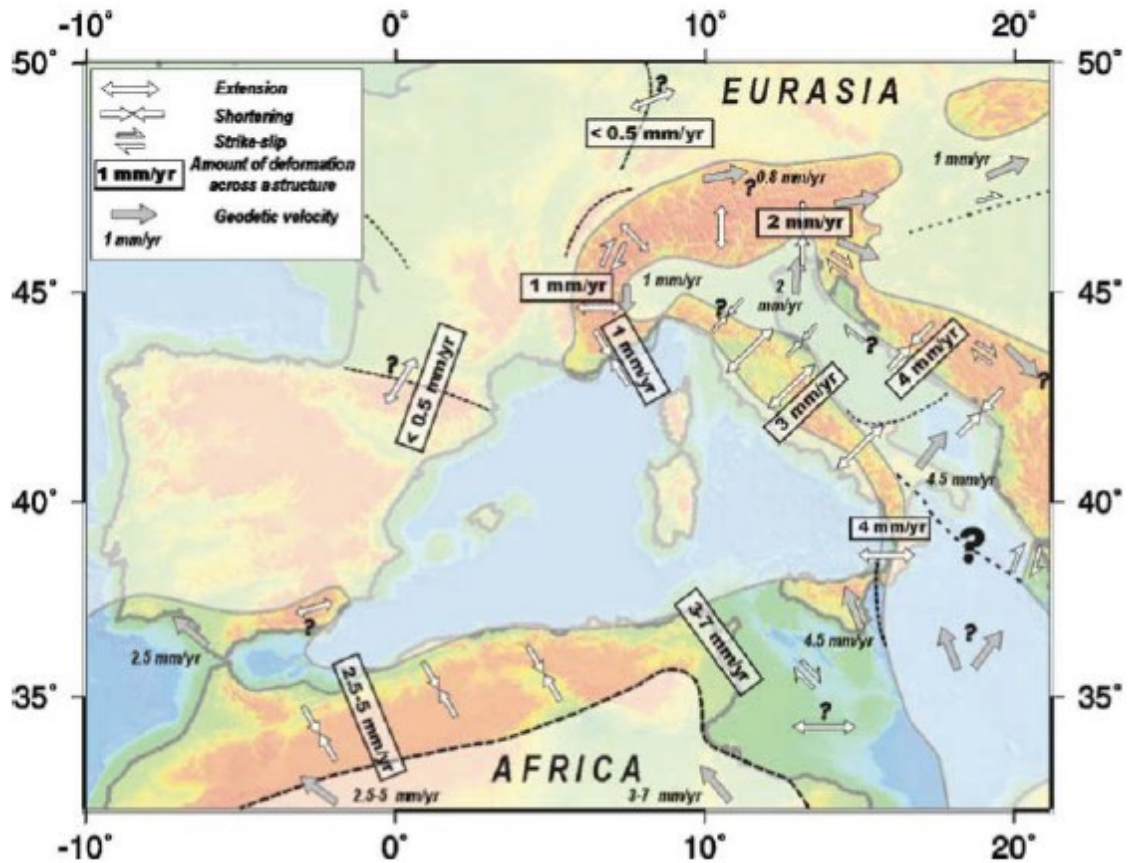


Figure I-1 : Zone de la limite de plaque Afrique-Europe en méditerranée occidentale et quantité de déformation dans les zones sismiquement actives. Les flèches blanches indiquent le régime des contraintes et les flèches grises la direction de mouvement par rapport à l'Europe stable (Domzig, 2006).

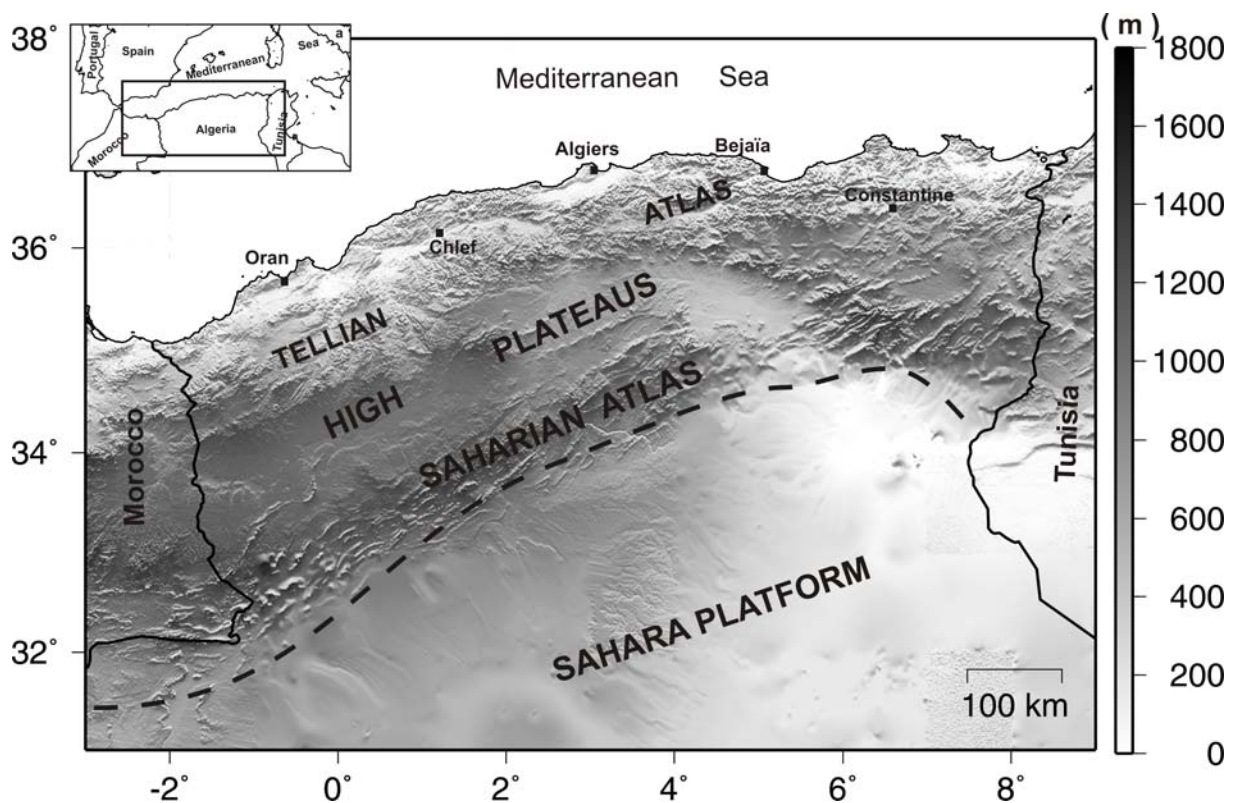


Figure I-2 : Aires d'occupation de la sismicité algérienne (domaines morfo-structuraux) :*a-* L'Atlas tellien, *b-* Les hauts plateaux, *c-* L'Atlas saharien, *d-* La partie extrême nord de la plateforme saharienne. Modèle numérique de terrain (MNT obtenue à partir des données etopo_5 :<http://ngdc.noaa.gov>).

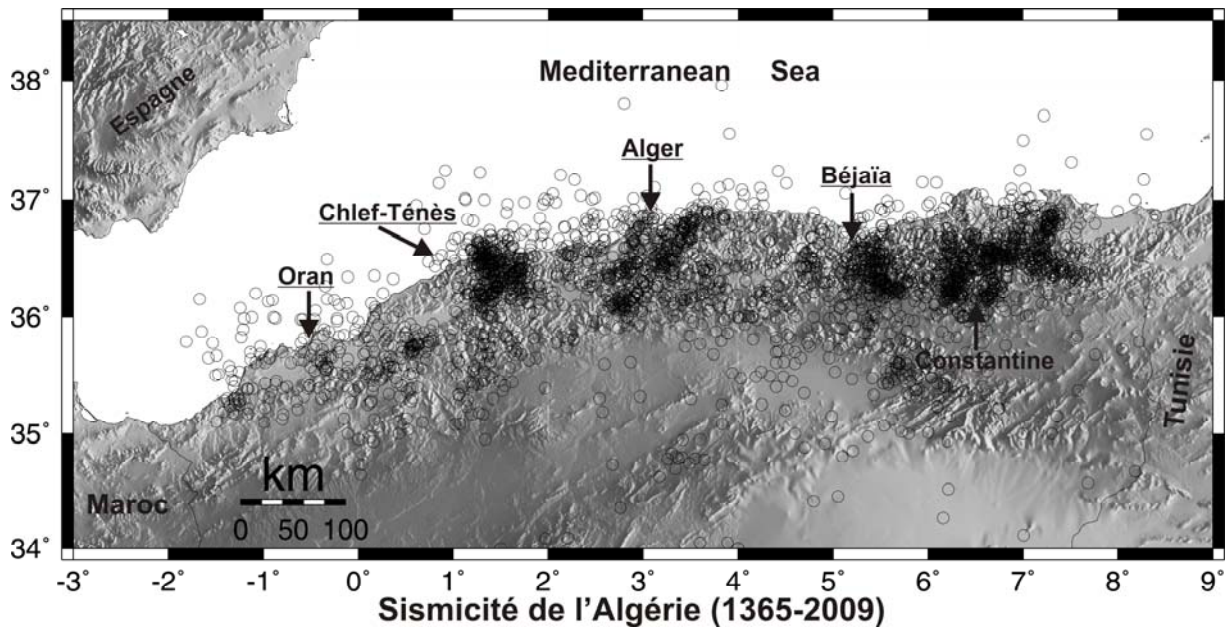


Figure I-3 : Sismicité historique et instrumentale de l'Algérie de 1365 à 2009 (catalogues du CRAAG).

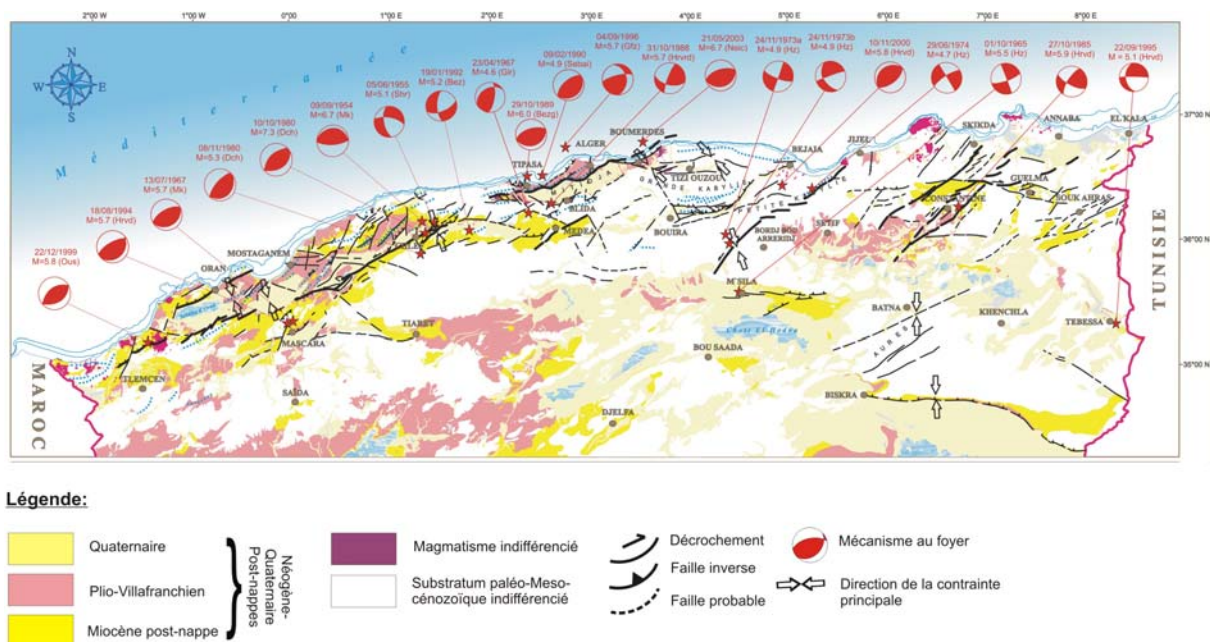


Figure I-4 : Carte sismotectonique du nord d'Algérie. Mécanismes au foyer des principaux séismes ayant secoués l'Algérie et structures actives du nord algérien (Carte inédite établit par le laboratoire sismotectonique du CRAAG, Djellit et al.).

I-3. Exemples de séismes ayant marqué la sismicité de l'Algérie entre 1980 et 2003

I-3-1. Le séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980.

Ce séisme superficiel (36.16° N, 1.39° E, profondeur = 10 km) reste le plus violent survenu à l'Atlas Tellien occidental ($M_s=7.3$) depuis l'ère instrumentale (Figure I-5a). Il a été étudié par de nombreux auteurs (Ouyed et al., 1981, 1981 & 1983 ; Deschamps et al., 1982 ; Ruegg et al., 1982 ; Yielding et al., 1989 ; Mokrane et al., 1994 ; Lammali et al., 1997 ; Meghraoui, 1988 & 1996 ; Beldjoudi, 2003). La faille (d'El Asnam ou de Oued Fodda) est située sur le pli-faille du bassin de Cheliff. La source sismique est de type inverse orientée NE-SW et plonge vers le NW (strike = 255, dip = 54, rake = 83). Ce séisme a laissé des traces de surface visibles sur 40 km le long de la faille avec un rejet vertical maximum observé de 6 mètres (Figure I-5b). Ce séisme a été ressenti sur un rayon de 250 Km et son intensité a été estimée à IX (échelle MSK). Des milliers de pertes en vies humaines (2633 morts) ont été enregistrées et la ville d'El Asnam et ses villages limitrophes ont été détruits.

I-3-2. Le séisme de Constantine du 27 octobre 1985

Cet événement s'est produit dans l'Atlas tellien oriental, sa magnitude était de ($M_s=6.0$). L'intensité maximale observée a été estimée à VIII (échelle MSK). Ce séisme s'est produit dans la région de Constantine (36.46° N, 6.76° E, profondeur = 10 Km). Le mécanisme au foyer montre une faille verticale de mouvement senestre orientée NE-SW (strike = 217, dip = 84, rake = 19). Des traces de surface formées de petits segments en échelon ont été observées (Figure I-6), le mouvement verticale observé ne dépasse pas les 4 cm (Bounif et al., 2003). Rien que pour une période de trois semaines, 1500 répliques ont été enregistrées (Bounif et al., 1987 ; Deschamp et al., 1991 ; Sebaï, 1997 ; Bounif & Dorbath, 1998). La source sismique a été obtenue par la modélisation des formes des ondes P enregistrées par des stations situées à des distances télésismiques.

I-3-3. Le séisme de Tipaza (Mont Chenoua) du 29 octobre 1989

L'Atlas Tellien centre est secoué par un séisme de magnitude ($M_w = 6.0$). Cet événement s'est produit à 70 km à l'ouest de la capitale Alger. L'épicentre a été localisé en mer au nord du Mont-Chenoua (Lat. = 36.66° ; Long. = 2.48° ; profondeur = 10km) par les organismes internationaux (USGS, CSEM, NEIC). Il a été localisé par le CRAAG, dans le Mont-Chenoua. Les répliques enregistrées et localisées par Bounif et al. (2003) indiquent une direction NE-SW de la faille compatible aux données de l'inversion des données large bande

qui indiquaient une source sismique inverse avec une direction NE-SW (Figure I-7). Des coupes perpendiculaires à la direction des répliques ont montré un plongement du plan de la faille vers le NW (strike = 246 ; dip = 56 ; rake = 86). A Alger le séisme a été bien ressenti et la population a été prise de panique et plusieurs familles passèrent la nuit dehors (Sebaï, 1997 ; Bounif et al., 2003).

I-3-4. Le séisme d'Ain Temouchent du 22 décembre 1999

Ce séisme de magnitude ($M_w = 5.7$) c'est produit à Ain Temouchent située 70 km à l'ouest de la ville d'Oran. C'est un séisme superficiel localisé dans les 10 premiers km de la croûte terrestre. L'intensité maximale a été estimée à VII (Echelle MKS). Le séisme a provoqué de sérieux dommages dans la ville d'Ain Temouchent et ses villages limitrophes. Le mécanisme au foyer de ce séisme calculé par Yelles et al. (2004) montre une faille inverse orientée NE-SW. Belabbès et al., (2008) en utilisant les données d'interférométrie radar (InSAR) a confirmé la direction NE-SW de la faille et a pu montrer que la faille plonge vers le NW. Ce séisme a fait l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre IV.

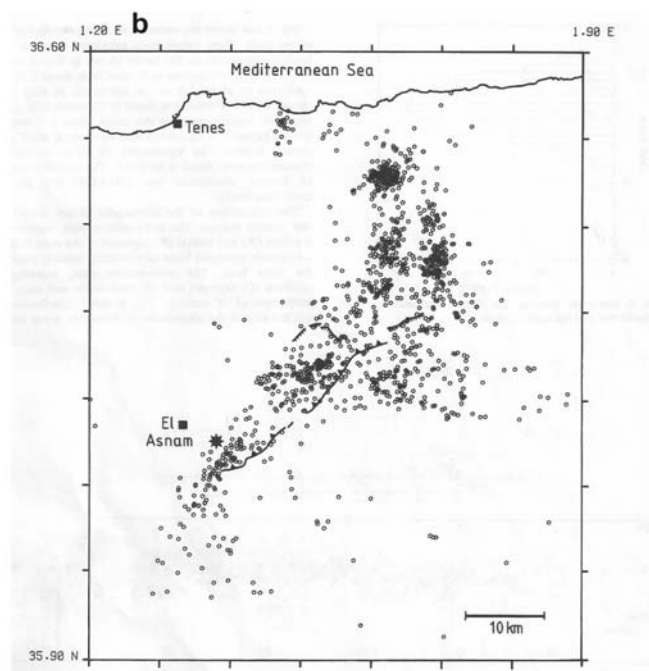
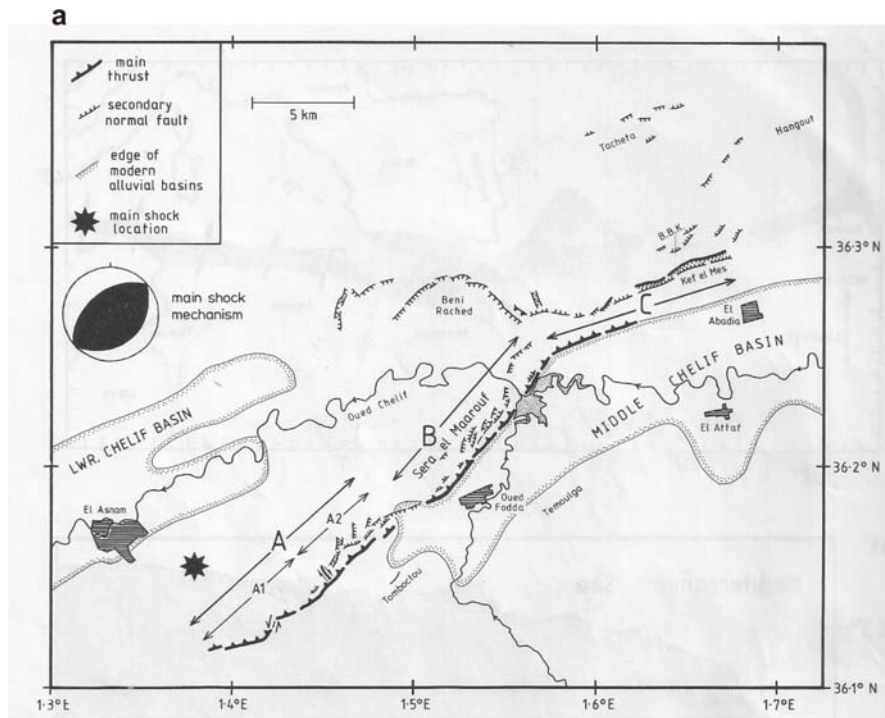


Figure I-5 : a) Carte montrant le mécanisme au foyer du séisme d'El Asnam du 10/10/1980 ainsi que sa localisation (l'étoile). A, B et C sont les segments de la faille. b) La répartition des 1279 répliques bien localisées. Les traces de surfaces sont mentionnées par des lignes (Yielding et al., 1989).

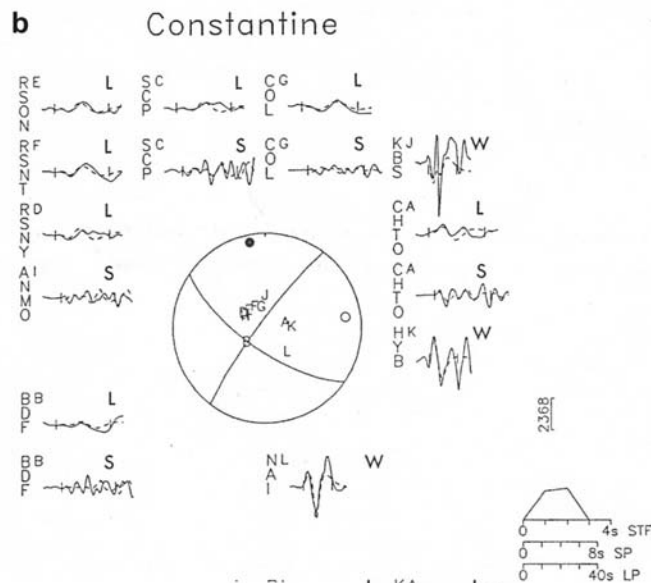
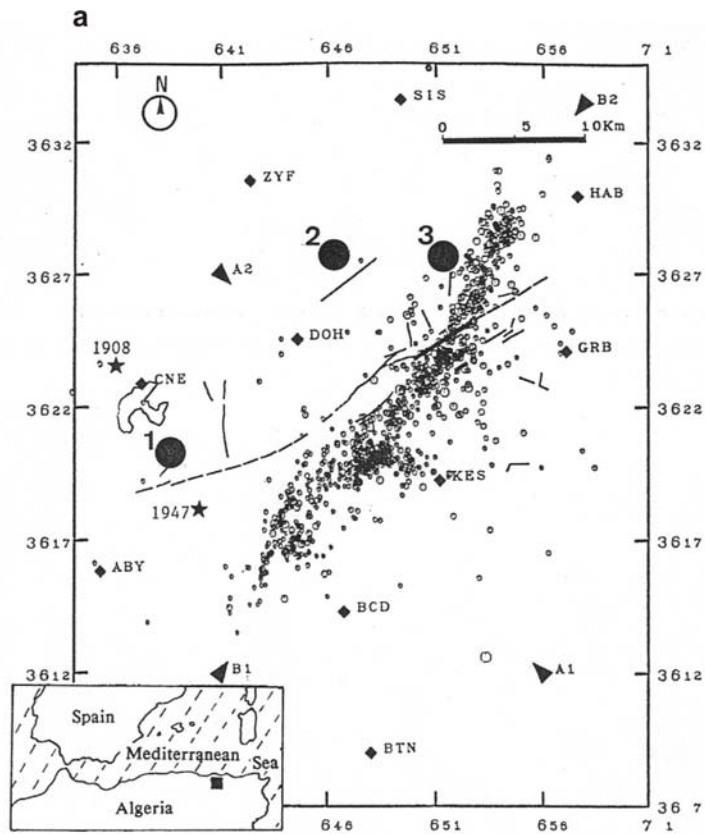


Figure I-6 : a) distribution des répliques du séisme du 27/10/1985. Les deux étoiles noires indiquent les localisations des séismes de 1908 et 1947. Les grands cercles noirs indiquent les différentes localisations obtenues par différents centre sismologiques, (1 : CSEM ; 2 : NEIC ; 3 : CMT Harvard). Les traits montrent la faille de Ain Smara et une partie de la faille active.

I-3-5. Le séisme de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003

Ce séisme a secoué la région de Boumerdes (50 km à l'est d'Alger) le 21 mai 2003 à 19h44mn (heure locale). De magnitude ($M_w = 6.8$), il est le séisme le plus violent qui s'est produit au nord de l'Algérie après le séisme d'El Asnam de 1980. Il a été ressenti dans un rayon de 250 km. Il a fait plus de 2000 victimes sans compter les dégâts et les dommages dans les wilayas de Boumerdes, Alger, Tizi-Ouzou et Bouira. Ce séisme a fait l'objet de plusieurs travaux scientifiques (Delouis et al., 2004 ; Bounif et al., 2004 ; Meghraoui et al., 2004 ; Deverchère et al., 2005 ; Semmane et al., 2005 ; Ayadi et al., 2008 ; Belabbès et al., 2009 ; Yelles et al., 2004). L'étude de la source sismique a été faite par divers auteurs en utilisant des approches différentes. Delouis et al. (2004) a utilisé l'inversion jointe des données sismologiques (téléséisme) et des données géodésiques (GPS + soulèvement côtier). Semmane et al. (2005) a utilisé les enregistrements des mouvements forts (accéléromètres) et les observations géodésiques (GPS + soulèvement côtier). Meghraoui et al., (2004) a tenté de modéliser la source rien qu'en utilisant les données géodésiques (GPS + soulèvement côtier). Belabbès et al., (2009) a modéliser la source sismique en utilisant les données géodésiques (GPS + soulèvement côtier) mais cette fois en ajoutant la donnée interférométrie radar (InSAR). Toutes ces études citées ci-dessus ont montré que la faille du séisme du 21/05/2003 est orientée NE-SW, et que son pendage plonge vers le SE. En allant dans les détails, ces modèles obtenus par différentes approches présentent de différences dans les valeurs qui quantifient la source à savoir l'azimut, le pendage et les dimensions de la faille. La Figure I-8 et la Table I-1 présentent les paramètres de la source obtenus par ces différents auteurs. Delouis et al. (2004), Semmane et al. (2005), Meghraoui et al., (2004) ont pu modéliser la quantité de glissement sur la faille. Deux aspérités sont observées sur tous les modèles présentés.

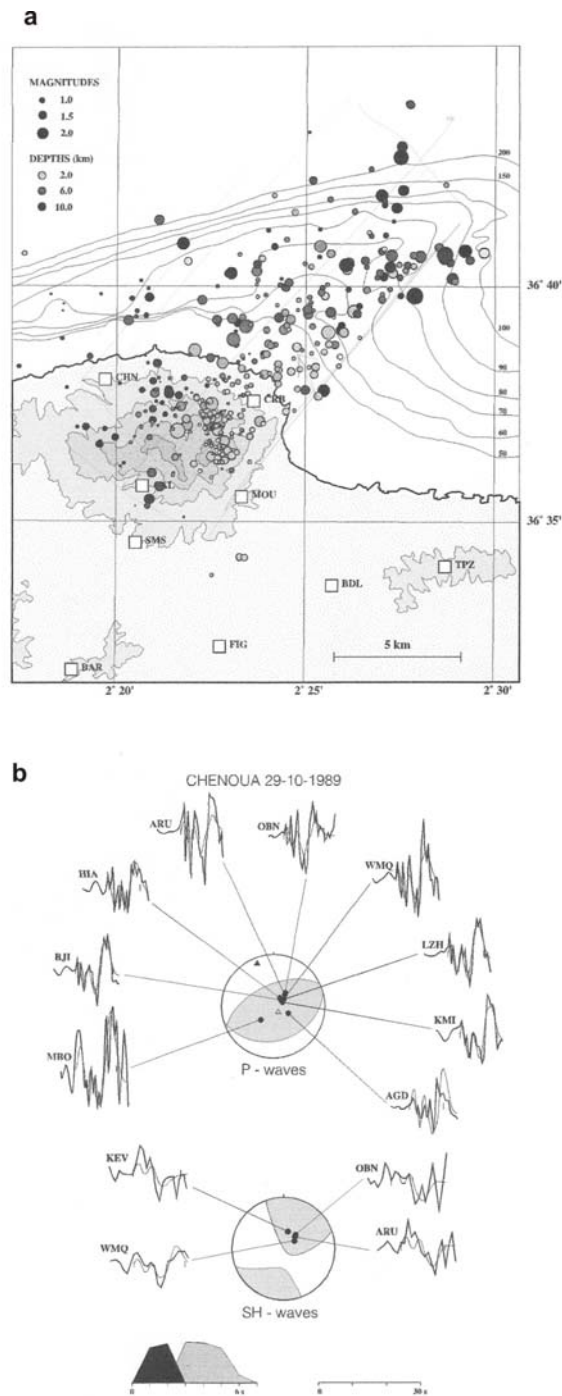


Figure I-7 : *a) localisation des répliques du séisme de Mont-Chenoua (29/10/1989). b) (Haut):Source sismique obtenu par la modélisation des ondes P et des ondes SH.(Bas): Fonction temporelle de la Source (d'après Bounif et al., 2003). b) mécanisme au foyer obtenu par inversion des ondes P à des distances téléseismiques (d'après Deschamps et al., 1991).*

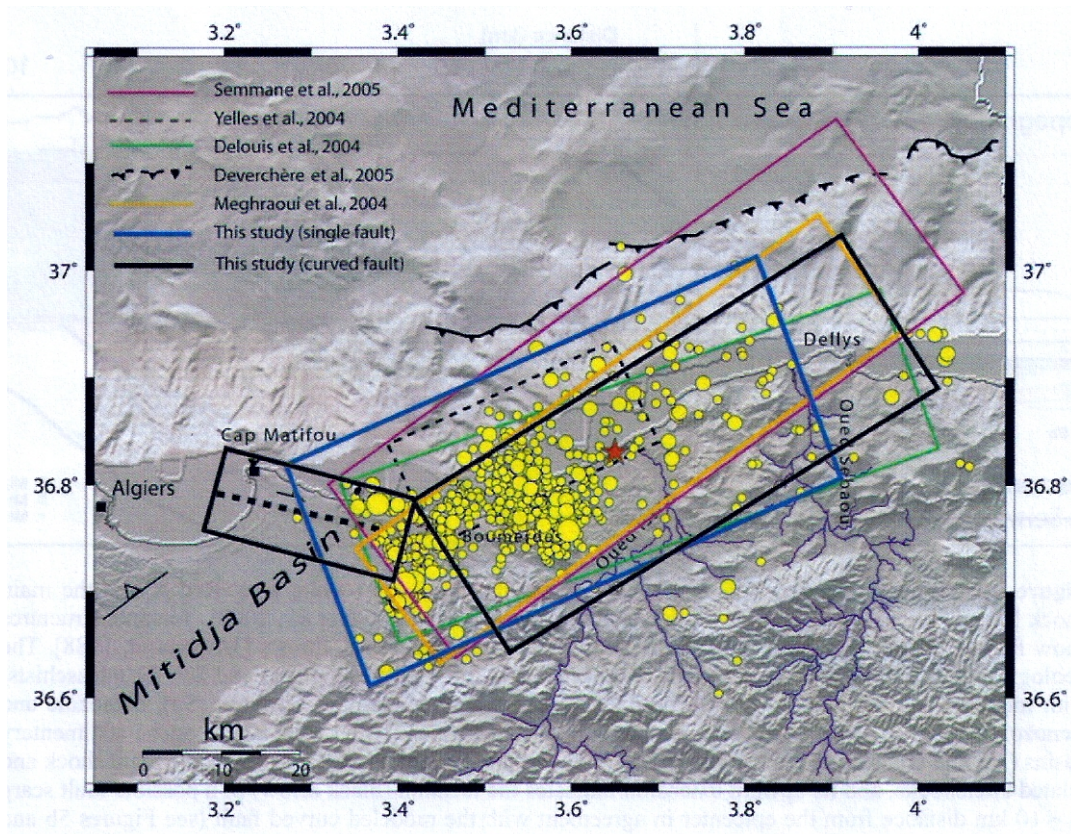


Figure I-8 : Localisation du choc principal (étoile rouge) et des répliques du séisme 21/05/2003. Les rectangles de couleurs différentes montrent les différents modèles de la source sismique obtenus par différentes études (Belabbès et al, 2009).

Long. °	Lat. °	Z(km)	Strike	Dip	Rake	Mo (N.m) 10 ¹⁹	Ref.
36.83	3.63	10	54	47	86	2.4	Yagi
36.83	3.63	10	70	40	95	2.8	Delouis
36.83	3.63	10	54	50	88	2.75	Meghraoui
36.83	3.63	10	54	47	88	5.9	Semmane
36.83	3.63	10	65	40	90	1.78	Belabbès

Table I-1: Paramètres des différents modèles de la source sismique du séisme du 21/05/2003

I-4. Conclusion

L'activité sismique du nord algérien est principalement animée par des structures de compression orientées NE-SW. Dans ce chapitre, nous avons présenté les principaux traits de la sismicité de l'Algérie. Cette sismicité est localisée le long du nord Algérien représenté par l'atlas tellien, les hauts plateaux et l'Atlas saharien ainsi que la partie nord (extrême) de la plateforme saharien.

Les principaux séismes qui se sont produits dans le Nord algérien entre 1980 et 2003 se situent sur des failles inverses (El-Asnam 1980 ; Tipaza, 1989 ; Ain Temouchent, 1999 et Boumerdes, 2003) ou de décrochement (Constantine, 1985). Ces failles sont orientées NE-SW. Deux méthodes ont été utilisées pour déterminer les paramètres de la source sismique : la modélisation des formes d'ondes en champ lointain (télésismique) et l'analyse des répliques qui ont suivi ces répliques.

Chapitre II :

Source sismique et modélisation des formes d'ondes

II-1. Introduction

La caractérisation des séismes passe par une représentation simplifiée du phénomène réel et donc par l'utilisation de modèle. Ces modèles sont considérés acceptables dans la mesure où ils permettent de reproduire correctement les observations disponibles tout en étant compatible avec les lois fondamentales de la physique (Delouis, 2009).

II-2. Caractérisation de la source sismique

II-2-1. Hypocentre

Dans tout les modèles cinématiques on fait intervenir un point d'initiation de la rupture sismique (nucléation) qu'on appelle l'hypocentre (foyer). C'est à partir de ce point que sont émises les premières ondes P et S dont les temps d'arrivée aux stations sismologiques permettent de localiser la position. L'hypocentre est caractérisé par trois paramètres correspondant à son positionnement géographique : la longitude géographique, la latitude géographique et la profondeur, il faut aussi déterminer le temps origine T_0 (début de la nucléation). Une localisation particulièrement précise de l'hypocentre est requise lorsqu'on veut incorporer dans l'analyse des stations sismologiques proches, car ces stations voient la rupture de près et sont donc plus sensibles aux détails du processus de rupture.

Bien que la localisation hypocentrale corresponde à la tâche de base de la sismologie depuis des décennies, la solution n'est pas triviale et doit le plus souvent être soumise à un examen critique. En effet, il s'agit d'un problème mal contraint en raison du positionnement des stations sismologiques et de la connaissance imparfaite de la structure traversée par les ondes sismiques.

Pour les données sismologiques enregistrées à des milliers de kilomètres (données télésismiques), un épicentre approximatif (à quelques dizaines de kilomètres près) est suffisant dans ce cas. A ces distances, une telle variation sur l'épicentre ne se traduira que par des variations minimales des azimuts source-station sans réelles conséquences sur le modèle de la source. En revanche, il est à noter que les données télésismiques sont sensibles à la manière dont se propage la rupture par rapport à son point d'initiation, c'est ce qu'on appelle l'effet de la directivité. Si les données télésismiques sont peu sensibles à la position de l'épicentre, elles sont par contre très sensibles à la profondeur hypocentrale, pour la profondeur une précision de l'ordre de ~ 1 km est requise, une profondeur erronée induit des

décalages temporels des arrivées des phases de profondeur sur les sismogrammes (Delouis, 2009).

II-2-2. La magnitude

La magnitude, indicateur à fort impact médiatique, est un paramètre qui est très fréquemment encore aujourd'hui l'objet de discussion. Pour un même séisme, il est un fait que la valeur de la magnitude varie suivant le pays et l'institut qui la fournit, un même institut pouvant d'ailleurs fournir plusieurs valeurs distinctes de magnitudes.

II-2-2-1. La magnitude locale (M_L)

Cette magnitude a été développée par Richter en 1930 après avoir observé que le logarithme de l'amplitude maximale du déplacement du sol s'atténue avec la distance sur les séismes enregistrés en Californie (Lay & Wallace, 1995). Toutes les observations étaient faites sur un même type de sismomètre : le Wood-Anderson. Les magnitudes de ces événements sont calculées par l'expression suivante :

$$\text{Log } A - \log A_0 = M_L, \quad (1)$$

A et A_0 sont le déplacement de l'événement et le déplacement d'un événement de référence à une distance donnée respectivement. Richter a choisi comme événement de référence avec un déplacement (amplitude) de 1×10^{-3} m à une distance épacentrale de 100 km. Et pour $M_L=0$. En utilisant l'événement de référence pour tracer les abaques, l'équation peut être réécrite :

$$M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta. \quad (2)$$

Mais il a été assez rapidement observé et démontré théoriquement que l'amplitude des ondes était sujette à une saturation lorsque la magnitude augmente, la saturation est d'autant plus importante que la fréquence des ondes considérées est élevée (courte période). La magnitude originale de Richter étant basée sur des amplitudes assez haute fréquence (~ 1 Hz), elle sature rapidement (sous-estimation de la magnitude dès la magnitude 5.5).

Des formulations basse fréquence sont introduites ensuite ($M_s \sim 0.05$ Hz) repoussant la saturation à des magnitudes plus élevées.

II-2-2-2. La magnitude des ondes de surface (M_s)

Sur les stations long période situées à 600 km et plus, les sismogrammes de séismes superficiels sont dominés par les ondes de surface (~ 0.05 Hz). Les amplitudes de ce type d'onde dépendent de la distance différemment des amplitudes des ondes de volume. Les amplitudes des ondes de surface sont fortement affectées par la profondeur de l'hypocentre. Les séismes profonds ne génèrent pas des amplitudes importantes des ondes de surface. La magnitude des ondes de surface est donnée par la relation :

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (3)$$

A_{20} est l'amplitude des ondes de surface de période 20 secondes (généralement c'est l'amplitude des ondes de Rayleigh de la composante verticale qui est utilisée).

II-2-2-3. La magnitude des ondes de volume (m_b)

Bien que la magnitude locale est utile, les limites imposées par le type d'instruments ainsi que l'effet de la distance laisse la magnitude locale inutilisable. Au-delà des distances régionales, ou l'onde P devient une phase distincte, il est pratique de définir une magnitude basée sur les amplitudes de l'onde P et elle est donnée par la relation :

$$m_b = \log (A/T) + Q (h, \Delta) \quad (4)$$

A est l'amplitude du déplacement du sol à la station et T est sa période correspondante. $Q(h,\Delta)$ est la fonction de correction de l'effet de distance et l'effet de la profondeur obtenus sur des abaques.

II-2-2-4. La magnitude du moment sismique (M_w)

Afin de trouver une magnitude plus intrinsèquement représentative de la dimension réelle du séisme, Kanamori en 1977 a introduit la magnitude du moment (M_w) reliée au moment sismique défini comme :

$$M_o = \mu S \Delta u \quad (5)$$

Avec μ le coefficient de rigidité (module de cisaillement), S la surface de rupture et Δu le glissement moyen sur la faille lors du séisme. La magnitude du moment est donc directement associée aux paramètres reflétant la dimension de la rupture. Cette magnitude peut être calculée de deux façons différentes :

- 1- A partir de la partie basse fréquence du spectre en déplacement du mouvement du sol
- 2- A partir de la modélisation des formes d'ondes.

II-2-3. Le mécanisme au foyer

Le mouvement générateur des ondes sismiques au niveau de la faille au foyer est représentée de manière simplifiée de la façon suivante :

Les deux blocs de part et d'autre de la faille représentée par une surface plane d'épaisseur infinitésimale, se déplacent parallèlement l'un par rapport à l'autre mais en sens opposé, c'est le modèle de dislocation comme son nom l'indique, le mécanisme au foyer est censé décrire le mouvement de faille au niveau du foyer, donc à l'initiation de la rupture. Pour un séisme de grand taille, le mouvement de faille peut très bien varier le long de la rupture et donc la notion de mécanisme au foyer doit s'étendre dans un sens élargi, ce qui est empreint d'une certaine ambiguïté. Au sens strict, le mécanisme au foyer devrait être déterminé à partir des premiers mouvements du sol qui correspondent à l'initiation de la rupture. C'est ce qui est fait systématiquement lorsqu'on analyse le sens de la première onde P ou bien le rapport d'amplitude des ondes P et S ou bien la polarisation de la première onde S. Par contre lorsqu'on modélise les formes d'ondes sismiques émises par la globalité de la rupture, le mécanisme obtenu devient plus représentatif de.

Le mécanisme au foyer est représenté par trois angles qui sont :

- 1- Azimut de la faille (Strike)
- 2- Pendage de la faille (Dip)
- 3- Angle de glissement (Rake)

Les conventions utilisées sont celle d'Aki & Richard (1980).

- 1- L'angle de Strike (ϕ_s) varie entre 0° et 360° en partant du Nord vers l'Est.
- 2- L'angle de Dip (δ) varie entre 0° et 90° (0° est un plan horizontal ; 90° est un plan vertical).

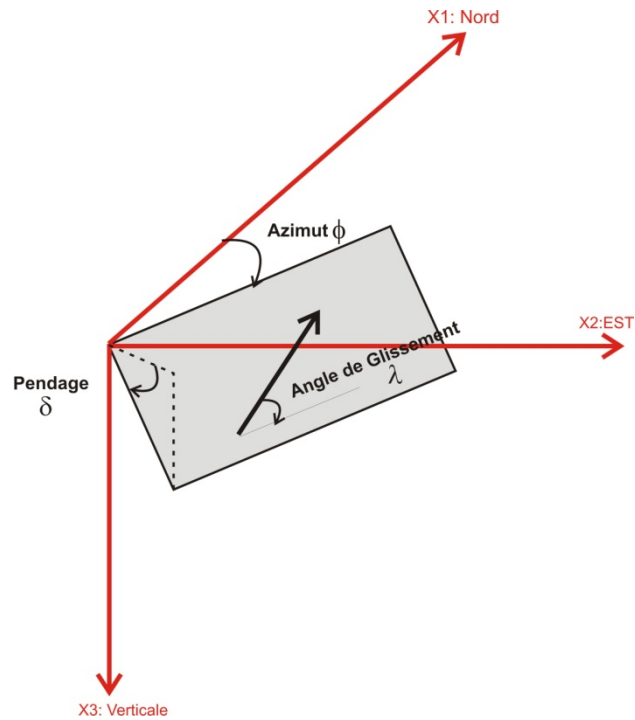


Figure II-1. Angles définissant le mécanisme au foyer. Strike (ϕ) : azimuth de la faille/ au Nord ; Dip (δ) : le pendage de la faille ; Rake (λ) : l'angle de glissement. (v) représente le vecteur glissement (mouvement du bloc supérieur situé au dessus de la faille). La surface rectangulaire représente la surface de la faille.

- 3- L'angle de Rake (λ) varie entre (-180°) et ($+180^\circ$). Les valeurs positives de l'angle Rake (> 0) impliquent une composante inverse, alors que les valeurs négatives de l'angle Rake (< 0) impliquent une composante normale. Une valeur de 0° de cet angle indique un mouvement senestre de la faille alors qu'une valeur de ($+180^\circ$ ou -180°) corresponde à un mouvement dextre de la faille.

Ces trois angles définissent d'une manière unique le mécanisme au foyer. Le vecteur glissement (v) sur le plan représenté par le couple (Strike, Dip) est complètement défini en direction et en sens par l'angle de Rake avec son signe. Il représente le mouvement du bloc situé au dessus de la faille et il est lui-même le vecteur normal au deuxième plan nodal du mécanisme. Le vecteur glissement du deuxième plan correspond lui au vecteur normal du premier plan, donc la connaissance de ces trois angles (Strike, Dip and Rake) pour l'un des plans nodaux permet de retrouver l'autre plan nodal avec son mouvement associé (Delouis, 2009).

II-3. Modélisation de la source sismique

Les déformations permanentes induites par les séismes peuvent être étudiées avec différentes données (relevés de terrain, GPS, interférométrie radar...), mais seule l'étude des ondes sismiques générées par la source permet de remonter à l'histoire de la rupture. La Figure II-2 donne une représentation simplifiée de quelques ondes se propageant dans la Terre après l'occurrence d'un séisme.

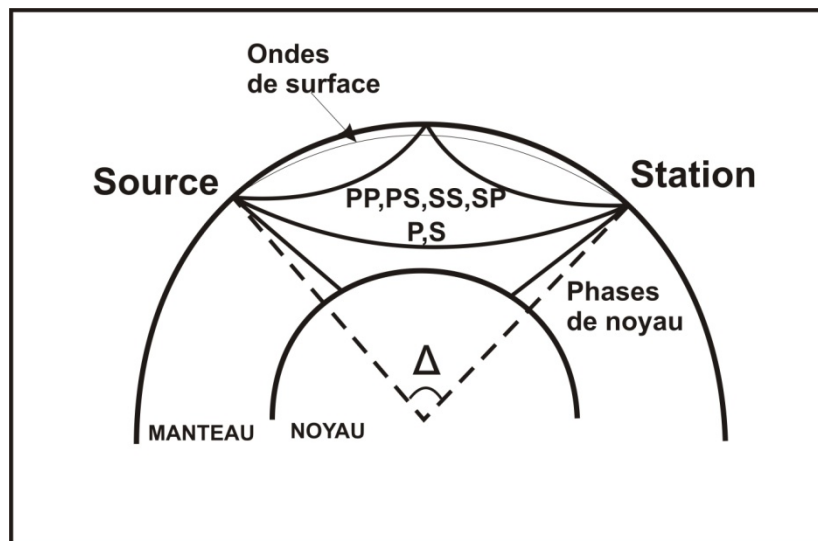


Figure II-2. Schématisation des ondes enregistrées à des distances télésismiques dans le cas d'une source superficielle ($H < 70\text{km}$) : ondes P et S directes, ondes réfléchies sur la surface libre (seules les réflexions uniques sont représentées), ondes ayant une partie de leurs trajets dans le noyau (non détaillées) et ondes de surface (Vallée, 2003).

II-3-1. Champ lointain: ondes de volume

L'observation de la Figure II-2, montre que les ondes directes P et S semblent avoir un trajet très simple lorsque la source est à une distance épacentrale comprise entre 30° et 90° . La propagation des ondes P et S s'effectue principalement dans le manteau inférieur qui est un milieu relativement homogène (Vallée, 2003). La propagation devient plus complexe à la fois quand on atteint 90° (interface noyau-manteau) mais aussi quand on s'approche à moins de 30° (manteau supérieur et croûte, où les champs de vitesses sont beaucoup plus hétérogène). La modélisation des ondes P et S dans cette gamme de distance épacentrale est l'outil le plus classique pour étudier les sources sismiques. L'onde P a l'avantage d'arriver la première aux

récepteurs, ce qui permet aisément de pointer son temps d'arrivée. L'onde S est un peu plus difficile à utiliser, sa composante SV (direction radiale) arrive dans la coda de P, ce qui rend son interprétation difficile. Par contre la composante SH (transverse) est plus simple à prendre en compte par rapport à la composante SV. Pour résumer, les ondes de volumes P et SH sont de bons outils pour avoir un accès direct aux mécanismes de source, tandis que les autres phases nécessitent une modélisation plus compliquée.

II-3-1-1. Traitement des données d'ondes de volume

Parmi les données accessibles des réseaux mondiaux, les plus intéressants pour étudier la source sismique sont les données Large Bande. La démarche classique de traitement des données sera la suivante :

- 1- Récupération des signaux par requête sur les sites sismologiques internationaux (FDSN, IRIS...)
- 2- Sélection des stations entre 30° et 90° de distance épacentrale.
- 3- Intégration en déplacement
- 4- Sélection des fenêtres de temps de l'onde P (composante verticale) et de l'onde SH (composante transverse).

II-3-2. Champ proche

A proximité immédiate de la source (Δ : distance épacentrale < 200 km) on parle de champ proche de la source. A ces distances, les effets de source deviennent de plus en plus visibles et même si le calcul synthétique est un peu plus complexe qu'en champ lointain on peut avoir une approche directe au problème (Vallée, 2003). Les données en champ proche ont logiquement une résolution spatiale meilleure qu'en champ lointain, mais ont l'inconvénient d'être sensible à la zone du séisme la plus proche de la station (Vallée, 2003).

II-3-2-1. Traitement des données en champ proche

Les données sismologiques utilisées pour l'étude de la source en champ proche sont soit des stations Large Bande (le cas de cette thèse) ou des stations mouvement fort (accéléromètres) ou bien les deux types de stations. La démarche de traitement des données champ proche sera la suivante :

- 1- Récupération des signaux lisibles Large Bande (ou Mouvement Fort)
- 2- Intégration en déplacement des signaux
- 3- Filtrage des signaux (Pour plus de détail voir la deuxième partie du chapitre IV)
- 4- Modélisation des formes d'ondes

II-4. Modélisation des formes d'ondes

Parfois, la construction d'un mécanisme au foyer à partir des polarités des ondes P n'est pas possible. Une autre solution se présente, c'est de comparer les ondes de volume observées avec les ondes de volume synthétiques obtenues soit par une méthode directe ou une méthode inverse après avoir fait plusieurs tests de modèles de sources sismiques. L'analyse des formes d'ondes donne des informations sur la profondeur et l'historique du processus de rupture. Une telle information ne peut pas être obtenue depuis l'analyse des polarités des premières arrivées.

II-4-1. Modèle de base

Pour construire un sismogramme synthétique, il faut considérer le déplacement du sol enregistré par un sismomètre comme étant la combinaison de trois paramètres. (1) la source sismique, (2) la structure de la Terre par laquelle voyage l'onde sismique et (3) le sismomètre. Mathématiquement, nous pouvons écrire le déplacement du sol observé sur un sismogramme comme étant le produit de la convolution de plusieurs fonctions :

$$u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t) \quad (6)$$

Où $x(t)$ représente le signal émis par la source sismique (fonction source).

Les fonctions $e(t)$ et $q(t)$ représentent les effets de la propagation de l'onde dans le milieu, alors que $i(t)$ est la réponse instrumentale. Il faut rappeler qu'un produit de convolution dans le domaine temporel est équivalent à une multiplication dans le domaine fréquentiel et l'équation (6) pourra s'écrire :

$$U(\omega) = X(\omega) \cdot E(\omega) \cdot Q(\omega) \cdot I(\omega) \quad (7)$$

L'effet de la structure du milieu traversé par l'onde sismique se compose de deux fonctions : (1) $e(t)$ qui représente l'effet de la réflexion et de la conversion des ondes sismiques dans les différentes interfaces le long du trajet de l'onde sismique et (2) L'effet de l'atténuation

inélastique des ondes sismiques représenté par la fonction $q(t)$, où l'énergie mécanique des ondes sismiques est transformée sous forme de chaleur.

II-4-2. Fonction temporelle de la source (STF)

La *fonction temporelle de la source* (de l'anglais : Source Time Function, STF) représente la dépendance du glissement de la faille en fonction du temps. Le signal émis par la source sismique, $x(t)$, est la fonction temporelle de la source produite par la faille. Dans le cas d'une faille simple qui glisse instantanément, la fonction du moment sismique est :

$$M(t) = \mu D(t) S(t) \quad (8)$$

Elle décrit le processus de rupture par le terme de rigidité du matériau μ , de l'historique du glissement $D(t)$ et de la surface de la faille. la *fonction temporelle de la source* est une fonction 'échelon', dérivée de la fonction 'pulse',.

Pour le cas d'une faille rectangulaire, chaque particule générera des radiations sous forme de pulse, de ce fait le signal total de la radiation n'est pas un pulse, car la faille rectangulaire ne glissera pas en un même moment. Les premières ondes arrivent depuis le point initial de la rupture, ensuite arrivent celles des autres points de la faille.

Soit la rupture qui se propage avec une vitesse de rupture V_R le long d'une faille de longueur L . Soit la station sismologique située à une distance r_0 et à un azimut θ du premier point qui rompt (Figure II-3). La première onde arrive à la station à un temps $t = r_0/v$ (v est la vitesse des ondes P ou la vitesse des ondes S). L'onde émise par le dernier point qui rompt arrivera à $t = (L/V_R + r/v)$. r est la distance entre le dernier point qui rompt et la station.

Selon les lois trigonométriques on peut écrire

$$r^2 = r_0^2 + L^2 - 2 r_0 L \cos \theta \quad (9)$$

Pour une distance lointaine de la faille ($r \gg L$) l'équation devient

$$r = r_0 - L \cos \theta \quad (10)$$

Le temps total de la rupture s'écrira :

$$T_R = L(1/V_R - \cos \theta / v) = (L/v)(v/V_R - \cos \theta) \quad (11)$$

La vitesse de rupture V_R est égale à (0.7-0.8) fois la vitesse des ondes S.

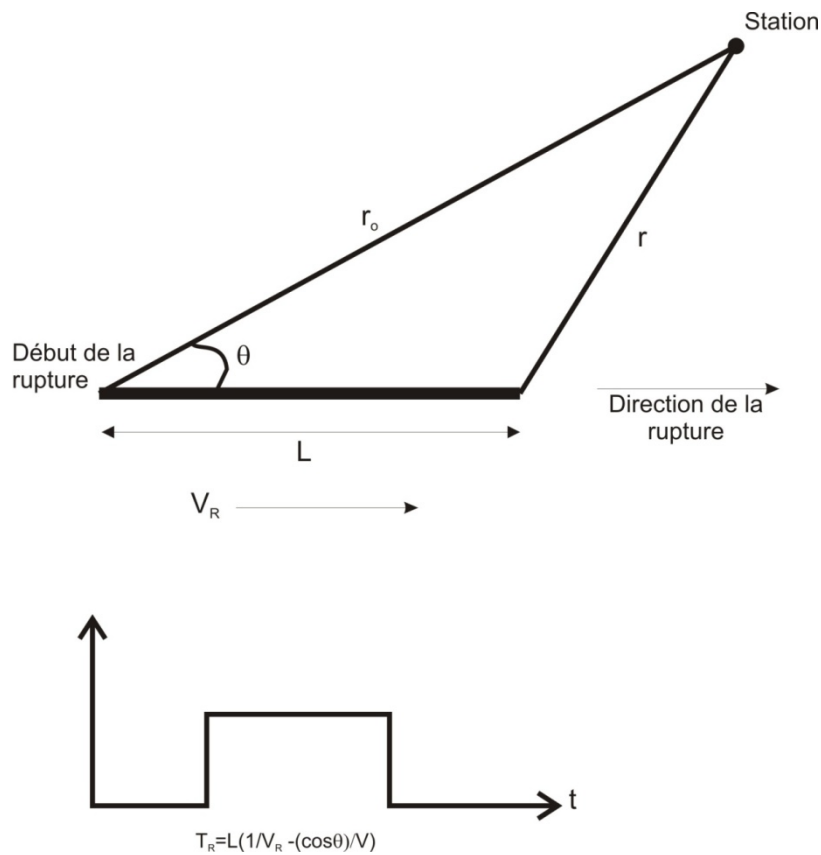


Figure II-3 : Pour une faille de longueur L , la durée de la fonction temporelle de la source varie en fonction de l'azimut et dépend de la vitesse de rupture et de la vitesse de propagation (d'après Stein et Wysession, 2003).

La durée maximale est obtenue à 180° de la direction de la rupture, par contre la durée minimale est obtenue dans la même direction de rupture.

L'historique du glissement est généralement modélisé en tant qu'une fonction *rampe* qui débute à $t=0$ et termine à un temps de montée $t=T_D$ (de l'anglais : rise time τ). La fonction temporelle de la source est la dérivée de la fonction du glissement (Figure II-4).

II-4-3. Modélisation des ondes de volume

L'opérateur de la structure élastique $e(t)$ représente les effets de la réflexion et de la transmission du rai sismique le long de son trajet. Deux cas de figure se présentent : (1) Pour

un séisme profond, les ondes réfléchies à la surface et les ondes réfractées et diffractées arrivent très en retard par rapport à l'onde P directe, l'onde P est modélisée sans considérer

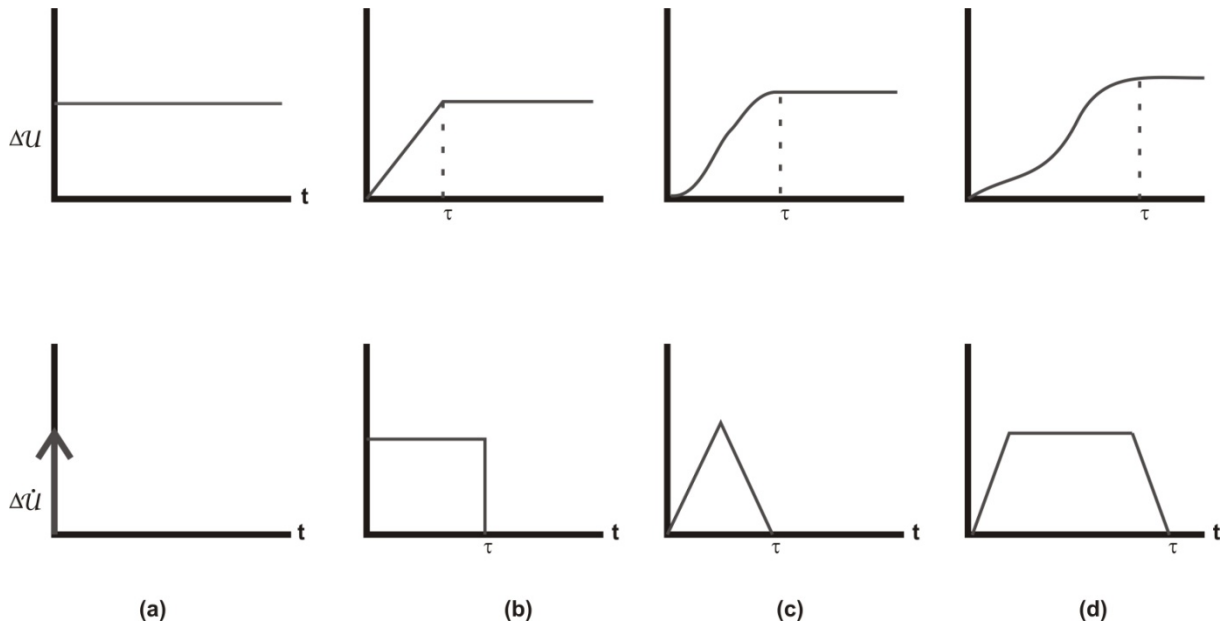


Figure II-4 : La fonction temporelle de la source de la vitesse de glissement ($\Delta u'$) et sa relation avec le glissement (Δu): (a) la fonction pulse ;(b) la fonction rectangulaire de durée τ ; (c) la fonction triangulaire de durée τ et (d) la fonction trapézoïdale de durée τ (d'après Udias, 1999).

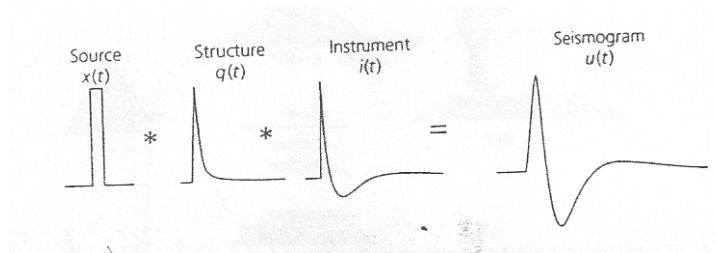


Figure II-5 : La forme de l'arrivée de l'onde P pour un séisme profond. Convolution de la fonction temporelle de la source de l'atténuation et de l'instrument. L'effet de la structure proche de la source est négligé car les réflexions à la surface arrivent beaucoup en retard par rapport à l'onde P (d'après Stein et Wysession, 2003).

les autres arrivées. De plus à des distances télésismiques ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) de la source sismique, les effets du manteau et du noyau sont négligés ainsi que l'effet de la structure et considérer que les fonctions de la source, de l'atténuation et du sismomètre pour modéliser les premiers pulses du sismogramme (Figure II-5). (2) Pour un séisme superficiel, les ondes

réfléchies depuis la surface arrivent juste après l'onde P directe. La modélisation des premières secondes de l'arrivée directe P est considérée comme étant la somme de trois arrivées, (1) l'onde directe P, (2) l'onde P réfléchiée depuis la surface (pP) et (3) l'onde S réfléchiée depuis la surface et convertie en (sP). Les deux ondes réfléchiées depuis la surface arrivent après l'onde P directe. La Figure II-6 montre que l'onde pP arrive en retard par rapport à l'onde P directe approximativement de :

$$\delta t_{pP} = (2h \cos i) / \alpha \quad (12)$$

i et α sont l'angle d'incidence et la vitesse des ondes P.

Pour un solide de Poisson, le retard de l'onde sP est donné par la relation :

$$\delta t_{sP} = (h/\alpha) (\cos i + (3 - \sin^2 i)^{1/2}) \quad (13)$$

Les quatre opérateurs de l'équation (6) sont combinés pour calculer le sismogramme synthétique des ondes de volume. Le déplacement en fonction du temps, de la distance et de l'azimut de l'arrivée de l'onde directe P à une distance ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) est donnée par la relation :

$$u(t, \Delta, \varphi) = i(t) * q(t) * \frac{M_o}{4\pi\rho_h \alpha_h^3} \frac{g(\Delta)}{a} C(i_o) \cdot \left[R^P(\varphi, i_h) x(t - \tau^P) + R^P(\varphi, \pi - i_h) \Pi^{PP}(i_h) x(t - \tau^{pP}) + R^{sv}(\varphi, \pi - j_h) \frac{\alpha_h \cos i_h}{\beta_h \cos j_h} \Pi^{SP}(j_h) x(t - \tau^{sP}) \right] \quad (14)$$

l'équation (14) comprend l'opérateur du sismomètre et la fonction de l'atténuation et un troisième terme très complexe représentant la source et l'opérateur de la structure. Ce dernier terme contient plusieurs parties et chacune a une interprétation physique. Ces termes sont : l'échelle du facteur d'amplitude $\frac{M_o}{4\pi\rho_h \alpha_h^3}$, le moment sismique M_o , la densité et la vitesse des ondes P à la profondeur h . Le facteur $\frac{g(\Delta)}{a}$, décrit la variation de l'amplitude due à la géométrie de propagation du rai sismique où a est le rayon de la Terre. Le facteur $C(i_o)$ corrige l'amplitude de l'effet de la surface libre lorsque le rai sismique arrive avec un angle d'incidence i_o . Le terme entre les crochets comprend trois parties correspondantes aux ondes P, pP et sP respectivement. Chaque partie comprend la fonction temporelle de la source $x(t)$ et le temps de propagation de chaque rai sismique τ^P , τ^{pP} et τ^{sP} . L'amplitude de chaque arrivée dépend de la forme de la radiation émise par la source pour chaque type d'onde.

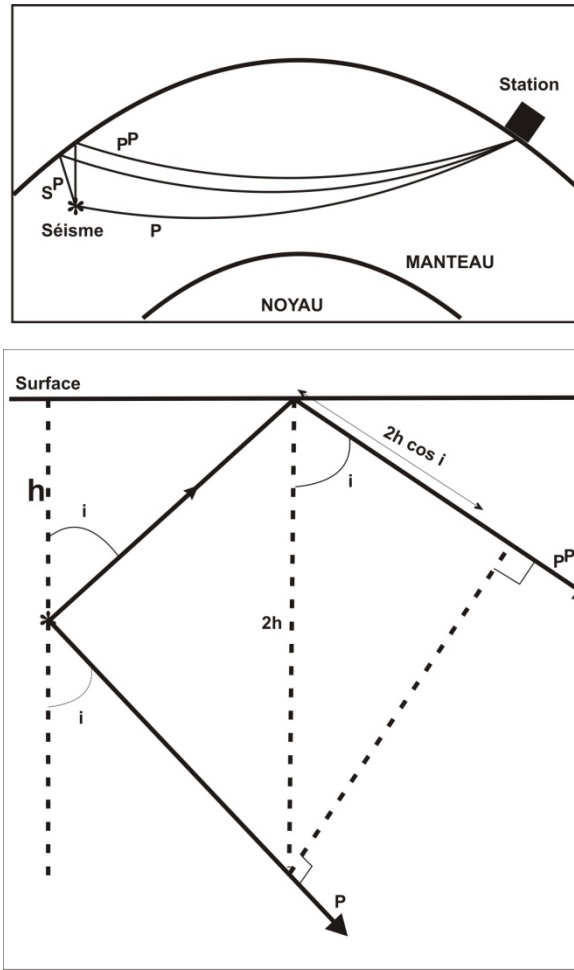


Figure II-6 : Haut: L'arrivée de l'onde P pour un séisme superficiel situé à une distance $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ de la source est modélisé comme étant la somme de l'onde P directe et les ondes réfléchies à la surface pP et sP. Bas : construction géométrique utilisée pour le calcul des délais sismique des ondes pP et sP (Udias (1999), Pujol (2003)).

$$R^P(\varphi, i) = S_R (3 \cos^2 i - 1) - q_R \sin 2i - p_R \sin^2 i,$$

$$R^{SV}(\varphi, j) = \frac{3}{2} S_R \sin 2j + q_R \cos 2j + \frac{1}{2} p_R \sin 2j,$$

$$R^{SH}(\varphi, j) = -q_L \cos j - p_L \sin j, \quad (15)$$

La radiation est en fonction de l'angle d'incidence (i pour l'onde P et j pour l'onde S) et les paramètres de la faille : strike, dip et rake :

Pour les ondes P et SV :

$$S_R = \sin \lambda \sin \delta \cos \delta,$$

$$q_R = \sin \lambda \cos 2\delta \sin(\varphi_f - \varphi) + \cos \lambda \cos \delta \cos(\varphi_f - \varphi),$$

$$p_R = \cos \lambda \sin \delta \sin 2(\varphi_f - \varphi) - \sin \lambda \sin \delta \cos \delta \cos 2(\varphi_f - \varphi),$$

Pour l'onde SH :

$$p_L = \sin \lambda \sin \delta \cos \delta \sin 2(\varphi_f - \varphi) + \cos \lambda \sin \delta \cos 2(\varphi_f - \varphi),$$

$$q_L = -\cos \lambda \cos \delta \sin(\varphi_f - \varphi) + \sin \lambda \cos 2\delta \cos(\varphi_f - \varphi). \quad (16)$$

Les amplitudes des phases réfléchies contiennent aussi les coefficients du potentiel de réflexion de l'onde plane à la surface libre, $\prod pp(i_h)$, et $\prod sp(j_h)$ lesquels dépendent des angles d'incidence i et j . Le terme s^P est calculé par le terme $(\alpha_h \cos i_h / \beta_h \cos j_h)$ lequel décrit plusieurs effets, tel que près de la source l'onde incidente de la surface est mieux traitée comme une onde sphérique au lieu d'une onde plane.

L'onde SH pourra être traitée de la même façon que l'onde P.

Ces formules nous ont permis de voir les étapes à suivre pour construire un sismogramme synthétique des ondes de volume. Ce sismogramme dépend de trois importants facteurs : (1) la profondeur de la source qui permet de distinguer les différentes arrivées sismiques, (2) le mécanisme de la source sismique pour le calcul des différentes amplitudes relatives à chaque arrivées sismique et (3) la fonction temporelle de la source pour déterminer la forme du pulse.

Pour plus de détails le lecteur pourra consulter Aki & Richards (1980) ; Stein & Wyssession (1999), Lay & Wallace (1995), Udias (1999), Pujol (2003).

Chapitre III:
Analyse des répliques

Partie 1:

Le Séisme de Lâalam (Kherrata) du 20 mars, 2006

III-1. Introduction :

Cette partie a fait l'objet d'une publication sous la référence :

The Lâalam (Béjaïa, North-East Algeria) moderate earthquake ($M_w = 5.2$) on March 20th, 2006.

H. Beldjoudi , M. A. Guemache , A. Kherroubi , F. Semmane,
A. K. Yelles-Chaouche , H. Djellit, A. Amrani & A. Haned .

Pure appl. geophys. 166 (2009) 623-640

0033-4553/09/040623-18

Doi : 10.1007/s00024-009-0462-9

The Lâalam (Béjaïa, North-East Algeria) Moderate Earthquake ($M_w = 5.2$) on March 20, 2006

H. BELDJOUDI, M. A. GUEMACHE, A. KHERROUBI, F. SEMMANE, A. K. YELLES-CHAOUCHE,
H. DJELLIT, A. AMRANI, and A. HANED

Abstract—On March 20, 2006, a moderate-magnitude earthquake of M_w 5.2 hit the region of the Babors mountains, a region located two hundred km east of Algiers (capital of Algeria). More precisely, the epicentre occurred 40 km south-east of Béjaïa, the second most important city in the Kabylia region. The earthquake impacted an area with a radius of about 70 km and caused the death of four persons and injured 68. Damage was mainly observed in Lâalam village (district of Kherrata) where some buildings and old houses were affected. Damage was mainly due to a moderate landslide triggered by the earthquake. Rock falls were also observed near the main cliffs. The maximum observed intensity I_0 was estimated to VII (EMS-98 scale). According to the main shock focal mechanism solution and the spatial distribution of aftershocks, the main shock was reliably found to have been generated by an NS sinistral strike-slip fault. The compressive stress axis σ_1 , oriented N325, is in agreement with the direction of convergence between Eurasia and Africa.

Key words: Lâalam earthquake, Lâalam landslide, Stress tensor inversion, Aftershock study, Babors chain seismicity.

1. Introduction

On March 20, 2006, at 19 h 44mn (UTC), the Babors chain (Wilaya of Béjaïa, northeast Algeria), situated at about 200 km east of Algiers, was struck by a shallow, moderate but damaging earthquake. From different seismological centres, the magnitudes M_w and M_d were respectively evaluated at 5.2 (Harvard) and 5.6 (CRAAG: Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique). Different locations of the main shock provided by CRAAG, Harvard and INGV (Istituto Nazionale di Geofisica et Vulcanologia) are presented in Table 1 and Figure 1. The depth value estimation (Table 1) ranged from 2 km to 12 km, indicating the shallow character of the event. The seismic moment M_0 was 7.2×10^{16} Nm (Harvard). According to fault-plane solutions provided by Harvard and the INGV, the earthquake occurred on a strike-slip fault. The earthquake triggered a landslide at Lâalam village, located at about 40 km southeast of Béjaïa, causing four human losses, 68 injuries and considerable damage. The earthquake was felt within a large area,

Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, B.P. 63 route de l'Observatoire, Bouzaréah 16340 Algiers, Algeria.

Table 1
Lâalam earthquake location given by different seismological agencies

Origin time UTC (hh:mn:ss)	Lat. N	Lon. E	Depth (km)	Magnitude	Ref.
19:44:23.61	36.56	5.41	7.7	Md = 5.6	CRAAG
19:44:26.80	36.62	5.32	12.0	Mw = 5.2	HRV-CMT
19:44:25.30	36.59	5.41	12.0	Mw = 5.2	INGV
19:44:22.20	36.68	5.33	2.0	Mw = 5.2	EMSC
19:44:27.00	36.82	5.25	10.0	Mw = 5.3	ETHZ

covering all of the Babors chain (villages of Kherrata, Tichi, Souk Lethnine, Aït Smaïn, Darguina, Tizi N'berber) and surrounding regions, such as Bejaïa and Sétif (Figs. 1 and 4). It occurred in the evening, when people were inside their homes. Hence the earthquake provoked great panic. In this paper we present the Lâalam (Béjaïa) earthquake of March 20, 2006 with the study of its aftershock's sequence, as well as field observations.

2. Geological Setting

The Babors chain is located in the "Petite Kabylie" (Fig. 2). It exhibits strong and sharp relief characterized by elongated and subparallel calcareous crests oriented WSW-ENE, where the elevation can reach 2004 m (Djebel Babor), separated by large depressions with marly and schistous deposits (OBERT, 1981). The Babors chain disappears northward under the Mediterranean Sea through the Gulf of Béjaïa. Many villages are spread throughout the chain, settled on valleys or on mountain flanks.

From a geological point of view, the Babors chain belongs to the Tell Atlas, a portion of the Alpine belt of northern Africa. Its structure corresponds mainly to a stacking of south- to southwest-verging allochthonous nappes, coming from a northern Mediterranean province, the Alboran domain (ANDRIEUX *et al.*, 1971), and thrusting autochthonous terrains belonging to the African domain (MEGHRAOUI, 1988). Its edification occurred during the Alpine orogenesis, with main paroxysmal compressional phases in the Eocene, Miocene (MATTAUER, 1958; VILA, 1980) and Quaternary (LETOUZEY and TREMOLIÈRES, 1980). The Babors chain belongs more precisely to the external domain of the Alpine belt, largely represented here by the Tellian units, which include series from Trias to Eocene, while the internal and median domains, represented respectively by the Precambrian-Palaeozoic schistose basement and the Cretaceous Kabylia Flysch nappes (Mauretania and Massylian), outcrop to the northeast and northwest of the Babors chain (Fig. 2) (VILA, 1980; OBERT, 1981; WILDI, 1983). The Cretaceous Peni-Tellian and Trias to Cretaceous Constantine neritic nappes units outcrop to the south and southeast. The Paleogene Numidian flysch nappe overlies locally and insignificantly as klippen in the aforementioned units. Recent magmatic rocks outcrop in the northeast and northwest, represented by granites, granodiorites, microgranites, dolerites and rhyolites belonging to a calc-alkaline suite (VILA, 1980; COIFFAIT, 1992).

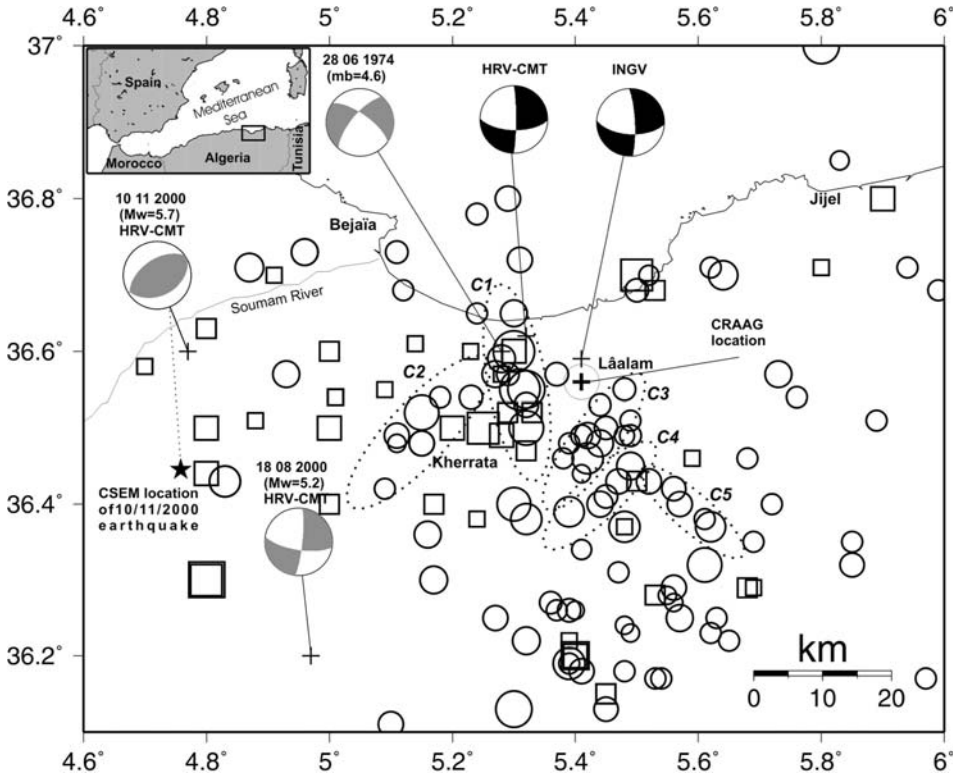


Figure 1

Location of the Lâalam earthquake epicentre given by Harvard, CRAAG, INGV and their respective given focal solutions. The focal solutions in grey show respectively to historical solution of Kherrata earthquake on 28/06/1974 (solution is from HATZFELD, 1978) and Beni-Outilane earthquake on 10/11/2000 (solution is from Harvard). Black star is location of Beni-Outilane earthquake from CSEM. Open circles are instrumental seismicity (1900–2006) and open squares are macroseismic epicenters (1949–2001). Magnitude is ($3 < M < 6$) and intensity is ($III < I_0 < X$). C1, C2,C5 delimit different orientations of seismicity in the Babors region.

The Babors edifice is affected by several faults (Fig. 2). Thrust faults, which allowed the piling of tectonic nappes during the main compressional alpine phases, trend mainly E-W and plunge toward the north, or toward the south when they are backthrusts. One of the most important thrust faults of the region is the one referred to as the Kherrata fault. ROTHÉ (1950) described it after the earthquake of February 1949 as a N070 trending reverse fault associated with a fold overturned toward the south. This fault is probably responsible for the major seismic activity of the region (ROTHÉ, 1950; MEGHRAOUI, 1988; HARBI *et al.*, 1999, YELLES *et al.*, 2006).

Strike-slip faults are especially E-W sinistral (OBERT, 1981; WILDI, 1983), NE-SW to NNE-SSW sinistral and NNW-SSE dextral (OBERT, 1981). Late Miocene or post-Miocene E-W and N-S sinistral faults were reported by OBERT (1981) to the northeast of Kherrata village (Fig. 2). LEIKINE (1971) showed the existence in the western Babors of

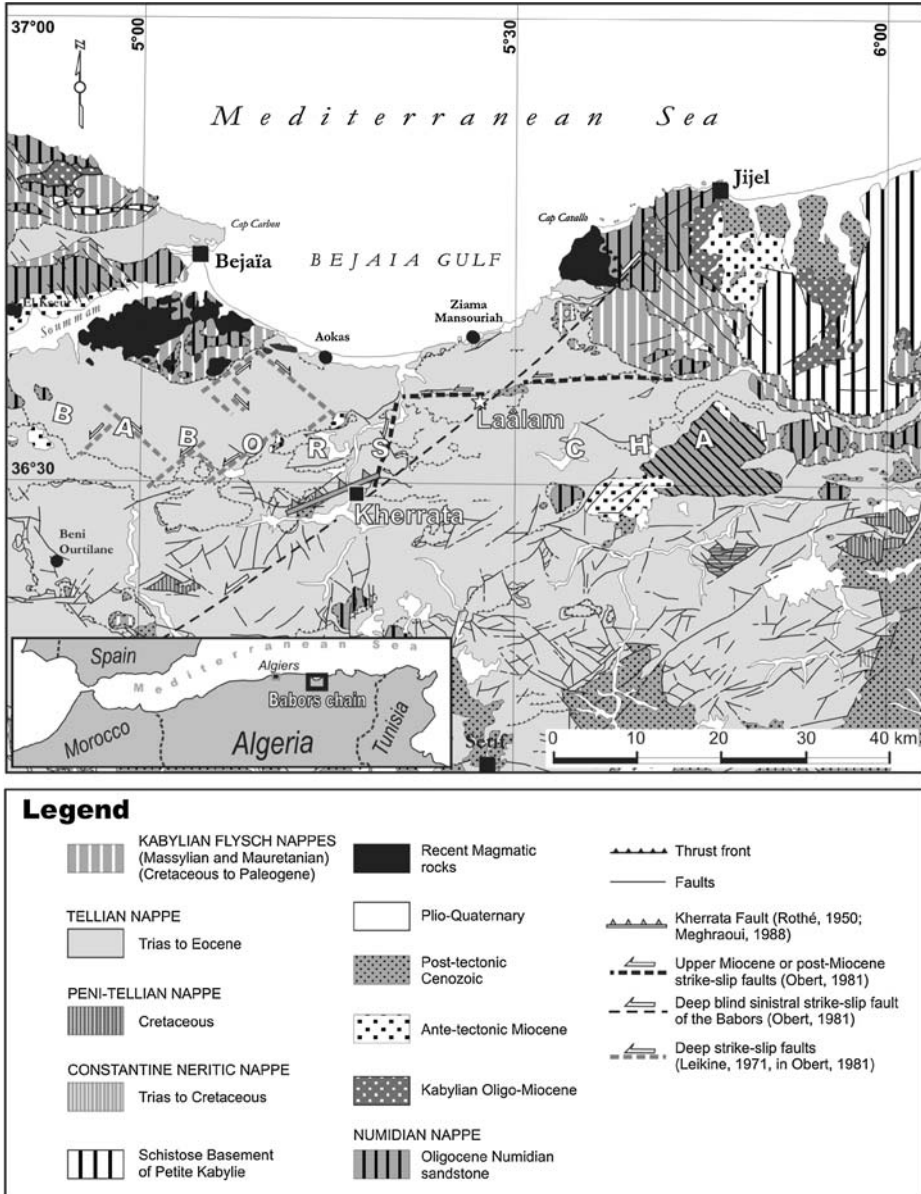


Figure 2

Geological map of the Babors chain region (after VILA, 1980, simplified and completed). Faults are completed from ROTHÉ (1950), MEGHRAOUI (1988), OBERT (1981) and LEIKINE (1971).

deep blind faults that induce soft deformation within their cover. They trend NE-SW and NW-SE, with respective sinistral and dextral motion. OBERT (1981) surmises also the existence of a great sinistral deep blind fault, trending NE-SW that traverses the entire

Babors domain (Fig. 2). Despite the lack of large plio-quadernary deposits in the Babors chain, the recent activity of these faults is certain (OBERT, 1981). GUIRAUD (1977) related NE-SW and E-W faults to the quadernary compressive phase.

3. Seismic Activity

The analysis of regional seismicity in northern Algeria, including focal solutions, shows that the Babors chain seems to belong to a “transition zone” between (1) a large belt of reverse faulting along the western and the central part of the northern Algerian region, and the region where the strongest earthquake was recorded (e.g., Orléanville, 1954; El Asnam, 1980; Tipaza, 1989; Boumerdès, 2003), and (2) a more distributed zone where deformation is mainly accommodated through strike-slip faulting (e.g., Constantine, 1985, smaller earthquakes in northern Tunisia, Fig. 3).

In the Babors chain area the Maximum Observed Intensity (MOI) was evaluated to have been VIII (BEZZEGHOUD *et al.*, 1996; BOUGHACHA *et al.*, 2004). The region experienced several moderate to low-magnitude earthquakes (Table 2). The seismic activity is quite continuous as several seismic events are recorded annually in this region and reported in the seismicity catalogues (ROTHÉ, 1950; MOKRANE *et al.*, 1994; BENOUAR, 1994; YELLES-CHAOUCHE *et al.*, 2002, 2006).

The previous important earthquake in the region struck the area of Beni-Ourtilane on November 10, 2000, at about 40 km WSW of Kherrata village (Fig. 1), with $M_s = 5.7$ (BOUHADAD *et al.*, 2003). The authors indicate that the earthquake was triggered by a pure reverse fault striking $N242^\circ$ and dipping towards the NW. They estimated the maximum observed intensity to VII (MSK scale).

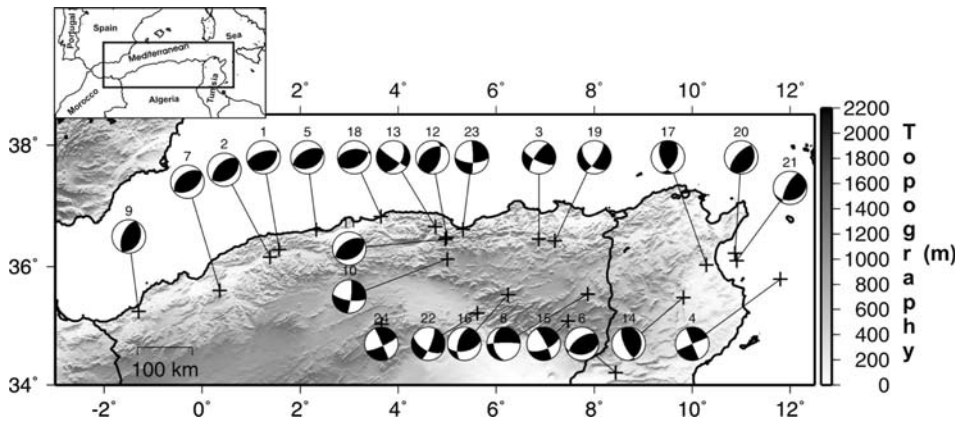


Figure 3

Focal mechanism of earthquakes which occurred in the north of Algeria and Tunisia from Harvard, INGV, and ETHZ from 09/09/1954 to 02/04/2006.

Table 2

*Recent seismicity of the Babors chain area from 1949 to 2000. Sources are: (1) ROTHÉ (1950) (2) IMPGA: Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger, Algeria; (3) BCIS: Bureau Central International de Sismologie, Strasbourg, France; (4) ROUSSEL (1973) (5) AT MESSAOUD and MOKRANE (1992) (6) ISCE: International Seismological Centre England; (7) CNAAG (Now CRAAG): Centre National d'Astronomie, Astrophysique et de Géophysique, Algeria; (8) CRAAG: Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algeria; (9) BOUHADAD *et al.*, (2003)*

Date	Hour (GMT)	Macroseismic Epicentre	Instrumental Epicentre	Depth (km)	M	I ₀	Source	Isoseismic trends
17/02/1949	21:00:50	36.50 – 5.25	-	10	-	VII	1	NW-SE to E-W
06/06/1959	22:34:41	36.60 – 5.30	36.60 – 5.30	7 - 11	-	V-VI	2, 3	NE-SW to ENE-WSW
22/01/1960	11:27:30	36.50 – 5.20	36.40 – 5.10	5 – 6	-	VI	2, 3, 4	N-S to NNW-SSE
25/02/1968	15:40:44	36.70 – 5.50	36.55 – 5.31	6-9	4.8	VII-VIII	3, 4	E-W to ENE-WSW
28/06/1974	11:09:41	36.49 – 5.28	36.60 – 5.30	-	5	VI	2, 3, 5	E-W to WNW-ESE
10/11/1975	10:41:15	36.50 – 5.47	-	15	-	III	2, 5	NW-SE
09/12/1978	06:00:00	36.54 – 5.10	-	-	-	IV	2, 5	E-W
25/12/1978	12:05:00	36.55 – 5.09	36.68 – 5.37	-	-	IV	2, 5, 6	E-W
01/11/1983	02:02:00	36.57 – 5.28	-	-	4.1	IV	5, 7	NW-SE
21/10/1985	03:35:00	36.40 – 5.17	-	-	4.1	V	5, 7	NE-SW
20/09/1992	05:02:03	36.47 – 5.32	36.50 – 5.32	-	4.2	V	8	NW-SE
31/05/1999	13:24:39	36.60 – 5.23	-	-	4.5	IV	8	-
18/07/1999	20:14:55	36.60 – 5.30	-	-	4.1	IV	8	-
20/01/2000	23:26:20	36.52 – 5.29	36.32 – 5.61	-	4.2	V	8	NW-SE
10/11/2000	20:10:53	36.44 – 4.80	36.44 – 4.76	-	5.7	VII	8, 9	NE-SW

On February 17, 1949, a moderate earthquake with a maximum observed intensity of VII ($M_b = 4.9$) killed nine persons and injured approximately 350 in the region of Kherrata (ROTHÉ, 1950; GABERT, 1984; BOUHADAD *et al.*, 2003). On the basis of field observations, ROTHÉ (1950) related this shallow event (depth estimated at 10 km) to the Kherrata fault.

Other moderate seismic events hit the region (Table 2). Among them, the one which struck the Kherrata region on June 28, 1974 with an intensity of VI ($M_b = 4.9$) (HATZFELD, 1978; MOKRANE *et al.*, 1994; HARBI *et al.*, 1999; 2003). Its focal mechanism indicates strike-slip solution with a dextral movement on the NW-SE plane and sinistral on the NE-SW plane (Fig. 1).

An analysis of the seismicity of the Babors region (Fig. 1) during the period 1900-2006 ($I_0 \geq III$ and $M \geq 3$) shows that epicentres seem to concentrate in five main zones (C1 to C5). Their orientations are NS for cluster C1, NE-SW for clusters C2, C3 and C4 and NW-SE for cluster C5. The seismicity is diffuse outside of these zones.

4. Surface and Macroseismic Effects

Just after the occurrence of the event, a macroseismic campaign was launched in order to map the distribution of the effects of the earthquake. For this purpose, in addition

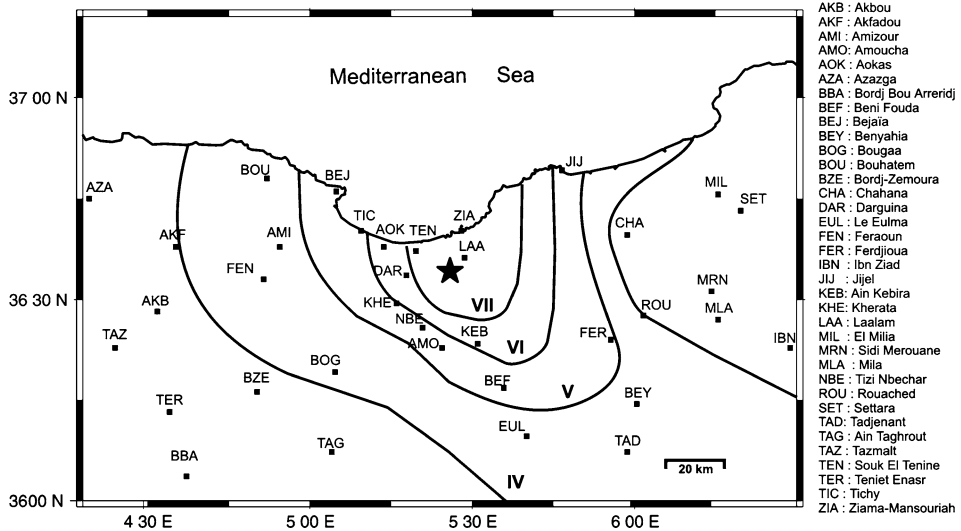


Figure 4

Isoseismal map of the Lâalam earthquake. Dots show towns and villages. Star shows instrumental location of the main shock (CRAAG). Abbreviations are the names of towns and villages.

to our field investigations, many questionnaires (EMS 98) have been distributed to administration representatives (police, civilian defence, etc.) and were collected after the event at localities (black squares) situated within a radius of 100 km from the epicentre (Fig. 4). Field investigations and newspaper reports were also considered. The intensities were evaluated only by considering the direct effects of the earthquake on buildings and houses, persons and nature. The effects of the landslide on the village of Lâalam were not taken into account in evaluating intensities.

To estimate the intensities value, one notes that at the Lâalam village two main types of buildings exist: (1) old traditional houses, with just a ground-floor, built with stones of different origin and argillaceous mortar, and (2) modern buildings, with a ground-floor surmounted by one or two floors, built with bricks and concrete. Some old houses collapsed (Fig. 5b), leading to the death of four persons, whereas modern constructions were slightly damaged. This damage was a direct effect of the landslide. However, the recent school of the Lâalam village, located outside of the landslide area, was affected by deep and X-shaped cracks (Fig. 5c and 5d). Hence, the Lâalam village corresponds to the macroseismic epicentre and the maximum intensity was evaluated to VII. The same level of macroseismic intensity was assigned to sites where, for instance, deep cracks were observed on buildings (Fig. 5c) or most people inside their homes were strongly scared by the earthquake and tried to run outside (e.g., Ziama-Mansouriah and Darguina). Figure 4 shows that the most striking feature is the elongated shape of isoseismal curves in a NS to NW-SE direction, well correlated with the spatial distribution of aftershocks (Fig. 6).

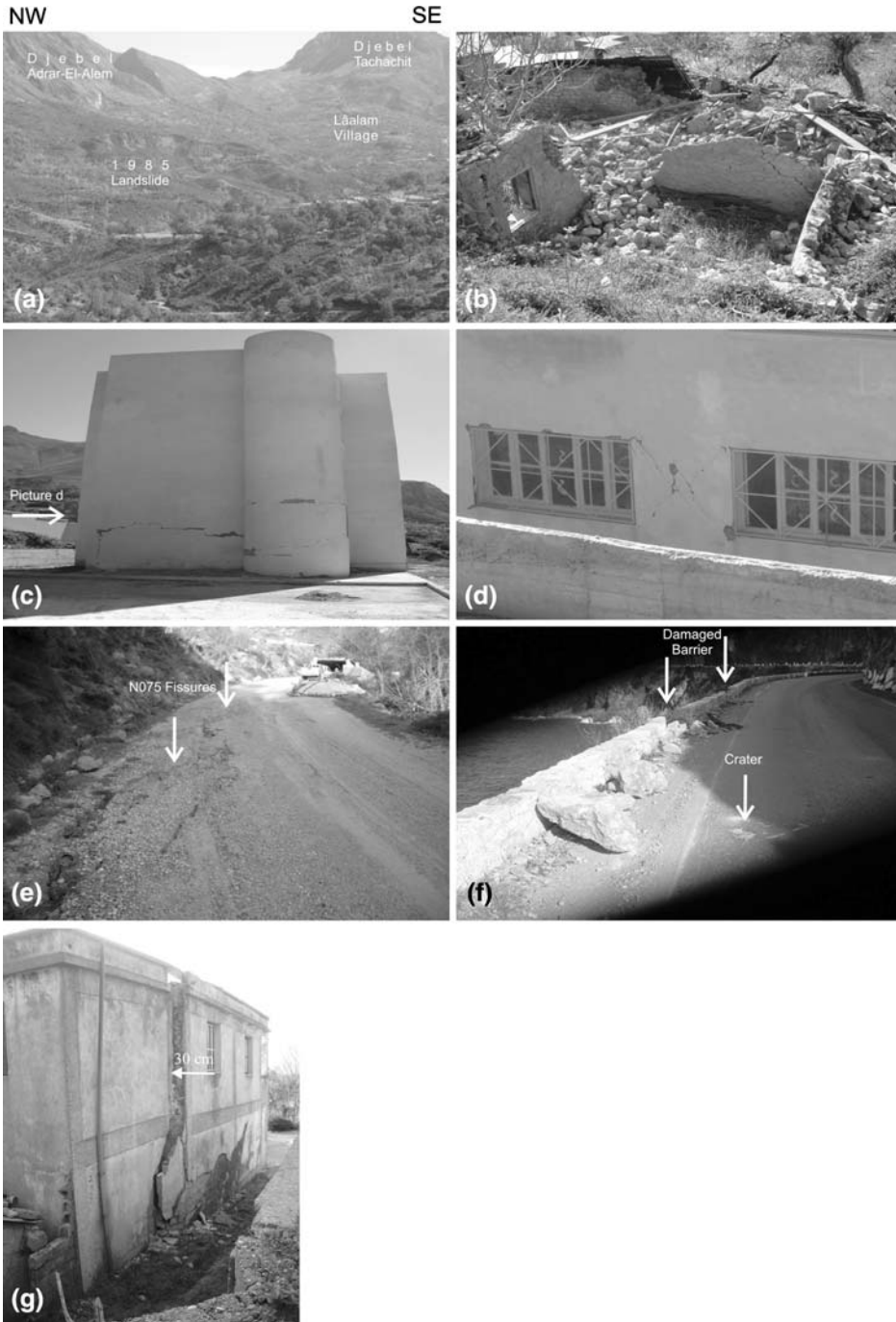




Figure 5

a) Frontal view of the Lâalam village, showing the landslide which occurred in 1985. b) Collapsed old home at Lâalam where one young person died. c) Deep cracks on the wall of the new school of Lâalam. d) X-cracks on the wall of the other side of the new school. e) N075 fissures affecting the main road of the Lâalam village. f) Rock-falls on the national road N° 43 northwest of the Lâalam village, between Souk el Tenine and Ziamamansouriah villages. White arrows indicate fallen rocks, craters and damage to the barrier. g) House at the Lâalam village which shifted 30 cm by a N075 fissure in two parts.

4.1. Laalam Landslide

Field investigations carried out in the epicentral area after the earthquake revealed that the casualties were in all likelihood provoked by a landslide, triggered (or reactivated) by the main shock and subsequent strong aftershocks (GUEMACHE *et al.*, 2007). This is mainly due to the mountainous geomorphology of the site, dominated by a slope of about 20° facing west, laying between the Adrar-El-Alem Mountain (altitude of 1233 m) on the north and the Tachachit Mountain (altitude of 1277 m) on the south (Fig. 5a).

The local geology favours the landslide, since the slope terrain is made of argillaceous and schistose Cretaceous deposits, laying unconformably on a Liassic calcareous substratum emerging at the Adrar-El-Alem and Tachachit Mountains ridges (OBERT, 1981). Besides, water, emanating from rain and snow melting, flows through the Ighzer Tameksout river that traverses the Lâalam village, but also infiltrates and circulates in depth, as we have seen, and could “wash” and erode the soft cretaceous material, reducing the slope equilibrium and increasing the land instability. The quite heavy recent houses could constitute in some cases, locally, another factor by producing a weight overburdened on the slope.

The Lâalam area is prone to landslides, due to its geomorphological and geological conditions. Indeed, a landslide which occurred in 1985 (according to local inhabitants) is still visible on the southern flank of the Adrar-El-Alem Mountain (Fig. 5a). Also, upstream of the Lâalam slope, the basement of an electrical pillar was broken by a fissure, clearly prior to the March 20, 2006 earthquake.

The field investigations revealed many fissures (Fig. 5e), created or reactivated after the earthquake. They trend mainly N075, N030 and N0160, and are located in majority on the northern flank of the Tachachit Mountain. The N075 direction dominates and was continuously observed from the upstream to the downstream of the slope, along some hundreds of metres. It is often formed in detail by a set of an ‘*en echelon*’-disposed fissures, indicating in general a dextral motion, i.e., the southern side moved more, relative to the northern one. At Lâalam village a relatively modern house was split into two parts by a N075 fissure. The two parts were shifted in a dextral motion about 30 cm (Fig. 5g). Beyond the Lâalam landslide, many rock falls have been observed throughout the Babors chain, including the Lâalam and Kherrata areas. For instance, on the cliff-road joining the villages of Souk-El-Tenine to Ziamamansouriah, rock falls damaged the road, producing a small-sized crater, as well as its barrier (Fig. 5f).

5. Aftershock Study

The day after the main shock a set of ten temporary three-component stations was installed around the affected area, considering the distribution of six one-component stations composing the eastern part of the national permanent network of CRAAG (Fig. 6). The temporary stations included four GEOSTARS-type stations installed west and northwest of the main shock, and six LEAS-type stations installed mainly north of the main shock. Hence we disposed of a network comprising sixteen seismological stations. However, unfortunately, an internal technical problem on LEAS stations caused their dysfunction. The network of the ten remaining stations (four GEOSTARS and six permanent stations) operated during sixteen days (Fig. 6). During this period, which lasted from March 20 to April 4, 2006, 110 aftershocks were recorded. For the location of these events, we used the Hypoinverse program (KLEIN, 1978). We also used the velocity model of BOUNIF *et al.* (1987), (BOUNIF and DORBATH 1998), which was defined initially for the Constantine area. In order to improve this velocity model, we tested a first model (Model 1, Table 3), with different ratios of V_p/V_s (from 1.73 to 1.78). The best result is obtained for $V_p/V_s = 1.75$. Many models were tested for different layers and velocity layers using the RMS test errors (TATAR, 2001). This method corresponds to a succession of tests on velocity models (mainly V_p and layers thickness), which aims at obtaining the minimal RMS, knowing the V_p/V_s ratio. The Model 2 (Table 4) gives the best minimal RMS and is used in this study. Because the set of data is not very large, we used at least four P waves and one S wave readings in order to locate aftershocks. The magnitude is deduced from coda length of aftershocks using the same coefficients used by OUYED (1981) and OUYED *et al.* (1983). The aftershocks duration magnitude M_d ranges from 1.0 to 4.8. Figures 6a and 6b represent the spatial distribution of all recorded aftershocks. It shows that most of the events are located on the continent. Three main clusters can be distinguished: (1) A central cluster oriented NS, which is the most important and to which the main shock belongs, (2) a southern cluster oriented NW-SE, and (3) a western cluster oriented EW.

On Figure 7a we plotted the 54 best located events, with $RMS < 0.3$ s, $ERH < 3$ km and $ERZ < 3$ km. It confirms the existence of the three trends of aftershocks. The major part of aftershocks focuses between 0 and 10 km of depth (Fig. 7b and 7c), which corresponds to the thickness of the seismogenic crust in northern Algeria (OUYED *et al.*, 1983; BOUNIF *et al.*, 1987; 2004).

6. Stress Axis Calculation

We used the GRIDSIM_STRESS algorithm (DELOUIS *et al.*, 2002) in order to deduce the orientation of the main axes of the stress tensor ellipsoid. Using the FM of (1) the main shock given by Harvard, (2) eleven earthquakes which occurred in northeast Algeria (Table 5 and Fig. 3), and (3) the June 1974 Kherrata earthquake (HATZFELD, 1978)

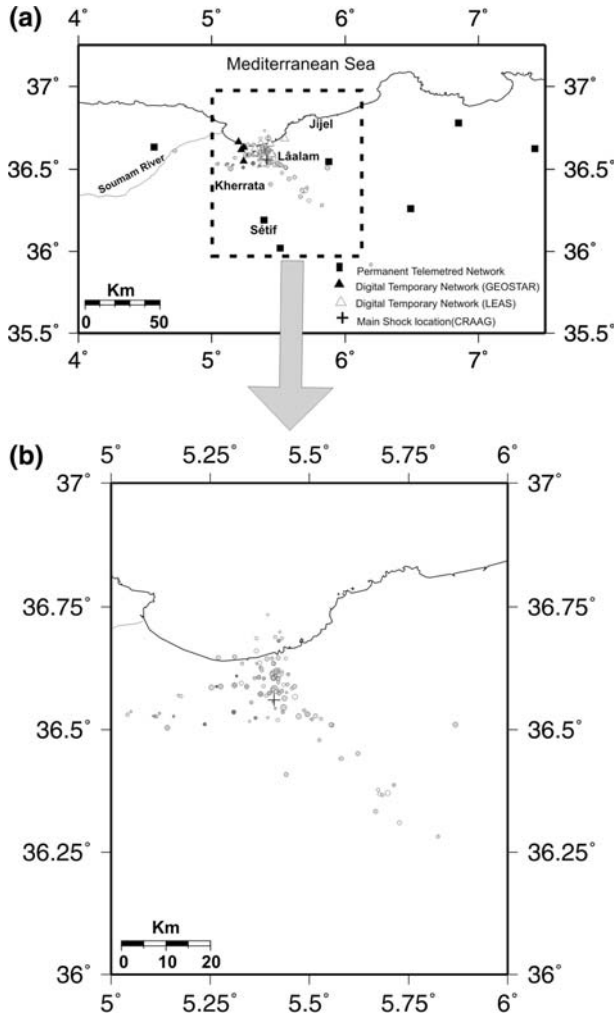


Figure 6

a) Map showing the seismological network with portable and permanent digital stations. Black triangles are GEOSTARS portable stations. White triangles are LEAS portable stations. Black squares are the permanent seismological stations in the east of Algeria. Circles are locations of 110 aftershocks. The cross is the main shock location (given by the CRAAG). b) Zoom in epicentral area showing aftershocks location. Cross is the main shock location.

(Fig. 1). The criterion for selecting the best stress tensors is to minimize the angular deviation between observed and computed slip vectors on the nodal planes of the focal mechanisms. We define a score, which is the average of the scalar products between observed and computed slip vectors. A scalar product of one means perfect matching (no angular deviation). Minimizing the angular deviations is equivalent to maximizing the

Table 3

Velocity Model (Model 1)

Thickness (km)	Velocity (km/s)
12	5.0
Half space	6.5

Table 4

Velocity Model used in this study (Model 2)

Thickness (km)	Velocity (km/s)
11	4.9
4	6.2
Half space	6.5

score, whose largest possible value is 1. The stress tensor shape factor R is defined as in RIVERA and CISTERNAS (1991), where the domains ($R < 0$), ($0 < R < 1$), and ($R > 1$) correspond to compressional, strike-slip, and extensional stress regimes, respectively. The different calculated solutions are plotted in Figure 8. The value of the score is 0.97, showing well constrained results. The best solutions (black circles) indicate that the compression axis σ_1 is horizontal and oriented NW-SE ($N325^\circ$), and the extension axis σ_3 is also horizontal and oriented NE-SW ($N232^\circ$). The value of the shape factor R is 0.24, which corresponds to a strike-slip regime.

7. Discussion and Conclusion

The Lâalam earthquake that occurred in the eastern part of Algeria is among the moderate ($M_w = 5.2$) events that have recently struck Algeria. Algeria has been hit by about ten moderate events during the last twenty years. This event has unfortunately caused many casualties and substantial damage. The injuries and damage are mainly due to the landslide triggered in the village of Lâalam, in which local geomorphologic, geological and climatic conditions make it prone to this geological hazard. Rock falls were also observed throughout the shaken area.

Investigations, omitting landslide effects, revealed that the maximum intensity I_0 reached VII (EMS 98 scale) in Lâalam and its surrounding areas. Partition of the effects of the event was not homogeneous as the VI and VII isoseismal curves are oriented NS, while the IV and V curves are oriented NW-SE (Fig. 4).

The spatial distribution of aftershocks is also quite complex since three main trends are visible: NS, EW and NW-SE (Fig. 6 and 7). This means that, in addition to the fault plane that produced the main shock, other fault planes were activated during aftershock activity. The main goal of our research is to discriminate between these fault

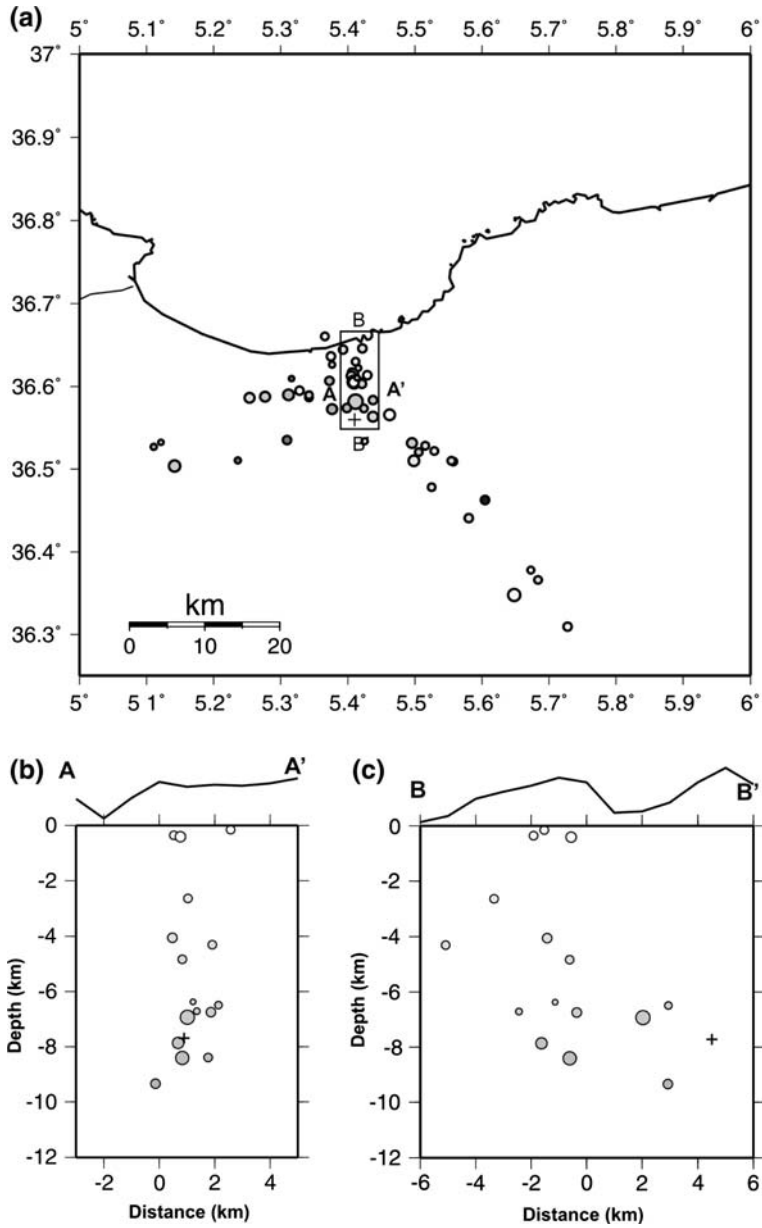


Figure 7

(a) Map showing location of the 54 selected events with best rms, erh and erz. The box (17 events) delimits the NS cluster, within which the east-west AA' (b) and north-south BB' (c) crosssections were carried out. Cross is the main shock location from the CRAAG.

Table 5

Earthquakes focal mechanism in northern Algeria and Tunisia from 1954 to 2006 given from different agencies (Harvard, INGV, and ETHZ) and Autors

No.	Date	Lat.	Long.	M _w	Focal Meca.*	Ref.
1	090954	36.28	1.57	6.5	253 61 104	BZ
2	101080	36.16	1.39	7.3	225 54 83	BZ
3	271085	36.46	6.87	5.8	213 71 20	HRV
4	030189	35.79	11.80	5.1	247 90 180	HRV
5	291089	36.61	2.33	6.0	242 55 87	BZ
6	120692	34.21	8.44	5.2	82 36 114	HRV
7	180894	35.60	0.36	5.7	58 45 95	BZ
8	220995	35.54	7.87	5.3	173 41 -8	HRV
9	221299	35.25	-1.30	5.8	25 32 92	YC
10	180800	36.12	5.00	5.2	99 71 -171	HRV
11	101100	36.45	4.96	5.7	64 38 97	HRV
12	101100	36.48	4.99	4.4	238 45 122	INGV
13	161100	36.66	4.76	5.0	125 84 -138	ETHZ
14	120801	35.48	9.82	4.6	10 25 122	INGV
15	131201	35.09	7.5	4.1	333 81 -27	ETHZ
16	310102	35.53	6.24	4.3	78 54 139	INGV
17	240602	36.03	10.29	5.2	28 48 128	HRV
18	210303	36.83	3.68	6.8	574471	HRV
19	200903	36.43	7.20	4.5	137 50 -159	INGV
20	070205	36.23	10.87	5.0	222 66 98	ETHZ
21	070205	36.10	10.91	4.9	207 71 70	ETHZ
22	090305	35.22	5.62	5.0	22 77 -33	ETHZ
23	200306	36.62	5.32	5.2	92 64 -174	HRV
24	020406	35.03	3.66	5.1	66 79 -178	HRV

*Strike, Dip and Rake; HRV: Harvard; INGV: Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; ETHZ: Eidgenössische Technische Hochschule Zürich; BZ: BEZZEGHOUD and BUFORN *et al.* (1999); YC: YELLES-CHAOUICHE *et al.* (2004).

planes to determine the relation of the data set and the main fault plane. Knowledge of the fault-plane solution of the main shock allows us to eliminate the NW-SE direction. Thus, the fault is oriented either NS or EW. The subsequent aftershock activity must therefore be oriented predominately in a NS direction. Indeed, the number of aftershocks in the NS cluster predominates over that in the EW cluster. Hence the main shock can reliably be assigned to a NS sinistral strike-slip fault. Furthermore, the EW crosssection carried out through the NS cluster (Fig. 7b) shows that the fault is vertical.

The compressive axis σ_1 of the stress tensor ellipsoid, deduced from the available focal solutions in the region, is almost horizontal and oriented N325°. The calculated shape factor corresponds to a strike-slip regime ($R = 0.24$). These new data are important insofar as it confirms that the regional stress regime is a NW-SE horizontal compression and must be linked to the convergence between the Eurasian and African plates (ALTAMIMI *et al.*, 2002; CALAIS *et al.*, 2003a and 2003b; McCLUSKY *et al.*, 2003).

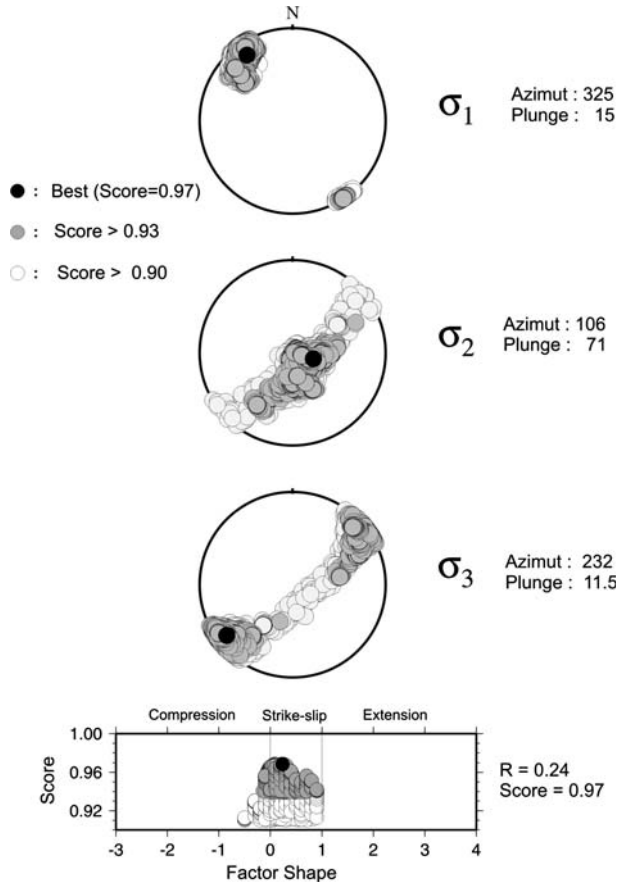


Figure 8

Stress tensor inversion for the Lâalam earthquake. Solutions for σ_1 , σ_2 and σ_3 are plotted in three lower hemisphere equal-area projections. The azimuth and plunge of the principal stress are indicated. The best solution (best score 0.97) is represented by the black dot. The score is here the average of the scalar products between observed and computed slip vectors. A scalar product of 1 means that the observed and computed slip vectors are identical, 0 means that they are perpendicular, negative scalar products can occur when the angular difference is more than 90° . Solutions with a score superior to 0.93 and 0.90 are represented by grey and open circles, respectively. At the bottom the same solutions are plotted as a function of their R and score value. The shape factor $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_z + \sigma_x)$, with $\sigma_y \geq \sigma_x$ and σ_z being the stress axis closest to the vertical. The domains corresponding to the compressional ($R < 0$), strike-slip ($0 < R < 1$), and extensional ($R > 1$) regimes are labelled respectively COMP., S.S. and EXT. Here the R factor is equal to 0.24, indicating a strike-slip regime.

From the formula $M_0 = \mu DS$, where $M_0 = 7.2 \times 10^{16}$ N.m, S is the assumed surface of the fault plane (5×10) km^2 and μ the shear modulus ($= 3.3 \times 10^{11}$ dyn.cm^{-2}), we estimated the displacement at the earthquake focus to ~ 4 cm. This small value, together with the depth of the main shock and damping processes, indicate that it is highly improbable to observe at the surface any tectonic structure directly related to the fault that

generated the earthquake, as we have ascertained during field investigations. Indeed, fissures and damage observed at the village of Lâalam were due to a landslide triggered by the earthquake.

The Lâalam earthquake of March 20, 2006 occurred in a region characterized by frequent seismic activity, as many historical events have been related to the Babors Chain. Past activity has been attributed mainly to the Kherrata fault. This new event gave us, for the first time, a digital record of the event and an opportunity to perform a careful analysis of the data, as rigorously as possible. This revealed for the first time a new tectonic feature which is responsible for the seismic activity of the region. The new fault evidenced by this earthquake indicates that the geometry of the main Kherrata fault is quite complex in the region of the Babors. It seems that the NS segment that triggered the event constitutes a transfer between the western part where the historical events happened and the easternmost part near Ziama-Mansouriah where the Algerian network has recently detected several minor events. Discovery of this new fault near the village of Lâalam has allowed us to precisely map the seismotectonics of the region and will contribute to a better evaluation of the seismic hazard there.

Acknowledgments

The authors are grateful to the anonymous reviewers for their valuable comments. We express our gratitude to Bertrand Delouis for his valuable discussions. The local authorities of Kherrata and Lâalam villages are gratefully acknowledged for their support during our stay in the Babors region. This study has been supported by the CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et géophysique).

REFERENCES

- ALTAMIMI, Z., SILLARD, P., and BOUCHER, C. (2002), *ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications*, *J. Geophys. Res.*, *107(B10)*, 2114, doi10.1029/2001JB000561.
- AOUDIA, A., VACCARI, F., SUHADOLC, P., and MEGHRAOUI, M. (2000), *Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria*, *J. Seismol.* **4**, 79–98.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTE, J.M, and MATTAUER, M. (1971), *Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *12(2)*, 191–198.
- BENOUAR, D. (1994), *The seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century*, *Ann. Geofis.* **37(4)**, 862 pp.
- BEZZEGHOUD, M, AYADI, A., SEBAÏ, A., AÏT MESSAOUD, A., MOKRANE, A., and BENHALLOU, H. (1996), *Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI)*, *Avances en Geofisica y Geodesia*, I(1), Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico National Espagna, 107-114.
- BEZZEGHOUD, M. and BUFORN, E. (1999), *Source parameters of the 1992 Mellila (Spain, $M_w = 4.8$), 1994 Alhoceima (Morocco, $M_w = 5.8$), and 1994 Mascara (Algeria, $M_w = 5.7$) earthquakes and seismotectonic implications*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89(2)**, 359–372.

- BOUGHACHA, M.S., OUYED, M., AYADI, A., and BENHALLOU, H. (2004), *Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI)*, J. Seismol. **8**, 1–10.
- BOUHADAD, Y., NOUR, A., LAOUAMI, N., and BELHAI, D. (2003), *The Beni-Ourlilane-Tachouaft fault and Seismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria)*, J. Seismol. **7**, 79–88.
- BOUNIF, A., DORBATH, C., AYADI, A., MEGHRAOUI, M., BELDJOUDI, H., LAOUAMI, N., FROGNEUX, M., SLIMANI, A., ALASSET, P. J., KHARROUBI, A., OUSSADOU, F., CHIKH, M., HARBI, A., LARBES, S., and MAOUCHE, S. (2004) *The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis*, Geo. Res. Lett. **31**, L19606, doi:[10.1029/2004GL020586](https://doi.org/10.1029/2004GL020586).
- BOUNIF, A. and DORBATH, C. (1998), *Three-dimensional velocity structure and relocated aftershocks for the 1985 Constantine, Algeria ($M_s = 5.9$) earthquake*, Annali di Geofisica, **41**(1), 93–104.
- BOUNIF, A., HAESSLER, H., and MEGHRAOUI, M. (1987), *The Constantine (northeast-Algeria) earthquake of October 27, 1985: Surface ruptures and aftershocks study*, Earth Planet. Sci. Lett. **85**, 451–460.
- CALAIS, E., DEMETS, C., and NOCQUET, J.M. (2003a), *Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?*, Earth Planet. Sci. Lett. **216**, 81–92.
- CALAIS, E., VERGNOLLE, M., SAN'KOV, V., LUKHNEV, A., MIROSHNITCHENKO, A., AMARJARGAL, S. and DEVERCHÈRE, J. (2003b), *GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): implications for current kinematics of Asia*, J. Geophys. Res. **108**(B10), 2501, doi:[10.1029/2002JB002373](https://doi.org/10.1029/2002JB002373).
- COIFFAIT, P.E. (1992), *Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale)*, Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 405 pp.
- DELOUIS, B., DEVERCHÈRE, J., MENLIKOVA, V., RADZIMINOVITCH, N., LONCKE, L., LARROQUE, C., RITZ, J.F. and SAN'KOV, V. (2002), *A reappraisal of the 1950 (M_w 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone*, Terra Nova **14**, 491–500.
- DESCHAMPS, A., BEZZEGHOUD, M., and BOUNIF, A. (1991), *Seismological study of the Constantine (Algeria) earthquake (27 October, 1985)*, Pub. I.G.N. Série Monografia **8**, 163–173.
- ETHZ : <http://www.seismo.ethz.ch/mt>.
- GABERT, P. (1984), *Séismes, néotectonique et effets induits sur les versants des massifs des Babors dans la région de Kerrata (Algérie)*, Méditerranée, Special Issue, Marseille **I-2**, 25-31.
- GUEMACHE, M.A., BELDJOUDI, H., SEMMANE, F., KHARROUBI, A., AMRANI, A., DJELLIT H., and YELLES-CHAOUCHE, A.K. (2007), *On earthquake-related landslides: The case of the March 20th, 2006 Kherrata earthquake ($M_w = 5.3$) and the Lâalam landslide (Babors chain, Wilaya of Bejaia, Northeast Algeria)*, European Geosci. Union General Assembly, Vienne, Autriche, Avril 2007.
- GUIRAUD, R. (1977), *Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises*, Bull. Soc. Géol. Fr. **XIX** (3), 646–650.
- HARBI, A., BENOUAR, D., and BENHALLOU, H. (2003), *Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the northeastern Algeria, Part I: Review of historical seismicity*, J. Seismol. **7**, 115–136.
- HARBI, A., MAOUCHE, S., and AYADI, A. (1999), *Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, 1999*, J. Seismol. **3**, 95–104.
- HARVARD : <http://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/CMT3>.
- HATZFELD, D. (1978), *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrebine*, Thèse de Doctorat d'état, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 281 pp.
- INGV : <http://www.bo.ingv.it/RCMT>.
- KLEIN, F.W. (1978), *Hypocenter location program HYPOINVERSE*, U.S. Geol. Surv., Open-File Rept. 78–694, 113 pp.
- LEIKINE, M. (1971), *Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie)*. Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences Naturelles, Université de Paris.
- LETOUZEY, J. and TREMOLIERES, P. (1980), *Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: Comparison with plate tectonic data*, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **115**, 261–273.
- MATTAUER, M. (1958), *Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie)*, Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. **17**, 534 pp.
- MCCCLUSKY, S., REILINGER, R., MAHMOUD, S., BEN SARI, D., and T. A. (2003), *GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions*, Geophys. J. Int. **155**, 126–138.
- MEGHRAOUI, M. (1988), *Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie. paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris- Sud, 356 pp.

- MOKRANE, A., AÏT MESSAOUD, A., SEBAÏ, A., MENIA, N., AYADI, A. and BEZZEGHOUD, M. (1994), *Les séismes en Algérie de 1365 à 1992*, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, supervised by M. Bezzeghoud and H. Benhallou, Alger-Bouzaréah, 277 pp.
- OBERT, D. (1981), *Etude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie)*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-VI, Mém. Sc. Terre **81-32**, 635 pp.
- OUYED, M. (1981), *Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 Octobre 1980: Etude des répliques*, Ph.D. thesis, 227 pp., Univ. de Grenoble, Grenoble, France.
- OUYED, M., YIELDING, G., HATZFELD, D., and KING, G.C.P. (1983), *An Aftershock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980*, October 10, Geophys. J. R. astr. Soc. **73**, 605–639.
- RIVIERA, L. and CISTERNAS, A. (1991), *Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes*, Bull. Seismol., Soc. Am., **80**, 600–614.
- ROTHÉ, J.P. (1950), *Les séismes de Kerrata et la sismicité de l'Algérie*, Pub. Serv., Cartes. Géol. Algérie, 40 pp.
- ROUSSEL (1973)
- TATAR, M. (2001), *Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: Le Zagros Central et l'Alborz (Iran)*, Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I, 258 pp.
- VILA, J.M. (1980), *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-VI, **3**, 663 pp.
- WILDI, W. (1983), *La chaîne Tello-Rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène*. *Revue géologie dynamique et géographie physique*. **24**, fasc. 3, 201-297.
- YELLES-CHAOUCHE, A.K., DERAMCHI, A., FERKOUL, A., and AOULAICHE, K. (2002), *Les séismes en Algérie de 1992 à 2001*, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger, 216 pp.
- YELLES-CHAOUCHE, A.K., DJELLIT, H., BELDJOUDI, H., BEZZEGHOUD, M. and BUFORN, E. (2004), *The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999*, Pure Appl. Geophys. **161**, 607–621.
- YELLES-CHAOUCHE, A.K., DERAMCHI, A., FERKOUL, A. and AOULAICHE, K. (2002), *Bulletins annuels du service sismologique de 2002 à 2006*, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger.
- YELLES-CHAOUCHE, A.K., Boudiaf, A., Djellit, H., and Bracène, R. (2006), *La tectonique active de la région nord) algérienne*, Comptes rendus des Géosciences, **338**, 126–139.

(Received February 19, 2008, accepted February 16, 2009)

Published Online First: April 8, 2009

To access this journal online:
www.birkhauser.ch/pageoph

Partie 2 :

Le séisme de Boumerdes-Zemmouri ($M_w=6.8$) du 21 mai 2003

III-2. Introduction :

Cette partie a fait l'objet d'une publication sous la référence :

The 21 May, 2003 (Mw 6.8) Zemmouri (Algeria) earthquake relocation and aftershock sequence analysis

Bounif, A. , C. Dorbath , A. Ayadi , M. Meghraoui , **H. Beldjoudi** ,
N. Laouami , M. Frogneux , A. Slimani , P. J. Alasset , A. Kherroubi ,
F. Oussadou , M. Chikh , A. Harbi , S. Larbes and S. Maouche .

Geophysical Research Letters, Vol. 31, L 19606,

doi: 10.1029/2004GL020586, 2004

The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis

A. Bounif,^{1,2} C. Dorbath,³ A. Ayadi,^{4,5} M. Meghraoui,⁶ H. Beldjoudi,⁴ N. Laouami,² M. Frogneux,⁶ A. Slimani,² P. J. Alasset,⁶ A. Kharroubi,⁴ F. Ousadou,⁴ M. Chikh,² A. Harbi,^{4,5} S. Larbes,² and S. Maouche⁴

Received 26 May 2004; revised 20 July 2004; accepted 19 August 2004; published 8 October 2004.

[1] A strong earthquake (Mw 6.8) struck the coastal region east of Algiers and the Tell Atlas of Algeria on 21 May, 2003 and was responsible of severe damage and about 2400 casualties. The coastal mainshock was followed by a large number of aftershocks, the largest reaching Mw 5.8 on 27 May 2003. We study the mainshock, first major aftershocks and about 900 events recorded by temporary seismic stations using master-event approach and double-difference (DD) methods. Although the seismic station array has a large gap coverage, the DD algorithm provides with an accurate aftershocks location. The mainshock hypocenter relocation is determined using three major aftershocks ($5.0 \leq Mw \leq 5.8$) chosen as master events. The new mainshock location shifted on the coastline (36.83N, 3.65E) at 8–10 km depth. Seismic events extend to about 16-km-depth and form a N 55°–60°E trending and 45°–55°SE dipping fault geometry. Up to now, it is the unique among the recently studied seismic events of the Tell Atlas of Algeria. Mainshock and aftershocks relocation, the thrust focal mechanism (Harvard CMT: N 57°, 44°SE dip, 71 rake) and the seismic moment $2.86 \cdot 10^{19}$ Nm, infer a 50-km-long fault rupture that may appear at the sea bottom at 6 to 12 km offshore north of the coastline. The Zemmouri earthquake occurred along the complex thrust-and-fold system of the Tell Atlas and provides with new constraints on the earthquake hazard evaluation in northern Algeria.

INDEX TERMS: 7215 Seismology: Earthquake parameters; 7230 Seismology: Seismicity and seismotectonics; 8102 Tectonophysics: Continental contractional orogenic belts; 8123 Tectonophysics: Dynamics, seismotectonics; 8150 Tectonophysics: Plate boundary—general (3040). **Citation:** Bounif, A., et al. (2004), The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.

¹Faculty of Earth Sciences, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Algiers, Algeria.

²Centre du Génie Parasismique, Algiers, Algeria.

³Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre and Institut de Recherche pour le Développement, UMR 5563, Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG), Strasbourg, France.

⁴Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algiers, Algeria.

⁵Structure and Non-Linear Dynamics of the Earth (SAND) Group, Abdus Salem International Centre for Theoretical Physics (ICTP), Trieste, Italy.

⁶UMR 7516, Institut de Physique du Globe, Strasbourg, France.

1. Introduction

[2] The Zemmouri damaging earthquake of 21 May, 2003 (Mw 6.8, Figure 1) occurred north of the Tell Atlas of Algeria, in the northeastern continuation of the Blida Mountains front and related Mitidja Quaternary Basin (Figure 1). An intensity X (European Macroseismic Scale 98) was reached for the area immediately east of the capital Algiers and an important aftershock activity followed the mainshock [Ayadi *et al.*, 2003]. This active region of the Africa-Eurasia plate boundary was the site of several destructive earthquakes (Mw > 5.5) in the past and the largest are (Figure 1): Algiers on 02/01/1365 and 03/02/1716 with $I_0 = X$, Blida on 02/03/1825 $I_0 = X$, Mouzaia on 02/01/1867 $I_0 = IX$, El Asnam on 10/10/1980 Ms 7.3, Mont Chenoua on 29/10/1989 Ms 6.0 [Rothé, 1950; Meghraoui, 1991; Benouar, 1994; Bounif *et al.*, 2003; Harbi *et al.*, 2004]. Earthquake sources of the Tell Atlas are, therefore, in major part located along the thrust-and-fold system and related intermountain basins. Seismogenic faults of the Tell Atlas and related earthquake distribution are, however, not very well known and some earthquake-prone regions of northern Algeria remain unexplored.

[3] Global models of plate tectonics in the western Mediterranean predict an average 6 mm/yr convergence of Africa towards Eurasia which is the likely driving mechanism at the origin of the seismic activity [DeMets *et al.*, 1990]. The NE-SW thrust-and-fold structures of the Tell Atlas align along an E-W deformation strip parallel to the plate boundary [Morel and Meghraoui, 1996]. Recent large earthquakes show that seismogenic faults of the Tell Atlas of Algeria have a predominant thrust mechanism consistent with the NE-SW trending thrust and fold tectonic structures [Meghraoui, 1991; Harbi *et al.*, 2004; Ayadi *et al.*, 2003; Bounif *et al.*, 2003]. The El Asnam earthquake which is the largest recorded earthquake in the western Mediterranean area, was associated with a thrust mechanism and NE-SW trending surface faulting [Ouyed *et al.*, 1981]. The El Asnam earthquake revealed that the seismogenic fault can be intimately associated with active folding [King and Vita-Finzi, 1981], and that the average NNW-SSE shortening rate across the fault during the late Holocene may reach ~ 1 mm/yr, [Meghraoui and Doumaz, 1996]. The Zemmouri earthquake was at 8–10 km depth, with a seismic moment of $2.89 \cdot 10^{19}$ Nm and shows a thrust focal mechanism solution [Delouis *et al.*, 2004]. However, its coastal location accompanied by the uplifted shoreline and south dipping fault geometry imply a possible offshore location of surface faulting [Meghraoui *et al.*, 2004]. The faulting characteristics and geometry are, therefore, difficult to constrain

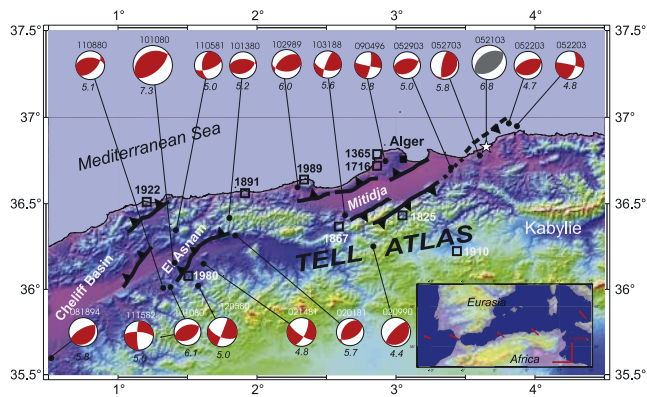


Figure 1. Seismotectonic map of the Tell Atlas of north-central Algeria [Meghraoui, 1988]. Historical seismic events indicated in squares are from Rothé [1950]. The Zemmouri earthquake focal mechanism is in grey.

without a detailed study with precise location of the earthquake sequence immediately after the mainshock.

[4] In this paper, we first introduce the seismotectonic setting and the active characteristics of the north-central Tell Atlas of Algeria. Second, we relocate the mainshock by a master events technique and the first major aftershocks by double-difference method, using local and regional data from Algeria, Spain, France and Italy. The relocation of 557 selected aftershocks collected during the period from May 25 to May 30 is also undertaken using the double-difference algorithm of HypoDD applied to the P and S wave differential travel times [Waldhauser and Ellsworth, 2000]. Finally, we discuss the fault plane 3D geometry and characteristics and its possible appearance at the sea bottom from mainshock and aftershocks distribution.

2. Mainshock and Major Aftershocks Relocation

[5] The mainshock locations obtained by the local and international seismological centers are 36.91°N , 3.58°E for CRAAG, 36.89°N , 3.78°E for NEIC and 37.02°N , 3.76°E for EMSC. All these locations are in conflict with the measurements of the coastal uplift (Meghraoui et al., submitted manuscript, 2004). We attempted to relocate the main shock by using local and regional data.

[6] Three large aftershocks occurred on may 27 (ML (CRAAG) 5.8), may 28 (ML 5.0) and may 29 (ML 5.8) during the first week of complete deployment of the temporary network. They were recorded by the local networks and regional seismic stations in Spain, France and Italy. We precisely located these three events using all Algerian permanent and temporary stations and used them subsequently as master events.

Table 1. Velocity Model

Thickness, km	Velocity, km/s
3	4.5
9	5
8	5.5
10	7
Half space	8

[7] We first relocated the mainshock using a simple double difference method [Bounif et al., 2003]: we compared the mean of the differences of the arrival times between a master event and the main shock at two sets of distant stations where Pn is the first arrival. The first set consists of Italian stations for which the azimuth to the event is about the same as the $\text{N}50^{\circ}$ trending fault plane. The second set of Spanish stations is in a nearly orthogonal direction to the fault strike. The epicentral distances being large compared with the extension of the aftershocks zone, the differences of the arrival times to the Spanish stations are nearly equal to the difference of the origin times. If we subtract this value from the corresponding one calculated with the Italian stations, it remains only the mean difference of travel times to the Italian stations. Following this simple procedure, we finally located the main shock at 36.83°N , 3.65°E .

[8] In a second step, we relocated the mainshock and major aftershocks that occurred before the setting of the temporary networks (Figure 2). We selected events recorded by the same Algerian, Spanish, French and Italian permanent stations as the master events (Figure 2, inset), computed travel-times for P and S waves using CRAAG hypocentral determinations, and relocated them together with the master events using HypoDD program [Waldhauser and Ellsworth, 2000]. We can control the validity of this relocation with the master events: the maximum difference between the location calculated using all Algerian permanent and temporary stations and the hypoDD relocation is 0.02° in latitude and longitude. More over, the errors on the relocations have been calculated using Singular Value Decomposition method and are drawn on Figure 2. They are obviously larger for smaller magnitude events and vary

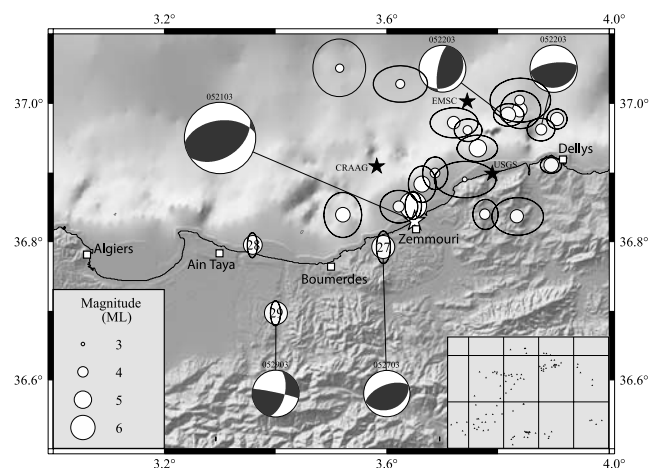


Figure 2. Relocation of the main shock (white star: master events technique, large circle: hypoDD code) and of major aftershocks (MI > 3) from 21 to 30 May, 2003. Inset (lower right corner) shows the western Mediterranean seismic stations used for the relocation. Black stars are mainshock epicenter location from international and local seismological centers. The three master events are labeled by their date-number (i.e., 27, 28 and 29 May 2004). Focal mechanism solutions are Harvard-CMT.

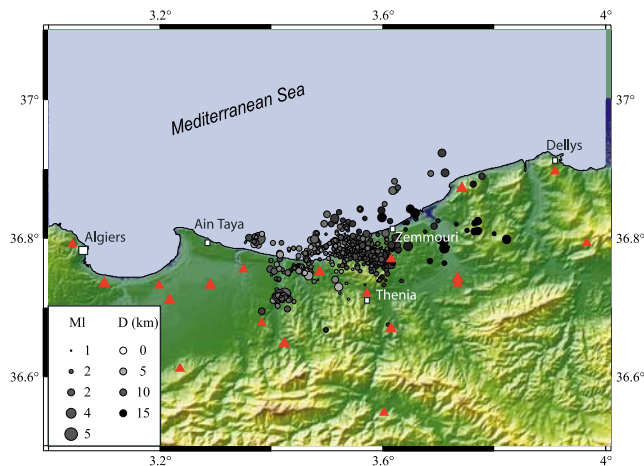


Figure 3. Map view 557 aftershocks located from 25 to 30 May, 2003. The red triangles are seismic stations.

from about less than 1 km (master events and main shock) to more than 3 km for the smallest ($M_L < 4.0$) events. Using the hypoDD method, we relocated the mainshock epicenter at 36.85°N , 3.65°E which is quite close to the 36.83°N and 3.65°E obtained from the simple double difference method exposed in the previous paragraph.

3. Aftershocks Study

[9] A network of 21 three component short period digital seismic stations was installed by CRAAG and CGS in the epicentral area beginning from 22 May 2003 in addition to 4 permanent seismic stations of the Algerian Seismic Network. During the first week, about 1000 seismic events with magnitude $M_d \geq 1$ were recorded, including five large aftershocks with $M_L > 5$. We present in this paper the analysis of the seismicity from 25 to 30 May, 2003.

[10] During the six days, nearly 900 events were localised using careful readings from the temporary network with hypoinverse program [Klein, 1978]. The velocity model was deduced from previous aftershocks studies in northern Algeria [Bounif *et al.*, 2003]. The magnitudes were deduced from coda length using the same coefficients as Ouyed [1981]. The aperture of the seismic array is far from ideal due to the offshore location of many hypocenters. Therefore, we considered very carefully the results and kept only high quality locations to obtain a set of 557 events that fulfill the following criteria: more than 9 P wave and 2 S wave readings, $\text{rms} < 0.2$, and conditioning factor < 100 . For these events, we obtain mean values of 0.09 s for rms, 1.32 km for horizontal error (Erh) and 1.91 km for the vertical error (Erz).

[11] Furthermore, the travel-times of selected aftershocks were used in order to provide with a more precise location with hypoDD program, using conjugate gradient method for least squares solution [Waldhauser and Ellsworth, 2000]. We tested the robustness of solutions (as indicated by the authors' code), by using singular value decomposition for subsets of events, changing station distribution, initial locations, data weighting, etc. Initial locations are taken from the catalog at reported locations, and not at a common

location at the centroid of the clusters. The final locations are presented on map view (Figure 3) and on two cross sections (Figure 4).

4. Aftershocks Sequence and Faulting Geometry

[12] The study of the seismic sequence of the first ten days following the Zemmouri mainshock provides a first precise picture of the active zone. The aftershocks sequence depicts a SW-NE trending area, about 50 km long and 15 km wide (Figures 2 and 3). This general trend is in good agreement with the fault plane strike of the CMT focal mainshock solution ($N 57^\circ$). The relocated mainshock epicentre is on the coast, about the middle of the aftershocks cloud. All major aftershocks ($M_L > 4$) are located in the NE area of the mainshock epicentre within the three first days. Later on, we observe a migration of the seismicity with aftershocks mainly concentrated SW of the mainshock, including the three major events of May 27, 28 and 29. Looking more into detail, we observe a very dense seismic cloud between 3.5 and 3.6°E . The major events of May 28 and 29 and their respective aftershocks define the southwestern limit of the seismicity.

[13] At depth, the seismicity is mainly concentrated between 5 and 13 km (Figure 4). A global cross-section orthogonal to the fault trend displays a southeast dipping fault geometry, consistent with the dip of the mainshock focal mechanism (44°SE). The extension towards the surface of the fault plane infers that, if the fault reaches the sea bottom, it may appear at 6 to 12 km distance from the coast. The cross section of Figure 4b, parallel to the fault trend, displays two clusters of aftershocks, the first at the

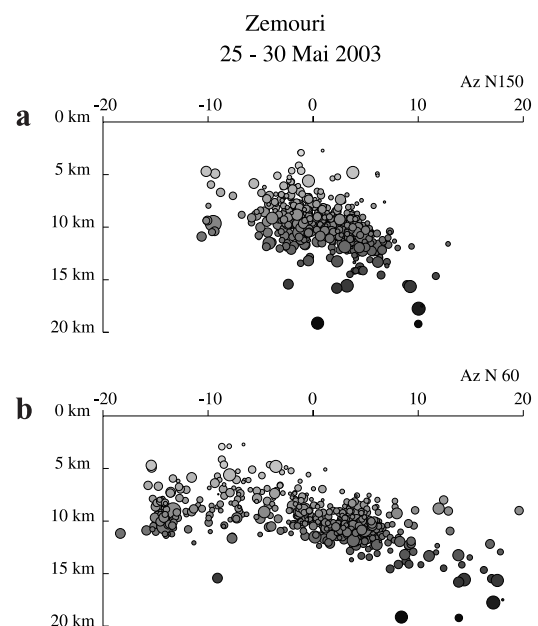


Figure 4. Cross sections through the aftershocks: a) Orthogonal to the fault strike ($N150^\circ\text{E}$) and showing the south dipping elongation of the seismic cloud consistent with the focal mechanism of Figure 2. b) Along the fault strike ($N60^\circ\text{E}$) with superficial concentration of seismic events to the SW and deeper events to the NE.

south-western end of the active zone and the second in the middle (3.5–3.6°E). The latter main cluster seems to slightly dip toward the NE.

5. Discussion and Conclusion

[14] The general pattern of aftershocks distribution is consistent with the seismic moment of $2.86 \cdot 10^{19}$ Nm given by *Delouis et al.* [2004]. Taking a 50 km rupture length, as the length of the aftershocks sequence, we obtain a 1 m coseismic slip [*Wells and Coppersmith*, 1994]. Taking as fault width the 18-km-depth along dip of the aftershock cloud, we obtain a rupture surface of about 900 km^2 , comparable to 860 km^2 deduced from the seismic moment.

[15] An average uplift of 0.55 m affected the coastal epicentral area and document the surface deformation associated with the coseismic thrust rupture. The earthquake fault dimensions and geometry correlated with the surface deformation determined from GPS and conventional geodesy measurements [*Meghraoui et al.*, 2004] imply a sea bottom surface faulting. One may also notice that the southwest end of rupture that corresponds with the minimum uplift coincide with the sharp end of aftershock cloud. This is the first example in the Tell Atlas (Algeria) which exhibits a SE dipping active fault, comparing to previous seismic events such as those of El Asnam (1980), Tipasa-Chenoua (1989), Mascara (1994), and many other seismic sources.

[16] The limits and asperities of the earthquake fault plane can be related with the control of preexisting geological structures on the rupture propagation. The strike-slip mechanism of the 29 May earthquake reflects the possible interaction of transfer fault with the rupture zone. Similarly, the clustering of the aftershocks with ~NW-SE trending observed between 3.5 and 3.6°E suggests the presence of a step-over or tear fault zone between two branches of the main fault. The Zemmouri aftershocks sequence extends inland and offshore and its obliquity to the coastline also reflects the offshore extension of the continental Blida thrust fault system. The Zemmouri earthquake rupture is a segment of the Blida fault system which consists of several seismogenic fault branches that did not rupture since the 1825 earthquake [*Rothé*, 1950]. This southern Mitidja fault zone has a potential for producing a large earthquake and constitutes a serious seismic hazard for Algiers region [*Aoudia et al.*, 2000]

[17] **Acknowledgments.** The immediate field intervention was made possible with the contribution of the CRAAG and CGS technical groups. Scientific teams from France were supported by INSU. A. Ayadi and A. Harbi are thankful to Abdus Salam International Center for Theoretical Physics, Sand Group, Trieste (Italy) and also to the UNESCO-IUGS-IGCP 457 project for support during this study. We are grateful to the local authorities for their constant support and encouragements, and for their assistance in the field. We are thankful to A. Aoudia and an anonymous reviewer for their helpful comments and suggestions. This is an IPG Strasbourg contribution n° 2004-17-UMR7516.

References

- Aoudia, A., F. Vaccari, P. Suhadolc, and M. Meghraoui (2000), Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria, *J. Seismol.*, *4*, 79–88.
- Ayadi, A., et al. (2003), Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos Trans. AGU*, *84*(50), 561, 568.
- Benouar, D. (1994), Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, *Ann. Geofis.*, *37*, 356.
- Bounif, A., M. Bezzeghoud, L. Dorbath, D. Legrand, A. Deschamps, L. Rivera, and H. Benhallou (2003), Seismic source study of the 1989 October 29, Chenoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong motion records, *Ann. Geophys.*, *46*, 625–646.
- Delouis, B., et al. (2004), Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.
- DeMets, C., R. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425–478.
- Harbi, A., S. Maouche, A. Ayadi, D. Benouar, G. F. Panza, and H. Benhallou (2004), Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: A step towards microzonation, *Pure Appl. Geophys.*, *161*, 949–967.
- King, G., and C. Vita-Finzi (1981), Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980, *Nature*, *292*, 22–26.
- Klein, F. W. (1978), Hypocenter location program Hypoinverse, *Open File Rep. 78-694*, U.S. Geol. Surv., Reston, Va.
- Meghraoui, M. (1988), Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Tectonique active, paléoséismologie et synthèse sismotectonique, Ph.D. thesis, 356 pp., Univ. de Paris-Sud Orsay, Paris.
- Meghraoui, M. (1991), Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north-central Algeria), *Terra Nova*, *3*, 84–93.
- Meghraoui, M., and F. Doumaz (1996), Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, *101*, 17,617–17,644.
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaa, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad, and F. Benhamouda (2004), Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May 2003, *Geophys. Res. Letters*, *31*, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Morel, J. L., and M. Meghraoui (1996), The Goringe-Alboran-Tell (Galtel) tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, *24*, 755–758.
- Ouyed, M. (1981), Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 Octobre 1980: Etude des répliques, Ph.D. thesis, 227 pp., Univ. de Grenoble, Grenoble, France.
- Ouyed, M., M. Meghraoui, A. Cisternas, A. Deschamps, J. Dorel, J. Fréchet, R. Gaulon, D. Hatzfeld, and H. Philip (1981), Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature*, *292*, 26–31.
- Rothé, J. P. (1950), Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte. Geol. Alger.*, *Ser. 4*, *3*, 40.
- Waldhauser, F., and W. L. Ellsworth (2000), A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *90*, 1353–1368.
- Wells, D., and K. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*, 974–1002.
- P. J. Alasset, M. Frogneux, and M. Meghraoui, UMR 7516, Institut de Physique du Globe, Strasbourg, France.
- A. Ayadi, H. Beldjoudi, A. Harbi, A. Kharroubi, S. Maouche, and F. Ousadou, Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algiers, Algeria.
- A. Bounif, Faculty of Earth Sciences, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Algiers, Algeria.
- M. Chikh, N. Laouami, S. Larbes, and A. Slimani, Centre du Génie Parasismique, Algiers, Algeria.
- C. Dorbath, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, 5, rue René Descartes, F-67084 Strasbourg cedex, France. (catherine.dorbath@eost.u-strasbg.fr)

Chapitre IV :

Caractérisation de la source sismique par modélisation
des formes d'ondes

Partie 1 :

Le Séisme de Ain Temouchent ($M_w = 5.7$)

du 22 décembre 1999

IV-1. Introduction

Cette partie a fait l'objet d'une publication sous la référence :

The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999

A. K. Yelles-Chaouche, H. Djellit, **H. Beldjoudi**, M. Bezzeghoud, and E. Buforn

Pure appl. geophys. 161 (2004) 607-621

0033-4553/04/030607-15

doi : 10.1007/s00024-003-2465-2

The Ain Temouchent (Algeria) Earthquake of December 22nd, 1999

A. K. YELLES-CHAOUCHE¹, H. DJELLIT¹, H. BELDJOUDI¹,
M. BEZZEGHOUD², and E. BUFORN³

Abstract—On December 22nd, 1999 an earthquake of Magnitude M_w : 5.7 occurred at Ain Temouchent (northwest Algeria). This moderate seismic event was located in a region characterized by a low seismic activity where few historical events have been observed. The earthquake, with a maximum intensity of VII (MSK scale), caused serious damages to the Ain Temouchent city and its surroundings. In the epicentral area, 25 people died and about 25,000 people were made homeless. Some minor breaks have been observed in several areas in the field. They were mainly related to minor collapses in the landscape or in volcanic cavities. The focal mechanism has been studied by using broadband data at regional and teleseismic distances, and different methods. The fault-plane solution has been estimated from first motions of P wave. Depth and source time function have been estimated from the modeling of body waveforms. Scalar seismic moment and source dimension have been obtained from spectral analysis. Results show thrust motion, with a horizontal pressure axis oriented in a NW-SE direction, a depth of 4 km and a simple source time function with time duration of 5 s. Scalar seismic moment estimated from waveform modeling is 4.7×10^{17} Nm, and spectral analysis gives a value of 1.7×10^{17} Nm and a source radius of 7.5 km.

Key words: Ain Temouchent (Algeria), seismic source, damages, focal mechanism, breaks.

Introduction

On December 22nd, 1999 at 17h 37m 30s, Northern Algeria was again struck by a shallow earthquake of Magnitude $M_w = 5.7$, namely the Ain Temouchent earthquake (YELLES *et al.*, 2000). The earthquake occurred in the western part of Algeria, in Ain Temouchent, a town located 70 km southwest of Oran (capital of Oranie, the western region of Algeria) (Fig.1). The earthquake shook the region, causing considerable damages to Ain Temouchent and its surrounding regions and generating great panic among the population of the Oranie region.

The main shock was located by the Algerian seismic network at 35.25°N, 01.30°W, i.e., at Ain Allem (20 km SW of Ain Temouchent). This location was slightly different

¹ Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique B.P. 63 Bouzareah, Algiers, Algeria. E-mail: Kyelles@yahoo.fr

² Departamento de Física/CGE, Apartado 94, Universidade de Évora, 7002-554 Évora, Portugal.

³ Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain.

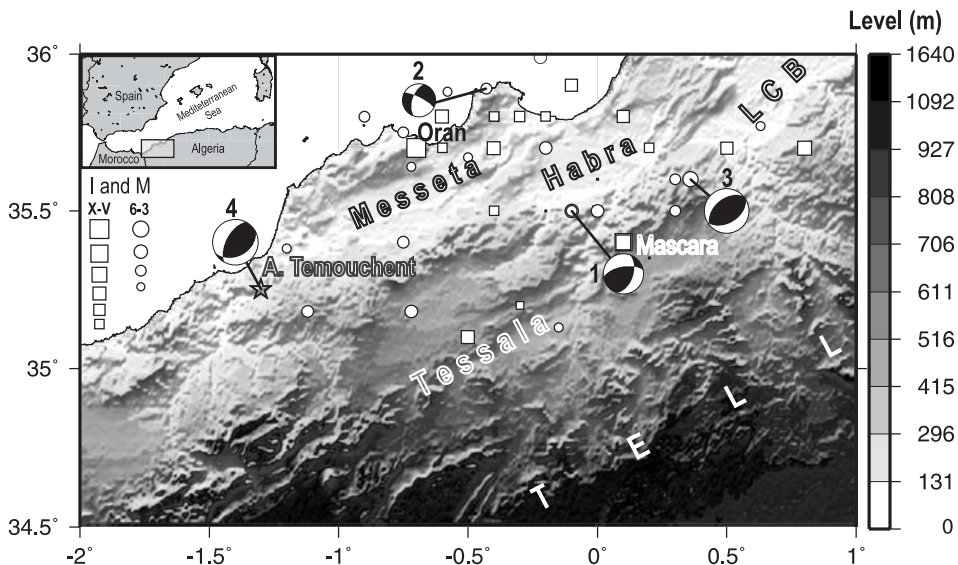


Figure 1

The Ain Temouchent earthquake epicenter location with the focal mechanism (4) determined from waveform analysis in this study. Seismicity for $M \geq 3.0$ and $I \geq V$ for the 1790–1999 period is reported. Other focal mechanisms are also reported (see BEZZEGHOUD and BUFORN, 1999): (1) Mascara earthquakes of August 18, 1994; (2) Oran earthquake of April 19, 1981; and (3) of July 13, 1967. The topography is from digital elevation model (GLOBE TASK TEAM *et al.*, 1999). LCB = Lower Chelif Basin.

than the CSEM and USGS epicenter locations (Table. 1). Investigations carried out rapidly in the region, just after the earthquake resulted in serious damages to the buildings and the socio-economic infrastructures (schools, hospitals, mosques, roads, bridges, water networks). The epicentral area with maximal Intensity of VII (MSK scale) extended to an area of 30 km radius, west of Ain Temouchent (Fig. 2), 25 people died there and about 3000 families were made homeless. In Ain Temouchent, the most important hospital, several schools and public buildings (post offices...) were severely affected; deep cracks on the walls, torsion of the pillars and collapsing of the roof were observed. Some old houses were totally destroyed. It seems that buildings located along the small river which crosses the town suffered more than others because

Table 1

Earthquake location given by different institutions

Origin time UTC (hh:mn:ss)	Lat. N	Lon. W	H (km)	M	Ref.
17:36:53.00	35.25°	01.30°	10	5.7	CRAAG
17:36:56.24	35.32°	01.28°	10	5.7	USGS
17:36:57.00	35.23°	01.39°	10.6	5.7	CSEM

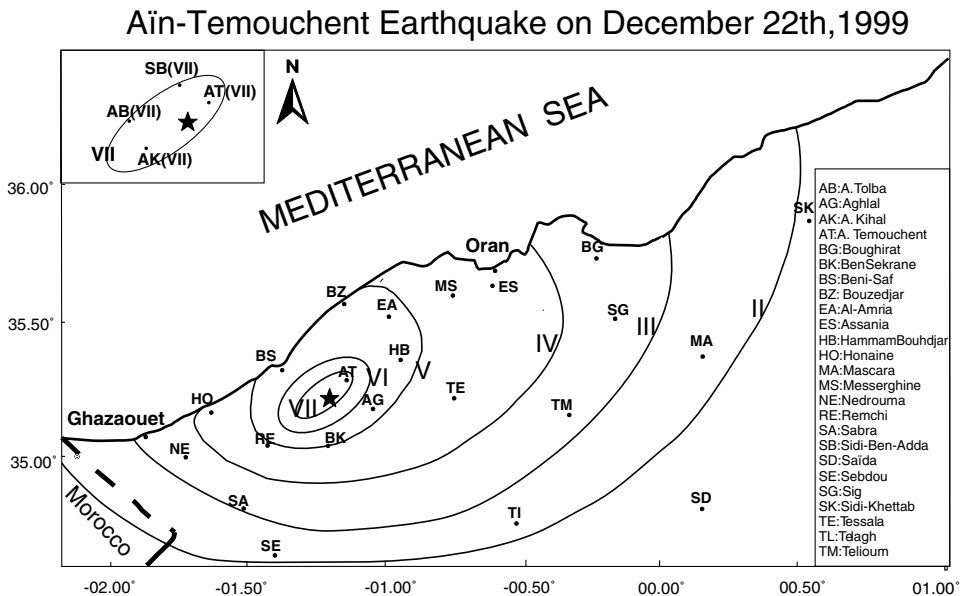


Figure 2

Isoseismal map for the Ain Temouchent earthquake. Black circles show the villages and towns. Isoseismal VII is shown with more detail in the left upper corner.

of the nature of the soil. Besides Ain Temouchent, the villages of Ain Allem, Ain Tolba and Ain Kihal (Fig. 2) were greatly affected. In these villages, the population suffered considerably because the earthquake happened during the winter season. Because of the serious damages caused by the earthquake, the Algerian authorities decided to declare the Wilaya (department or province) of Ain Temouchent a 'disaster area'. An urgency plan was launched to assist the population and to rebuild all socio-economic infrastructures destroyed by the earthquake.

Two days after the main shock, a network of five Sprengnether MEQ 800 was deployed in the epicentral area around the Ain Allem-Ain Temouchent axis in order to record the aftershocks sequence. Due to the low number of stations available, it was impossible to carry out a dense coverage of the region. In addition, it was not possible to maintain the seismic monitoring for more than one month. From December 22, 1999 to January 25, 2000, corresponding to the period when the portable network was in activity, 293 events of magnitude ranging between 1.0 and 4.0 were recorded. The aftershock seismic activity lasted about 14 months. During this period three strong aftershocks occurred: on May 27, 2000 at 12h 26mn with a magnitude of 3.5; on July, 30th, 2000 at 02h 25mn with a magnitude of 3.7 causing the death of three people; and on the January 4th 2001 with magnitude of 3.1 followed a few minutes later by a second event of magnitude 2.9.

The area under study (2°W to 0°) is characterized by the occurrence of earthquakes with small magnitude, and consequently no studies of focal mechanism exist for this region (BEZZEGHOUD and BUFORN, 1999). The studied event is the most important earthquake ($M > 5.5$) to strike Ain Temouchent and its vicinity in modern times.

The purpose of this article is to report the seismotectonic effects, and to present a detailed seismological study of the Ain Temouchent earthquake.

Historical Seismicity

According to the historical seismicity of the Oranie region, several moderate to large earthquakes (maximum intensities of IV to X) have occurred. The most important one was the Oran earthquake of October 9th, 1790 with maximum intensity of X that caused the death of about 2000 people. The epicenter located offshore might have been triggered by the offshore extent of the Murdjadjo anticline. Subsequently, another earthquake occurred on March 1819 in the Mascara region. This earthquake of intensity IX destroyed a huge number of farms, wine cellars, etc. Then, on November 29th, 1887 the region was impacted by an earthquake of maximum intensity X, which caused the loss of some 20 people, destroying 331 housing units (BENOUAR *et al.*, 1994).

The Ain Temouchent region, in comparison to the Oran and Mascara regions, is characterized by a low to moderate seismic activity (Fig. 2). Indeed, through history, no important earthquakes have been mentioned by the seismic catalog (ROUSSEL, 1973; BENHALLOU, 1985; MOKRANE *et al.*, 1994; BENOUAR, 1994). Only a few seismic events have been reported in the region during the twentieth century (Table 2). During the last twenty years, we can outline as more important three events that occurred in the vicinity of the epicenter of the Ain Temouchent event. These are the events of 16.01.1980 ($I_o = V$, $M = 3.8$), 15.07.1985 ($I_o = V$, $M = 4.1$), 17.12.1992 ($I_o = V$, $M = 4.8$), all with magnitudes lower than 5.0. We believe that it is difficult to envisage this region with a weak seismicity in the past because it is located in the Eurasian-African plate boundary (Fig. 1).

A possible explanation for the low seismic activity of the Ain Temouchent region may be the lack of historical documents, human witnesses, and absence of seismological stations. We recall, also, that a consequence of the earthquake of 1790, which destroyed the city of Oran, was the departure of the Spanish and, probably, a decrease in the population. In the Oranie region, before installation of the Algerian seismological network in 1990, the seismic monitoring was carried out by only one station (BEZZEGHOUD *et al.*, 1996). It was the Tlemcen station (TEC), which operated between 1978 and 1992. Subsequently, there is a major gap in the knowledge of the seismic activity before 1978 and consequently it is not possible to precisely perceive of the real seismic activity of the region.

Table 2
Seismic events reported during the XX century for the studied area

Date	Time	Lat. N	Lon. W	M	I _o	Observations	Ref.
13.05.1964	13 46 21	35.50°	01.50°	5.2	VII	Beni Saf region	MOKRANE <i>et al.</i> (1994)
16.08.1967	13 46 09	35.50°	01.30°				MOKRANE <i>et al.</i> (1994)
16.01.1980	21 40 00	35.35°	01.03°	3.8	V	Ain Temouchent	MOKRANE <i>et al.</i> (1994)
15.07.1985	11 20 39	35.48°	01.22°	3.9	V	Bouzedjar	BENOUAR, 1994
18.07.1985	11 44 00	35.38°	01.20°	3.5	IV	Terga	MOKRANE <i>et al.</i> (1994)
17.10.1992	20 43 21	35.18°	01.20°	4.8	V	Ain Temouchent	CRAAG
22.12.1999	17 36 53	35.25°	01.30°	5.7	VII	Ain Temouchent	This study

I_o = isoseismal maximum intensity, M = magnitude

The isoseismal map for the Ain Temouchent event (Fig. 2) shows a distribution of intensity in a NE-SW direction, very clear for the VII and VI isoseismal, which covers an elliptical area of approximately 42 × 19 km, with a faster attenuation in a NW-SE direction.

Geological Setting

The Ain Temouchent region is located in the western extremity of the lower Cheliff basin (GUARDIA, 1975; THOMAS, 1985). This was later developed after the major structuring of the Tellian domain, one of the segments of the Alpine chain of Northern Africa (MEGHRAOUI, 1988). The Ain Temouchent region is bordered on the east by the Oran Sebkhha (a salt lake) and on the west by the coastal massif of Beni Saf. In the north, the region is limited by the volcanic sedimentary units of Bouzedjar and in the south by the periclinal ending of the Sebah Chioukh Mountains and western Tessala massifs (Fig. 3).

From the geological point of view, two main geological units characterize the region of Ain Temouchent: 1) the metamorphic basement represented by quartzitic units and 2) the volcanic sedimentary cover formed by Plioquaternary rocks. We must notice that in the Oranie region, two volcanic episodes synchronous to the Neogene tectonic phases have been distinguished. The first one dated in the Messinian period corresponding to a calco-alkalin volcanism, and the second one, more recent of basaltic alkaline type and dated in the Quaternary period. In general these volcanic deposits follow the main accidents trending N50°. GUARDIA (1975) and THOMAS (1985) indicate that the Neogene and Quaternary deposits were slightly affected by the NS to NW-SE Quaternary compressionnal phases that affect the Tellian Atlas Mountains. The quasi-tabular aspect of the geological formations confirms this fact. This lack of deformation could explain the rather slow seismic activity level of the region of Ain Temouchent.

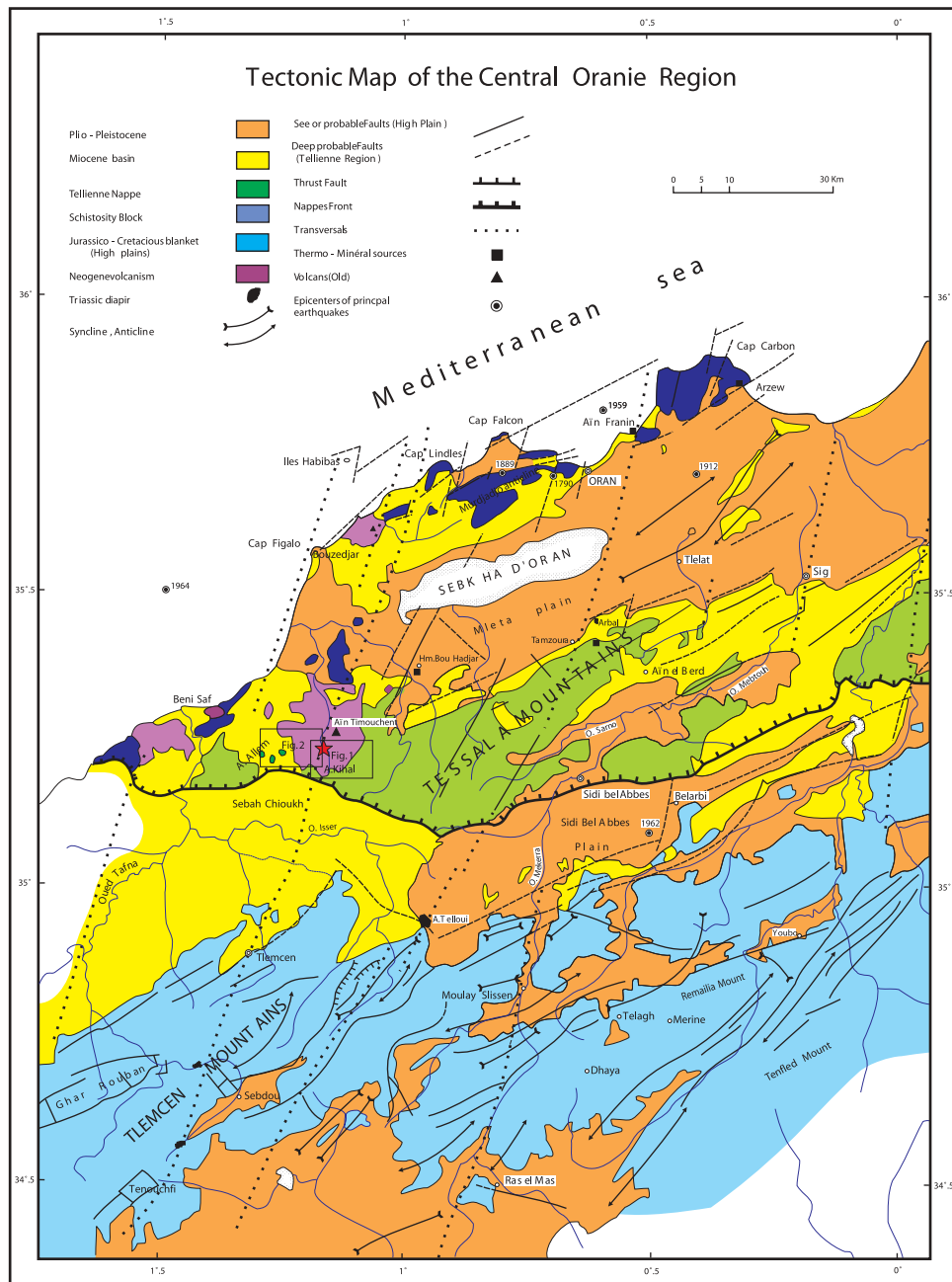


Figure 3
Geological map of the Ain Temouchent region. The legend gives information on the age of the formations and the structures.

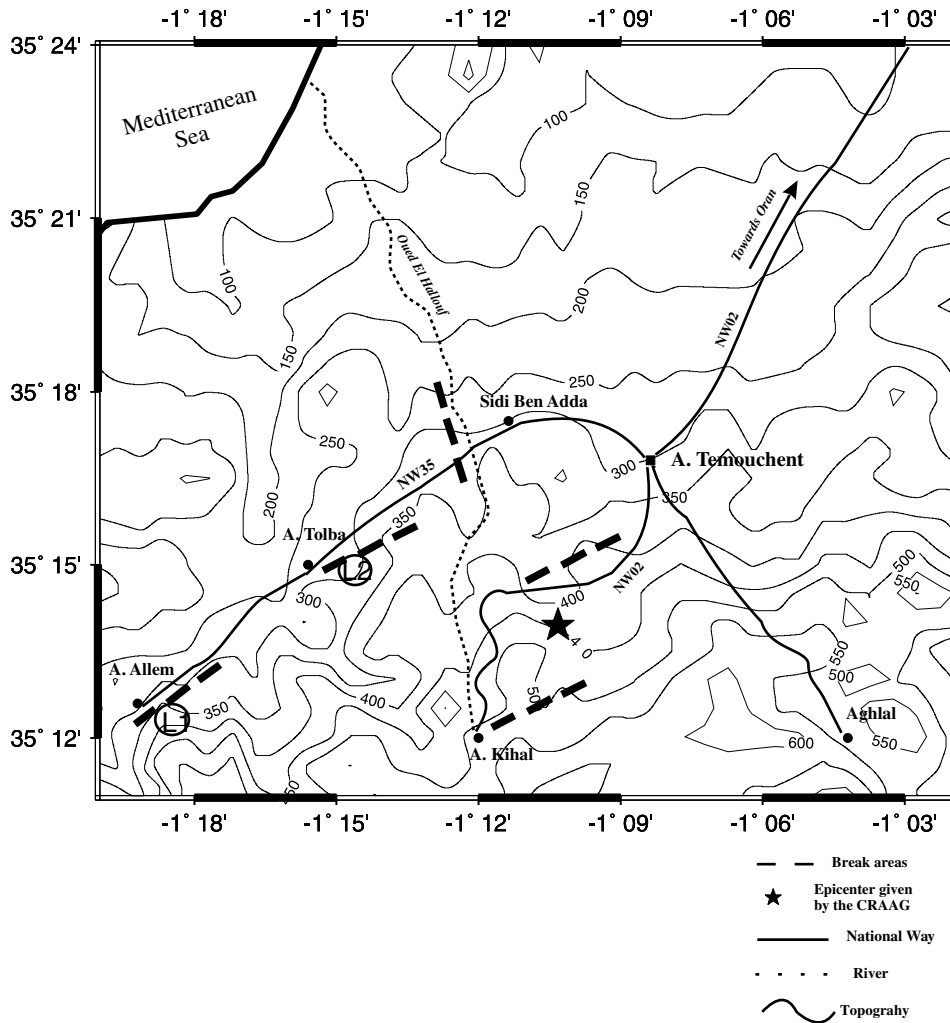


Figure 4

Topographic map of the Ain Temouchent epicentral zone showing break areas. Contour interval is 50 m. Photographs of Ain Tolba surface breaks (L2) and Ain Allem volcanic cavity (L1) are showed in Figure 5.

Surface Ruptures

Field investigations carried out in the epicentral area just after the occurrence of the main shock reveal different types of ground effects such as landslides, rock falls, cavities collapsing and spring water variations (YELLES *et al.*, 2000). However, no clear set of aligned cracks and fissures has been observed relative to the faulting. The ground effects were observed in the following zones (Figs. 4 and 5):

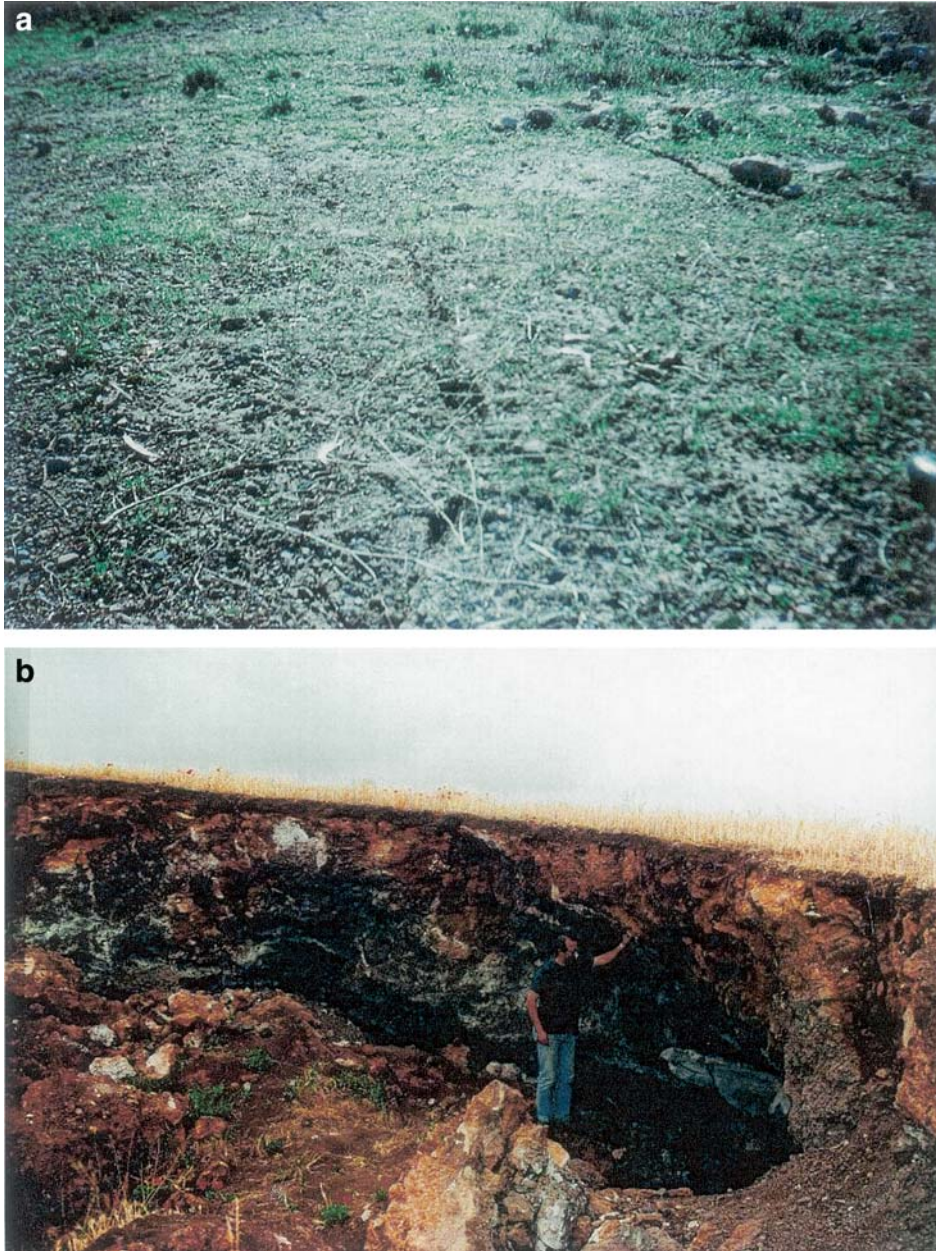


Figure 5

a) Photographs of surface breaks in the region of Ain Tolba (L2, Fig. 4) and b) volcanic cavity collapsing in the region of Ain Allem (L1, Fig. 4).

Ain Allem: In this zone the senonian formations located at the entrance of the village displayed a set of NE-SW tensile cracks of many meters in length (Fig. 5a). In the sandstone series a vertical offset of 20 cm was observed, suggesting a minor landslide. In the village, a left-lateral displacement of a water pipe could be observed.

Oued (“river” in Arabic) El Kihal: Four kilometers from the village of Ain Tolba towards the southeast, straight cracks with a total length of 100 m were observed (Fig. 4). They were related to a minor landslide affecting the western flank of the Oued El Kihal. The vertical movement reaches 20 cm. On the bottom of this flank two water sources were created. On the road towards Ain Kihal the earthquake affected the volcanic series where several blocks fell down (Fig. 5b).

Sidi Ben Adda: Five kilometers west of this village, near the Oued El Hallouf, a set of cracks with a N160° direction affects the eastern flank of the river.

Site d’El Baida: South of the Ain Temouchent, along the road leading to Ain Kihal, an NNE-SSW oriented surface breaks crosscut over 200 meters of the senonian formation.

Although no continuous set of cracks affects the neogene series, it is important to take note of the fact that all sparse ground failures observed seem to be distributed along two major directions, NE-SW (N40°-N65°) and NW-SE (N140°/N165°).

Focal Mechanism And Source Parameters

Methodology and Data

The data used for the focal mechanism of the main shock correspond to seismograms recorded at teleseismic distances ($30^\circ < 90^\circ$) in order to avoid problems with upper mantle wave triplications and diffractions by mantle-core boundary. The fault plane solution has been determined from the first motion (FM) of *P*-waves by using the algorithm of BRILLINGER *et al.* (1980). This algorithm determines the maximum likelihood function and it estimates the orientation of the principal stress axes (*P* and *T*), nodal planes and their standard errors (UDÍAS and BUFORN, 1988). Take-off angles have been calculated for teleseismic distances from Jeffreys-Bullen tables by using a velocity of 5.8 km/s for shallow focus (depth less than 15 km). Slight changes on the velocity model are not significant in modeling results at teleseismic distances. A total of 27 observations have been used, most of them corresponding to broadband seismograms recorded at teleseismic distances, with the exception of three stations (MELI, SELV and SFUC) located at less than 1000 km. From Figure 6 we observe a good azimuthal coverage.

For the waveform analysis (WA) of *P* waves, we use the McCaffrey *et al.* (1991) version of Nabelek’s (1984) inversion procedure, which minimizes, in a weighted least square sense, the misfit between observed and synthetic seismograms. Unfortunately, due to the small magnitude of the earthquake, the SH waves are contaminated by noise

and it was impossible to use them. Depth, nodal planes, scalar seismic moment and source time function (STF) are inverted simultaneously from broadband teleseismic data. The initial model is taken from the result of the FM method described above. Synthetic seismograms were computed in a homogeneous half space and included P , pP and sP phases; the Q factor was defined with attenuation time constant of $t^* = 1$ second for P waves. The synthetic seismograms are obtained by convolution of Green's function of the propagation with the instrumental response and then by the STF. Unfortunately, for this area no details about the crustal structure are known. For this reason, to generate Green's functions, the crustal model used corresponds to a layer with a thickness of 30 km and P velocity of 6 km/s, over a mantle with P velocity of 8 Km/s. Every record was converted to a seismogram recorded at 40 degrees of epicentral distance (station with same azimuth and common gain).

Finally, the scalar seismic moment and source dimensions were also estimated from spectral analysis (SA) using a total of seven broad band records corresponding to distances between 30° and 80° . The P wave records, with a sample rate of 0.05s, were windowed, detrended, deconvolved from instrumental response and tapered with a cosine before performing a fast Fourier transformation. Then, the correction of attenuation, the same that we have used on the inversion method and the radiation pattern were applied. The radiation pattern is computed from the fault plane solution determined from FM solution previously described. Scalar seismic moment value obtained from spectral analysis is compared with the value from modeling. We estimated the corner frequency by direct measurement of the intersection of the low and high frequency trends of the amplitude spectra. The STF duration t was computed from the corner frequency using the expression $t = 1/fc$, where fc is the corner frequency. There is a variation of the values (of the order of a factor of 2) of Mo and t from station to station, which may be due to site effects.

Results

The fault-plane solution (FM) for the Ain Temouchent shock was obtained using 27 polarities of P waves at teleseismic distances, and corresponds to a reverse faulting mechanism with planes striking in a NE–SW direction and with horizontal pressure axis oriented in a NW–SE direction (Fig. 6 and Table 3). The plane with 208° of azimuth and dipping 58° is better constrained than the plane dipping 32° to the SE due to the use of four Spanish stations, located at a distance less than 1500 km from the epicenter. Estimation of errors for the trend of the tension axis is high (89°) due to the fact that small changes on the position of this axis over focal sphere correspond to broad variations in the azimuth. However the pressure axis is well constrained with an estimation of standard errors of 15° or lower. Strike-slip mechanisms are generally better constrained than dip-slip solutions. Observations very close to the nodal planes are necessary to obtain a dip-slip solution of good quality.

Table 3

Source parameters for the 22 December 1999 Ain Temouchent earthquake ($M_w = 5.7$)

	Nodal planes			<i>P</i> axis		<i>T</i> axis		Depth km	Radius km	$M_0 \times E$ 17 Nm
	Strike	Dip	Rake	Azim.	Plunge	Azim.	Plunge			
FM	25	32	92	297	13	121		—	—	—
N=27	(± 63)	(± 50)	(± 14)	(± 15)	(± 13)	(± 89)	(± 13)			
WA	60	36	63	311	11	76	71	4	11	4.1
N=9								(± 1)		(± 0.8)
SA	—	—	—	—	—	—	—	—	7.5	1.7
N=7									(± 0.1)	(± 0.9)

FM = first motion; WA = waveform inversion; SA = spectral analysis, N = number of data.

Depth, orientation of the nodal planes and source time function have been obtained from the inversion of nine records of *P*-wave broadband data; the starting parameters are taken from the FM focal mechanism (Fig. 6, Table 3) with 4 triangular impulses with a duration of 1.0 second as STF. We inverted the STF, depth and focal parameters. As we have mentioned dip-slip solutions are generally less constrained than strike-slip mechanisms and consequently we tested many models with different source parameters (focal mechanism and depth). The best

The Ain Temouchent (Algeria) earthquake 22-12-99

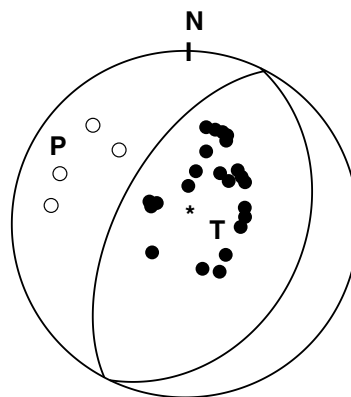


Figure 6

Focal mechanism for the Ain Temouchent earthquake obtained from first motion study (FM). Black circles correspond to compression and white circles to dilatation.

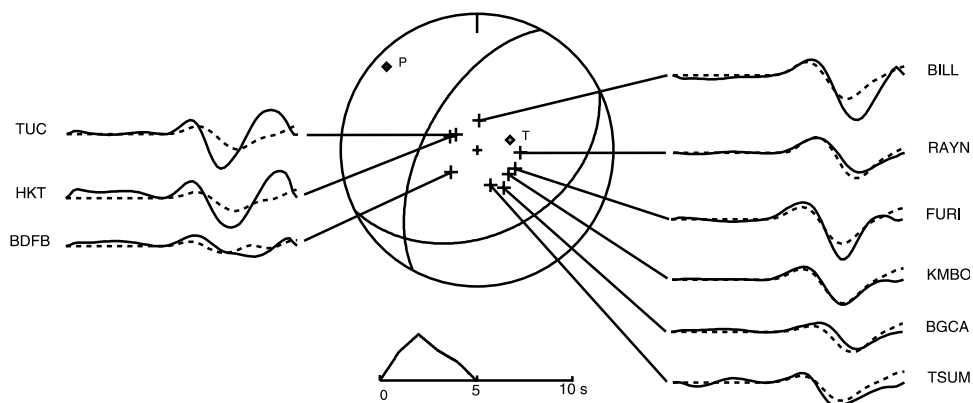


Figure 7

Focal mechanism obtained from inversion of *P* waves for the Ain Temouchent earthquake. Solid line represents the observed seismogram and dashed line the synthetic seismogram. The source time function (STF) is shown below.

solution was the one with the minimum RMS value. The best fitting source model is shown in Figure 7 and the source parameters are listed in Table 3. In this solution, the fit between observed and calculated seismograms is not substantially better than that given by other solutions. However, the chosen solution was preferred because the mechanism is very similar to that obtained from the *P* wave FM solution (Fig. 6, Table. 3) and in agreement with the northwestern Algerian tectonic features (BEZZEGHOUD and BUFORN, 1999; BUFORN *et al.*, 2004, this issue). In all cases the focal depth is 4 km, and changing the depth by 1 km produces a noticeable degradation of the fitting of the waveforms. Results of body wave inversion show a simple rupture process: the STF comprises only one event ($M_0 = 4.1 \times 10^{17}$ Nm) of a duration of 5.0 seconds, with a reverse faulting mechanism striking in a NE–SW direction with horizontal pressure axis trending in a NW–SE direction.

The FM and WA focal mechanisms, determined in this study, are similar to this obtained by Harvard's CMT. However, our focal depth is shallower (4 km) than that (15 km) given by CMT. The CMT resolution is poor for events with depth below 15 km. Scalar seismic moment and dimension obtained from spectral analysis give values of 1.7×10^{17} Nm and a radius of 7.5 km respectively. If we compare the values of scalar seismic moment obtained in this study by WA and spectral analysis with the CMT solution (6.9×10^{17} Nm), a factor varying from 1.5 to 4 is noticed. However, the CMT method has a tendency to overestimate scalar seismic moment. A factor of three in the scalar seismic moment values estimated by different authors is common and this may be explained by the frequency content of waveforms (TANIOKA and RUFF, 1997).

Conclusion

Historical seismicity for the Ain Temouchent region indicates a low level of seismic activity, with the occurrence of earthquakes with magnitudes less than 5.5. In the Algerian Maximum Observed Intensity (MOI) map (MOKRANE *et al.*, 1994; BEZZEGHOUD *et al.*, 1996), this region shows a maximum intensity of VI (MM scale). The recent Ain Temouchent earthquake ($M_w = 5.7$) is the largest seismic event which occurred in the Ain Temouchent region with a maximum observed intensity of VII (MSK scale). Therefore, the recent earthquakes which occurred in Western Algeria (Mascara $M_w = 5.7$, 1994; Beni-Ouartilane $M_w = 5.7$, 2000), including the 1999 Ain Temouchent earthquake, should be used to update the Algerian MOI map. The high damages and casualties caused by this shallow seismic event ($h = 4$ km) are due to a combination of the recent rapid population growth and the fragility of old traditional houses or modern constructions. In the last twenty years (1980–2000), the buildings in Algeria, and in particular in rural regions, have shown a low strength and high vulnerability to the recurrence of destructive earthquakes, in spite of the large El Asnam 1980 earthquake.

From a seismotectonic point of view, the Ain Temouchent earthquake allows us to ascertain with more accuracy the stress pattern in the western part of Algeria. The deduction of regional stress from fault-plane solutions is not exempt from ambiguity. The maximum compressive stress may have an orientation anywhere within the dilatational quadrant and not necessarily at 45 degrees of the fault plane. However, the stress axes derived from fault plane solutions or inversion methods for earthquakes with a magnitude larger than 5.5 may serve as an indication of their general trend. BEZZEGHOUD and BUFORN (1999) demonstrate that the reverse mechanisms are predominant in the region located between 3° E and 0° (Tell Atlas), whereas between 0° and 6° W (Betic-Rif mountains and Alboran Sea), strike-slip and oblique mechanisms with normal component are predominant. The intermediate region, between 2° W and 0° , where the Ain Temouchent earthquake occurred, was difficult to classify due to the absence of focal mechanisms for earthquakes in this area. The occurrence of the Ain Temouchent has made it possible to estimate its focal mechanism that corresponds to a rupture in reverse-faulting with planes oriented in the NE–SW direction, and horizontal P axis trending in a NW–SE direction. The character of this solution agrees with the focal mechanisms of the seismic event of the Tell Atlas region, and particularly with the 1994 Mascara earthquake (Fig. 1). Therefore, the recent Ain Temouchent earthquake, together with the other focal mechanisms of the western part of Algeria (BEZZEGHOUD and BUFORN, 1999), allow us to confirm that the regional stress regime corresponds to horizontal compression in a NW-SE direction, associated with the convergence between Eurasia and Africa.

In this study the final results obtained for the 22 December 1999 Ain Temouchent earthquake can be summarized as follows: maximum intensity $I_0 = VII$ (MSK);

motion of thrust faulting with horizontal pressure axis oriented in a NW-SE direction; a shallow depth of 4 km; a single source time function with 5 s duration; scalar seismic moment from body wave inversion and spectral analysis are $4.1 \times 10^6 + 17 \text{ Nm}$ and $1.7 \times 10^6 + 17 \text{ Nm}$ respectively; $M_w = 5.7$.

Acknowledgments

We are grateful to the entire CRAAG team (researchers and technicians) of the seismological service for their valuable contribution. We are indebted to Mr. Deramchi and Ferkoul for their contributions to the macroseismic map. The local authorities of Ain Temouchent are gratefully acknowledged for the logistic support. Part of this work has been supported by Ministerio de Ciencia y Tecnología (Spain), project REN2000-0777/C02-01. The fourth author (M.B.) appreciatively acknowledges the support from CGE through Professors Ana Maria Silva and Augusto Fitas of the University of Évora.

REFERENCES

- BENHALLOU, H. (1985), *Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie*, Ph.D. Thesis, USTHB, Alger, 294 pp.
- BENOUAR, D., AODIA, A., MAOUCHE, S., and Meghraoui, M. (1994), *The 18 August 1994 Mascara (Algeria) Earthquake: A Quick Look Report*, Terra Nova 6, 634–637.
- BENOUAR, D. (1994), *The Seismicity of Algeria and the Maghreb during the Twentieth Century*, Ph.D. Thesis, Imperial College London, U.K.
- BEZZEGHOUD, M., AYADI, A., SEBAI, A., AIT MESSAOUD, M., MOKRANE, A., and BENHALLOU, H. (1996), *Seismicity of Algeria between 1365 and 1989 : Map of Maximum Observed Intensities (MOI)*, Advances en Geofísica y Geodesia, I, Pub. de IGN, (Madrid), 107–114.
- BEZZEGHOUD, M. and BUFORN, E. (1999), *Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, $M_w = 4.8$), 1994 Alhoceima (Morocco, $M_w = 5.8$) and 1994 (Algeria, $M_w = 5.7$) Earthquakes and Seismotectonic Implications*, Bull. Seismol. Soc. Am. 89, 2, 359–372.
- BRILLINGER, D.R., UDIAS, A., and BOLT, A. (1980), *A probability model for regional focal mechanism solutions*, Bull. Seism. Soc. Am. 70, 149–170.
- BUFORN E., SANZ DE GALDEANO C., and UDIAS, A. (1995), *Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian Region*, Tectonophysics 248, 247–261.
- BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M., UDIAS, A., and PRO, C. (2004), *Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications*. Pure. Appl. Geophys. this issue.
- GLOBE Task Team and others (Hastings, David A., Paula K. Dunbar, Gerald M. Elphinstone, Mark Bootz, Hiroshi Murakami, Hiroshi Maruyama, Hiroshi Masaharu, Peter Holland, John Payne, Nevin A. Bryant, Thomas L. Logan, J.-P. Muller, Gunter Schreier, and John S. MacDonald), eds. (1999), *The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0*, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, U.S.A. Digital Data Base on the World Wide Web (URL: HYPERLINK <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml>) and CD-ROMs.
- GUARDIA P. (1975), *Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord – Occidentale*, Ph.D. Thesis, Université de Nice, France, 286 pp.
- MCCAFFREY, R., ABERS, G., and ZWICK, P. (1991), *Inversion of Teleseismic Body Waves*, IASPEI, 81–166.

- MEGHRAOUI, M. (1988), *Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, Tectonique active et Synthèse Sismotectonique*, Ph.D. Thesis, Université de Paris XI, France, 356 pp.
- MOKRANE, A., AIT MESSAOUD, A., SEBAL, A. Menia., N. Ayadi., A. and BEZZEGHOUD, M. (1994), *Les séismes en Algérie de 1365 à 1992*. Sous la direction de Bezzeghoud M. et Benhallou H. Publication du CRAAG, Alger-Bouzaréah, 277pp.
- NABELEK, J.-L. (1984), *Determinations of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves*. Ph.D. Thesis, MIT, Cambridge, USA.
- PHILLIP, H. (1987), *Pliouaternary Evolution of the Stress Field in the Mediterranean Zones of Subduction and Collision*, *Annales Geophysicae*. 5B, 301–320.
- ROUSSEL, J. (1973), *Les zones actives et la fréquence des Seismes en Algérie (1716–1970)*, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 64. Fasc. 3 et 4, 211p.
- TANIOKA, Y., and RUFF, L. (1997), *Source time functions*, *Seism. Res. Lett.* 68, 386–397.
- THOMAS, G. (1985), *Géodynamique d'un bassin intramontagneux, : le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Miopliouaternaire*, Ph.D. Thesis, Université de Pau et Pays de l'Adour, France.
- UDIAS, A. and BUFORN, E. (1988), *Single and joint fault-plane solutions from first data in Seismological Algorithms*, D. Doornbos (Editor) Academic, London, 443–453.
- YELLES-CHAUCHE, A.K., DJELLIT, H., DERDER, M., ABTOUT, A., and BELDJOUDI, H., (2000), *The Ain Temouchent Earthquake of December 22 th, 1999: Preliminary Investigations*. XXVII General Assembly of the European Seismological Commission ESC. Lisbon, September.
- YELLES-CHAUCHE, A.K. (2001), *Recent Seismic Activity in Algeria*, Workshop on the Geodynamics of the Western Part of the Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia) San Fernando (Cadiz, Spain), 31 May–2 June.
- YIELDING, G., OUYED, M., KING, G. C. P., and HATZFELD, D. (1989), *Active Tectonics of the Algerian Atlas Mountains: Evidence from Aftershocks of the 1980 El-Asnam Earthquake*, *Geophys. J. Int.* 99, 761–788.

(Received April 30, 2002, revised December 9, 2002, accepted January 15, 2003)



To access this journal online:

<http://www.birkhauser.ch>

Partie 2 :

Modélisation des formes des ondes en champ proche
de séismes modérés du Nord Algérien

IV-2-1. Introduction

Dans cette partie je présente les résultats obtenus de la modélisation des formes d'ondes de séismes modérés dans un champ proche survenus au nord algérien entre 2006 et 2009. Les données utilisées sont celles du réseau algérien large bande de surveillance sismologique du CRAAG (ADSN : Algerian Digital Seismic Network) installé depuis Décembre 2006. Dans le paragraphe qui suit j'expliquerai la méthodologie de la détermination des paramètres de la source en modélisant les formes des ondes sismiques.

IV-2-2. Traitement des données et inversion

Les données utilisées pour déterminer les mécanismes aux foyers du choc principal sont les sismogrammes du réseau algérien large bande (ADSN). Les enregistrements en déplacement sont obtenus à partir d'une simple intégration des sismogrammes (en vitesse) et un filtrage passe haut dans le but d'éliminer le décalage de la ligne de base. Les sismogrammes sont ensuite filtrés en passe bas de telle sorte à pouvoir modéliser la partie basse fréquence du sismogramme (déplacement) contenant l'information nécessaire qui contraint l'orientation de la faille et la direction du glissement qui sont peu affectées par la structure de la croûte et la complexité de la rupture.

La méthode d'inversion est celle développée par Delouis et Legrand (1999) et modifiée dans Orgulu et al. (2003) adaptée à un point source. Quatre paramètres sont inversés à savoir l'Azimut, le pendage du plan de la faille, l'angle de glissement ainsi que le moment sismique. L'inversion se résume en trois principales étapes. La première étape consiste en un balayage grossier de tous les paramètres du mécanisme au foyer (Azimut, pendage et angle de glissement). Les formes d'ondes sont calculées en utilisant au départ comme modèle de croûte (modèle de vitesse) un demi-espace. La seconde étape consiste à optimiser le modèle de vitesse pour chaque station sismologique en utilisant le meilleur mécanisme au foyer obtenu dans la première étape. Des milliers de combinaisons d'épaisseur de couche de vitesse et de rapport (V_p/V_s) sont testées. Nous retenons pour chaque station le meilleur modèle de vitesse ayant donné la meilleure corrélation entre sismogrammes synthétiques et sismogrammes observés. La recherche grossière est refaite avec cette fois les meilleurs modèles de vitesses (pour chaque station). La troisième étape consiste en une recherche fine faite avec les meilleurs modèles de vitesse. Cette étape consiste en une fine recherche autour des minimas de la fonction erreur (RMS), ces minimas correspondent aux meilleures solutions obtenues pour chaque valeur de l'Azimut, le pendage et l'angle de glissement calculées lors de la

recherche grossière. Le critère de sélection dans la grille de recherche est la minimisation de l'erreur (RMS) normalisée entre les sismogrammes observés et les sismogrammes calculés.

$$RMS = \frac{\sum_k rms_k}{nstat}$$

où: $nstat$ est le nombre de stations, \sum_k est la somme de ($k = 1$) à $nstat$, avec

$$rms_k = \sqrt{\frac{\sum_j (O_j - C_j)^2}{\sum_j (O_j)^2}}$$

\sum_j est la somme à partir de $j=1$ à N , N est le nombre total des échantillons pour les trois composantes des sismogrammes. O_j et C_j sont les sismogrammes observés et les sismogrammes calculés. Le sismogramme synthétique est calculé en utilisant le nombre d'onde discret (Bouchon, 1981) pour un modèle de vitesse à plusieurs couches et à 1D.

IV-2-3. Le séisme de Tadjena (Chlef) du 16 décembre 2006 Mw = 5.2

Ce séisme modéré de magnitude de moment sismique Mw = 5.2 s'est produit le 16 décembre 2009 dans la région de Chlef, plus exactement à l'ouest de la faille d'El Asnam, il est probable que c'est sur, le segment Nord de la faille de Boukadir que le séisme s'est produit. L'épicentre est localisé à 36.28°N et 1.22°E sa profondeur est estimée à 7 km (CRAAG). Le mécanisme au foyer obtenu est celui d'une faille inverse avec une légère composante de décrochement, les solutions typiques de cette région

Ce séisme a fait l'objet d'une étude détaillée soumise à la revue Pure and Applied Geophysics (Pageoph) le 05 mars 2010.

The Tadjena Earthquake ($M_w = 5.0$) of December 16, 2006 in the Cheliff region (Northern Algeria): Waveform Modelling, Regional Stresses, and Relation with the Boukadir Fault

H. Beldjoudi^{1,2}, B. Delouis², A. Heddar¹, O. B. Nouar¹, A. Yelles-Chaouche¹

¹*Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique BP 63 route de l'observatoire, Bouzaréah, Alger, Algérie.*

²*Laboratoire Géosciences Azur, Université de Nice-Sophia Antipolis, 250 rue Albert Einstein Bâtiment 4, 06560 Valbonne, France.*

*Corresponding author: hbeldjoudi2@hotmail.com

Key words: Tellian Atlas, waveform modelling, source parameters, Algeria, Cheliff seismicity, focal mechanism, regional stresses

Abstract

The Cheliff region has experienced some significant earthquakes in the last century (1937, 1954, and 1980). The most destructive one is that of El Asnam on October 10th, 1980, $M_s=7.3$ ($I_0=IX$), which destroyed the Chlef city (formerly El Asnam) and its surrounding villages. On December 16th, 2006 a moderate earthquake ($M_w = 5.0$) hit the Cheliff region. The maximum observed intensity ($I_0=V$) was observed at Abou El Hassen, Benaria, Bouzghaïa and Tadjena. No damages or human losses were recorded. Nevertheless minor cracks on walls of old school at Tadjena were observed. The point source focal mechanism of the event was determined by inverting the waveforms of three regional broadband stations of the Algerian Digital Seismic Network (ADSN). It corresponds to thrust-reverse faulting with a strike-slip component. The stress tensor obtained by the inversion of the 15 focal mechanisms available in the Cheliff region exhibits a well constrained compression axis σ_1 horizontal and trending N145°. The NW dipping nodal plane indicating a NE-SW thrust fault with a right-lateral component

(strike, dip, rake = 249, 38, 137) is more compatible with the regional stress tensor than the steep dipping NNE-SSW nodal plane showing reverse faulting with a left-lateral component (strike, dip, rake) = (15, 65, 60). Accordingly, the Tadjena moderate size earthquake can be related to the Boukadir active Fault bordering the lower Cheliff basin to the North, a situation similar to that of the El Asnam fault bordering the middle cheliff basin to the North.

I. Introduction

Northern Algeria lies along the Eurasian-African plate boundary and can be affected by strong shallow earthquakes as demonstrated by the events of Algiers in 1365 and 1716, Orléanville in 1954 ($M_s = 6.7$), El Asnam (formerly Orléanville) on October 10th, 1980 ($M_s = 7.3$) and Boumerdes on May 21st, 2003 ($M_w = 6.8$). The CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique) installed recently (2006-2007) a new digital seismic network composed of eight broadband (BBVS-60: Chinese product) and two very broadband (GCZ-NT: Chinese product) seismic stations (Figure 1). The main objectives of this network ADSN are to improve the data quality, to implement a real time alert system (Yelles et al., 2007), and to give the possibility to characterize the seismic sources. On December 16th, 2006 at 19h34mn (UTC), the Cheliff region was struck by a shallow moderate-size earthquake. The seismic moment M_0 and moment magnitude M_w were respectively 3.5×10^{16} N.m. and 5.0 (This study). In Table 1 and Figure (1-c) we display the different locations of the mainshock given by different seismologic centres. From the fault-plane solution provided by IGN (Istituto Geográfico National, Spain, <http://www.ign.es/ign/es/IGN/home.jsp>), and this study, the earthquake was occurred by a thrust-reverse fault oriented NE-SW to NNE-SSW with a strike-slip component like the seismic sources in the Cheliff region (thrust faulting with a left-lateral component for the 1980 event, and thrust faulting with a right-lateral component for the 1954 event). The

earthquake provoked a great panic among the population of Bouzeghaïa, Tadjena, Abou El Hassen, Chlef and Ténès. Fortunately, no damages or human losses were reported.

In this paper, we present for the first time in Algeria a focal mechanism obtained by modelling regional waveforms using records of three broadband stations of the ADSN. This event, together with 14 focal mechanisms previously determined for the Chelif region, are used to determine the regional stress tensor. Finally, the relation between the Tadjena event and the active faults in the epicentral area is discussed.

II. Seismotectonic setting of the cheliff region

Northern Algeria is formed by four morphostructural domains, namely: The Tell Atlas, the High Plateaus, the Sahara Atlas and the northern part of the Sahara Platform (Figure 1-b). The Tell Atlas is the northernmost part of African (Nubia) plate and its tectonic activity expresses the convergence between African and European plates with a shortening rate of ~5mm/yr (Nocquet and Calais, 2004; Stich et al., 2006). It is characterized by predominantly reverse faulting under ~NNW-SSE to NW-SE compression (Negredo et al., 2002; Fernandes et al., 2003; Henares et al., 2003; McClusky et al., 2003; Nocquet and Calais, 2004; Stich et al., 2006; Fernandez-Ibanez et al., 2007). It consists of a succession of mountain ranges and valleys sub-parallel to the coastline with juxtaposed platforms (alluvial basins) and high topography reaching 1500m.

The Cheliff valley is a section of the Tell Atlas domain where compressional tectonic structures are predominant (Meghraoui, 1988; Meghraoui et al., 1996; Yelles et al., 2006). The neotectonic structures are represented by a series of northeast-southwest trending folds and associated parallel thrust faults with a NNW-SSE compressional direction (Meghraoui, 1988). The Cheliff region is distributed on many active structures (Figure 2). This region is characterized by shallow seismicity and active faulting.

The Cheliff basin is one of the well-known and the most studied areas in the Tell Atlas. It was a site of destructive and large earthquakes such as 1954 Orléansville $M_s = 6.7$ (Dewey, 1990) and 1980 El Asnam, $M_s = 7.3$ earthquake (Ouyed et al., 1981; Ruegg et al., 1982; Ouyed et al., 1983; Meghraoui et al., 1988; Yielding et al., 1989; Aoudia et al., 2000). The Cheliff basin includes the El Asnam (or Oued Fodda) fault and related fold. This is a reverse fault oriented NE-SW dipping $50-60^\circ$ toward the northwest (Figure 2). After the 1980 earthquake, 47km of surface breaks were observed (Ouyed et al., 1981; Ruegg et al., 1982; Ouyed et al., 1983). From paléoseismological studies a shortening value of 2.2 mm/yr was calculated at the eastern part of the Cheliff basin (Meghraoui et al., 1996). Near the north-eastern termination of the El Asnam fault, The Bled Bahari Karouche (BBK) fault has been described as an active structure displaying left-lateral motion and thrusting at its southern extremity (Yelles et al., 2006).

The Tenes-Abou El Hassen active fold located 40 km to the north-west of the cheliff basin (Figure 2). The fold has an approximate visible total length of 23 km and an average width of 5 km. A comparison with the El Asnam fold indicates several similarities: (1) The length (about 30 km), the (2) strike (NE-SW) and (3) the asymmetry of folds with a transport direction to the southeast (Aoudia & Meghraoui, 1995). The associated fault is NE-SW oriented and dipping toward the northwest.

The Boukadir active fold 30 km long located between the El Asnam structure at the east and the Tenes Abou El Hassen at the north (Figure 2), is associated with a N065 trending thrust fault dipping to the northwest (Aoudia et al., 2000). The fault is composed by three segments: (1) a NE segment with a length of 15 km, (2) a central segment 4 km long and (3) a SW segment with a length of 11 km (Meghraoui, 1988).

After Yelles et al. (2006), the Ténès off-shore area is an active zone where an active structure was identified and moderate seismicity is recorded.

III. Historical seismicity

Referring to the historical seismicity of the Chelif region, several moderate to large earthquakes struck the region with intensities of VIII to X (Figure 2, Figure 3 and Table 3). The maximum intensity observed in the region is (X-XI) (Bezzeghoud et al., 1996; Ayadi et al., 2002; Boughacha et al., 2004). On August 25th, 1922 a destructive earthquake struck the region. The macroseismic epicentre was localized near the Cavaignac (Abou El Hassen) village which was totally ruined. An intensity of VIII was assigned by Hée (1923, 1933) for the villages of Flatters (Benaria), Hanoteau (Zeboudja), Montenote (Sidi Akacha) and Ténès (Mokrane et al., 1994; Aoudia et al., 1995). Aoudia and Meghraoui (1995) associate the earthquake with the central segment of the Ténès Abou El Hassen fault.

Another destructive earthquake with $I_0 = IX$ has struck the region on September 7th, 1934; the earthquake destroyed the localities of Carnot (El Abadia), Saint-Cyprien (Sidi-Bouabida) and Les Attafs (El Attaf). Landslides were observed in the mountains at the north of Carnot (El Abadia). The earthquake was felt in Algiers located at ~135 km (Rothé, 1950).

On September 9th, 1954 a destructive earthquake ($M_s = 6.5$) struck again the Chelif region, this earthquake caused the destruction of the Orléanville city and its surrounding villages. During this earthquake 1340 people died (Mokrane et al., 1994).

On October 10th, 1980 the strongest earthquake ($M_s = 7.3$) hit the Chelif region. This earthquake was the largest recorded in northwestern Africa. It caused 3500 casualties and material damages. Public Buildings, houses and bridges were severely damaged. Railway was deformed and artificial lakes were formed and a vertical offset of 6m was measured near Oued El Fodda village (Ouyed et al., 1981; Yielding et al., 1981; Ruegg et al., 1982; Ouyed et al., 1983; Yielding et al., 1989).

IV. Macroseismic effects of the earthquake of 16 December 2006

The 16 December 2006 event produced no damages to buildings and socio-economic infrastructures (schools, hospitals, bridges etc...). Only a great panic was observed at the epicentral region Abou El Hassen, Benaria, Bouzghaïa, and Tadjena (Figure 4). At Tadjena village deep cracks on the walls of school were observed. Figure 4 shows intensities attributed at each village obtained from data (questionnaires or inquiries) collected after the event at the sites (black squares) as well as from field investigation. The event was felt within a radius of 50 km. The maximum intensity ($I_0 = V$, MSK) is attributed at the localities of Abou El Hassen, Benaria, Tadjena and Bouzghaïa. In the Chlef city the event was felt by a major part of population, and the intensity attributed was IV.

V. Focal mechanism and source parameters

1. Data processing and inversion method

The data used for the determination of the focal mechanism of the mainshock correspond to the seismograms recorded by the ADSN. Displacement records are obtained by integration of velocity seismograms. They are bandpass-filtered between 0.03 or 0.05 and 0.15 Hz in order to remove the low frequency noise and to retain only the low-frequency part of the seismograms which contains the information needed to constrain the fault orientation and the slip direction but which is less affected by the crustal structure and rupture complexities. In this publication we use the records of three broadband stations (Figure 5a).

The inversion method is that of Delouis and Legrand (1999), modified in Orgulu et al. (2005), and adapted to a point source. In the point source assumption, we invert for four parameters, the Strike, Dip and Rake of the focal mechanism and the seismic moment.

The inversion consists into three major steps. The first step corresponds to a coarse search in the overall parameter space of the focal mechanism (Strike, Dip and Rake), waveforms being computed using an initial velocity model where the crust is represented by a

simple half-space. In a second step, we search to optimize the velocity model for each individual station using the best focal mechanisms found in the first step. Several thousands of combinations of layer thicknesses, velocities, and V_p/V_s ratios are tested. For each station, the layered model providing the best waveform match is retained (Tables 6, 7 & 8). Then the coarse search is redone with the new velocity models (one per station). The third step consists in a fine search around the minima of the RMS misfit function. Those minima correspond to the best solutions obtained for each discrete value of the strike, dip, and rake parameters tested in the coarse search. They sample a large part of the focal mechanism solution space and are not restricted to the vicinity of the very best solution.

The criterion of selection in the grid search is the minimisation of the normalized RMS error between the observed and synthetic seismograms (misfit function).

$$RMS = \frac{\sum_k rms_k}{nstat}$$

Where $nstat$ is the number of stations, \sum_k is the sum from ($k = 1$) to $nstat$, with

$$rms_k = \sqrt{\frac{\sum_j (O_j - C_j)^2}{\sum_j (O_j)^2}}$$

The \sum_j is the sum from $j=1$ to N , N being total numbers of samples for the three components of seismograms. O_j and C_j are respectively observed and calculated signals. Synthetic seismograms are computed using the discrete wavenumber method of Bouchon (1981) for a 1D layered velocity model.

2. Results

The fault plane solution for the event was obtained using the point source inversion for three broadband station records of ADSN. The stations used are OKGL, OJGS and EMHD (Figure 5a, and Table 4). The focal mechanism (FM) corresponds to a thrust or reverse faulting mechanism, depending on the nodal plane, with a strike-slip component. Nodal planes strike in a NE-SW or NNE-SSW direction. The horizontal pressure axis (P) oriented NW-SE (Table 5). The depth of the focus was fixed to that determined by the CRAAG using the Algerian network (7 km, Table 1). In Figure 5b solutions with the lowest rms errors are projected on the (strike-rake), (strike-dip) and (dip-rake) planes. Two groups of solutions of similar quality S1 and S2 are shown in Figure 5b. The existence of two solutions corresponding to the two nodal planes of the focal mechanism is related to the fault plane ambiguity which is a consequence of the point source model. In Figure 5c, rms errors are plotted as a function of strike, dip and rake separately. Each small circle represents one trial solution. Only rms values smaller than 1.0 are plotted. Uncertainties on the strike and rake parameters can be estimated to $\pm 20^\circ$, and $\pm 10^\circ$ for the dip from Figures 5b and 5c. The observed and synthetic seismograms for solution S1 are drawn in continuous and dashed line, respectively (Figure 5d). In Figure 5d waveform are correctly matched, except the latest waves at station OKGL which displays the most complex propagation effects. Waveform fit is equivalent for solution S2.

VI. Regional stress inversion

We used the GRIDSIM_STRESS algorithm (Delouis et al., 2002) in order to deduce the orientation of the main axes of the stress tensor ellipsoid. Using the FM (1) of the mainshock calculated in this study, and (2) fourteen events occurred in the Cheliff region between 1954 and 1992 (Table 2 and Figure 2). The criteria for selecting the best stress tensors is to minimize the angular deviation between observed and computed slip vectors on

the nodal planes of the focal mechanisms. We define a score, which is the average of the scalar products between observed and computed slip vectors. A scalar product of 1 means perfect matching (no angular deviation). Minimizing the angular deviations is equivalent to maximize the score, whose largest possible value is 1. The stress tensor shape factor R is defined as in Rivera and Cisternas (1990), where the domains ($R < 0$), ($0 < R < 1$), and ($R > 1$) correspond to compressional, strike-slip, and extensional stress regimes respectively. The stress axes orientation and the stress shape factor are explored using a combination of grid search and simulated annealing. The different calculated solutions are plotted in Figure 6. The value of the best score is 0.99, showing that all focal mechanisms are very consistent with a common stress tensor. The best solutions (black circles) indicate that the compression axis σ_1 is horizontal and oriented NW-SE ($N145^\circ$), the σ_2 axis is vertical, and the σ_3 axis is horizontal oriented $N55^\circ$. On the diagram of score versus shape factor R , we note that the best scores correspond either to the strike-slip regime or to the compression regime. This is related to the possibility for both σ_2 and σ_3 to be either near vertical or near horizontal, as shown by the stereographic plot. The σ_1 axis is best constrained.

VII. Discussion and conclusion

The Cheliff region is a very active area where major earthquakes can occur. The region has experienced the strongest and most destructive earthquake of Algeria (El Asnam, on October 10th, 1980 with $M_s = 7.3$) since the instrumental era. The Tadjena event of 16th December, 2006 which occurred in the Cheliff region on a distinct thrust fault system from the El Asnam 1980 event was a moderate ($M_w = 5.0$) and shallow one (depth= 7 km). The maximum intensity of V (MKSA) was observed at the villages of Bouzghaïa, Benaria, Abou El Hassen and Tadjena. At the Chlef city, the intensity was IV. The focal mechanism of the event, obtained from a point source waveform inversion using the records of three digital regional broadband seismic stations of ADSN, shows thrust-reverse faulting with a strike-slip

component. Two focal mechanisms were determined for the Tadjena event, one by the IGN Madrid, the other one by this study. Both solutions differ substantially (Figure 1c). In particular the NE-SW nodal plane is near vertical (dip 81°) in the IGN solution and shallow dipping (38°) in ours. It should be noted that a complete exploration of the parameter space allowed us to determine that our focal mechanism is well constrained within $\pm 20^\circ$ for the strike and rake, and $\pm 10^\circ$ for the dip angle. In the case of the IGN solution, no such assessment is performed. However, the IGN focal mechanism was obtained with three stations located in Ibiza and on the eastern coast of Spain providing a relatively narrow azimuth aperture (53°), a situation presumably not very favourable for a good constraint of the focal parameters.

The P- and T-axes of all the focal mechanisms of the Cheliff region displayed in Figure 2 are shown on a lower hemisphere plot in Figure 7-A. Remarkably, the P axes exhibit little dispersion, with an average P-axis near horizontal trending $N147^\circ$ in agreement with result published by Ouyed et al. (1983) for the aftershock sequence of El Asnam ($N146^\circ$) and by Lammali et al. (1997) for northern Algeria.

The stress regime determined for the Cheliff region is either strike-slip or compressional, depending on whether the axis closer to the vertical is σ_2 or σ_3 . The ambiguity is related to the existence of normal faulting components for a few focal mechanisms, numbers 3 and 12 mainly, which tends to promote stress tensor solutions with a vertical σ_2 axis (strike-slip regime). However, since none of these events exhibits pure normal faulting, stress tensor solutions having a σ_3 axis near the vertical (compressional regime) are not precluded. The ambiguity, which may be related to the uncertainty in the focal solutions and to the limited number of events incorporated in the inversion (15), cannot be solved at this stage. Nonetheless, the most compressive axis σ_1 found by the stress inversion is well constrained to be near horizontal trending $N145^\circ$, i.e. almost identical to the average P axis.

This trend is identical to the direction found by Beldjoudi et al. (2009) from the inversion of thirteen focal mechanisms in the eastern part of northern Algeria between latitudes 4.5 and 8°E. Stich et al. (2006) and Ayadi et al. (2008) inverted the stress tensor with datasets predominated or entirely constituted by the focal mechanisms of the 2003 Boumerdes earthquake (Mw 6.9) sequence. These two studies provided similar results with a N350°E (N170°E) direction of σ_1 for the central part of northern Algeria, essentially between, longitudes 2.5 and 4.5°E. Stich et al. (2006) already suggested a counter-clockwise rotation of σ_1 westward along the coast of northern Algeria (longitude < 2°E). Our results, indicating σ_1 trending N145°E between longitudes 0.5 and 2°E confirm this later statement. Considered all together, these four different stress inversions suggest that the direction of maximum compression σ_1 is indeed undertaking a clockwise rotation of about 25° in the central part of northern Algeria with respect to the areas more to the East and to the West. Whether this rotation is a characteristics of the 2003 Boumerdes sequence only or a more general property of central northern Algeria is difficult to assess given the scarcity of focal mechanisms in this area before the 2003 crisis.

The scalar product between the observed slip vector of the December 16th event and the slip vector predicted by the stress tensor is 0.688 for nodal plane 1 (strike, dip, rake = 15, 65, 60) and 0.984 for nodal plane 2 (strike, dip, rake = 249, 38, 137), corresponding respectively to angular deviations of 46° and 10°. This gives hints about nodal plane 2 being more compatible with the regional stress tensor.

Several neo-tectonic accidents have been reported by Meghraoui (1982), Aoudia and Meghraoui (1995), Aoudia et al. (2000) and Yelles et al. (2006) in the vicinity of the December 16th 2006 earthquake. Recently Korchi-Heddad (2007) updated the tectonic map by introducing DEM (SRTM) and satellite data. Comparing with the tectonic observations, the fault plane solution noted plane 2 (strike, dip, rake = 249, 38, 137) could be associated with

the Boukadir Fault, indicated "FA" on Figure 7. On the other hand, fault plane solution 1 (strike, dip, rake = 15, 65, 60) could be associated with Fault noted "FB", transverse to the lower Cheliff basin. The better compatibility of fault plane 2 with the stress tensor determined from the inversion of the 15 focal mechanisms of the Cheliff region points toward the Boukadir fault as being the causative fault. The location of the epicentre to the west of the trace of the FB fault (Figure 8-1) dipping to the East is not in favour of the FB fault being the causative structure. On the other hand the hypocentre at 7 km depth projects itself well on the Boukadir fault dipping 38° to the North (Figure 8-2). However, more geological field investigations are recommended in the epicentral region in order to better characterize the recent fault activity of both the Boukadir (FA) and the transverse (FB) faults.

References

- Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P. and Meghraoui M. (2000), *Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria*. J. Seismol. 4, 79-98.
- Aoudia, A. and Meghraoui, M. (1995), *Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: The Cavaignac (Abou El Hassen) earthquake of 25.08.1922*, Tectonophysics 248, 263-276.
- Ayadi, A., Ousadou-Ayadi, F., Bourouis, S. and Benhallou, H. (2002), *Seismotectonics and seismic quietness of the Oranie region (Western Algeria): The Mascara earthquake of August 18th 1994, $M_w=5.7$, $M_s=6.0$* , J. Seismol. 6, 13-23.
- Ayadi, A., Dorbath, C., Oussadou, Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M., A. and Meghraoui, M. (2008), *Zemmouri earthquake rupture zone (M_w 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model*, J. Geophys. Res., Vol, 113, B09301, doi:10.1029/2007JB005257.
- Beldjoudi, H., Guemache, M., A., Kherroubi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., K., Djellit, H., Amrani, A. and Haned, A. (2009), *The Lâalam (Béjaïa, North-East Algeria)*

moderate earthquake (Mw=5.2) on March 20, 2006, Pure appl. Geophys., doi: 10.1007/S00024-009-0462-9.

Benhallou, H. (1985), *Les catastrophes séismiques de la région d'Echeliff dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie*, thèse de doctorat es-Sciences, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne (U.S.T.H.B.), Alger, 295 pp.

Bezzeghoud, M. and Buforn E. (1999), *Source parameters of the 1992 Mellila (Spain, Mw=4.8), Alhoceima Morocco, Mw=5.8), and 1994 Mascara (Algeria, Mw=5.7) earthquakes and seismotectonic implications*, Bull. Seismol. Soc. Am., 89,2, 359-372.

Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sebai, A., Ait Mesaoud, A., Mokrane, A. and Benhallou, H. (1996), *Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensity (MOI)*, Avances en Geofísica y Geodesia 1, ano 1, Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Instituto Geographico National España, pp. 107-114.

Bouchon, M. (1981). *A simple method to calculate Green's functions for elastic layered Media*, Bull. Seism. Soc. Am, 71 (4), 959-971.

Boughacha, M.S., Ouyed, M., Ayadi, A. and Benhallou, H. (2004), *Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI)*, J. Seimol., 8, 1-10.

Calais, E., DeMets, C. and Nocquet, J.-M. (2003). *Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions ?* Earth Planet. Sci. lett., 216, 81-92.

Cisternas, A., Dorel, J. And Gaulon, R. (1982), *Model of the complex source of El Asnam earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 2245-2266.

Delouis, B. and Legrand, D. (1999), *Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two Near-source seismic recordings*, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 6, 1558-1574.

- Delouis, B., Déverchère, J., Melnikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., Ritz, J.F., and V., San'kov, (2002), *A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the southwestern end of the Baikal rift zone*, Terra Nova, 14, 491-500.
- Deschamps, A., Gaudemer, Y. and Cisternas, A. (1982), *The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980 : multiple source mechanism determined from long period record*, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1111-1128.
- Dewey, J.W. (1990), *The 1954 and 1980 Algerian earthquakes : implication for the characteristic displacement model of fault behavior*, Bull. Seismo. Soc. Am., **81**, No. 2, pp. 446-467.
- Espinoza, A., V. and Lopez Arroyo, A. (1984), *Inconsistencies in the Modified Mercalli Scale, El Asnam, Algeria, earthquake*, in Proceedings Conference International sur la Microzonation sismique, Ech-Cheliff(Algeria), 10-12 October. Intensity and
- Fernandes, R., M., Ambrosius, B., A., C., Noomen, R., Bastos, L., Spakman, W. and Govers, R. (2003), *The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data*, Geophys. Res. Lett., Vol. 30, n° 16, 1828, doi :10.1029/2003GL017089.
- Hée, A., (1933), *La fréquence des tremblements de terre en Algérie 1911-1932*, Monogr. Bur. Centr. Seismol. Intern., 99 pp.
- Hée, A., (1923), *Etude du séisme algérien, du 25 Aout 1922, d'après les observations microsismiques*, C.R. Acad. Sci., 176 : 39-41.
- Henares, J., Lopez Casado, Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. and Pelaez, J., A. (2003), *Stress fields in the Iberian-Maghrebi region*. J. Seismol., 7, 65-78.
- Korchi-Heddar, A. (2007), *Néotectonique du bassin de Ténès et de ses environs: Approche Géologique et Géophysique*, thèse de Magister en Géologie, option : Pétrologie-

Structurologie, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne (U.S.T.H.B.), Alger, 159 pp.

Lammali, K., Bezzeghoud, M., Oussadou, F., Dimitrov, D. and Benhallou, H. (1997), *Postseismic deformation at El Asnam (Algeria) in the seismotectonics context of North Western Algeria*. Geophys. J. Int., 129, 597-612.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. and Tealeb, A. (2003), *GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions*, Geophys. J. Int., 155, 126-138.

Meghraoui, M. (1982), *Etude néotectonique de la région NE d'El Asnam : Relation avec le séisme du 10.10.1980*. Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Université Paris VII, France.

Meghraoui, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. Thèse de doctorat d'état, Univ. De Paris-sud-centre d'Orsay, France.

Meghraoui, M., Jaegy, R., Lammali, K. and Albarède, F. (1988), *Late Holocene earthquake sequences on the El Asnam (Algeria) thrust fault*, E. Plan. Scien. Lett., 90, 187-203.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J. and Dahmani, M. (1996), *Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent*. Bull. Soc. Géol. France, 167, n°1, 141-157.

Mokrane, M., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Menia, N., Ayadi, A. and Bezzeghoud, M. (1994), *Les séismes en Algérie de 1365 à 1992*. Sous la direction de Bezzeghoud M. et Benhallou, H. Publication du CRAAG, Alger-Bouzaréah, 277 pp.

Negredo, A., M., Bird, P., Galdeano and Buforn, E. (2002), *Neotectonic modelling of the Ibero-Maghrebian region*. J. Geophys. Res., Vol. 107, B11, 2292, doi:10.1029/2001JB00074.

Nocquet J-M, Calais E (2004), *Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe*. In: Nocquet J.-M, Calais E (eds) Pure and Appl Geophys 161(3):661–668. DOI 10.1007/s00024-003-2468-z

- Örgülü, G., Delouis, B., Huang, B-S, and D. Legrand, (2005). *Discrimination of the fault plane by waveform modeling: A case study for moderate-sized earthquakes in Taiwan*, Bulletin of the Seismological Society of America, 95 (5), 1825-1840.
- Ouyed, M., Yielding, G., Hatzfeld, D. and King, G.C.P. (1983), *An aftershock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10*, Geophys. J. R. astr. Soc., 73, 605-639.
- Ouyed, M., Meghraoui, M., Cisternas, A., Deschamps, A., Dorel, J., Frechet, J., Gaulon, R., Hatzfeld, D. and Philip, H. (1981), *Seismotectonics of El Asnam earthquake*, Nature, Vol. 292, No. 5818, 26-31.
- Rivera, L. and Cisternas, A., (1990), *Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am., 80, 600–614.
- Rothé, J.P. (1950), *Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie*, Pub. Serv., Cartes. Géol. Algérie, 40 pp.
- Ruegg, J., C., Kasser, M., Tarantola, A., Lepine, J., C. & Chouikrat, B. (1982) *Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980: Geodetic determination of vertical and horizontal movements*, Bull. Seism., Soc. Am., Vol. 72, No. 6, pp. 2227-2244.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., L. And Morales, J. (2006), *Kinematics of Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations*. Tectonophysics, 426, 295-317.
- Yelles-Chaouche, A., K., Djellit, H., Haned, S., Deramchi, A., Allili, T., Kerroubi, A., Beldjoudi, H., Semmane, F., Amrani, A., Haddana, Z., Chaoui, F., Aidi, C. and Alili, A., 2007, *The Algerian digital network*, CSEM-EMSC newsletter, pp. 7-8.
- Yelles-Chaouche, A., K., Boudiaf, A., Djellit, H. and Bracene, R. (2006), *La tectonique active de la region nord-algérienne*. C. R. Geoscience, 338, 126-139.
- Yielding, G., Ouyed, M., King, G.C.P. and Hatzfeld, D. (1989), *Active tectonics of Algerian Atlas Mountains-evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake*, Geophys. J. Int., 99, 761-788.

Figure captions

Figure 1: a) Map shows regional location of north of Algeria. b) Shaded relief (From etopo5; <http://www.ngdc.noaa.gov>) of northern Algeria showing the different morphostructural units. Algiers, Oran and Constantine are the principal megacities in Algeria. Black triangles are broadband seismic stations. Open triangles are broadband stations used in this study. Grey triangle is the very broadband seismic station. c) The inset (the Cheliff region) shows the epicentre location given by CSEM, IGN and CRAAG and the focal mechanism given by IGN and this study (TS).

Figure 2: Seismotectonic map of the Cheliff region (After Meghraoui, 1988, modified). Focal mechanisms parameters are detailed in Table 2. a: Anticline. b: Probable Faults. c: Probable Faults (Satellite images and DEM). d: Strike Slip Faults. e: Thrust Faults. f: Focal Mechanism. Open squares 1 to 7 correspond to epicentres cited in the Table 3.

Figure 3: Map of seismicity ($M > 4$) of the Cheliff region recorded from 1365 to 2009. The star shows the epicentre location of Tadjena earthquake given by CRAAG.

Figure 4: Map showing cities and villages of the Chellif region and their respective attributed intensities (MSK scale) in relation with the Tadjena earthquake of December 16, 2006.

Figure 5: Result of point source inversion. a: epicentre (star) and broadband stations (squares) location. b: Solutions with the lowest rms errors projected on the (strike-rake), (strike-dip) and (dip-rake) planes. S1 and S2 are the two groups of best solutions. c: rms errors plotted as a function of strike, dip and rake. d: Best fit of displacement (cm) between observed (continuous line) and synthetic (dashed line) seismograms (solution S1).

Figure 6: Stress tensor inversion for the Chelif region. Solutions for σ_1 , σ_2 and σ_3 are plotted in three lower hemisphere equal-area stereographic projections. The azimuth and plunge of the principal stress are indicated. The best solution (best score 0.99) is represented by the black dot. The score is here the average of the scalar products between observed and

computed slip vectors. A scalar product of 1 means that the observed and computed slip vectors are identical, 0 means that they are perpendicular, negative scalar products can occur, when the angular difference is more than 90° . Solutions with a score superior to 0.95 and 0.92 are represented by grey and open circles, respectively. At the bottom, the same solutions are plotted as a function of their R and score value. The shape factor $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$, with $\sigma_y \geq \sigma_x$ and σ_z being the stress axis closest to the vertical. The domains corresponding to the compressional ($R < 0$), strike-slip ($0 < R < 1$), and extensional ($R > 1$) regimes are labelled respectively COMP., S.S. and EXT. Here, the R factor corresponding to the best solution is equal to 0.45, indicating a strike-slip regime, but equally good solutions are found in the compressional regime.

Figure 7: Digital Elevation Model (DEM) of the Cheliff region (SRTM 89m). A: lower hemisphere projection of the P (open circles) and T (open triangles) axes of the regional focal mechanisms displayed on Figure 2. B and C: fault planes and slip vectors corresponding to the two nodal planes of the focal mechanism of the December 16th, 2006 event. Black star is epicentre location. MCB: Middle Chelif Basin. LCB: Lower Chelif Basin. FA: Boukadir thrust Fault. FB: Transverse fault. FC: El Asnam thrust fault. AA' is cross section (N40°) of FA fault and BB' is cross section (N90°) of FB fault (see Figure 8 for details).

Figure 8: Projection of the hypocentre and of the two alternative fault planes. 1) Case of the transverse fault (FB). 2) Case of Boukadir Fault (FA).

Table Captions

Table 1: Earthquake location given by different seismological centres

Table 2: Seismic events reported during the 20th century for the Chelif region. *strike,dip and rake. ES: Espinoza and Lopez-Arroyo, 1984; DW: Dewey, 1991; SH: Shirokova, 1967; DG: Deschamps et al., 1982; CD: Cisternas et al., 1982; HRV: Harvard CMT solutions, now from GCMT, Global Centroid Moment Tensor catalog, www.globalcmt.org/CMTsearch.html. BA: Bezzeghoud et al., 1994 (All the data are in Bezzeghoud et al., 1999). Depths are given by Harvard (GCMT) except for number 1,2,3,6 and 14 which are given by CRAAG catalogue (Mokrane et al., 1994)

Table 3: Major earthquake of the Cheliff region between 1891 and 1980. RT: Rothé (1950); AD: Aoudia and Meghraoui (1995); MK: Mokrane et al. (1994); M: Magnitude; I_o: Isoleimal maximum intensity.

Table 4: Station data for the Tadjena event

Table 5: Focal mechanism parameters obtained in this study for the December 16th, 2006 event (solutions S1 and S2 of Figure 5-b). Sol.: Solutions.

Table 6, 7, and 8: Velocity models found for stations OKGL, OJGS and EMHD respectively. Thicks: layer thicknesses.

Table 1

Origin time UTC (HH:MM:SS)	Lat. N	Lon. E	Depth (km)	Magnitude	Ref.
19:34:33.0	36.28	1.22	7.00	Md = 5.2	CRAAG
19:34:31.0	36.29	1.15	10.50	Mw = 4.2	IGN
19:34:34.3	36.45	0.91	30.00	mb = 4.8	CSEM

Table 2

N°	Date	Lat. N	Lon. E	Depth (km)	M	Focal Meca			Ref.
						Strike	Dip	Rake	
1	09/09/1954	36.28	1.57	7	6.5	253	61	104	ES
2	10/09/1954	36.62	1.24	20	6.0	44	90	-8	DW
3	05/06/1965	36.30	1.50	10	6.2	172	56	-32	SH
4	10/10/1980	36.16	1.39	10.1	7.3	225	54	83	DG
5	10/10/1980	36.24	1.59	10.0	6.1	58	43	81	HRV
6	30/10/1980	36.36	1.68	7	4.8	210	46	64	CD
7	08/11/1980	36.02	1.32	15	5.0	270	45	126	HRV
8	05/12/1980	35.87	1.68	15	5.0	112	61	-179	HRV
9	07/12/1980	36.02	0.94	25.8	5.8	277	40	140	HRV
10	15/01/1981	36.38	1.38	15.0	4.7	181	53	29	HRV
11	01/02/1981	36.27	1.90	15.0	5.5	210	43	64	HRV
12	14/02/1981	36.08	1.76	15.0	4.9	26	67	-18	HRV
13	15/11/1982	35.73	1.15	15.0	5.0	274	70	-169	HRV
14	19/01/1992	36.21	1.86	8.5	4.7	277	85	-169	BA
15	16/12/2006	36.28	1.22	7	5.2	15	65	60	This study

Table 3

N°	Date	Time	Lat.	Lon.	M	Io	Observations	Ref.
1	15.10.1891	04 00 00	36.50 N	1.80 E		X	Gouraya Région	RT (1950)
2	25.08.1922	11 47 00	36.28 N	1.27 E	5.9	VIII	Abou El Hassen	Hée (1923)
3	19.11.1922	17 04 00	36.30 N	1.30 E		VIII	Abou El Hassen	RT (1950)
4	17.12.1926	05 41 00	36.30 N	1.80 E		VI	El Abadia	RT 1950)
5	07.09.1934	03 39 00	36.25 N	1.72 E	5.0	IX	El Abadia, El Attaf	MK et al. (1994)
6	09.09.1954	01 04 37	36.28 N	1.47 E	6.7	X-XI	Chelif	MK et al. (1994)
7	10.10.1980	12 25 25	36.13 N	1.34 E	7.3	IX	Chelif region	MK et al. (1994)

Io = isoseismal maximum intensity, M = Magnitude, RT = Rothé, AD = Aoudia, MK = Mokrane

Table 4

Stations BB	Longitude°	Latitude °	Δ (km)	Azimet °	Filter*	Sampling (Hz)**
OKGL	0.66 E	36.03 N	58	242	BP 0.03-0.15	4
OJGS	0.99 E	35.50 N	89	194	BP 0.05-0.15	4
EMHD	2.95 E	36.21 N	156	93	BP 0.05-0.15	4

BB Broad Band; Δ epicentral distance; * Buttherworth filter, 3 poles; BP Band pass; ** after decimation

Table 5

Sol.	Depth (km)	Strike1 °	Dip1 °	Rake1 °	Strike2 °	Dip2 °	Rake2 °	P axis		T axis	
								Azimet°	Plunge°	Azimet°	Plunge°
S1	7	15	65	60	249	38	137	126	15	242	59
S2	7	250	30	155	2	78	62	144	28	241	49

Table 6: Velocity model of OKGL station

Thicks (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density	Qp	Qs
2	2.40	1.26	1.60	120	60
8	5.60	2.93	2.60	470	235
20	7.00	3.66	3.10	700	350
Half Space	8.10	4.68	3.30	1000	500

Table 7: Velocity model of OJGS station

Thicks (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density	Qp	Qs
3.00	3.60	2.21	2.10	240	120
8.00	4.80	2.95	2.35	370	185
19.00	5.80	3.56	2.65	500	250
Half Space	8.10	4.68	3.30	1000	500

Table 8: Velocity model of EMHD station

Thicks (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density	Qp	Qs
0.60	2.00	1.17	1.40	100	50
3.00	4.00	2.35	2.15	270	135
8.00	5.60	3.29	2.60	470	235
18.40	5.80	3.40	2.65	500	250
Half Space	8.10	4.68	3.30	1000	500

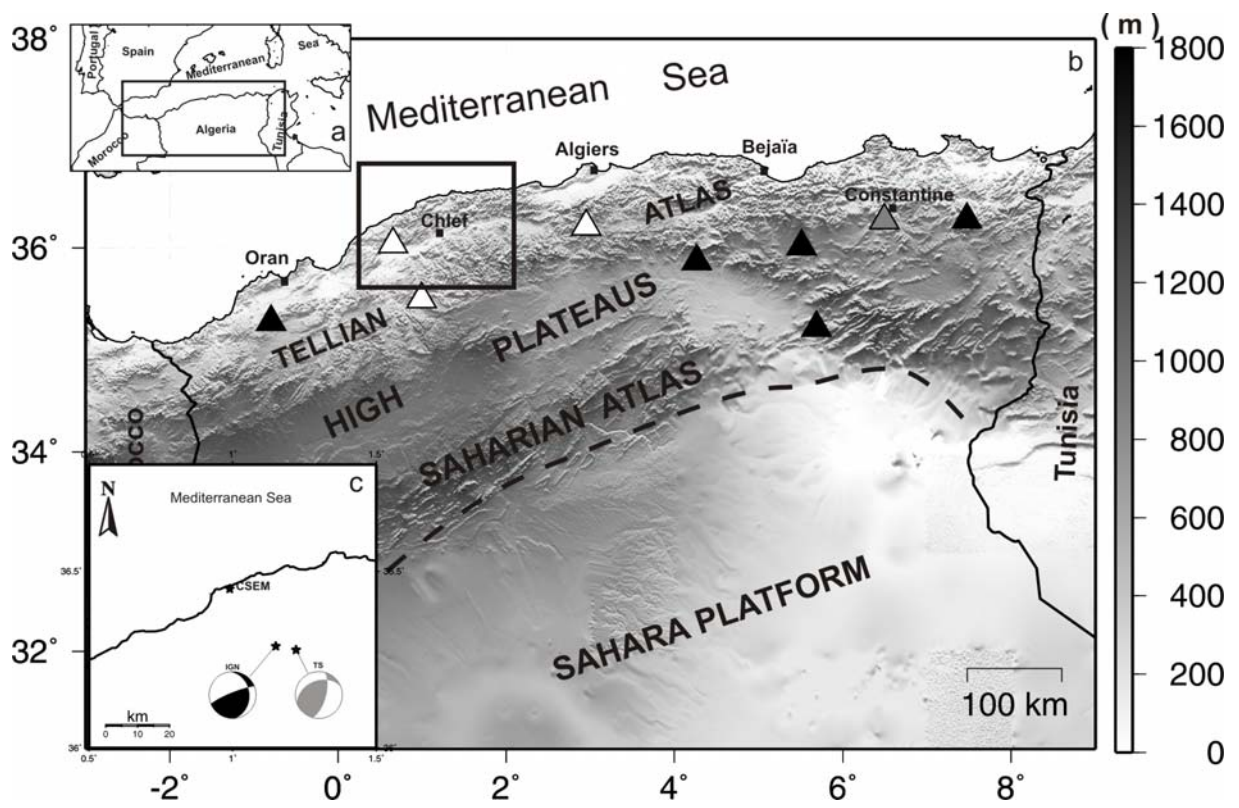


Figure 1

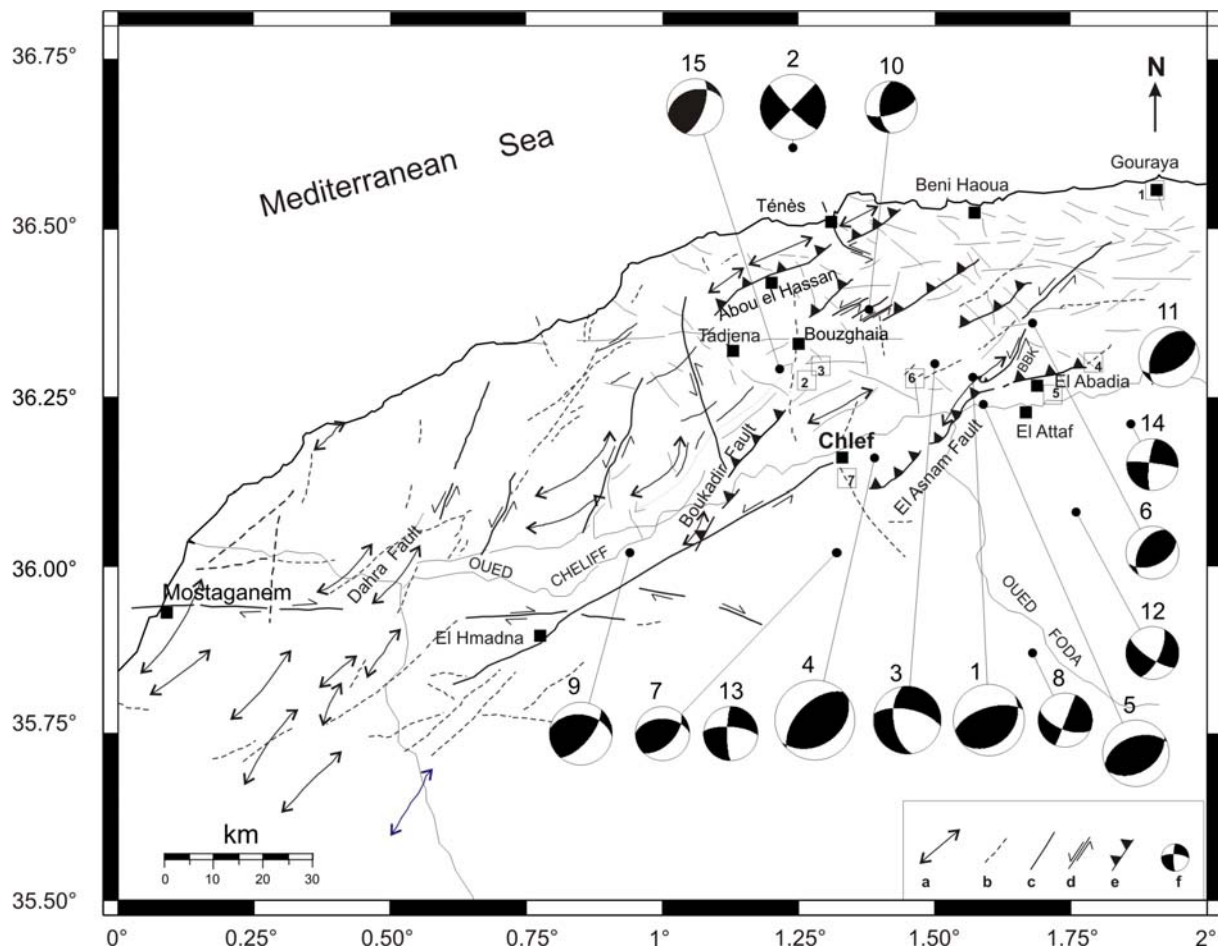


Figure 2

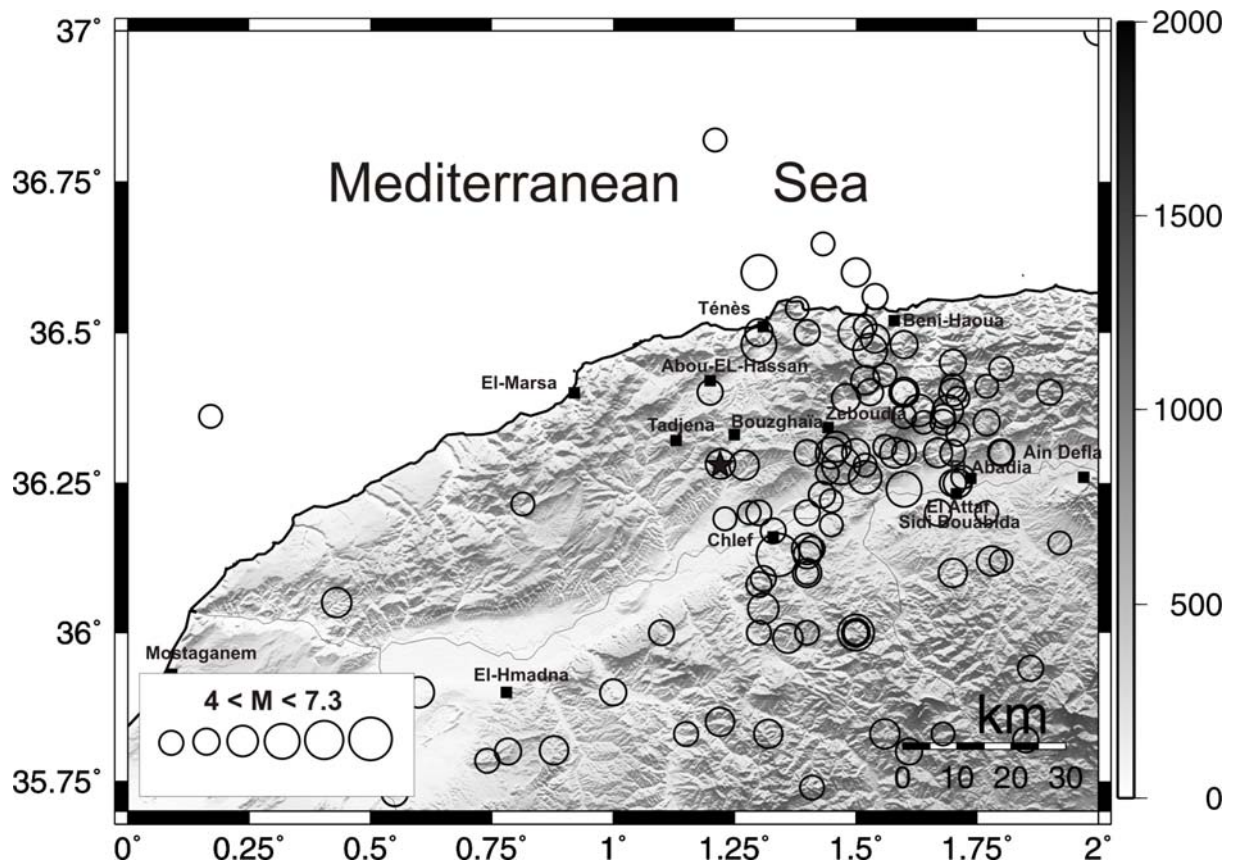


Figure 3

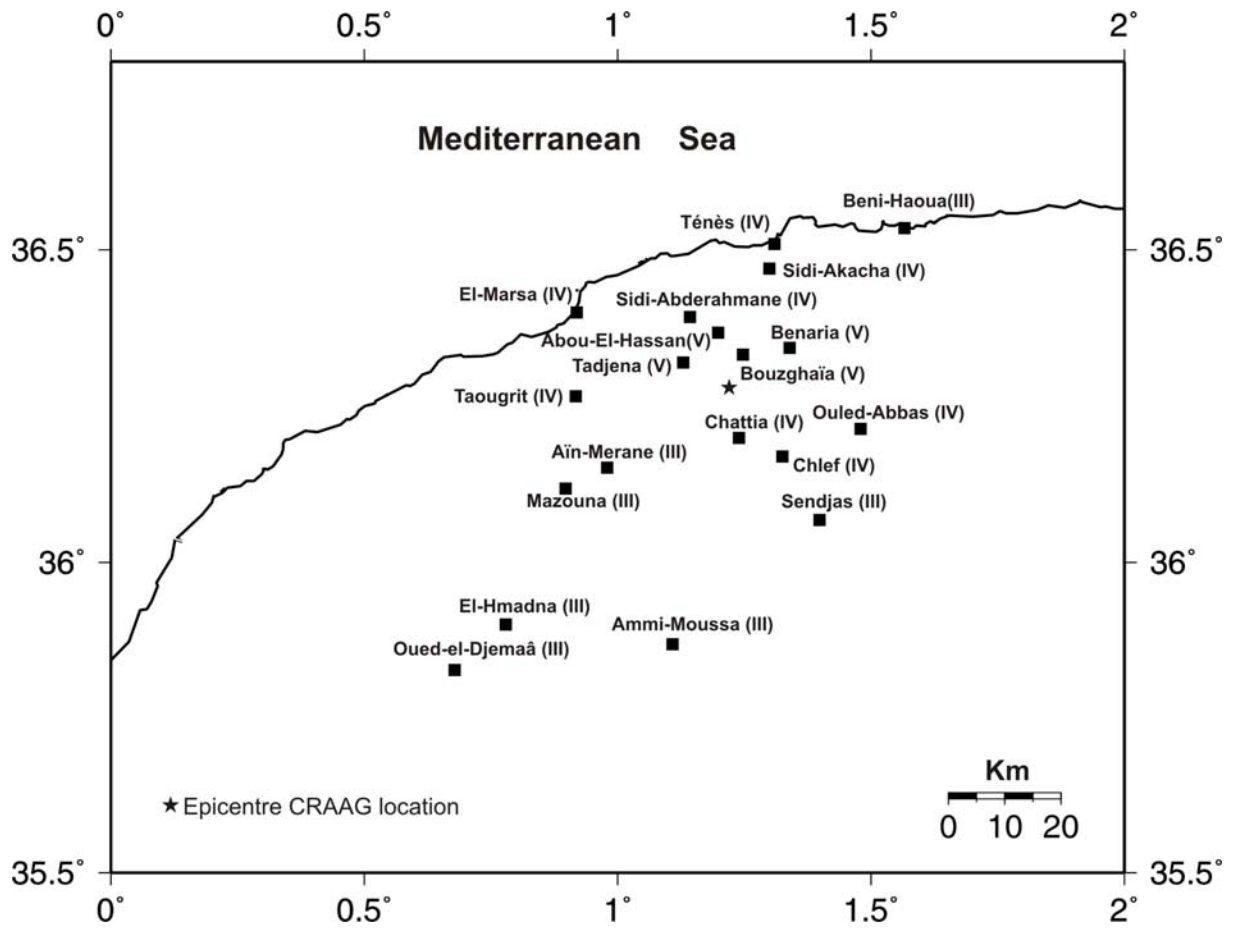


Figure 4

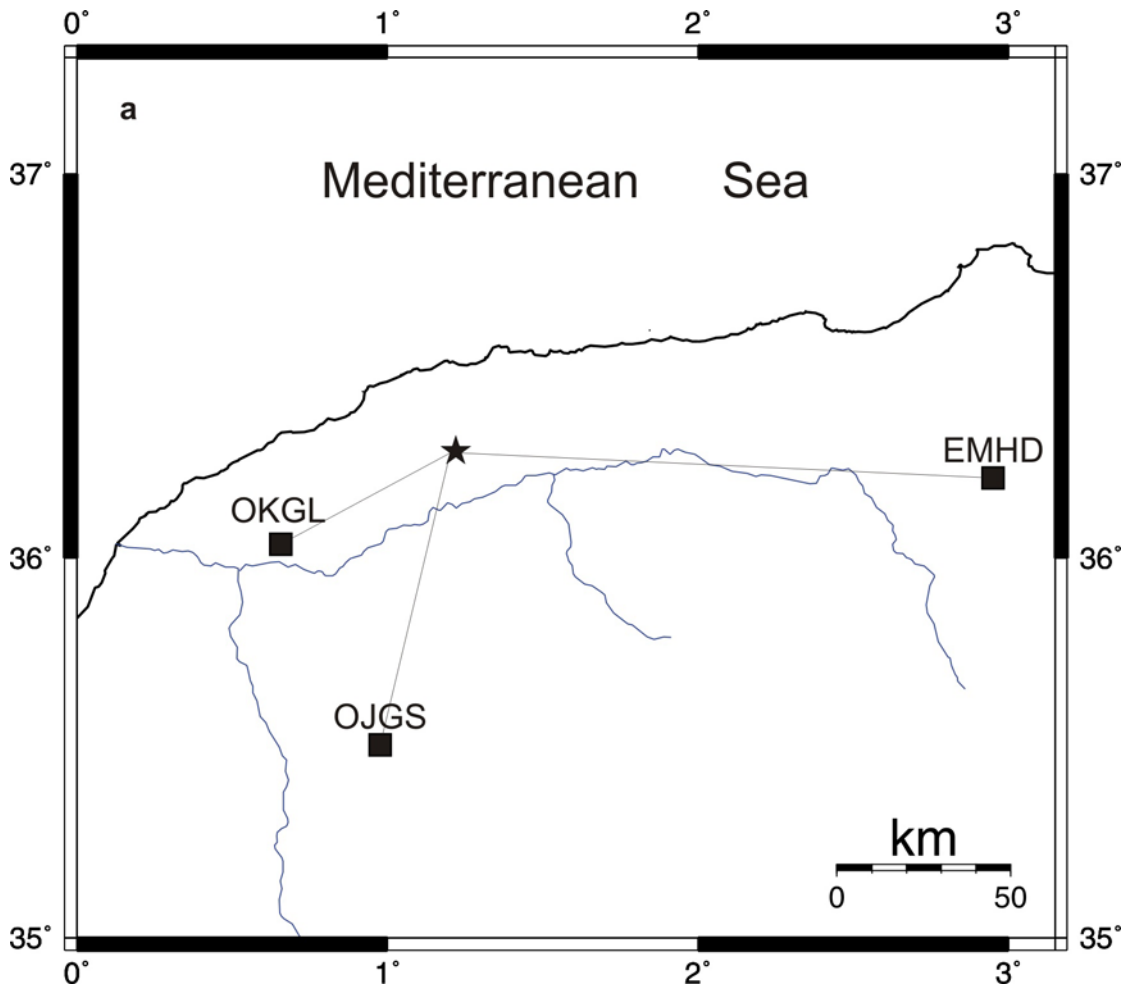


Figure 5

Figure 5

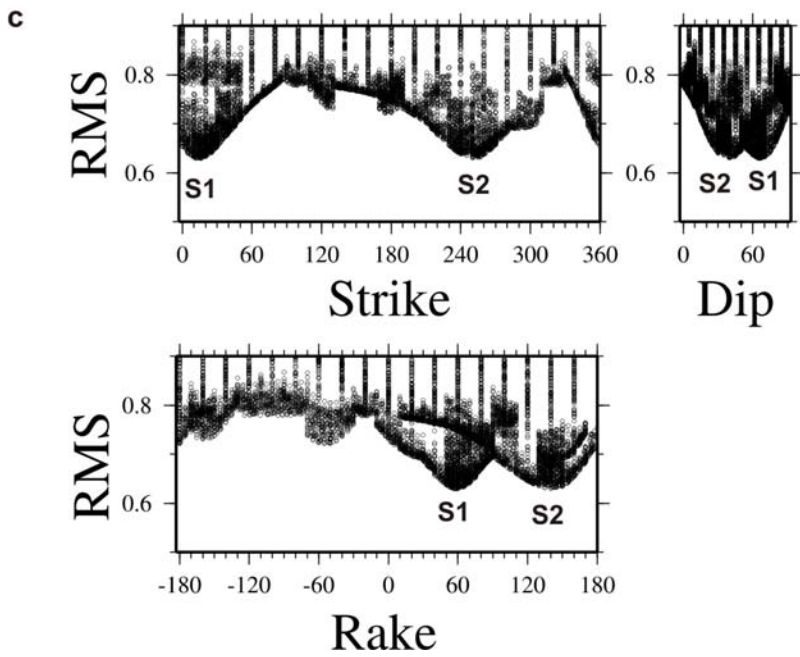
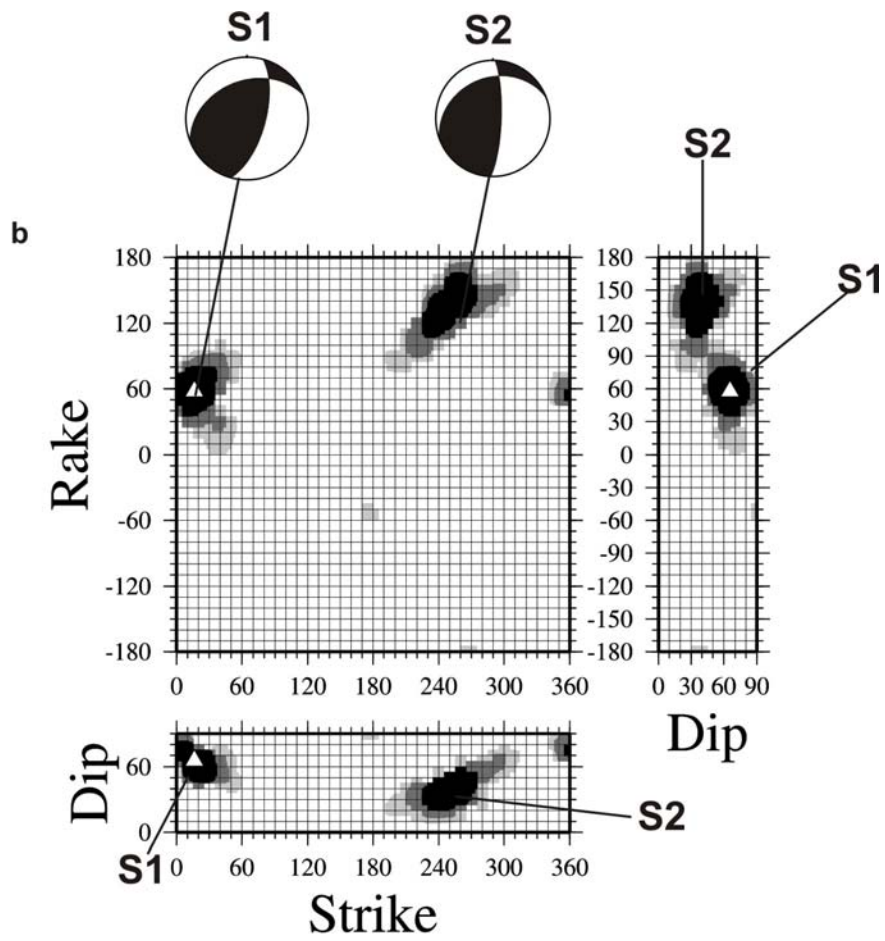


Figure 5

d

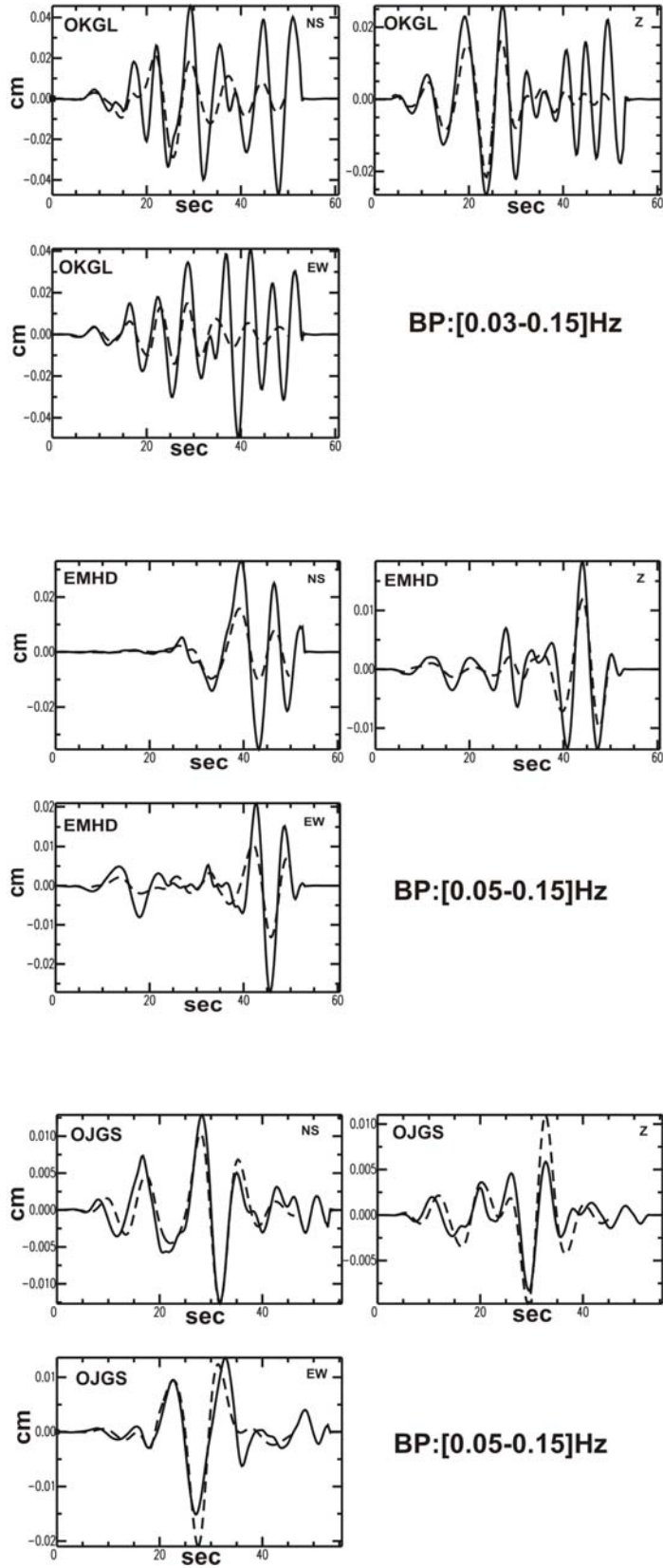
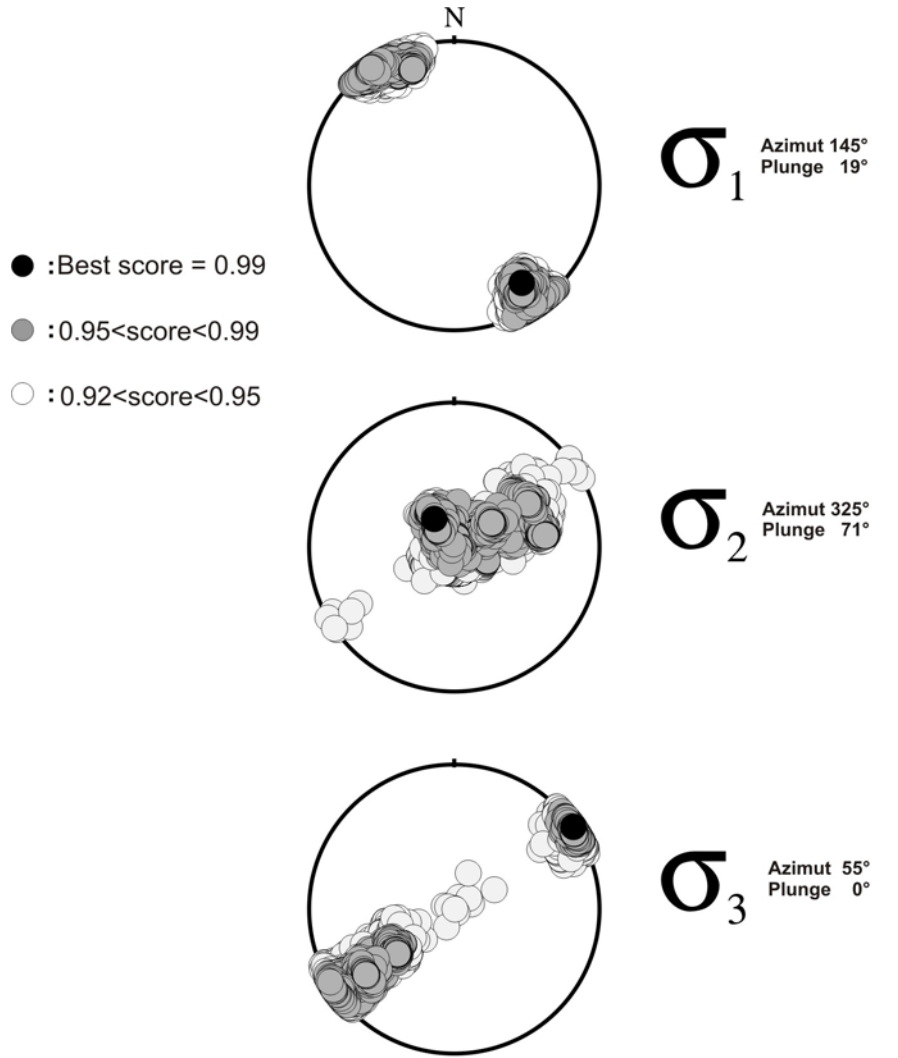
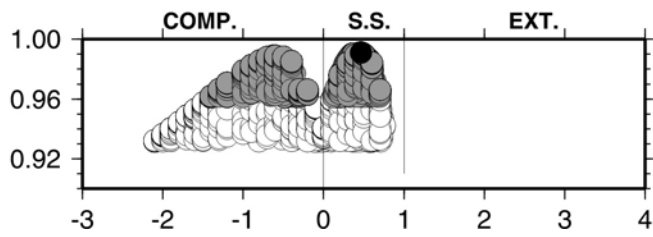


Figure 6



SCORE versus R Best Score = 0.99
Factor Shape R= 0.45



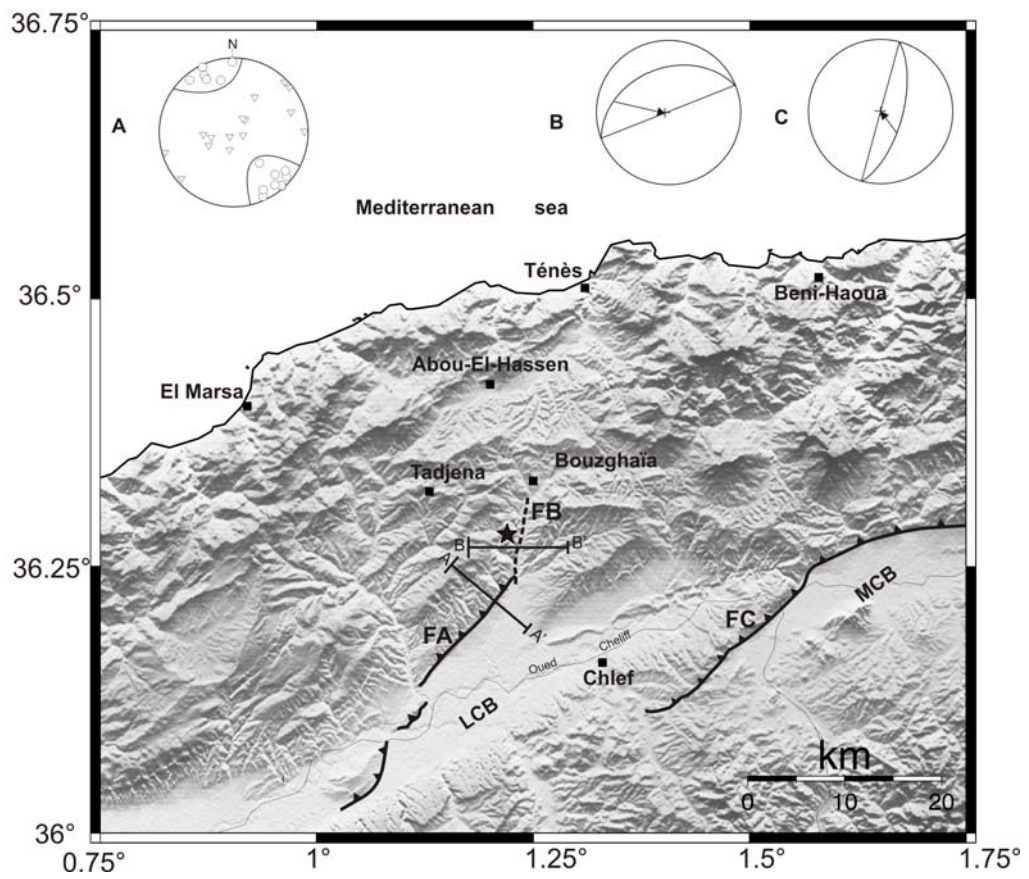


Figure 7

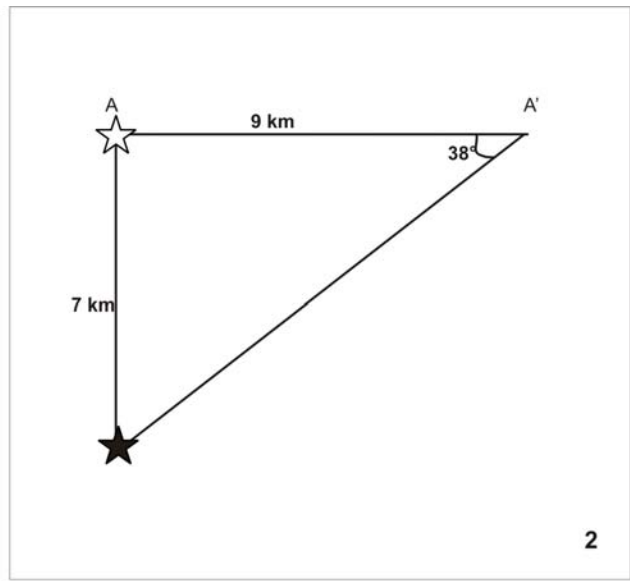
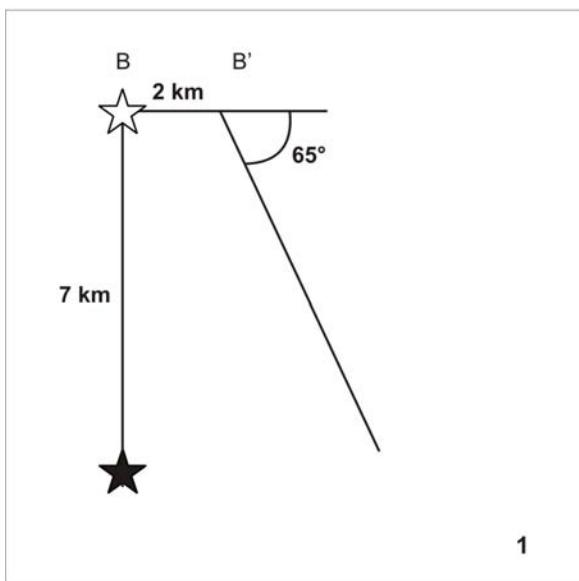


Figure 8

IV-2-4. Le séisme de Médéa du 21 août 2007, $M_w = 4.8$

Ce séisme s'est produit le 21 août 2007 dans la région de Médéa (sud de l'Atlas blidéen) localisé aux coordonnées géographiques latitude : 36.07° N et longitude : 2.73° E et une profondeur estimée à 6.5 km. Sa magnitude de moment sismique M_w est de 4.8. C'est un séisme modéré qui n'a pas fait de ni de victimes ni de dégâts. La modélisation des formes d'ondes montrent que c'est une faille de coulissage qui a joué, mais à ce stade d'étude nous ne pouvons pas dire lequel des deux plans est le plan de la faille. La solution qui correspond au meilleur RMS est la solution A. les paramètres de cette solution sont données dans la Table 2.

Plans	Strike $^\circ$	Dip $^\circ$	Rake $^\circ$
1	205 $^\circ$	80 $^\circ$	25 $^\circ$
2	115 $^\circ$	75 $^\circ$	170 $^\circ$

Table IV-2 : Paramètres de la source sismique (solution de la Figure IV-3-e) du séisme de Médéa du 21/08/2007.

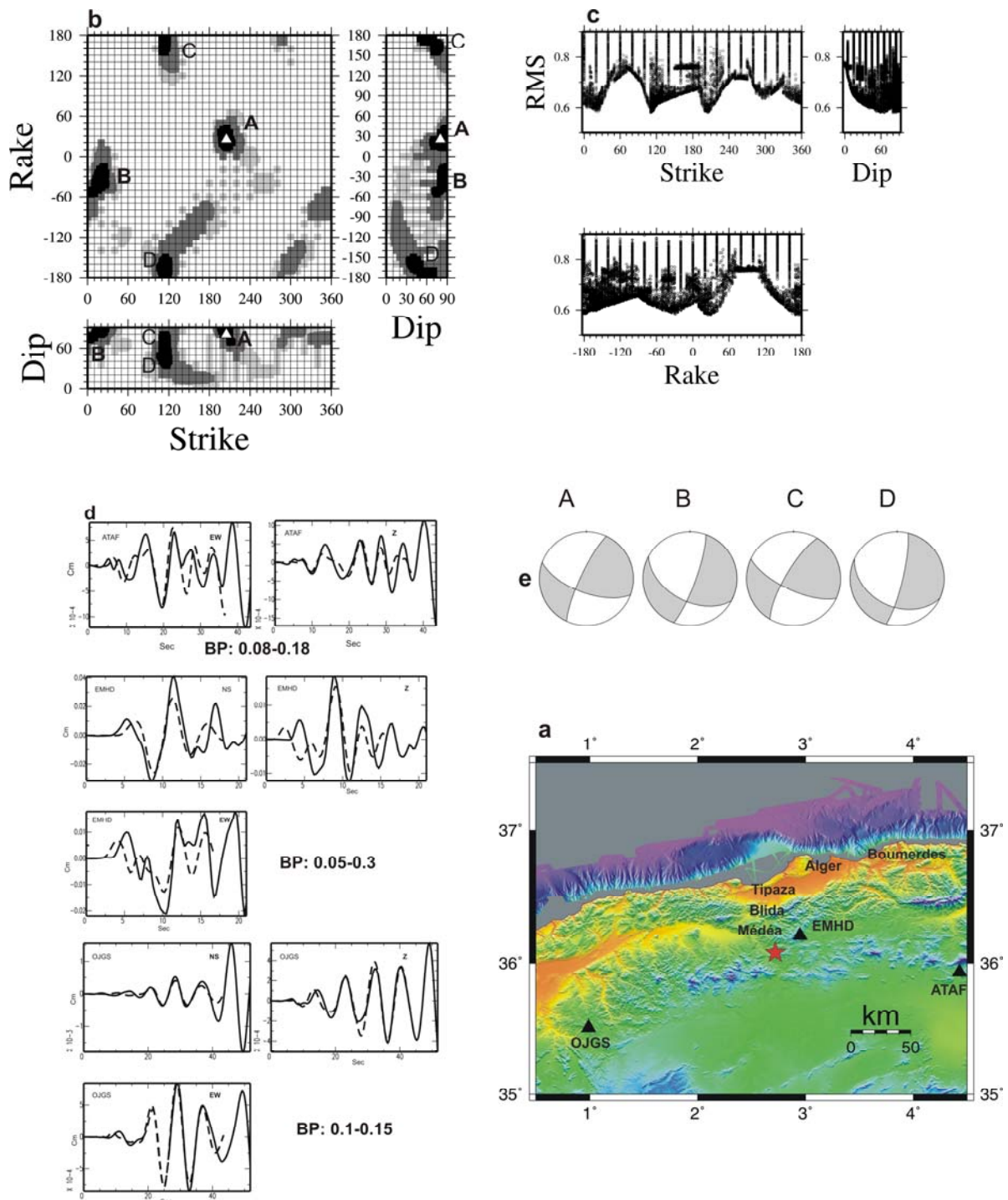


Figure IV-3 : Résultats de l'inversion en point source. a) L'épicentre (étoile) et stations large bande (triangles) utilisées dans la modélisation de la forme des ondes sismiques en champ proche. b) solutions A,B,C,D ayant données les RMS les plus faibles projetées sur des plans (strike-rake), (strike-dip) et (dip-rake). c) rms pointée en fonction du strike, dip and rake. d) meilleure corrélation du déplacement entre les sismogrammes observés (traits continus) et les sismogrammes synthétiques (traits discontinus). BP : Bande passante de filtre utilisée. e) meilleures solution focales.

IV-2-5. Le séisme de Médéa du 22 août 2007, Mw= 5.2

Ce séisme s'est produit presque 24 heures après le séisme du 21/08/2007 de Médéa , il est localisé sur la même faille (latitude : 36.08°N ; longitude : 2.72 ; profondeur : 6.5 km). Les mécanismes de la source sont presque identique que celle du séisme du 21/08/2007. C'est une faille de coulissage.

Plans	Strike °	Dip °	Rake °
1	40°	75°	-10°
2	130°	85°	-160°

Table IV-3 : Paramètres de la source sismique du séisme de Médéa du 21/08/2007

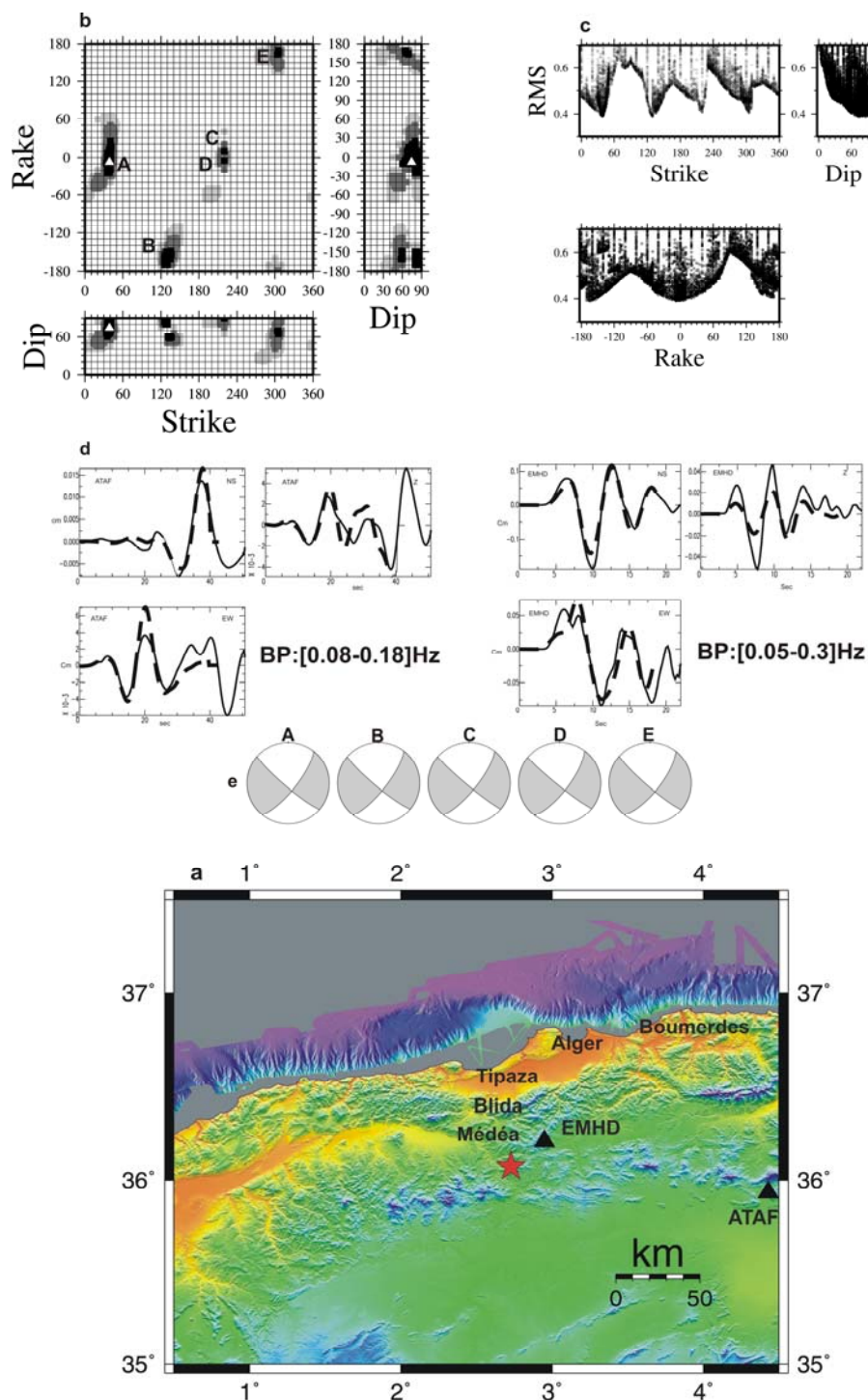


Figure IV-4 : Résultats de l'inversion en point source. a) L'épicentre (étoile) et stations large bande (triangles) utilisées dans la modélisation de la forme des ondes sismiques en champ proche. b) solutions A,B,C,D et E ayant données les RMS les plus faibles projetées sur des plans (strike-rake), (strike-dip) et (dip-rake). c) rms pointée en fonction du strike, dip and rake. d) Meilleure corrélation du déplacement entre les sismogrammes observés (traits continus) et les sismogrammes synthétiques (traits discontinus). e) meilleures solutions focales. BP : Bande passante de filtrage des sismogrammes (en déplacement).

IV-2-6. Le séisme de Boufatis (Sud D'Oran) du 09 janvier 2008, Mw = 4.8

Le 09 janvier 2008 un séisme magnitude ($M_w=4.8$) a secoué la région de Boufatis (20 km au sud d'Oran). Le séisme a causé une grande panique dans la région Oranaise. Dans le village de Boufatis nous avons pu observer des dégâts sur les vieilles bâtisses coloniales (siège de L'APC, la brigade de la gendarmerie, maisons coloniales). Le séisme a été localisé par le CRAAG à Latitude : 35.73°N et Longitude : 0.4°W . La profondeur de l'hypocentre est estimée à 6 km. Les résultats ainsi que les solutions obtenues par la modélisation des formes des ondes sismiques sont présentées dans la Figure IV-5 et la Table IV-4.

Plans	Strike °	Dip °	Rake °
1	20°	30°	20°
2	110°	85°	-120°
3	270°	80°	110°

Table IV-4 : Paramètres de la source sismique du séisme du 09/01/12008.

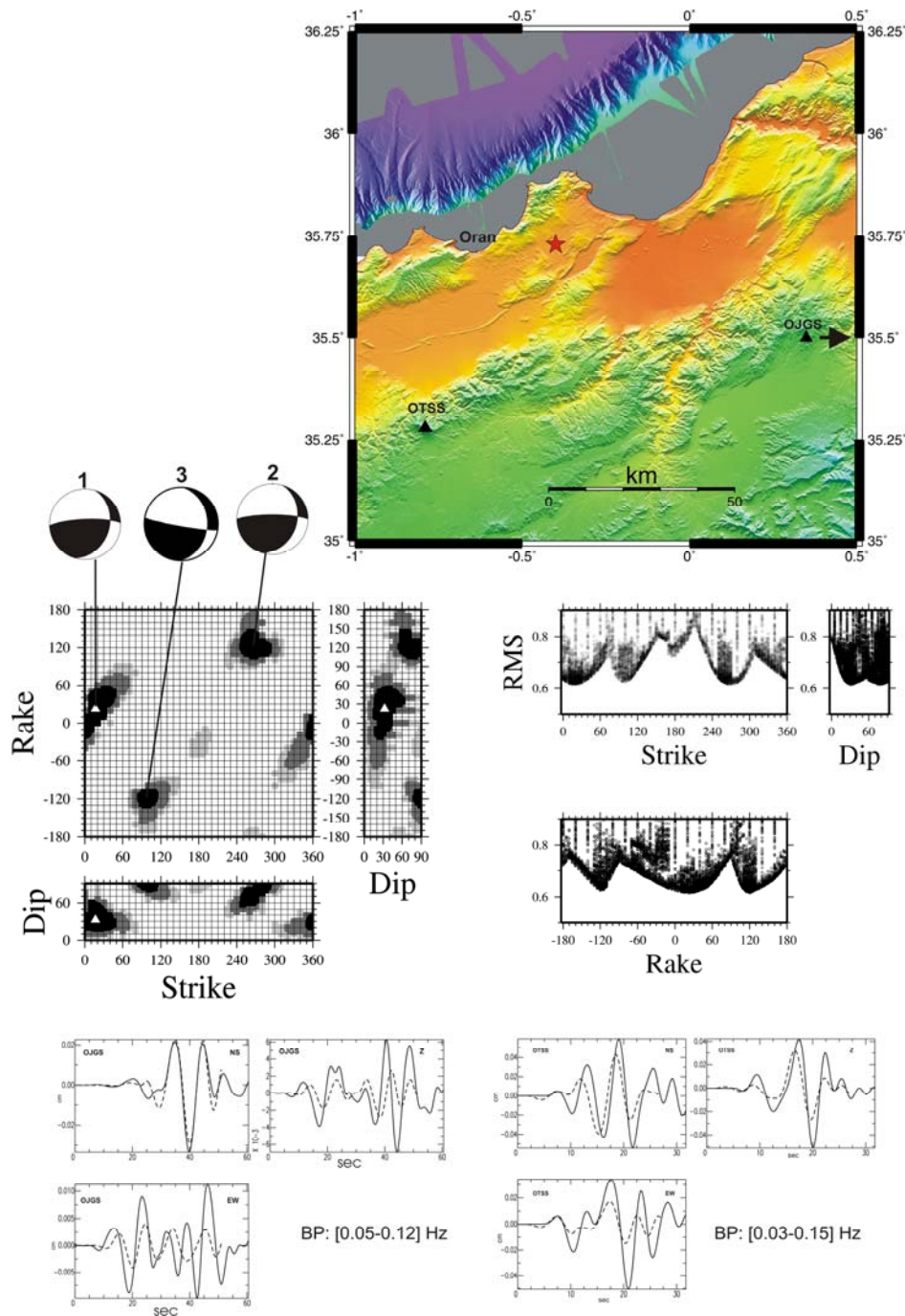


Figure IV-5 : Résultats de l'inversion en point source. a) L'épicentre (étoile) et stations large bande (triangles) utilisées dans la modélisation de la forme des ondes sismiques en champ proche. b) solutions 1, 2 et 3 ont donné les RMS les plus faibles projetées sur des plans (strike-rake), (strike-dip) et (dip-rake). c) rms pointée en fonction du strike, dip and rake. d) Meilleure corrélation du déplacement entre les sismogrammes observés (traits continus) et les sismogrammes synthétiques (traits discontinus). BP : Bande passante de filtrage des sismogrammes (en déplacement).

IV-2-7. Le séisme d'Oran du 06 juin 2008, $M_w = 5.5$

Ce séisme c'est produit en mer au nord de la ville d'Oran (Figure IV-6). Une grande panique a été observée dans la région épacentrale. Le séisme a été bien ressentie dans l'Oranais sa magnitude de moment sismique calculée dans ce travail est de $M_w = 5.5$. Le CRAAG l'a localisé à la latitude 36.06° N et la longitude 0.64° W. La profondeur est estimée a 6.5 km. Ce séisme est localisé à 50 km au nord de l'épicentre du séisme de Boufatis du 09/01/2008. Les paramètres de la source sismiques sont indiqués dans la Figure IV-7 et la Table IV-5.

Plans	Strike °	Dip °	Rake °
1	20°	30°	20°
2	270°	80°	110°

Table IV-5 : Paramètres de la source sismique du séisme d'Oran du 06/06/2008

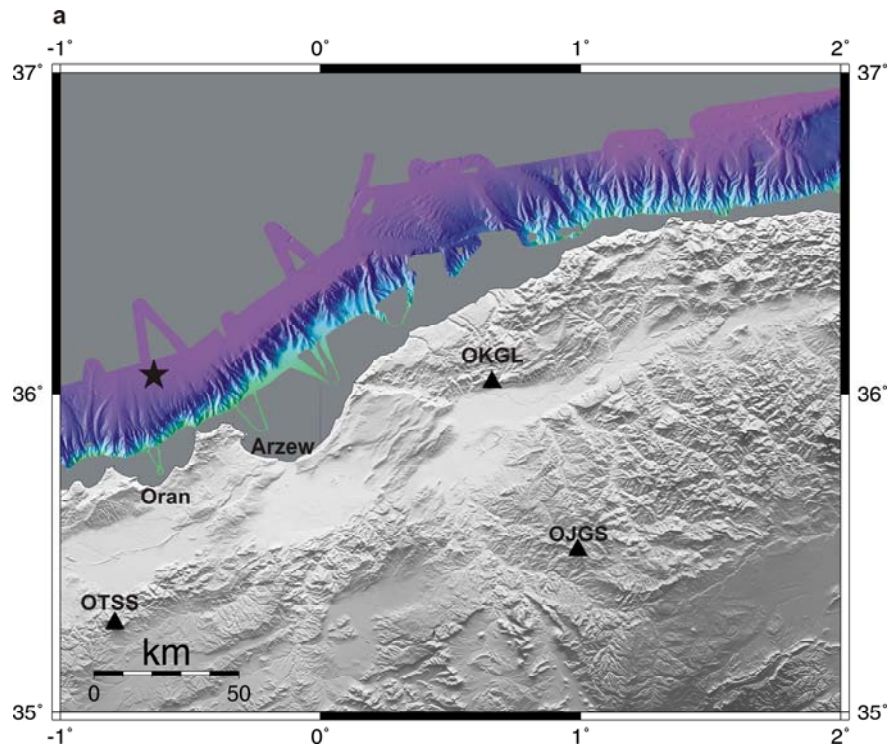


Figure IV-6 : Localisation du séisme du large d'Oran du 06/06/2008. Etoile représente l'épicentre donné par le CRAAG. Les triangles représentent les stations large bande utilisées dans la modélisation des formes des ondes sismiques.

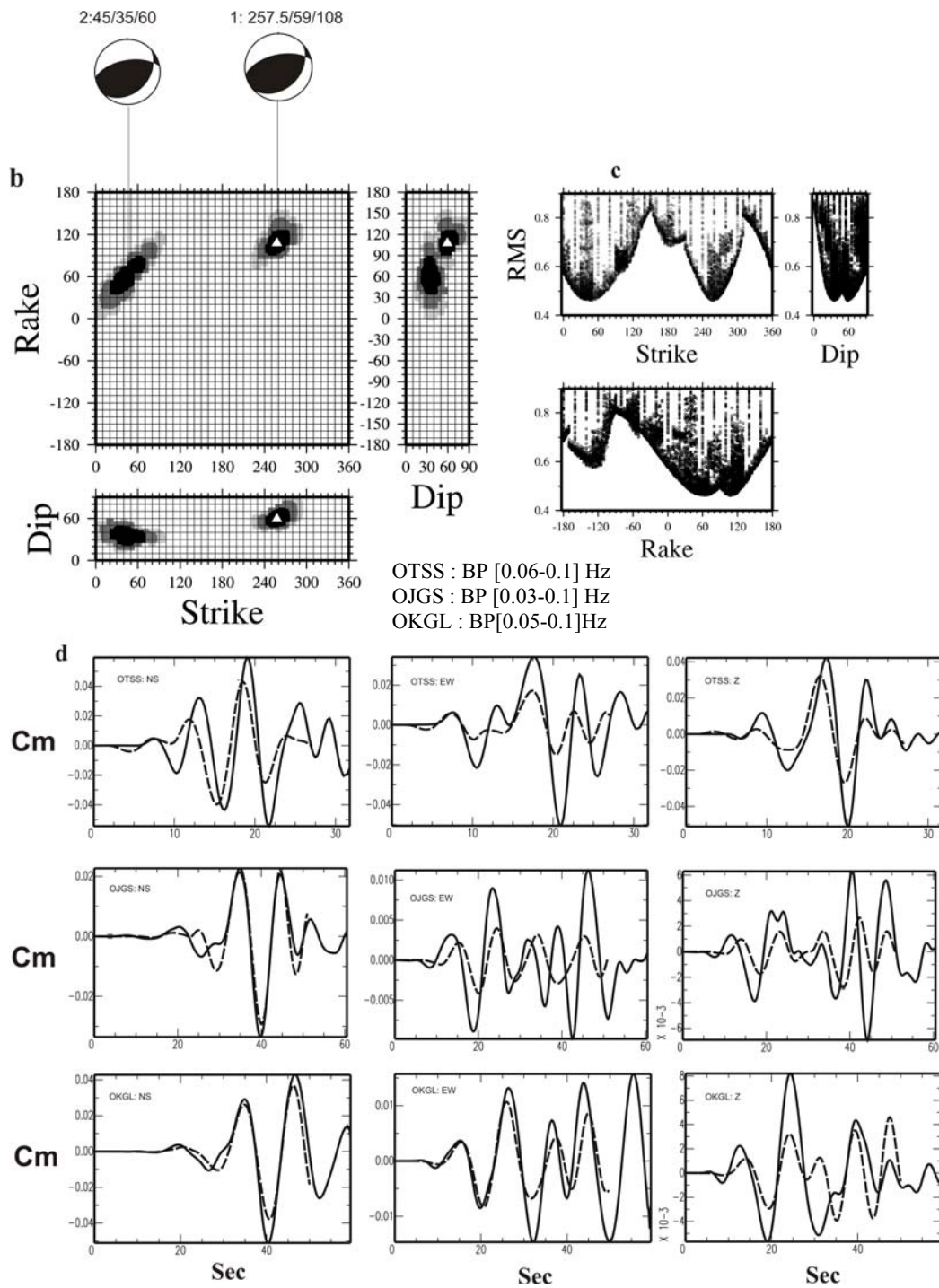


Figure IV-7 : Résultats de l'inversion en point source. a) L'épicentre (étoile) et stations large bande (triangles) utilisées dans la modélisation de la forme des ondes sismiques en champ proche. b) solutions 1 et 2 ayant données les RMS les plus faibles projetées sur des plans (strike-rake), (strike-dip) et (dip-rake). c) rms pointée en fonction du strike, dip and rake. d) Meilleure corrélation du déplacement entre les sismogrammes observés (traits continus) et les sismogrammes synthétiques (traits discontinus). BP : Bande passante de filtrage des sismogrammes (en déplacement).

IV-2-9. Séisme de Chlef du 18 juin 2008, Mw = 4.5

Ce séisme s'est produit le 18 juin 2008, sa magnitude de moment est de 4.5. Il a été localisé par le CRAAG à 36.21° N et 1.16° E, la profondeur a été estimée à 7.5 km (Figure IV-8). Nous avons utilisés trois stations pour la détermination rapide des paramètres de la source qui sont : Strike : 50° ; Dip: 40° ; Rake : 69° . La solution focale dans la Figure IV-9 montre que c'est des plans de faille orientés NE-SW en régime compressif en accord avec les paramètres de la source dans la région de Chlef. Ce séisme est localisé au sud du séisme de Tadjena du 16/12/2006, plus précisément, Il s'est produit sur la structure de Boukadir (Figure IV-8). Cette structure a donné en deux années (2006 et 2008) deux séismes modérés confirmant que la région de Chlef est très active.

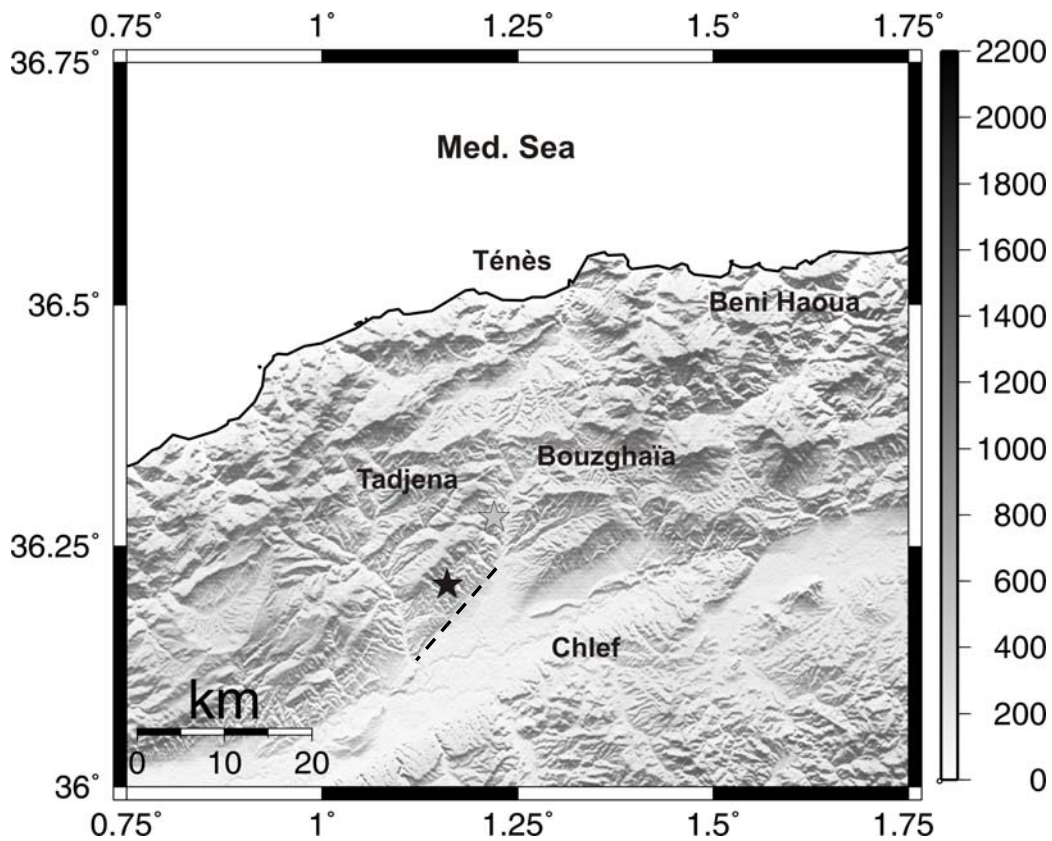


Figure IV-8 : L'étoile représente la localisation du séisme du 18/06/2008. La ligne en pointillé représente le segment nord de la faille de Boukadir.

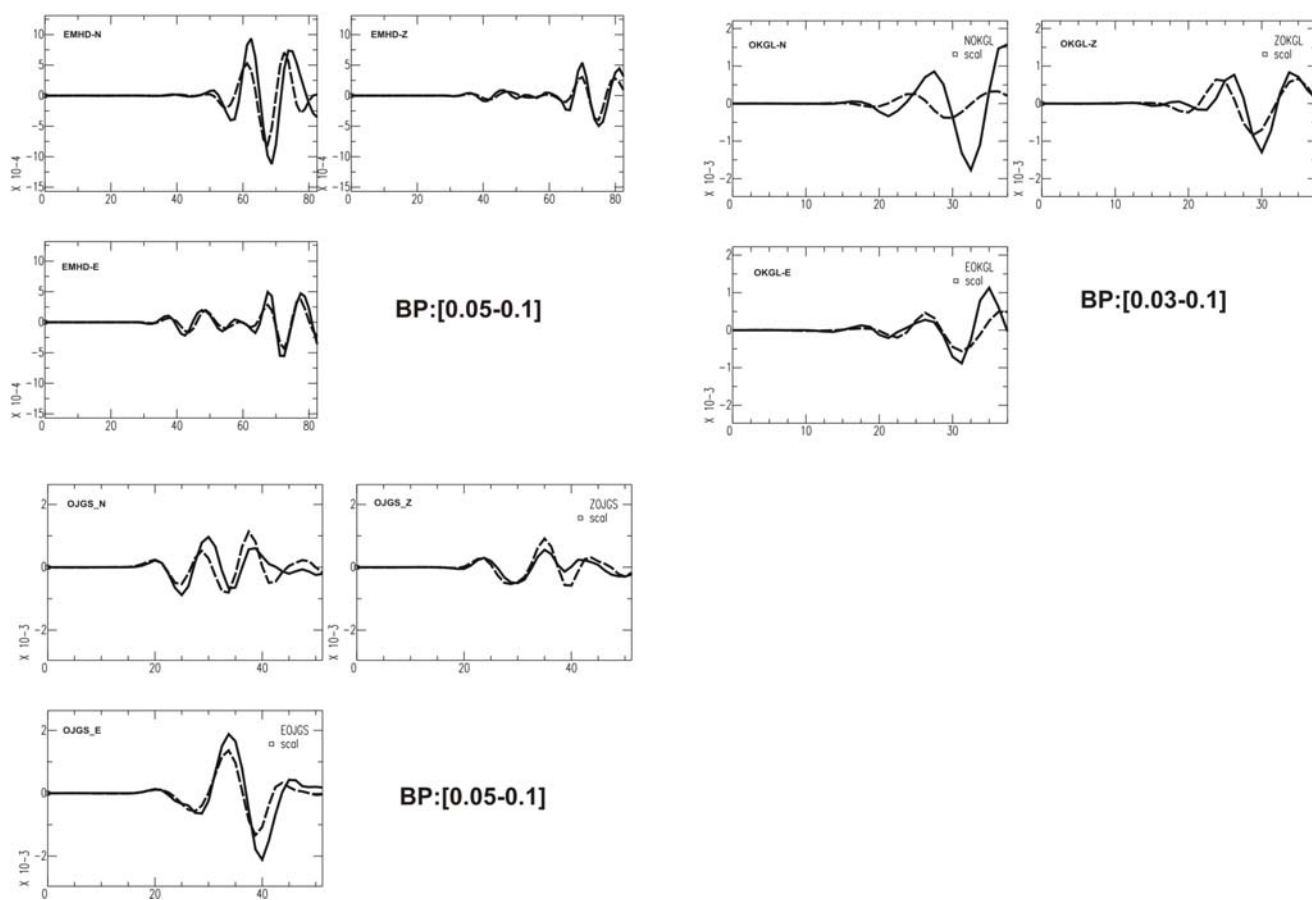
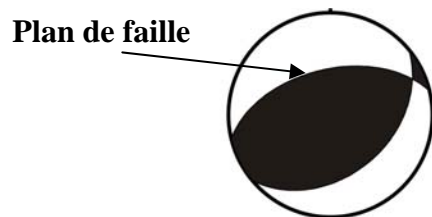


Figure IV-9: Mécanisme au foyer du séisme du 18/06/2008 (en haut de la figure). Les cadrans montrent la superposition des sismogrammes observés (trait continu) et des sismogrammes synthétiques (trait discontinu) des trois composantes des trois stations (OKGL, OJGS et EMHD). L'échelle de temps est en secondes et l'échelle du déplacement est en centimètres. BP : Bande passante de filtrage des sismogrammes (en déplacement). l'axe de temps est en secondes, l'axe des amplitudes est en centimètres.

Conclusion générale & perspectives

Conclusion

Au terme de cette thèse sur la sismicité du Nord Algérien, il apparaît important de faire ressortir les points saillants de l'étude des neuf séismes modérés à forts qui se sont produits dans le nord algérien entre 1999 et 2008.

Il apparaît important ainsi de souligner que contrairement aux études menées précédemment sur la sismicité, les études menées sur les neuf séismes l'ont été grâce au matériel sismologique disponible au CRAAG soit par le réseau de surveillance numérique soit par le réseau portable de stations. D'autre part, ce qui contraste avec les études antérieures, c'est l'utilisation de plusieurs méthodes d'analyse de données aussi bien en champ proche qu'en champ lointain.

L'occurrence de ces séismes démontrent ainsi que :

1-En terme de localisation, les séismes étudiés se sont produits dans la région tellienne qui reste la zone la plus active du nord algérien. L'ensemble des séismes se sont produits entre la latitude 35.5° N et la latitude 36.8° N et la longitude 1.5° W et la longitude 5.5° E (Figure V-1). Certains se sont produits sur le continent, d'autre en mer. D'autre part, la sismicité de la région nord algérienne reste modérée (des séismes de magnitudes ≤ 6.0 sont enregistrés tous les 3 à 6 ans) et superficielles.

2-Les mécanismes aux foyers de ces séismes déterminés par la modélisation des formes d'ondes sismiques en champ lointain et en champ proche montrent l'existence de deux types de failles : failles inverses et failles de décrochement en rapport avec le champ de contraintes régional NNW-SSE. Pour les séismes produits par des structures de type inverse, leurs plans de failles sont orientés NE-SW avec des plongements vers le NW, c'est le cas des séismes de Ain Temouchent (1999) ; Tadjena (Chlef ; 16/12/2006) et Boukadir (Chlef ; 18/06/2008), par contre le plan de la faille du séisme de Boumerdes (21/05/2003) plonge vers le SE. Pour les deux séismes de la région d'Oran du 09/01/2008 et du 06/06/2008 les analyses sont en cours afin de déterminer leurs plans failles.

Pour les séismes produits par des structures de décrochement, il y a le séisme de Laâlam (Béjaïa) du 20/03/2006 qui est produit par une faille verticale de mouvement senestre orientée NS. Les deux séismes qui se sont produits à Médéa le 21/08/2007 et le 22/08/2007 sont représentés par des failles verticales de décrochement senestre pour les plans orientés NE-SW

et dextre pour les plans orientés NW-SE. Ainsi en termes de mécanismes aux foyers, les mécanismes inverses dominent les régions Ouest et Centre de l'Algérie. La région des Babors, située au Centre Est du pays semble se comporter comme une zone de transition entre les régions Ouest-Centre et la région Est.

3-En termes de structures actives, les études menées nous ont permis de mettre en évidence de nouvelles structures telles que les failles Ain Temouchent et Laâlam et de préciser le contexte sismotectonique de la région de Chlef à travers les séismes du 16/12/2006 et du 18/06/2008.

4-En termes d'impact des séismes sur le bâti, nous pouvons relever que les séismes modérés ($M \leq 5.5$) peuvent engendrer des dégâts importants sur le bâti et les infrastructures de notre pays. Cela peut être expliqué par le vieillissement de ce bâti et le non respect des règles de construction parasismique, c'est le cas des dégâts occasionnés par les séismes de Ain Temouchent, de Laâlam(Béjaïa), et d'Oran. Ces dégâts observés lors des enquêtes macrosismiques montrent que le bâti touché est vétuste et sa conception ne répondait pas aux règles de construction parasismique.

Enfin il est utile de souligner qu'afin de mieux suivre l'activité sismique du nord algérien et de mieux localiser ses événements sismiques, un réseau moderne composé de stations large bande, courte période et mouvement fort est nécessaire. C'est le cas du réseau du CRAAG (Yelles-Chaouche et al., 2007) qui depuis 1998 n'a cessé de progresser et de devenir de plus en plus performant en termes de densification, de qualité de données, du mode de transmission de la donnée sismologique en utilisant les technologies VSAT et GPRS et aussi dans la permanence de son fonctionnement.

La réalisation de cette thèse a ouvert également de nouvelles perspectives non seulement pour le travail accompli lors de cette thèse mais surtout pour les études sismologiques en général.

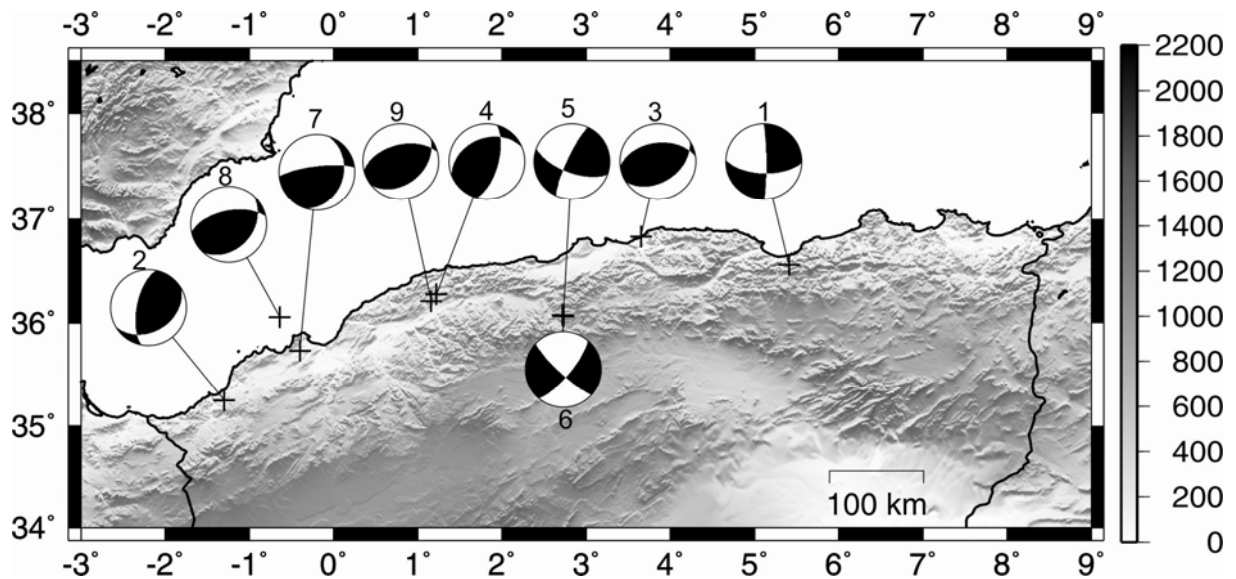


Figure V-1 : Solutions focales des séismes étudiés dans cette thèse. 1. Séisme de Lâalam, 2. Séisme de A. Temouchent, 3. Séisme de Boumerdes, 4. Séisme de Tadjena, 5. Séisme de Médéa, 6. Séisme de Médéa, 7. Séisme de Boufatis, 8. Séisme d’Oran, 9. Séisme de Chlef (Boukadir).

Perspectives

Pour les perspectives immédiates envisagées, je propose ainsi :

1. Le renforcement du réseau de surveillance sismologique et multiplication des campagnes de microsismicité.
2. Études en détails des différentes régions sismogènes précisément où se sont produits les séismes modérés.
3. Étudier en détails les séismes:
 - D’Oran du 09/01/2008 et du 06/06/2008
 - De Médéa du 21 et 22 Aout 2007
 - De Chlef du 18 juin 2008.

4. Automatiser la détermination rapide des paramètres de la source sismique dans le système d'Alerte sismique du CRAAG.

Je crois à l'issue de cette thèse avoir apporté avec Mr Yelles-Chaouche mon directeur de thèse et mes différents collègues qui ont participé à ce travail une modeste contribution à la connaissance de la sismicité de l'Algérie. Que cette thèse soit ainsi le début d'une ère propice à la sismologie dans notre pays et qu'elle puisse être un des jalons dans la réduction du risque sismique en Algérie.

Bibliographie

- Aki, K. & Richards, P.G.**, 2009, Quantitative seismology, second edition, University Science Books, 702 pp.
- Perry, A.**, 1847, Note sur les tremblement de terre en Algérie et dans l'Afrique septentrionale, Les memoires de l'académie des sciences Arts et belles letters.
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher**, 2002, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, *107*,(B10), 2114, doi10.1029/2001JB000561.
- Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P. and Meghraoui, M.**, 2000, Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria, *J. Seismol.* **4**, 79-98.
- Aoudia, A. and Meghraoui, M.** 1995, Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: The Cavaignac (Abou El Hassen) earthquake of 25.08.1922, *Tectonophysics* 248, 263-276.
- Arias, A.**, 1970, A measure of earthquake intensity. In: Hansen RJ (ed) *Seismic design for nuclear power plants*. MIT Press, Cambridge, MA, pp 438–483.
- Ayadi, A., Dorbath, C., Oussadou, Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M., A. and Meghraoui, M.**, 2008, Zemmouri earthquake rupture zone (M_w 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model, *J. Geophys. Res.*, Vol, 113, B09301, doi: 10.1029/2007JB005257.
- Ayadi, A., & 27 authors**, 2003, Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos, Transactions, AGU*, 84, 50, 561 & 568.
- Ayadi A., Ousadou-Ayadi F., Bourouis S., Benhallou H.**, 2002, Seismotectonics and seismic quietness of the Oranie region (western Algeria): the Mascara earthquake of August 18 1994, $M_w = 5.7$, $M_s = 6.0$. *J Seismol* 6:13–23
- Andrieux, J., Fontbote, J.M. and Mattauer, M.**, 1971, Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 2, 191-198.
- Baruah U., Mohapatra A.C.**, 1996, Slope mass movement and associated soils in east Khasi and Jaintia hills of Meghalaya. *Journal of the Indian Society of Soil Science* 44(4):712–717.
- Belabbès, S., Wicks, C., Cakir, Z. & Meghraoui, M.**, 2009, Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (M_w 6.8), Algeria earthquake from joint inversion of interferometric aperture radar, coastal uplift and GPS, *J. of Geoph. Res.*, Vol., 114, B03406, doi: 10.1029/2008JB005912.
- Belabbès, S., Meghraoui, Cakir, Z. and Bouhadad, Y.**, (2008), InSAR analysis of a blind thrust rupture and related active folding: The 1999 Ain Temouchent earthquake($M_w=5.7$, Algeria)case study, *J. seismol.*, doi:10.1007/s10950-008-9135-x.

- Beldjoudi**, H., Guemache, M.A., Kherroubi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Amrani, A. and Haned, A. (2009), The Lâalam (Béjaïa, North-East Algeria) Moderate earthquake (Mw = 5.2) on March 20, 2006, *Pure appl. Geophy.* **166**, 623-640.
- Beldjoudi** H., Kherroubi A., Guemache M.A., Semmane F., Haned A., Yelles-Chaouche K., Djellit H., Haned S.A., Deramchi A., 2006, The Laâlam (Béjaïa, North-East Algeria) moderate earthquake of March 20th, 2006 (Ml:5.8). First European conference on earthquake engineering and seismology, Geneva, Switzerland, abstracts volume, p 152, September 2006.
- Beldjoudi**, H., 2003, Calcul des solutions focales par l'approche de la variation du champ des contraintes principales : Application aux répliques du séisme d'El Asnam (Ech-Chlef) du 1à octobre 1980. Thèse de magister de l'Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene (USTHB), pp. 163.
- Benaïssa** A., Bellouche M.A., 1999, Propriétés géotechniques de quelques formations géologiques propices au glissement de terrain dans l'agglomération de Constantine (Algérie). *Bull. Eng. Geol. Env.* **57**: 301–310.
- Benaïssa** A., Cordary D., Giraud A., 1989, Les mouvements de terrains dans la zone urbaine de Constantine (Algérie). *Bull AIGI N740*:85–90.
- Benazzouz** M.T., 2002, Les caractéristiques géomorphologiques des glissements de terrain à Constantine (Algérie): risques et aménagement. *Proc. Sym. "Geomorphology: from expert opinion to modelling"*, Strasbourg, France, April 2002, 87–94.
- Benhallou** H. 1985, Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie, PhD Thesis, USTHB, Alger, 294 pp.
- Benouar**, D., 1994, Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century, *Ann. Geofis.*, **37** (4), 862 pp.
- Benouar**, D., Aoudia, A., Maouche, S., and Meghraoui, M., 1994, The 18 August 1994 Mascara (Algeria) Earthquake: A Quick Look Report, *Terra Nova* **6**, 634–637.
- Benouar**, D. 1994, The Seismicity of Algeria and the Maghreb during the Twentieth Century, Ph.D. Thesis, Imperial College London, U.K.
- Benouar**, D., 1996, Seismic hazard evaluation at Algiers using Benouar's catalogue, *Natural Hazard Journal*, vol. 13, No. 2, pp.119-131.
- Bezzeghoud**, M., Ayadi, A., Sebai, A. and Benhallou, H., 1994, Seismogenic zone survey by Algerian Telemetered seismological network; cas-study of Rouina earthquake, 19 January 1992, *Phys. Earth and planet. Inter.*, **84**, 235-246.
- Bezzeghoud**, M., Ayadi, A., Sebaï, A., Aït Messaoud, A., Mokrane, A., Benhallou, H., 1996, Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI),

Advances en Geofisica y Geodesia, I(1), Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico National Espagna, 107-114.

Bezzeghoud, M. and Buforn, E., 1999, Source parameters of the 1992 Mellila (Spain, Mw = 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw = 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, Mw = 5.7) earthquakes and seismotectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 2, pp. 359-372.

Bolt, B.A., 1988, Earthquakes. W. H. Freeman and Company, New York 282 p.

Boore, D.M., 1972, A note on the effect of simple topography on seismic SH waves. *Bull Seismol Soc Am* 62:275–284.

Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered Media, *Bull. Seism. Soc. Am*, 71 (4), 959-971.

Bockel, M., 1972, Structure de la croûte terrestre en Algérie d'après les ondes sismiques, *Annali di Geofisica*, Vol. XXV, n. 3, 1972.

Boudiaf, A., 1996, Etude sismotectonique de la region d'Alger et de la Kabylie (Algérie), thèse de doctorat de l'université de Montpellier II, 274 p.

Boughacha, M.S., Ouyed, M., Ayadi, A., and Benhallou, H., 2004, Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI), *J. Seismol.* **8**, 1-10.

Bouhadad, Y., Nour, A., Laouami, N. and Belhai, D., 2003, The Beni-Ourtlane-Tachouaft fault and Seismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria), *J. Seismol.* **7**, 79-88.

Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P. J., Kharroubi, A., Oussadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S. and Maouche, S., 2004, The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis. *Geo. Res. Lett.*, Vol. **31**, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.

Bounif, A., M. Bezzeghoud, L. Dorbath, D. Legrand, A. Deschamps, L. Rivera & H. Benhallou., 2003, Seismic source study of the 1989 October 29, Chenoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong motion records, *Annals of Geophysics*, 46, 625-646.

Bounif, A. and Dorbath, C., 1998, Three dimensional velocity structure and relocated aftershocks for the 1985 Constantine, Algeria ($M_s = 5.9$) earthquake, *Annali di Geofisica*, **41**, N.1, 93-104.

Bounif, A., Haessler, H., and Meghraoui, M., 1987, The Constantine (Northeast-Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershocks study, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**, 451-460.

Brillinger, D.R., Udias, A., and Bolt, A. 1980, probability model for regional focal

mechanism solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 149–170.

Buforn E., Sanz De Galdeano C., and Udias, A. 1995, Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian Region, *Tectonophysics* 248,247–261.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and PRO, C., 2004, Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure. Appl. Geophys.* This issue.

Calais, E., C. DeMets, and J.M. Nocquet, 2003a, Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?, *Earth Planetary Science Letters*, 216, 81-92.

Calais, E., M. Vergnolle, V. San'kov, A. Lukhnev, A. Miroshnitchenko, S. Amarjargal, and J. Deverchère, 2003b, GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): implications for current kinematics of Asia, *J. Geophys. Res.*, 108 (NO. B10), 2501, doi:10.1029/2002JB002373.

Cisternas, A., Dorel, J. And Gaulon, R.,1982, Model of the complex source of El Asnam earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2245-2266.**Coiffait**, P.E., 1992, Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale).Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 405 pp.

Derbyshire, E, Wang J, Meng X (2000) A treacherous terrain: background to natural hazards in northern China with special reference to the history of landslide in Gansu province. In: Derbyshire E, Meng X, Dijkstra TA (eds) *Landslides in the thick Loess Terrain of north-west China*. Wiley, New York, p 19.

Delouis, B., 2009, Caractérisation de la source des séismes: modèles cinématiques et inversions conjointes, déterminations rapides en champ proche, la source dans son contexte sismotectonique, HDR, université de Nice-Sophia Antipolis, UFR Sciences, 239 pp.

Delouis, B. Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahasas, A., Briole, P., Benhamouda, F. & Yelles-Chaouche, A;K., 2004, Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and Coastal uplift data, 2004, *Geoph. Res. Lett.*, Vol., 31, L18607, doi:10.1029/2004GL020687.

Delouis, B., Deverchère, J., Menlikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., Ritz, J.F. and San'kov, V., 2002, A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone, *Terra Nova* 14, 491-500.

Delouis, B. and Legrand, D., 1999, Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two Near-source seismic recordings, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 6, 1558-1574.

DeMets, C, Gordon, R., Argus, D. F., and Stein, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*,

101, 425-478, 1990.

Deschamps, A., Bezzeghoud, M. and Bounif, A., 1991, Seismological study of the Constantine (Algeria) earthquake (27 October 1985), Pub. I.G.N. Série Monografia N° 8, 163-173.

Deschamps, A., Gaudemer, Y & Cisternas, A., 1982, The El Asnam Algeria earthquake of 10 October 1980 :multiple source mechanism determined from long period record, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1111-1128.

Deverchère, J., & 12 authors, 2005, Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, Geoph. Res. Lett., Doi:10.1029/2004GL021646.

Domzig, A. (2006), Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de doctorat de l'université de Bretagne occidentale, France, pp. 343.

Dyrness, C.T., 1967, Soil surface condition following tractor and high-lead logging in the Oregon Cascades. J Forestry 63:272–275.

Espinoza, A., V. and Lopez Arroyo, A.,1984, *Inconsistencies in the Modified Mercalli Scale, El Asnam, Algeria, earthquake*, in Proceedings Conference International sur la Microzonation sismique, Ech-Cheliff(Algeria), 10-12 October.

ETHZ : <http://www.seismo.ethz.ch/mt>.

Fernandez, R. M. S., Ambrosius, B. A. C. & Noomen, R., 2003, The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. Geo. Res. Lett., Vol. 30, No 16,1828; doi:10.1029/2003GL017089.

Fernabdez-Ibañez, F., Soto, J. I.,Zoback, M. D. & Morales, J., 2007, Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean), Jour. Geophy. Res., Vol. 112, B08404, doi: 10.1029/2006JB004683, 2007.

Finlayson, B., 1981 Field measurements of soil creep. Earth Surf Process Landforms 6:35–48.

Gabert, P., 1984, Séismes, néotectonique et effets induits sur les versants des massifs des Babors dans la région de Kerrata (Algérie). Méditerranée, special issue, Marseille, **1-2**, 25-31.

GLOBE Task Team and others (Hastings, David A.,Paula K. Dunbar, Gerald M. Elphingstone, Mark Bootz, Hiroshi Murakami, Hiroshi Maruyama, Hiroshi Masaharu, Peter Holland, John Payne, Nevin A. Bryant, Thomas L. Logan, J. -P. Muller, Gunter Schreier, and John S. MacDonald), eds.(1999), The Global Land One-kilometer Base Elevation(GLOBE) Digital Elevation Model, Version1.0, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, U.S.A. Digital

Data Base on the World Wide Web ([URL:HYPERLINK
http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml](http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml)) and CD-ROMs.

Guardia, P., 1975, Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-Occidentale, Ph.D. Thesis, Université de Nice, France, 286 pp.

Guemache, M.A., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kharroubi, A., Amrani, A., Djellit H. & Yelles-Chaouche, A.K., 2007, On earthquake-related landslides: the case of the March 20th, 2006 Kherrata earthquake (Mw=5.3) and the Lâalam landslide (Babors chain, Wilaya of Bejaia, North-East Algeria). European Geosciences Union General Assembly, Vienne, Autriche, avril 2007.

Guidoboni, E., 1994, Catalogue of ancient earthquakes in the mediterranean area up to 10th century. Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 27.5x21.5, 504 p.

Guiraud, R., 1977, Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises. Bull. soc. Géol. Fr., XIX, 3, 646-650.

Hamdache, M., 1998, Seismic Hazard estimation in North Algeria, Natural Hazard, 18, 119-144.

Harbi, A., S. Maouche, A. Ayadi, D. Benouar, G. F. Panza, and H. Benhallou, (2004). Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: a step towards microzonation. Pageoph, 161, pp 949-967.

Harbi, A., Benouar, D. and Benhallou, H., 2003, Re-appraisal of seismicity and sesimotectonics in the north-eastern Algeria, Part I: Review of historical seismicity, J. Seismol. 7, 115-136.

Harbi, A., Maouche, S. and Ayadi, A., 1999, Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, 1999, J. Seismol. 3, 95-104.

Harp, E.L., Wilson, R.C., 1995, Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition hills earthquake strong-motion records. Bull Seismol Soc Am 85:1739-1757.

Harp, E.L., Wilson R.C., Wieczorek G.F., 1981, Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake. U.S. Geological Survey Prof. Paper 1204-A (35 p).

HARVARD : <http://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/CMT3>.

Hée, A., 1923, Etude du séisme algérien, du 25 Aout 1922, d'après les observations microsismiques, C.R. Acad. Sci., 176 : 39-41.

Hée, A., 1924, La fréquence des tremblements de terre en Algérie dans la période de 10 années (1911-1920), C.R.A.S..

Hée, A., 1929a, La fréquence des tremblements de terre en Algérie (1911-1924), B.C.S.I..

- Hée, A.**, 1929b, La fréquence des tremblements de terre en Algérie (1925-193), B.C.S.I..
- Hée, A.**, 1936, La fréquence des tremblements de terre ressentis en Algérie, Annales de physique du globe de la France d'Outre-mer.
- Hée, A.**,1950, Catalogue des secousses sismiques en Algérie pendant la période 1850-1911, Annales de l'institut de physique du globe de Strasbourg).
- Hée, A & Grandjean, A.**,1954, Les séismes de l'Algérie de 1940 à 1954,Annales de l' I.M.P.G.A..
- Hatzfeld, D.**, 1978, Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrébine, Thèse de Doctorat d'état, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 281 pp.
- Henares, J.**, Lopez-Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. & Palaez, J. A., 2003, Stress field in the Iberian-Maghrebi region, Journal of Seismology, **7** , 65-78.
- Herrero, A.**, 1994, Parameterization spatio-temporelle et spectral des sources sismiques: Applications au risqué sismique, thèse de doctorat de l'université de Paris VII, France, 152 pp.
- INGV** : <http://www.bo.ingv.it/RCMT>.
- Jibson, R.W.**, 1993, Predicting earthquake-induced landslide displacements using New mark's sliding block analysis. Transportation Research Record 1411:9–17.
- Kanamori, H.**, 1983b, Global seismicity in earthquakes: Observations, theory and interpretations, Proc. Intern. School of phys. 'Enrico Fermi', Italian Phys. Soc., H. Kanamori and E. Boschi, eds., North-Holland Pub. Co., Amsterdam, 596-608.
- Keefer, D.K.**, 1984, Landslides caused by earthquakes: geological society of America bulletin, v. 95:406–421.
- Keefer, D.K.**, 1999, Earthquake-induced landslides and their Plafker G, Galloway JP (Eds), Lessons learned from the effects on alluvial fans. J Sediment Res 69:84–104.
- Keefer, D.K.**, 2002, Investigating landslides caused by earthquakes. A historical review. Surveys In Geophysics 23:473–510.
- Keefer, D.K.**, Wilson R.C., 1989, Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi arid environments. In: Sadler PM, Morton DM (eds) Landslides in a semi-arid environment, vol 2. Inland Geological Society, USA, pp 118–149.
- Kherroubi, A.**, Déverchère, J., Yelles, A., Mercier de Lepinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracène, R., Gaullier, V. and Graindorge, D., 2009, Recent and active deformation pattern off the easternmost algerian margin, western Mediterranean Sea : New evidence for contractional tectonic reactivation, Marine geology, **261**, 17-32.
- King, G.**, and Vita Finzi, C., Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980,

Nature 292, 22-26, 1981.

Klein, F.W., 1978, Hypocenter location program HYPOINVERSE, U.S. Geol. Surv., Open-File Rept. 78-694, 113 pp.

Lammali, K., Bezzeghoud, M., Oussadou, F., Dimitrov, D. and Benhallou, H., 1997, Postseismic deformation at El Asnam (Algeria) in the seismotectonic context of North Western Algeria, *Geophys. J. Int.*, **129**, 597-612.

Korchi-Heddar, A., 2007, Néotectonique du bassin de Ténès et de ses environs: Approche Géologique et Géophysique, thèse de Magister en Géologie, option : Pétrologie-Structurologie, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne (U.S.T.H.B.), Alger, 159 pp.

Lammali, K., Bezzeghoud, M., Oussadou, F., Dimitrov, D. and Benhallou, H., 1997, Postseismic deformation at El Asnam (Algeria) in the seismotectonics context of North Western Algeria. *Geophys. J. Int.*, 129, 597-612.

Laouami, N., Slimani, A., Bouhadad, Y., Chikh, M., Larbes, S., Haddouche, D. (2006) Rapport préliminaire sur la caractérisation du séisme de Laâlam (choc principal du 20/03/2006). CGS unpublished report.

Lay, T. & Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, 521 pp.

Leikine, M., 1971, Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie). Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences Naturelles, Université de Paris.

Letouzey, J. and Tremolieres, P., 1980, Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparison with plate tectonic data. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **115**, 261-273.

Machane, D., Bouhadad, Y., Oubaiche, E.H., Hellel, M., Amrouche, F., Abbes, K., Messaoudi, M., Cheikh-Lounis, G., 2004, Description morphologique des effets induits par le séisme de Boumerdès (Algérie) du 21 mai 2003 (Mw = 6.8). *Mém. Serv. Géol. Alg.* 12: 133–146.

Machane, D., Bouhadad, Y., Cheikh-Lounis, G., Chatelain, J.-L., Oubaiche, E.H., Abbes, K., Guillier, B., Bensalem, R., 2008, Examples of geomorphologic and geological hazards in Algeria. *Natural Hazards* 45:295–308.

Mathewson, C.C., Clary, J.H., 1977, Engineering geology of multiple landsliding along I-45 road cut near Centerville, Texas *Rev in Eng Geol*, vol 3, Landslides, 213–223.

Mattauer, M., 1958, Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, N.S., Bull. n° **17**, 534 pp.

- McCaffrey**, R., Abers, G., and Zwick, P. 1991, Inversion of Teleseismic Body Waves, IASPEI, 81–166.
- McClusky**, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, and T. A., 2003, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138.
- Meghraoui**, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. and Benhamouda, F., 2004, Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geoph. Res. Lett.*, Vol., 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
- Meghraoui**, M. & Doumaz, F., 1996, Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.* 101, 17617-17644.
- Meghraoui**, M., Morel, J. L., Andrieux, J. & Dahmani, M., 1996, tectonique plio-quadernaire de la chaîne tell-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Géol.*, **167**, n° 1, pp. 141-157.
- Meghraoui**, M., 1989, Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October (north-central Algeria), *Terra Nova*, 3, 84-93, 1991.
- Meghraoui** M., 1988, Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie. paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud, 356 pp.
- Mokrane**, A., Aït Messaoud, A., Sebaï, A., Menia, N., Ayadi, A. and Bezzeghoud, M., 1994, Les séismes en Algérie de 1365 à 1992, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, supervised by M. Bezzeghoud and H. Benhallou, Alger-Bouzaréah, 277 pp.
- Morel**, J. L., and Meghraoui, M., The Goringe-Alboran-Tell (Galtel) tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary, *Geology*, 24, 755-758, 1996.
- Murphy**, W., 1995, The geomorphological controls on seismically triggered landslides during the 1908 straits of Messina earthquake, southern Italy. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 28:61–74.
- Nabelek**, J. -L. (1984), Determinations of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves, Ph.D., Thesis, MIT, Cambridge, USA.
- Negredo**, A., M., Bird, P., Galdeano and Bufo, E., 2002, Neotectonic modelling of the Ibero-Maghrebien region. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, B11, 2292, doi:10.1029/2001JB00074.
- Nocquet**, J-M., Calais, E., 2004, Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. In: Nocquet J.-M, Calais E. (eds) *Pure and Appl Geophys* 161(3):661–668. DOI 10.1007/s00024-003-2468-z.

- Obert, D.**, 1981, Etude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-VI, Mém. Sc. Terre **81-32**, 635 pp.
- Okunishi, K.M.**, Sonoda, M., Yokoyama, K., 1999, Geomorphic and environmental controls of earthquake-induced landslides. *Trans Jpn Geomorph Union* 20:351–368.
- Örgülü, G.**, Delouis, B., Huang, B-S, and D. Legrand, (2005). Discrimination of the fault plane by waveform modeling: A case study for moderate-sized earthquakes in Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (5), 1825-1840.
- Ouyed, M.**, Yielding, G., Hatzfeld, D. and King, G.C.P., 1983, An Aftershock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **73**, 605-639.
- Ouyed, M.** et al., (1981), Seismotectonics of the El Asnam earthquake, *Nature* 292, 26-31.
- Ouyed, M.**, 1981, Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 Octobre 1980: Etude des répliques, Ph.D. thesis, 227 pp., Univ. de Grenoble, Grenoble, France.
- Papadopoulos, G.A.**, Plessa, A., 2000, Magnitude-distance relations for earthquake-induced landslides in Greece. *Engineering Geology* 58(3–4):377–386.
- Phillip, H.** 1987, Plioquaternary Evolution of the Stress Field in the Mediterranean Zones of Subduction and Collision, *Annales Geophysicae*.5B,301–320.
- Pujol, J.**, 2003, Elastic wave propagation and generation in seismology, Cambridge university press, 444 pp.
- Riviera, L.** & Cisternas, A., 1991. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 600-614.
- Rothé, J.P.**, 1950, Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie, Pub. Serv., Cartes. Géol. Algérie, 40 pp.
- Roussel, J.** 1973, Les zones actives et la fréquence des Seismes en Algerie(1716–1970), *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 64. Fasc. 3-4, 211 p.
- Roussel, J.**, 1973, l'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus, *Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 64. Fasc. 3-4, 211 p.
- Ruegg, J. C.**, Kasser, M., Tarantola, A., Lepine, J. C. & Chouikrat, B., 1982, Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980 : Geodetic determination of vertical and horizontal movements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, no 6, pp. 2227-2244.
- Salichon, J.**, 2003, earthquake source study : Joint inversion of Broadband seismological data and SAR interferograms, PhD Thesis, swiss federal institute of technology Zurich, 170 pp.
- Sebaï-YahiaOuahmed, A.**, 1997, Analyse sismologique des séismes récents du sahel d'Alger, Thèse de magister de l'université des sciences et de la technologie Houari-Boumediene (USTHB), 178 pp.

- Semmane**, F., Campillo, M., & Cotton, F., 2005, Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data, *Geoph. Res. Lett.*, Vol., 32, L01305, doi:10.1029/2004GL01268.
- Selby**, M.J., 1966, Some slumps and boulder fields near Whitehall. *Journal of Hydrology. New Zealand* 5(2):35–44.
- Sidle**, R.C., Ochiai, H., 2006, Landslides: processes, prediction, and land use. *Water Resour Monogr*, vol 18, AGU, Washington, DC (312 p).
- Starkel**, L., 1976, The role of extreme (catastrophic) meteorological events in the contemporary evolution of slopes. In: Derbyshire E (ed) *Geomorphology and climate*. Wiley, NY, pp 203–246.
- Stein**, S. & **Wyssession**, M., 2003, *An Introduction to Seismology, Earthquake and Earth Structure*, Balckwell publishing Ltd.
- Stich**, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., L. And Morales, J. (2006), Kinematics of Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.
- Tanioka**, Y., and Ruff, L. 1997, Source time functions, *Seism. Res. Lett.* 68, 386–397.
- Tatar**, M., 2001, Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale : Le Zagros Central et l'Alborz (Iran), Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier-Grenoble I, 258 pp.
- Thomas**, G. 1985, Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mioplioquaternaire, Ph.D. Thesis, Université de Pau et Pays de l'Adour, France.
- Tocheport**, A., 2006, Modélisation cinématique de la rupture sismique : Approche détaillée du séisme de Kokoxili (14 novembre 2001), approche globale appliquée aux séismes intermédiaires et profonds, thèse de doctorat de l'université Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 203 pp.
- Udias**, A., 1999, *Principles of seismology*, Cambridge University Press, 475 pp.
- Udias**, A. and Buforn, E., 1988, Single and joint fault-plane solutions from first data in *Seismological Algorithms*, D. Doornbos (Editor) Academic, London, 443–453.
- Vallée**, M., 2003, Etude cinématique de rupture sismique en champ lointain: méthodes et résolution, thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier, Grenoble I, France, 166 pp.
- Vila**, J.M., 1980, La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-VI, 3 vol., 663 pp.
- Vogt**, J., 1984, Mouvements de terrain associés aux séismes en Afrique du Nord.

Méditerranée, No 1–2, 43–48 Wildi W (1983) La chaîne Tello-Rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue géologie dynamique et géographie physique*, vol 24, fasc. 3, 201–297.

Waldhauser, F., and W.L. Ellsworth, (2000). A double—difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.

Wells, D., et K. Coppersmith, 1994 - New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

Wildi, W., 1983, La chaîne Tello-Rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue géologie dynamique et géographie physique*, vol. **24**, fasc. 3, 201-297.

Wilson, R.C., 1993, Relation of Arias intensity to magnitude and distance in California. U.S. geological survey open-file report. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp 93–556

Wilson, R.C., Keefer, D.K., 1985, Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding. In: Ziony JI (ed) *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region. An earth-science perspective*, U.S. geological survey professional paper, vol 1360. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp 317–345.

Yelles-Chaouche, A., K., Djellit, H., Haned, S., Deramchi, A., Allili, T., Kerroubi, A., Beldjoudi, H., Semmane, F., Amrani, A., Haddana, Z., Chaoui, F., Aidi, C. and Alili, A., 2007, The Algerian digital network, *CSEM-EMSC newsletter*, pp. 7-8.

Yelles-Chaouche, A.K., Boudiaf, A., Djellit, H. and Bracène, R., 2006, La tectonique active de la région nord algérienne. *Comptes rendus des Géosciences*, **338**, 126-139.

Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Bezzeghoud, M. & Buforn, E., 2004, The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999, *Pure appl. Geophys.*, **161**, 607-621.

Yelles-Chaouche, A.K., Deramchi, A., Ferkoul, A. and Aoulaiche, K., *Bulletins annuels du service sismologique de 2002 à 2009*, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger.

Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Derder, M., Abtout, A. & Beldjoudi, H., 2000, The Ain Temouchent Earthquake of December 22th, 1999: Preliminary Investigations. XXVII General Assembly of the European Seismological Commission ESC. Lisbon, September.

Yelles-Chaouche, A.K., Deramchi, A., Ferkoul, A. and Aoulaiche, K., 2002, Les séismes en Algérie de 1992 à 2001, Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger, 216 pp.

Yelles-Chaouche, A.K., 2001, Recent Seismic Activity in Algeria, Workshop on the Geodynamics of the Western Part of the Eurasia-Africa Plate Boundary (Azores-Tunisia) San Fernando(Cadiz,Spain), 31 May – 2 June.

Yielding, G., Ouyed, M., King, G.C.P., and Hatzfeld, D., 1989, Active Tectonics of the Algerian Atlas Mountains: Evidence from Aftershocks of the 1980 El-Asnam Earthquake, Geophys. J. Int. 99,761–788.