

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR  
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITÉ FERHAT ABBAS-SÉTIF (ALGÉRIE)

THÈSE

Présenté à la Faculté des Sciences  
Département de Physique

Pour l'Obtention du Diplôme de

DOCTORAT DE SCIENCES

Option : Sismologie

Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie

ISSAM ABACHA

Soutenue publiquement le : 02/02/2015

Devant la commission d'examen :

AMEL HACHEMI	Présidente	Professeur à l'Université de Sétif
ABDELKARIM YELLES-CHAOUCHE	Directeur de thèse	Directeur de recherche CRAAG
FETHI SEMMANE	Co-directeur de thèse	Directeur de recherche CRAAG
MOHAMED TAHAR BENAZZOUZ	Examineur	Professeur à l'Université de Constantine
MOULLEY CHARAF CHABOU	Examineur	Maître de conférences à l'Université de Sétif
ABDELAZIZ KHERROUBI	Invité	Maître de recherche CRAAG

## Remerciements

*Au nom de Dieu le Clément, le Miséricordieux.*

*Quant le CRAAG avait proposé à l'Université Ferhat Abbas l'ouverture d'une post graduation en sismologie, je n'avais qu'un seul souhait, c'est d'y participer et de contribuer à mieux connaître la sismicité qui pouvait toucher ma chère ville natale Sétif ou peu de personnes sont sensibilisées au risque sismique. C'est pour cette raison, que je me suis engagé au maximum dans cette postgraduation et que j'ai accepté avec plaisir le sujet de thèse qui m'a été proposé par Mr Yelles. A près plusieurs années de dur labeur et à l'issu de cette thèse, je voudrais remercier tout ceux qui de près ou de loin ont contribué à ce travail :*

*Mais avant tout, je remercie Allah en premier lieu Dieu tout-puissant qui m'a donné la force et la volonté de continuer à travailler sérieusement et arriver à finir ce travail qui je l'espère constituera une contribution certaine à la connaissance de la sismicité de la région Est.*

*Je tiens par ailleurs à dédier ce travail à toutes les personnes, dont les noms viennent ci-après.*

*Je remercie infiniment Monsieur Yelles, Directeur du CRAAG et Directeur de cette thèse, qui m'a proposé ce premier sujet de ce genre pour notre région. Merci pour m'avoir encadré, suivi et orienté pendant ces années. Je remercie également pour tous les moyens qu'il m'a fournis pour me faciliter la tâche. Je lui souhaite, une longue vie et beaucoup de réussite dans sa noble carrière.*

*Je remercie également Monsieur Semmane, co-directeur de m'a thèse pour son dévouement, son aide, ses conseils ainsi que ses encouragements tout au long de ce travail.*

*Mes remerciements vont aux membres de jury:*

*Je remercie Madame Hachemi d'avoir accepté de présider mon jury de soutenance et pour ses cours qu'elle nous présentait sur le calcul tensoriel. A travers elle, je remercie tous les travailleurs de notre institut et de toute l'université de Sétif, pour leurs services et leur belle réception.*

*Je tiens à remercier les autres membres du jury Messieurs Benazouz, Chabou et Kherroubi pour le temps accordé à l'évaluation de ce travail.*

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

*Mes pensées vont particulièrement à Mr Amrani Azzouz, Allah errahmou, pour son amabilité et tout le soutien qu'il m'a apporté à ce travail. Que Dieu l'accueille dans son vaste Paradis.*

*Je remercie aussi mes collègues thésards pour leurs encouragements, leurs aides et les bons moments qui nous avons passé ensemble, en particulier Boulahia Oualid, Radi Zohir, Bendjama Hichem et Haned Abderrahmane. Nous étions comme des frères pour le travail en commun.*

*Vous, mes parents, je vous remercie très très fort, grâce à vous, Dieu m'a permis d'arriver à ce niveau. Merci pour vos Invocations en ma faveur, merci aussi pour vos encouragements, vos conseils et les conditions que vous m'avez préparé pour bien étudier. Aussi, je remercie tous mes frères et toutes mes sœurs.*

*Enfin, je remercie ma chère épouse pour son soutien quotidien indéfectible et sa patience devant les longs séjours que j'ai effectués durant cette thèse loin de ma maison. Je la remercie également pour les efforts qu'elle a fournies à notre ange « Tasnim », elle était comme un père et une mère. Merci d'être à mes côtés durant ces années !*

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

**Issam ABACHA**

Remerciements	I
Sommaire	III
Introduction générale	6

## CHAPITRE I : CADRE D'ETUDE REGIONAL

<b>I.1.</b>	<b>Introduction</b>	11
<b>I.2.</b>	<b>Cadre géodynamique de la Méditerranée</b>	11
<b>I.2.1.</b>	<b>Convergence Afrique (Nubie)-Eurasie</b>	11
<b>I.2.2.</b>	<b>Grands ensembles structuraux de la Méditerranée</b>	13
<b>I.2.3.</b>	<b>Contexte géodynamique et sismo-tectonique de la Méditerranée occidentale</b>	15
I.2.3.1.	Histoire géodynamique récente de la Méditerranée occidentale	15
I.2.3.2.	Cinématique actuelle et sismo-tectonique de la Méditerranée occidentale	18
<b>I.3.</b>	<b>Contexte géologique et sismotectonique du nord de l'Algérie</b>	21
<b>I.3.1.</b>	<b>Différentes unités géologiques du nord de l'Algérie</b>	21
I.3.1.1.	Les Kabyliques	22
I.3.1.2.	Les nappes de flyschs	23
I.3.1.3.	Les nappes telliennes	23
I.3.1.4.	<i>L'Atlas intra-continentale</i>	23
<b>I.3.2.</b>	<b>Sismotectonique du nord de l'Algérie</b>	23
<b>I.4.</b>	<b>Aléa sismique du nord de l'Algérie</b>	26
<b>I.4.1.</b>	<b>Les séismes destructeurs les plus récents durant la période instrumentale</b>	26
<b>I.4.2.</b>	<b>Intensité maximale observée et calculée</b>	26
I.4.2.1.	<i>L'intensité maximale observée (MOI)</i>	26
I.4.2.2.	<i>L'intensité maximale calculée (MCI)</i>	27
<b>I.4.3.</b>	<b>Accélération maximale du sol</b>	29
<b>I.5.</b>	<b>Conclusion</b>	30

## CHAPITRE II : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

<b>II.1.</b>	<b>Introduction</b>	32
<b>II.2.</b>	<b>Cadre géographique</b>	32
<b>II.3.</b>	<b>Cadre géomorphologique</b>	33
<b>II.4.</b>	<b>Cadre géologique</b>	34
<b>II.5.</b>	<b>Cadre sismotectonique</b>	35
<b>II.5.1.</b>	<b>Les principaux séismes de la région Est Algérienne</b>	36
II.5.1.1.	Sismicité historique	36
II.5.1.2.	Sismicité instrumentale	39
<b>II.5.2.</b>	<b>Les principales structures actives de la région Est Algérienne</b>	40
II.5.2.1.	Les structures actives à terre	40
II.5.2.2.	Les structures en mer	41
<b>II.6.</b>	<b>Conclusion</b>	42

## CHAPITRE III : ACQUISITION DES DONNEES ET METHODOLOGIE DE TRAITEMENT

<b>III.1.</b>	<b>Introduction</b>	44
<b>III.2.</b>	<b>Acquisition des données</b>	45
<b>III.2.1.</b>	<b>Réseau permanent Algérien de la surveillance sismique</b>	45
III.2.1.1.	Réseau REALSAS ( <i>Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte sismique</i> )	45
III.2.1.2.	Réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network)	46
<b>III.2.2.</b>	<b>Les réseaux temporaires</b>	48
III.2.2.1.	Campagne sismologique de 2007 dans la région de Mila	49
III.2.2.2.	Campagne sismologique de 2010 dans la région de Béni-Ilmane	53
III.2.2.3.	Campagne GPS de 2008 autour de la faille de Ain Smara	54
<b>III.3.</b>	<b>Traitement et analyse des données sismologiques</b>	55
<b>III.3.1.</b>	<b>Dépouillement</b>	56

III.3.2.	Localisation d'évènements	56
III.3.3.	Relocalisation d'évènements	56
III.3.4.	Distribution spatiale d'évènements	57
III.3.5.	Mécanismes aux foyers d'évènements	57
III.4.	Applications en sismologie	59
III.4.1.	Le transfert de Coulomb (CFF)	59
III.4.2.	La tomographie sismique	59
III.4.2.1.	Méthodologie	60
III.4.2.2.	Modélisation et résultats	60
III.5.	Conclusion	61

## CHAPITRE IV : LES ZONES SISMOGENES DU NORD-EST DE L'ALGERIE

IV.1.	Introduction	64
IV.2.	Analyse de la sismicité	64
IV.2.1.	Statistique de la sismicité	68
IV.2.1.1.	Valeur b (b-value) de notre région d'étude	69
IV.2.1.2.	La loi d'Omori généralisée pour notre région d'étude	72
IV.2.1.3.	Magnitude maximale	72
IV.3.	Zones sismogènes de la région Nord-Est de l'Algérie	72
IV.3.1.	Zone 1 : BABORS-NAPPES TELLIENNES SETIFIENNE	75
IV.3.1.1.	Cadre tectonique	75
IV.3.1.2.	Sismicité récente 2000-2014	77
a.	Le séisme de Laalam du 20 Mars 2006	77
b.	Le séisme de Béjaïa du 28 Novembre 2012	78
c.	La séquence sismique de Béjaïa du Mai 2013	81
IV.3.1.3.	Discussion et conclusion de la zone 1	84
IV.3.2.	Zone 2 : LA VALLEE DE LA SOUMMAM	87
IV.3.2.1.	Cadre tectonique	87
IV.3.2.2.	Sismicité récente 2000-2014	88
a.	Le séisme de Béni-Ouartilane du 10 Novembre 2000	88
b.	La sismicité de la région d'El Hachimia	94
IV.3.2.3.	Discussion et conclusion de la zone 2	95
IV.3.3.	Zone 3 : HODNA-BIBANS	97
IV.3.3.1.	Cadre sismo-tectonique	97
IV.3.3.2.	Sismicité récente 2000-2014	100
a.	La séquence sismique de Béni-Ilmane en Mai 2010	100
b.	La crise sismique de Bir-Haddada du 11 Juillet 2010	100
IV.3.3.3.	Discussion et conclusion de la zone 3	102
IV.3.4.	Zone 4 : LA REGION DE BATNA	104
IV.4.3.1.	Cadre sismo-tectonique	104
IV.4.3.2.	Sismicité récente 2000-2014	105
a.	La crise sismique d'El Madher le 10 Avril 2010	105
IV.4.3.3.	Discussion et conclusion de la zone 4	109
IV.3.5.	Zone 5 : BASSIN CONSTANTINE-MILA	110
IV.3.5.1.	Cadre sismotectonique	110
IV.3.5.2.	Sismicité récente 2000-2014	113
a.	La région de barrage de Hammam Grouz	113
b.	La région de Djebel Akhal (la crise de Mila du Décembre 2007)	115
c.	La région de Guettar El Aich	115
d.	La région nord de Constantine	116
IV.3.5.3.	Discussion et conclusion de la zone 5	118
IV.3.6.	Zone 6 : LA PETITE KABYLIE	120
IV.3.6.1.	Cadre structural et sismotectonique	120
IV.3.6.2.	Sismicité récente 2000-2014	121
a.	Sismicité de la région d'Azzaba	121
IV.3.6.3.	Discussion et conclusion de la zone 6	123
IV.3.7.	Zone 7 : LE BASSIN D'ANNABA	125
IV.3.7.1.	Cadre sismotectonique	125
IV.3.8.	Zone 8 : BASSIN DE GUELMA ET SES ENVIRONS	126

IV.3.8.1.	Cadre structural et sismotectonique	126
IV.3.8.2.	Sismicité récente 2000-2014	127
a.	Sismicité de la région de Roknia	127
IV.3.8.3.	Discussion et conclusion de la zone 8	128
<b>IV.3.9.</b>	<b>Zone 9 : ATLAS INTRA-CONTINENTAL</b>	129
IV.3.9.1.	Cadre structural et sismotectonique	129
IV.3.9.2.	Sismicité récente 2000-2014	130
a.	<i>Le séisme d'El Oued du 09 Juillet 2007</i>	130
IV.3.9.3.	Discussion et conclusion de la zone 9	131
<b>IV.4.</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	132

## CHAPITRE V : SISMICITE INDUITE EN ALGERIE, CAS DE LA CRISE SISMIQUE DE MILA LE 30 NOVEMBRE 2007

<b>V.1.</b>	<b>Introduction</b>	137
<b>V.2.</b>	<b>Généralités sur la sismicité induite</b>	138
V.2.1.	Sismicité induite naturelle	139
V.2.2.	Sismicité induite d'origine anthropique (sismicité induite provoquée)	139
<b>V.3.</b>	<b>Sismicité induite dans notre région d'étude</b>	142
<b>V.3.1.</b>	<b>Sismicité induite de la région de Mila</b>	142
V.3.1.1.	The earthquake swarm of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria (Article en Anglais)	142
V.3.1.2.	Statistiques de la crise de Mila du Décembre 2007	160
V.3.1.3.	Sismicité induite autour du barrage de Grouz et de Béni-Haroun	160
<b>V.3.2.</b>	<b>Sources thermales et la sismicité</b>	161
<b>V.4.</b>	<b>Conclusion</b>	164

## CHAPITRE VI : SEQUENCE SISMIQUE DE BENI-ILMANE (NORD-CENTRAL DE L'ALGERIE) EN 2010

<b>VI.1.</b>	<b>Introduction</b>	167
<b>VI.2.</b>	<b>The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010 (Article en Anglais)</b>	167
<b>VI.3.</b>	<b>Statistiques de cette séquence</b>	184
<b>VI.4.</b>	<b>Etude des paramètres de la source du séisme de Béni-Ilmane en Mai 2010</b>	185
<b>VI.4.1.</b>	<b>Acquisition et méthode de l'analyse</b>	185
VI.4.1.1.	Instruments et traitement des données	185
VI.4.1.2.	Estimation de paramètres de la Source	187
<b>VI.4.2.</b>	<b>Résultats</b>	189
<b>VI.5.</b>	<b>Variation de contraintes statiques suite à la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010</b>	192
VI.5.1.	Changement de la contrainte de Coulomb sur une faille spécifiée	192
VI.5.2.	Changement de la contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées	195
<b>VI.6.</b>	<b>Seismic tomography of the area of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, north-central Algeria (Article en Anglais)</b>	197
<b>VI.7.</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	208
	<b>DISCUSSION GENERALE</b>	210
	<b>CONCLUSION GENERALE</b>	212
	<b>REFERENCES</b>	215
	<b>LISTE DES FIGURES</b>	227
	<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	234

## Introduction générale

L'occurrence des séismes en Algérie du Nord reste une thématique de recherche d'importance pour de nombreuses raisons qui sont aussi bien d'ordre scientifique que sociale du fait de leur impact désastreux sur le développement socio-économique du pays.

L'intérêt pour la sismicité en Algérie du Nord a débuté au 19<sup>ème</sup> siècle lors de la période française. De nombreuses publications (Perrey, 1847-1870, Aucapitaine, 1856 ; Glautier de Claubry, 1856 ; Cochard, 1867) ont relaté l'occurrence d'événements parfois importants t.q. celui de Djidjelli de 1856 ou celui de Tenes en 1891.

Ce n'est qu'à l'avènement de la période instrumentale (1910), avec l'installation de quelques stations sismologiques, au niveau de barrages (Oued Fodda, Relizane, Tlemcen) que les premiers enregistrements de secousses sismiques ont pu être obtenus. Grâce aux données collectées, les premiers catalogues de sismicité (Hée, 1950; Rothé, 1950; Grandjean, 1954; Benhallou, 1971 et Roussel 1973) ont été produits mettant en exergue le travail remarquable de Melle Hée auteur de nombreuses publications entre 1919 et 1950.

Après l'indépendance de l'Algérie, l'IMPGA (l'Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Algérie) s'est attelé à produire les premières cartes sismiques du pays au travers les informations collectées par les enquêtes macrosismiques et par l'exploitation des quelques enregistrements sismiques.

Ce n'est en réalité qu'après l'occurrence du séisme destructeur d'El Asnam du 10 Octobre 1980 ( $M_s : 7.3$ ) coïncidant avec l'avènement de la tectonique des plaques qu'un bond remarquable fut réalisé dans la compréhension de la sismicité algérienne.

Les nombreuses études menées alors se focalisèrent sur le séisme et sur ses retombées en matière scientifique. Plusieurs équipes scientifiques se relayèrent à l'époque pour étudier cet événement sur tous ces aspects. Il était ainsi montré pour la première fois que ce séisme avait pour origine la convergence des deux plaques Eurasiatique et Africaine et qu'il témoignait de la déformation du bassin du Haut Cheliff (ex : Ouyed et al. 1981 et Meghraoui, 1988).

Au travers toutes les études sismologiques historiques et récentes et grâce à l'avènement du premier réseau sismologique de surveillance sismique REALSAS (Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique) en 1989, ont pu apparaître les premières cartes de sismicité fiables mais aussi les premières études d'Aléa sismique montrant ainsi la répartition spatiale des événements sismiques. Plusieurs traits majeurs furent mis en relief t.q.

- La concentration des séismes dans la région Nord surtout Tellienne. Cette chaîne se présente en effet comme la région de l'Algérie où se produit la plus importante sismicité en raison d'une déformation crustale plus élevée par rapport aux autres zones de l'Algérie.

Ce niveau de déformation est en fait lié à la convergence des deux plaques Africaine et Eurasiatique avec une direction de convergence NO-SE, indiquée par la plupart des modèles géologiques ou géodésiques qui est  $N45W \pm 20-30^\circ$  (Argus et al. 1989; DeMets et al. 1990, 1994, 2010; Calais et al. 2003; Fernandes et al. 2003; McClusky et al. 2003; Serpelloni et al. 2007; Sella et al. 2002; Altamimi et al, 2007, 2011; Reilinger et al, 2006; Nocquet et al, 2006; D'Agostino et al, 2008; Kreemer et Holt, 2001 et Prawirodirdjo et Bock, 2004).

Du point de vue amplitude, la vitesse de convergence varie de 3 à 8.3 mm/an à la longitude de la Sicile, de 1.8 à 5.3 mm/an à la longitude de Gibraltar ( $10^\circ W$ ) et de 2.7 à 6.6 mm/an à longitude d'Alger, ce qui donne des taux beaucoup plus élevés par rapport à la partie Alpine Européenne.

- La sismicité Algérienne est généralement modérée mais parfois des événements destructeurs se produisent. Parmi les plus récents, ceux du 24 juin 1910 à Aumale ( $M_s=6.6$ )(Benouar, 1994), du 09 septembre 1954 à Orléanville ( $M_s=6.7$ )(Rothé et al. 1955), du 10 Octobre 1980 à El Asnam ( $M_s=7.3$ )(ex : Ouyed, 1981 et Meghraoui, 1988), du 25 Octobre 1985 à Constantine ( $M_s=6.0$ )(ex : Bounif et al. 1987), du 29 octobre 1989 à Tipaza (Mont Chenoua) ( $M_w=6.0$ )(Bounif et al. 2003), du 22 Décembre 1999 à Ain Temouchent ( $M_w=5.7$ )(Yelles-Chaouche et al. 2004a) et du 21 Mai 2003 de Boumerdes ( $M_w=6.8$ )(ex : Yelles-Chaouche et al. 2004b). Ces événements sismiques qui ont générés des effets désastreux ont montré la vulnérabilité de notre pays face au risque sismique en raison d'une importante concentration démographique et industrielle existante dans le nord de l'Algérie.

- La décroissance de cette sismicité vers la région saharienne avec une quasi absence de sismicité dans la région des Hauts Plateaux.

L'un des traits marquants de la sismicité Algérienne est **sa concentration à l'Est**. Ce sont en effet près de 2/3 des évènements sismiques en Algérie qui se produisent dans cette région. Ce trait marquant a donc retenu notre attention et explique le pourquoi de cette thèse proposé par Mr Yelles. Il faut également dire que cette région est restée peu étudiée alors que des séismes importants s'y sont produits t.q. le séisme de Djidjelli de 1856, (Benhallou, 1985) et ou plus récemment les séismes de Constantine de 1985 (Bounif et al. 1987 et Dechamps et al. 1991), de Beni-Ouartilane en 2000 (Bouhadad et al. 2003), de Laalam en 2006 (Beldjoudi et al. 2009) et de Beni-Ilmane en 2010 (Yelles-Chaouche et al. 2013a).

C'est donc à la faveur de la sortie de la promotion de Magister en sismologie de l'Université Ferhat Abbas avec le concours du CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique) que m'a été donné l'opportunité de réaliser cette thèse afin d'étudier de plus près l'activité sismique de la région Est-Algérienne.

Ce travail représente donc une contribution à la connaissance de l'Aléa sismique de la région Nord-Est de l'Algérie. Par chance, et juste après le début de cette thèse, plusieurs événements majeurs se sont produits. Parmi les deux plus importants événements sismiques qui ont marqué récemment la région, il s'agit de la crise sismique induite de Mila en 2007 proche du plus grand barrage d'Algérie du Nord, le barrage de Beni Haroun, et la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010. Ces deux événements, ont été suivis par des campagnes d'enregistrements instrumentales permettant une étude approfondie en termes de localisation et relocalisation, détermination des mécanismes aux foyers, des champs de contraintes, des paramètres de la source, de la CFF (Coulomb Failure Function) et de la tomographie sismique.

Cette thèse, la première du genre pour toute cette région, a eu donc pour objectifs majeurs :

- d'étudier l'activité sismique de cette région Nord-Est,
- d'identifier lorsque possible les principales structures actives,
- et de délimiter les différentes zones sismogènes.

Cette thèse est donc constituée de six (06) chapitres qui peuvent être résumés et évalués comme suit.

Le **chapitre I** introductif est consacré à poser la problématique et à faire une synthèse bibliographique sur :

- Le contexte géodynamique régional des deux plaques Africaine et Eurasiatique
  - La sismicité Algérienne qui est concentrée généralement dans l'Atlas Tellien.
- Ont été intégrés les résultats de l'Aléa sismique (PGA, MOI et MCI) (Peak Ground Acceleration, Maximum Observed Intensities et Maximal Calculated Intensities) effectuées dans cette zone.

Le **chapitre II** est consacré à présenter la région Est Algérienne en terme de : cadre géographique, géomorphologique, géologique et sismotectonique.

Le **chapitre III** est consacré à présenter l'acquisition, le traitement et l'analyse des données sismologiques au niveau du CRAAG.

Le **chapitre IV**, représente une analyse de l'activité sismique de la région Nord-Est de l'Algérie et une délimitation de neuf (09) zones sismogènes de cette région sur la base des données géologiques, tectonique active et les données sismologiques (répartition spatiale de la sismicité, mécanismes aux foyers et l'analyse statistique de la sismicité). Cette partie insiste sur tous les événements majeurs récents qui ont touché la région telles que : le séisme de Béni-Ouartilane, la crise de Roknia dans le bassin de Guelma ou la crise de Bejaia.

Le **chapitre V**, représente une étude de sismicité induite, rencontrée pour la première fois dans cette région. Cette crise sismique qui a frappée la zone de transfert d'eau entre le barrage d'Oued Athmania et le barrage majeur de Beni Haroun, s'est produite pendant près d'un mois s'étalant du mois de Décembre 2007 à Janvier 2008. Cette étude a fait l'objet d'une publication scientifique dans **la revue Natural Hazard**.

Le **chapitre VI** est enfin consacré à étudier la séquence sismique qui a frappée en 2010 la région de Béni-Ilmane (Nord Ouest de la ville de Msila). Cette étude a fait l'objet en 2013 d'une publication scientifique dans **la revue PAGEOPH**. Cette étude a été de nouveau poursuivie par une étude tomographique qui s'est achevée par une publication présentée dans **la revue SpringerPlus**. Enfin, cette étude propose une analyse spectrale des ondes de volume pour calculer les paramètres de la source et le processus de transfert de contraintes par le biais de la CFF. Cette étude devra faire l'objet ultérieurement d'une note scientifique.

La **conclusion générale** dégage une discussion sur tous ces nouveaux résultats obtenus et sur les perspectives importantes qui font suite à ce travail.

---

## Chapitre I : Cadre d'étude régional

---

- I.1. Introduction**
  - I.2. Cadre géodynamique de la Méditerranée**
    - I.2.1. Convergence Afrique (Nubie)-Eurasie**
    - I.2.2. Grands ensembles structuraux la Méditerranée**
    - I.2.3. Contexte géodynamique et sismotectonique de la Méditerranée occidentale**
      - I.2.3.1. Histoire géodynamique de la Méditerranée occidentale
      - I.2.3.2. Cinématique actuelle et sismotectonique de la Méditerranée occidentale
  - I.3. Contexte géologique et sismotectonique du nord de l'Algérie**
    - I.3.1. Différentes unités géologiques du nord de l'Algérie**
      - I.3.1.1. Les Kabyliques
      - I.3.1.2. Les nappes de flyschs
      - I.3.1.3. Les nappes telliennes
      - I.3.1.4. *L'Atlas intra-continentale*
    - I.3.2. Sismotectonique du nord de l'Algérie**
  - I.4. Aléa sismique du nord de l'Algérie**
    - I.4.1. Les séismes destructeurs les plus récents durant la période instrumentale**
    - I.4.2. Intensité maximale observée et calculée**
      - I.4.2.1. *L'intensité maximale observée (MOI)*
      - I.4.2.2. *L'intensité maximale calculée (MCI)*
    - I.4.3. Accélération maximale du sol**
  - I.5. Conclusion**
-

## I.1. Introduction

Dans la région Méditerranéenne s'affrontent les plaques Africaine et Eurasiatique. La frontière de plaque associée à cette convergence correspond à une zone de déformation s'étalant du point triple des Azores (Océan Atlantique) jusqu'à la région Anatolienne (Turquie). Cette convergence a conduit à la création des chaînes de montagnes qui entourent la Méditerranée. Cette déformation de la région méditerranéenne est associée à une sismicité qui touche un certain nombre de pays des deux rives. Cette sismicité semble prononcée dans la région de l'Arc Sicilo-Calabrais et dans la région Egéenne alors qu'elle apparaît modérée dans la région Maghrébine.

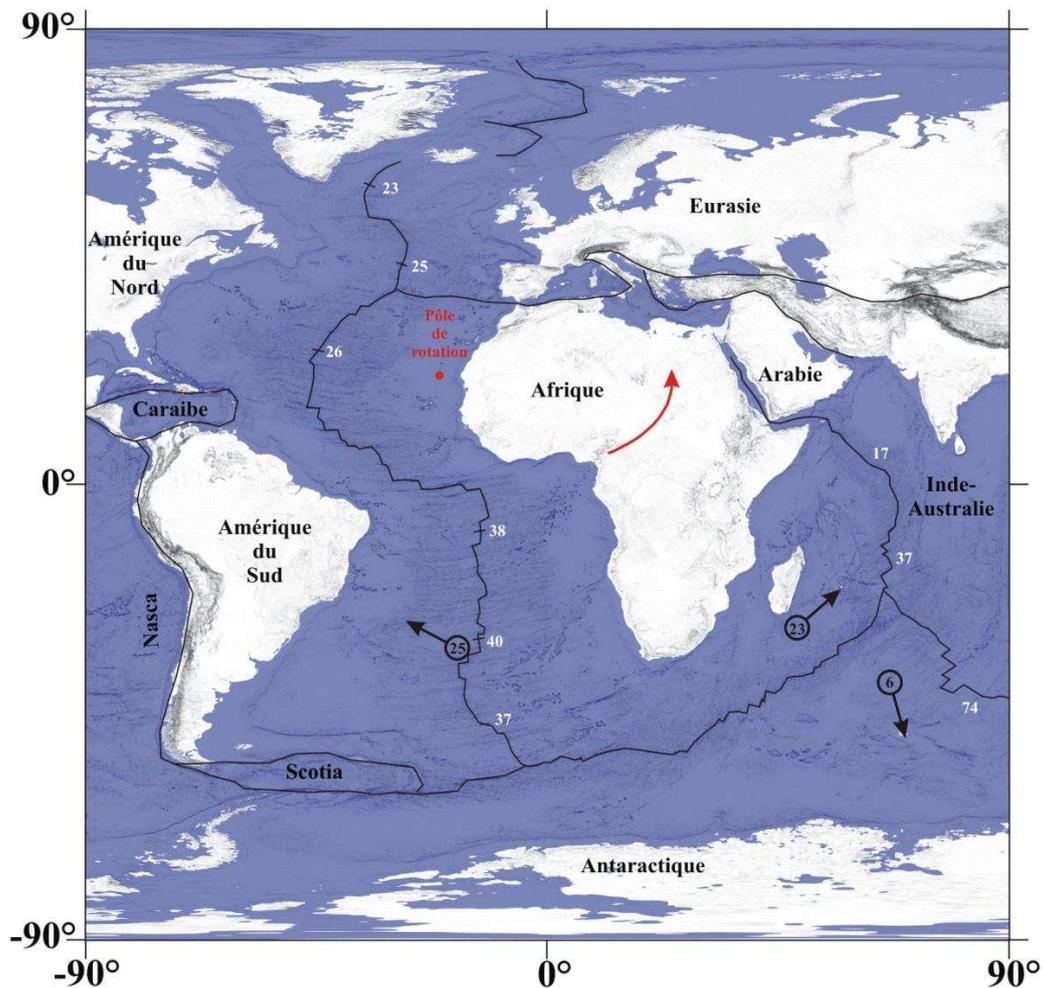
Dans le nord de l'Algérie, l'activité sismique qui résulte de cette convergence se concentre principalement dans la chaîne Tellienne où des événements modérés à forts se sont produits. La région la plus active reste la partie côtière de la chaîne dans la jonction avec la partie offshore. De nombreux événements importants sont mentionnés dans les catalogues comme l'événement d'Oran de 1790, les événements d'Alger de 1365, 1716, l'événement Djidjelli de 1856 et le dernier de Boumerdès en 2003.

La sismicité au nord de l'Algérie trouve donc son origine dans le contexte géodynamique de la région ouest Méditerranéenne.

## I.2. Cadre géodynamique régional de la Méditerranée

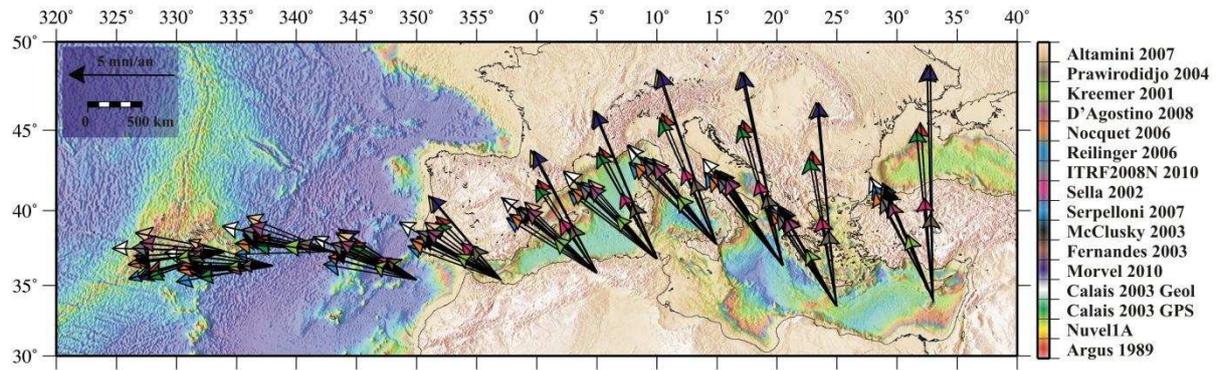
### I.2.1. La convergence Afrique (Nubie)-Eurasie

La convergence de la plaque Afrique vers la plaque Eurasie est liée à l'expansion océanique au niveau de la dorsale médio-Atlantique. Les vitesses d'extension obtenues indiquent une ouverture moyenne pour l'Atlantique nord (entre les plaques Eurasie-Amérique du Nord) de 25 mm/an alors qu'elle atteint 40 mm/an pour l'Atlantique sud (Afrique-Amérique du Sud) (**Figure I.1**). Cette différence de vitesse d'ouverture a pour conséquence un mouvement de rotation antihoraire de la plaque africaine par rapport à l'Europe avec un pôle de rotation situé au niveau des Iles Canaries. La valeur actuelle de ce pôle est donnée par le modèle cinématique global NUVEL1A (DeMets et al. 1990; DeMets et al. 1994) qui propose un pôle situé à (longitude  $-20.6^{\circ}\text{E}$ , latitude  $21.0^{\circ}\text{N}$ ,  $0.13 \pm 0.02^{\circ}/\text{Ma}$ ) (**Figure I.1**). La plupart des études récentes sont en accord avec un pôle Eulérien, situé au large de l'ouest de l'Afrique (long  $25 \pm 5^{\circ}\text{W}$ , lat  $5 \pm 5^{\circ}\text{S}$  et vitesse angulaire de  $0.06 \pm 0.01^{\circ}/\text{Ma}$ ).



**Figure I.1.** Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie (modifié d'après Nocquet, 2002).

Les directions de convergence sont plus au moins compatibles entre les modèles. La direction de convergence en Méditerranée orientale est comprise entre N0 et N330, et en Méditerranée occidentale, entre N350 et N300. Par exemple, le mouvement relatif de la Nubie par rapport à l'Eurasie, en Méditerranée occidentale est de  $5.3 \pm 0.1$  mm/an dans une direction  $N46 \pm 2^\circ W$  à la longitude de la Sicile et de  $4.5 \pm 0.2$  mm/an dans une direction  $N75 \pm 1^\circ W$  à longitude  $10^\circ W$  d'après le modèle de Nocquet (Nocquet et al. 2006 et 2012) (**Figure I.2**).



**Figure I.2.** Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur des modèles géologiques (mouvement moyenne sur 3.16 Ma) et géodésiques (Argus et al. 1989; DeMets et al. 1990, 1994, 2010; Calais et al. 2003; Fernandes et al. 2003; McClusky et al. 2003; Serpelloni et al. 2007; Sella et al. 2002; Altamimi et al, 2007, 2011; Reilinger et al, 2006; Nocquet et al, 2006; D'Agostino et al, 2008; Kreemer et Holt, 2001 et Prawirodirdjo et Bock, 2004).

### I.2.2. Grands ensembles structuraux de la Méditerranée

La géologie de la Méditerranée occidentale est caractérisée par une ceinture de bouclier plis-et-failles entourant deux principaux bassins : il s'agit des bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien formés de croûte océanique récente (Miocène). Dans la Méditerranée orientale et dans les fonds océaniques méditerranéens, on rencontre le troisième bassin au sud des fosses Helléniques qui est formée d'une croûte océanique mésozoïque (**Figure I.3**).

Associé à l'existence de ces bassins, on peut affirmer que les différents processus géodynamiques qui marquent actuellement la région Méditerranéenne (Jolivet, 1997) sont :

**Les zones de subductions :** La lithosphère océanique de la Méditerranée orientale subducte sous les deux arcs Hellénique et Calabrais. Les fosses Helléniques ne représentent pas le front de subduction mais des fossés d'avant-arc en extension. Les deux zones de subduction passent latéralement à des zones de collision au débouché de la mer Adriatique et au sud de la Turquie.

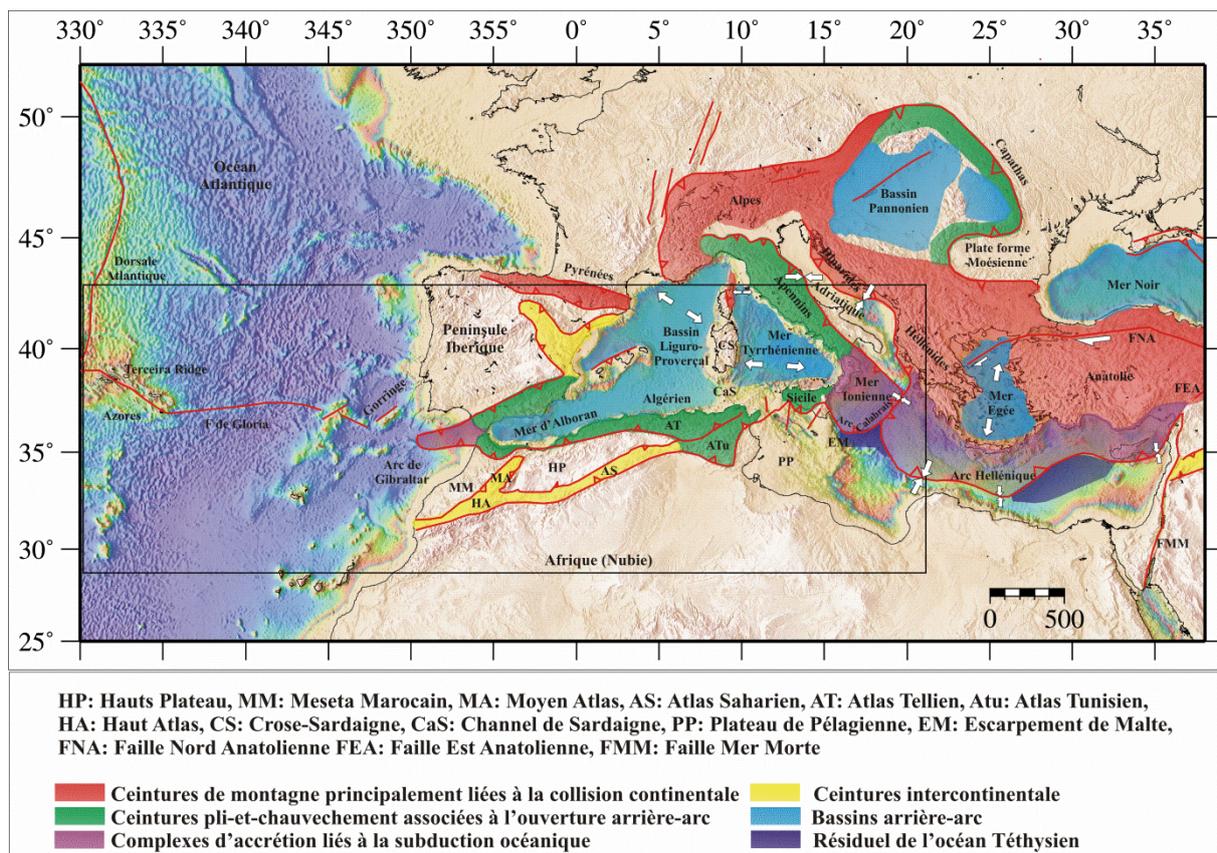
**Les zones de collisions :** Elles apparaissent dans :

La chaîne Dinaro-Hellénique. Cette chaîne se prolonge à l'Est par la chaîne des Taurides en Turquie et plus loin encore rejoint la ceinture péri-Arabe (Zagros et Oman) et l'Himalaya.

Les deux rives de l'Adriatique : le long du tronçon Dinarique (îles ioniennes) et au front de la chaîne des Apennins. Ces deux zones de collision sont actives et reliées au nord par la chaîne des Alpes (Balkans).

La chaîne de Maghrébides : qui se prolonge en Afrique du Nord sur toute la marge nord-africaine depuis les rives de l'Atlantique jusqu'en Tunisie.

La chaîne des Pyrénées : Celle-ci résulte de la fermeture d'un rift Crétacé entre la péninsule Ibérique et la plateforme européenne à l'Eocène.



**Figure I.3 :** Contexte tectonique actuel et les principaux domaines structuraux de la Méditerranée (modifié d'après Serpelloni et al. 2007).

**Les zones d'extrusion :** A l'extrême Est du domaine méditerranéen, le bloc anatolien coulis très rapidement vers l'Ouest, le long de la Faille Nord Anatolienne. Ce bloc anatolien est expulsé vers les zones de subduction helléniques par la collision Arabie-Eurasie de l'Est de l'Anatolie.

**Les zones d'extension post-collision :** Dans la Méditerranée occidentale, les bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien, ainsi que la Mer d'Alboran, sont situés sur l'emplacement des zones internes des Apennins et des Maghrébides. L'extension de la Mer Tyrrhénienne se superpose aux structures compressives des Apennins internes et de la Corse alpine.

L'ouverture de ces bassins a débuté à la fin de l'Oligocène et se poursuit aujourd'hui dans le sud de la Tyrrhénienne au nord de la Sicile.

En Méditerranée orientale, la Mer Egée est située sur l'emplacement d'une chaîne de collision faisant le lien entre les Hellénides et les Taurides. L'ouverture de la Mer Egée, est active depuis le début du Miocène.

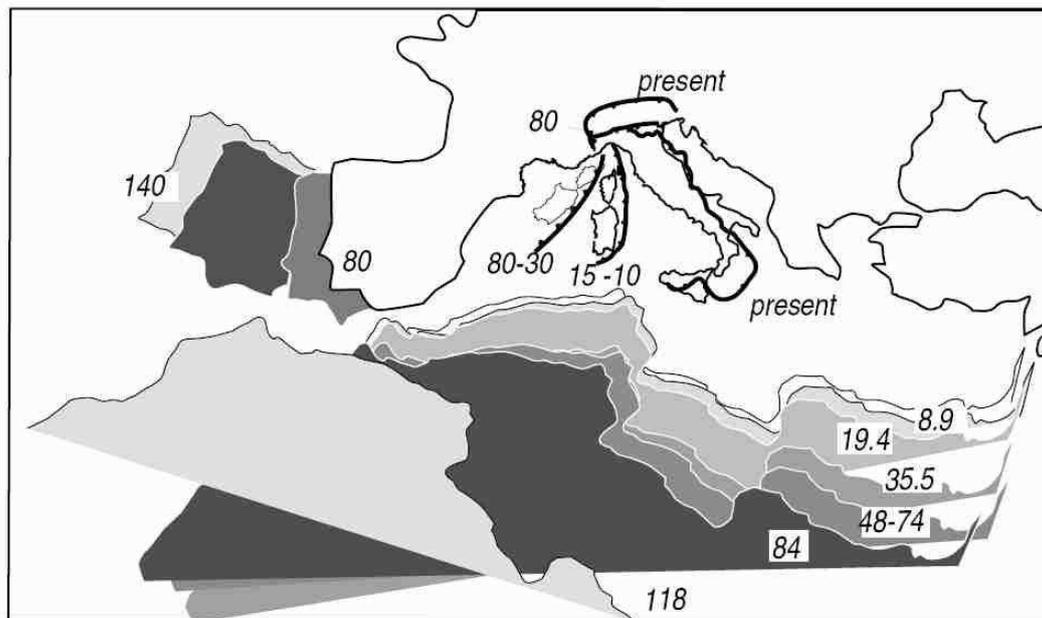
### **I.2.3. Contexte géodynamique et sismo-tectonique de la Méditerranée occidentale**

#### **I.2.3.1. Histoire géodynamique récente de la Méditerranée occidentale**

L'histoire de la Méditerranée occidentale est liée à l'histoire du mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie et de l'océan qui les sépare, la Téthys. À partir du Crétacé supérieur (84 Ma), la trajectoire de la plaque africaine est modifiée suite à l'ouverture de l'Atlantique Sud, ce qui provoque le début de la convergence entre l'Europe et l'Afrique (**Figure I.4**). C'est dans ce contexte général de convergence que vont se former les bassins de Méditerranée occidentale.

A l'Oligocène, extension et compression affectent simultanément le domaine méditerranéen menant (1) d'une part à une extension continentale importante en région d'Alboran et au nord du bassin Tyrrhénien, allant jusqu'à l'océanisation dans les bassins Liguro-Provençal, algérien et sud Tyrrhénien (**Figure I.3**), et (2) d'autre part à la formation de chaînes de montagne sur le pourtour Méditerranéen telles que les Alpes, les Maghrébides, les Apennins et Cordillère Bético-Rifaine (**Figure I.3**).

Nous présentons une reconstruction géodynamique de la Méditerranée occidentale au cours des dernières 35 Ma (**Figures I.5 et I.6**).

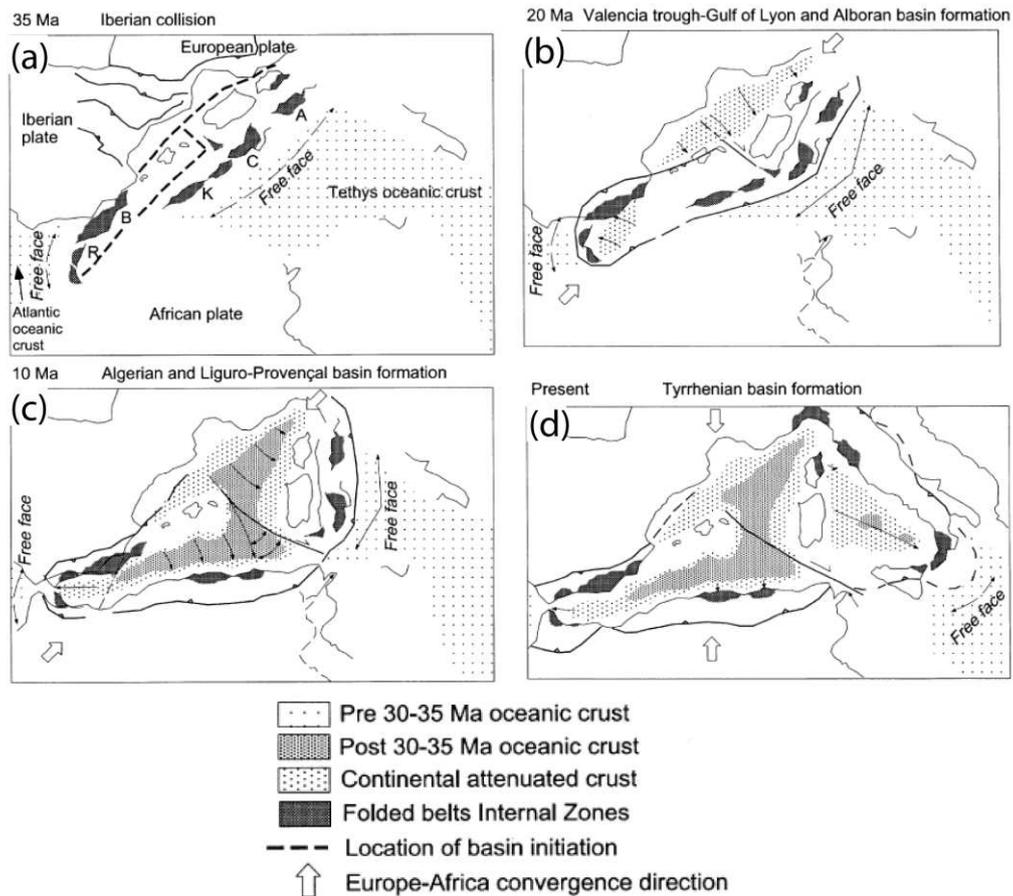


**Figure I.4 :** Mouvement de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasiennne fixe (Faccenna et al. 2001) et du front de subduction téthysien du Crétacé à l'actuel.

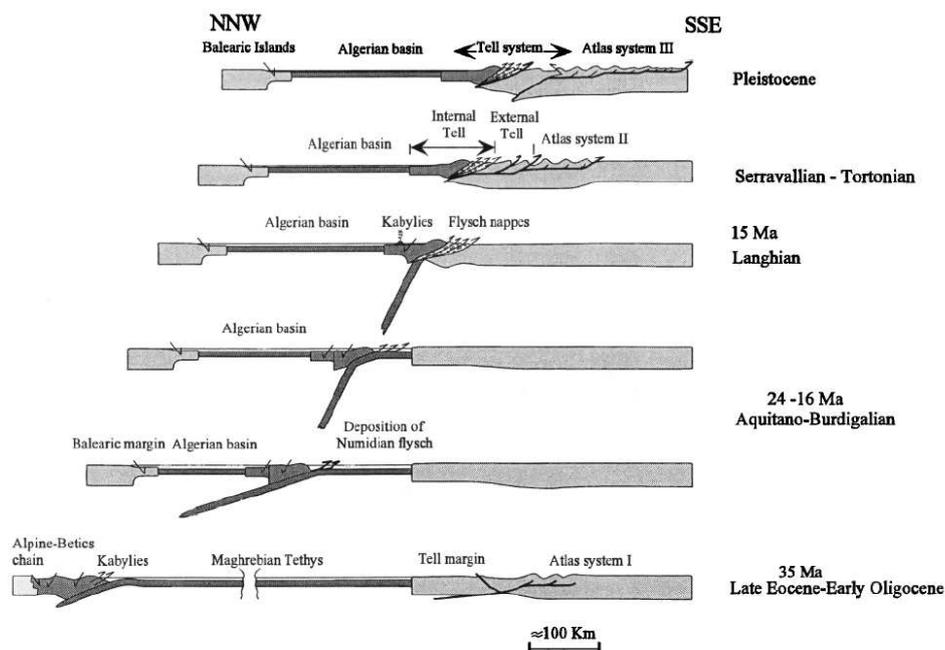
Des reconstructions récentes par mesures paléomagnétiques indiquent que le rifting du bassin algéro-provençal date de l'Oligocène moyen-supérieur (Speranza et al. 2002), et que le bassin algérien a commencé à s'ouvrir au Miocène à l'arrière de la subduction de la Téthys, entraînant la dérive du domaine AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritain, Calabre) vers le sud-est approximativement entre 30 et 15 Ma (**Figures I.5 et I.6**) (ex. Mauffret et al, 2004).

L'ouverture du bassin algérien se termine au moment où les Kabylies sont totalement accrétées à la plaque africaine entre 13 et 18 Ma (ex : Mauffret et al. 2004).

Après la collision des Kabylies avec le continent africain, la déformation migre vers le sud, et le Tell et l'Atlas sont affectés par des plis de la mi- à fin Miocène. Certains auteurs (Maury et al. 2000, Gelabert et al. 2002) pensent que c'est à cette époque que les nappes telliennes se mettent en place. C'est à cette période, après la collision, que de probables grands mouvements décrochants entraîne le bloc Alboran vers l'ouest (par exemple: Mauffret et al. 2004).



**Figure I.5 :** Reconstruction de la Méditerranée Occidentale depuis 35 Ma (Gelabert et al. 2002) impliquant la subduction de la Téthys maghrébine sous l'Eurasie et la formation en arrièrearc d'un bassin océanique: le bassin algéro-provençal, avec un retrait de la subduction vers l'est (Calabre) et l'ouest (Alboran).



**Figure I.6 :** Évolution du bassin Est Algérien depuis l'Oligocène et sur un transect NNO-SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne (Frizon de Lamotte et al. 2000)

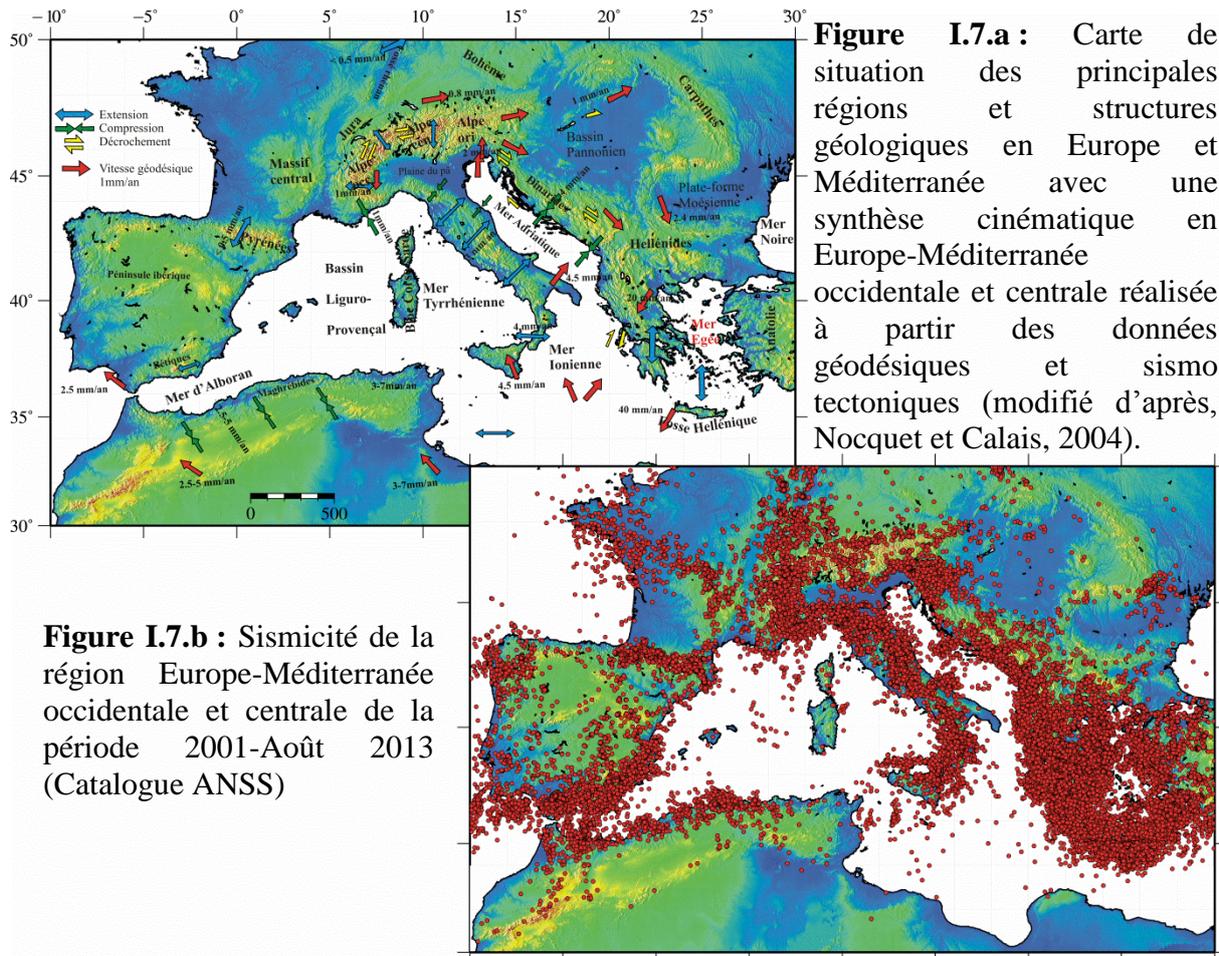
### I.2.3.2. Cinématique actuelle et sismo-tectonique de la Méditerranée occidentale

La Méditerranée occidentale représente une zone de déformation complexe répartie le long de la ceinture tectonique active liée à la convergence lente entre les deux plaques. Pour étudier la cinématique actuelle de cette zone, plusieurs travaux basés sur la géodésie spatiale (par exemple GPS), la sismicité, les mécanismes aux foyers et les moments sismiques ont été réalisés. La **Figure I.7.a**, représente une synthèse cinématique en Europe-Méditerranée occidentale et centrale réalisée à partir des données géodésiques (VLBI, SLR et GPS) et sismo-tectoniques (Nocquet et Calais, 2004), et ceci afin de matérialiser les zones de déformation (taux et directions de déformation).

1) **La direction de convergence**, indiquée par la plupart des modèles, est  $N45W \pm 20-30^\circ$ . En amplitude, la vitesse de convergence va de 3 à 8.3 mm/an à la longitude de la Sicile et de 1.8 à 5.3 mm/an à la longitude de Gibraltar et de 2.7 à 6.6 mm/an à longitude d'Alger.

2) **La région de Gibraltar, Rif, Bétique et Mer d'Alboran** : il faut, tout d'abord, noter l'existence d'une faille transformante majeure (Faille de Gloria avec un mouvement de décrochement dextre de 4.7 mm/an (Serpelloni et al. 2007)), qui sépare l'Eurasie et la Nubie (Searle 1980; Madeira et Ribeiro 1990) et qui s'étend entre le point triple des Azores jusqu'au Déroit de Gibraltar. L'arc de Gibraltar est quant à lui dominé par la subduction de la plaque d'Alboran. Cet arc permet le lien entre la région des Bétiques en Espagne et la région du Rif au Maroc. Au niveau de cette zone de subduction, des séismes profonds peuvent se produire.

La région du Rif est caractérisé par un mouvement décrochant senestre le long d'un système de faille orientée NE-SO (failles de Jebha et du Nekor) avec un taux de déformation de 4 mm/an (Vernant et al. 2010). Les régions d'Alboran et des Bétiques se caractérisent principalement par des régimes de décrochement et tensionnelle à transtension. Les données GPS, montrent une extension E-O à ENE-OSO dans la région Alboran-Bétique (**Figure I.7.a**) de l'ordre de  $2.1 \pm 0.7$  mm/an (Serpelloni et al. 2007) et de 3mm/an (Koulali et al. 2011). Le champ de vitesse montre que la micro-plaque Ibérique au nord des Bétiques fait partie de l'Eurasie stable avec un mouvement résiduel moyen de  $0.3 \pm 0.1$  mm/an et aucune déformation interne (Fernandes et al. 2007).



**Figure I.7.b :** Sismicité de la région Europe-Méditerranée occidentale et centrale de la période 2001-Août 2013 (Catalogue ANSS)

**3) Région des Maghrébides et bassin Algéro-Liguro-Provençal :** En Afrique du Nord, la sismicité est principalement distribuée le long de la région des Atlas. Au Maroc, la sismicité se concentre le long des Moyens Atlas et Haut Atlas selon une direction NE-SO. Les données GPS indiquent que la déformation le long du Moyen et Haut Atlas est encore active avec un taux de raccourcissement orientée ONO-ESE (Serpelloni et al. 2007) pouvant aller jusqu'à  $1.7 \pm 0.8$  mm/an. Le séisme d'Agadir de 1960 est le témoignage de cette sismicité. Plus au nord, la sismicité se concentre au niveau de l'Arc rifain recoupé par les grands accidents NE-SO, là où se sont produits les deux séismes d'El Hoceima de 2004.

En Algérie et en Tunisie, la sismicité se concentre dans la région Tellienne. Dans cette région, se produit la majeure partie de l'activité sismique. L'Atlas tellien est dominé par un régime transpressif, avec une direction de compression NS à NO-SE. Les structures accommodant cette déformation sont orientées NE-SO perpendiculairement à la direction de raccourcissement, de manière similaire aux failles d'El Asnam et de Boumerdès. Serpelloni et al (2007), montrent que l'Atlas Tellien accueille 2.7 à 3.9 mm/an de la convergence actuelle Nubie-Eurasie. L'hypothèse d'une bande de déformation le long de la marge, recueillant un

très grand pourcentage de la convergence Nubie/Eurasie, est en accord avec la distribution de la sismicité récente modérée à importante représentée par le séisme de Boumerdes en 2003 de magnitude 6.8 (ex : Yelles-Chaouche et al. 2004b) et par l'enquête géophysique marines « MARADJA » (Deverchère et al. 2005). Les résultats obtenus grâce à ces campagnes appuient l'idée d'une subduction du bassin Liguro-provençal sous la marge algérienne (Deverchère et al. 2005). Il à noter la faible sismicité de la région nord tunisienne. Est-ce due à une absence de couverture instrumentale où à une faible activité des structures actives.

Les Haut Plateaux semblent plutôt asismique. Au niveau de l'Atlas saharien (**Figure I.7.b**), une faible sismicité est enregistrée. La plateforme saharienne représentant l'intérieur de la plaque africaine est quant à elle asismique.

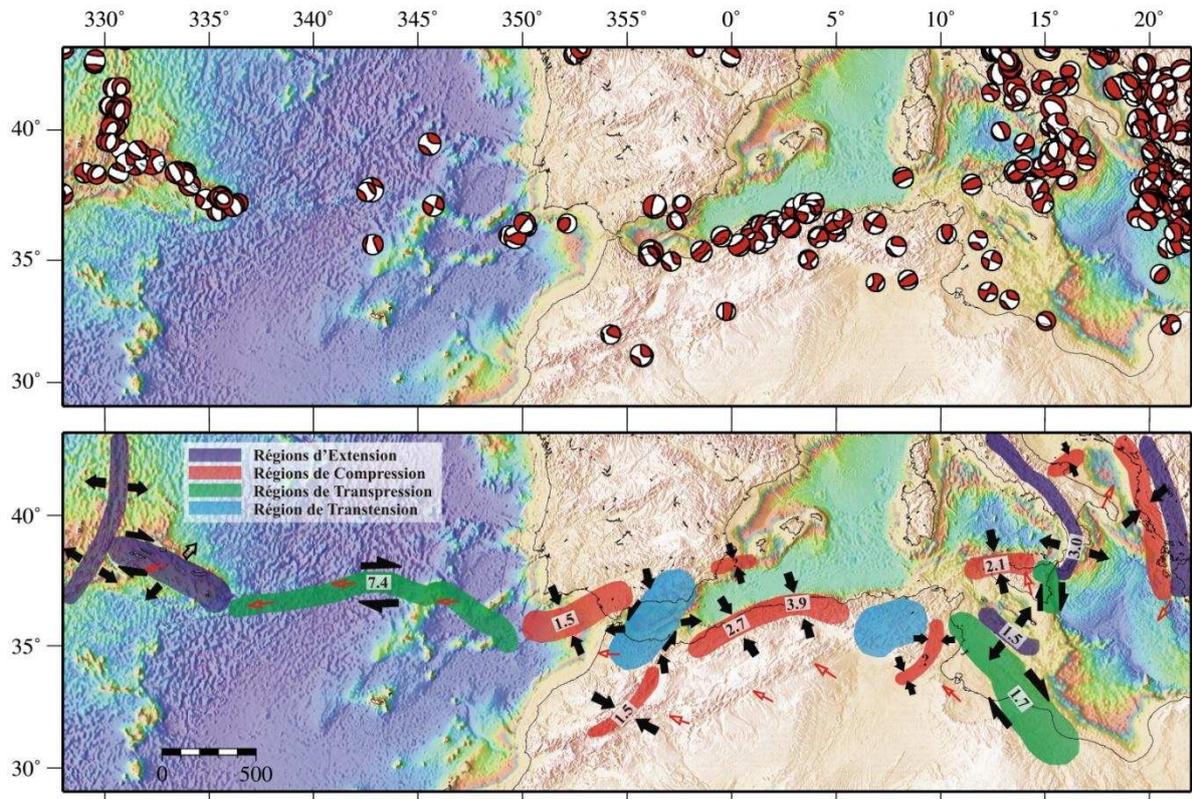
**4) Sicile, mer Tyrrhénienne et le bloc Corso-Sarde:** La sismicité de la région nord maghrébine se poursuit plus à l'Est au niveau de l'Arc Calabrais. Dans cette région marquée par une subduction de la plaque africaine sous la plaque Eurasiatique, la sismicité y est élevée et caractérisée parfois par des séismes profonds. On y relève également la présence des volcans actifs célèbres de l'Etna marquée par des éruptions spectaculaires ou du Vésuve près de la ville de Naples. En arrière d'Arc, la sismicité se produit au niveau de la mer maginale thyrrhénienne et au niveau de la chaîne des Apennins, là où s'est produit le dernier séisme de l'Aquila.

**5) Les Alpes :** Dans les Alpes occidentales, on y constate une prédominance de cisaillements dextres combinés à de l'extension EW (Calais et al. 2002). La sismicité y est faible marquée parfois par des événements modérés qui touchent le bassin Liguro-Provençal (région de Nice).

#### **En résumé, et de manière générale:**

(1) : La distribution de la sismicité matérialise la frontière séparant les plaques Africaine et Eurasiatique (**Figure I.7.b**). D'Ouest en Est, on peut voir que cette frontière débute au milieu de l'Atlantique au point triple des Açores. Elle rejoint ensuite la faille de Gloria, orientée est-ouest fonctionnant en décrochement dextre. Elle atteint ensuite le détroit de Gibraltar, puis se prolonge dans les chaînes du Maghreb parallèlement à la côte. Au niveau de la Tunisie, la zone sismique bifurque brutalement vers le nord-est et forme un arc le long de la Sicile et de la Calabre pour remonter vers l'Italie le long des Apennins. La sismicité se prolonge dans les Alpes occidentales.

(2) : Le long de cette frontière de plaques, nous passons d'un régime extensif (Terceira ridge) vers un système décrochant (faille de Gloria) puis compressif (Maghrébides). Ce régime de déformation est donc l'expression de la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie (Serpelloni et al. 2007) (**Figure I.8**).



**Figure I.8 :** En haut, Carte des mécanismes aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale (<http://www.globalcmt.org>, 1976–2011). En bas, Cartes des principales caractéristiques cinématiques et tectoniques de la frontière entre les deux plaques Nubie et Eurasie (modifié d'après Serpelloni et al. 2007). Taux de déformations sont en mm/an.

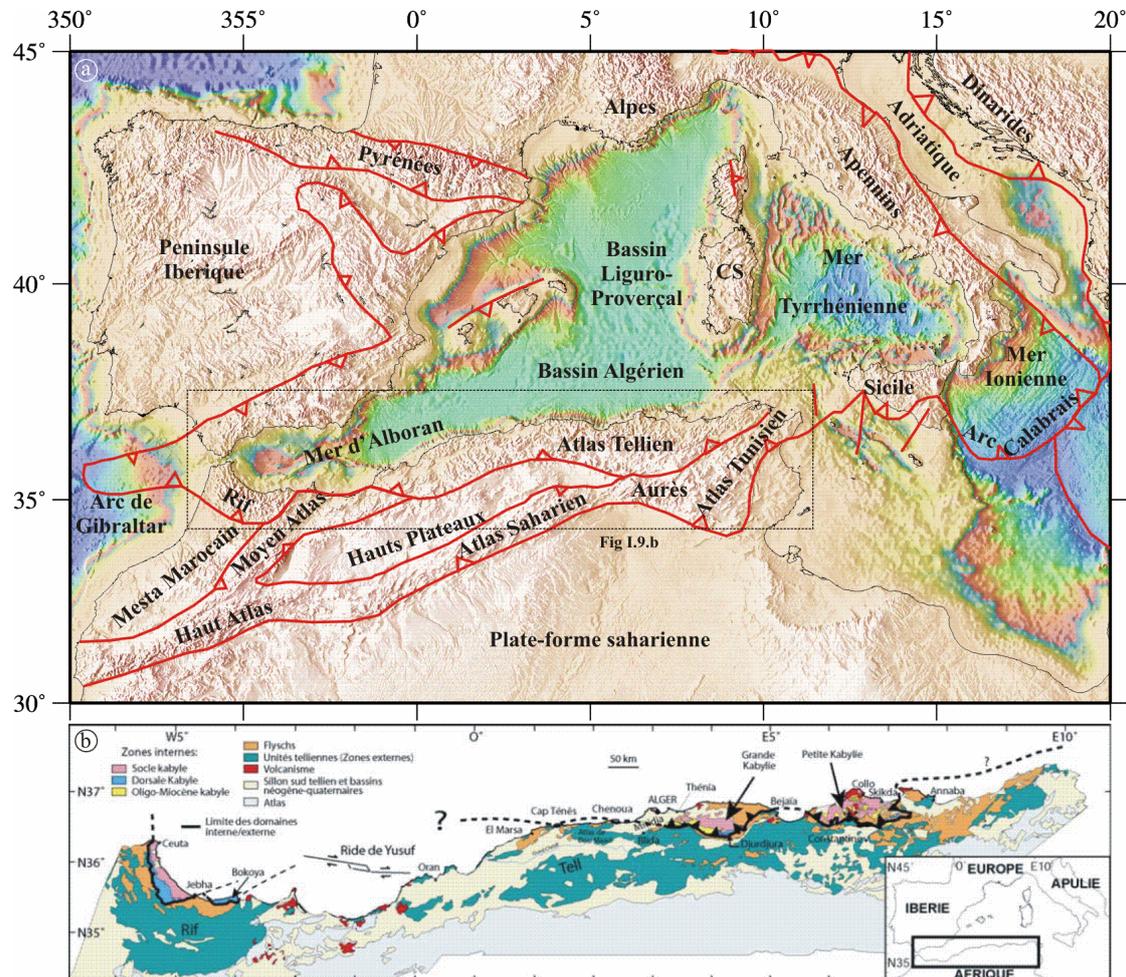
La connaissance de l'activité sismique dans l'ensemble de ces régions nous renseigne ainsi sur l'activité sur les zones adjacentes de l'Algérie et permet ainsi de mieux comprendre l'occurrence de la sismicité dans notre pays.

### I.3. Contexte géologique et sismotectonique du nord de l'Algérie

#### I.3.1. Différentes unités géologiques

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar jusqu'à la Calabre

(Durand-Delga, 1969). Cette chaîne peut être séparée en différentes parties: au nord le Tell, composée des Kabyliques, des flyschs et des nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intra-continentale (**Figure I.9.a**).



**Figure I.9 :** (a) Carte des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale. **Maghrébides**= Kabyliques (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle)) + Rif + Atlas Tellien, **Atlas intra-continentale** = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien (Selon, Durand-Delga, 1969). (b) Les différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006).

### I.3.1.1. Les Kabyliques

Les Kabyliques ou zones internes (Tell septentrional), comprennent, d'ouest en est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie (**Figure 1.9.b**). Elles sont composées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque qui provient de la fragmentation de l'AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritain, Calabrais) et la dorsale Kabyle (ou chaîne calcaire Méso-Cénozoïque) qui est découpée en trois principales unités (interne, médiane et externe) (Durand Delga, 1969).

### **I.3.1.2. Les nappes de flyschs**

Les nappes de Flyschs (**Figure I.9.b**), composées de conglomérats et autres matériaux détritiques. En Algérie, ces nappes sont soit :

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

### **I.3.1.3. Les nappes telliennes**

Les nappes telliennes où zones externes (Tell méridional), sont composées de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres (**Figure 1.9.b**), principalement des marnes d'âge triasique à néogène, provenant de la paléomarge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud. Elles sont découpées en trois grandes unités (Vila, 1980) : (1) les unités ultra-telliennes ; (2) les unités telliennes s.s et (3) les unités péni-tellienne.

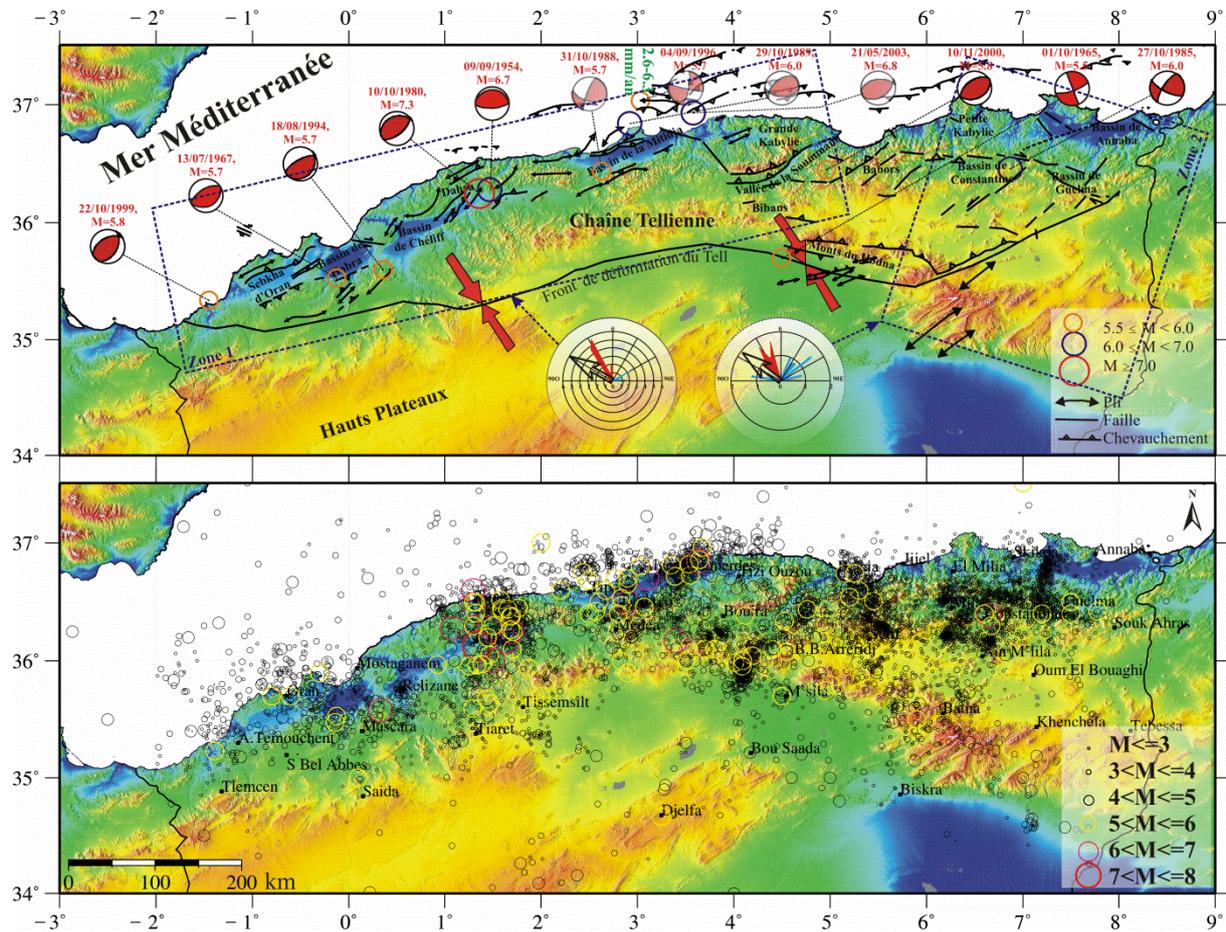
### **I.3.1.4. L'Atlas intra-continental**

Au sud du Tell, l'Atlas intra-continental, qui est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique, est composé d'unités autochtones. Il est divisé en plusieurs parties: l'Atlas saharien au centre, l'Aurès dans l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en Tunisie (**Figure I.9.a**). Les Hauts Plateaux situés dans l'ouest algérien, entre le Tell et les montagnes de l'Atlas saharien, sont constitués d'un socle paléozoïque, peu recouvert par les sédiments méso-cénozoïques, peu déformé (Bracène, 2001). Au sud de l'Atlas on rencontre la plate-forme saharienne, constituée de socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques quasiment peu déformés.

## **I.3.2. Sismotectonique du nord de l'Algérie**

Le contexte géodynamique régional, présenté précédemment a engendré dans le Nord de l'Algérie, sur une bande d'environ 200 à 300 km de large, un ensemble de structures tectonique (plis, failles) de direction générale perpendiculaire à la direction de convergence

(NNO-SSE) des plaques tectoniques (**Figure I.10.a**). Ces structures tectoniques actives sont ainsi responsables de la répartition spatiale de la sismicité de cette région de l'Atlas Tellien (**Figure I.10.b**).



**Figure I.10 :** (a) (en haut) carte sismo-tectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell (Meghraoui modifié, 1988) ainsi que les grands séismes de  $M \geq 5.5$  avec leurs mécanismes aux foyers (Havard). Les flèches rouges indiquent la direction de convergence (Nocquet et Calais, 2004) et les chiffres en vert sont la variation de vitesse de déformation à longitude d'Alger entre les différents modèles indiqués dans la Figure I.2. Les rectangles en pointillés délimitent les domaines caractérisés par des régimes tectoniques relativement uniformes et les diagrammes de projections horizontales de P (en rouge) et T (en bleu) des axes de déformation (Serpelloni, 2007). (b) (en bas) la sismicité du nord de l'Algérie entre 1900 et 2013 (catalogue du CRAAG).

A partir de l'analyse de la sismicité régionale dans le nord de l'Algérie (**Figure I.10.a**), y compris les solutions focales (quelques séismes forts enregistrés avec des magnitudes supérieure à 5.5) et les directions principales de contrainte sismiques qui sont présentées comme des projections horizontales de compression (en rouge) et de traction (en bleu)

(**Figure I.10.a**) on peut délimiter deux principales zones caractérisées par des régimes tectoniques relativement uniformes (les deux rectangles en pointillés dans la **figure I.10.a**).

- (1) une large ceinture de failles inverses NE-SO le long de la partie ouest et centrale de la chaîne tellienne, où le plus fort tremblement de terre a été enregistré (par exemple, Orléansville, 1954; El Asnam, 1980; Tipaza, 1989; Boumerdès, 2003), et
- (2) une zone plus distribuée où la déformation est principalement liée aux failles de décrochement dextres E-O à NO-SE et sénestres N-S à NE-SO dans la parties orientale, tel que expliqué par exemple par le séisme de Constantine le 27 Octobre 1985.

A partir des **Figures I.10.a** et **I.10.b**, nous pouvons constater que la sismicité du nord de l'Algérie se concentre principalement sur sept zones d'Ouest en Est qui sont:

- La zone de l'Oranie, où se sont produit les séismes de AinTemouchent du 22/12/1999 (ex. Yelles-Chaouche et al. 2004a) et de Mascara du 18/08/1994 (ex. Benouar et al. 1994). Dans cette région on trouve des séries d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction NE-SO à ENE-OSO. On trouve aussi deux bassins orientés ENE-OSO, le bassin post-nappes de Sebkhia d'Oran et le bassin néogène de Habra.
- La zone de Chleff, où se sont produits les séismes d'Orléansville du 09/09/1954 (Rothé et al. 1954) et d'Al Asnam du 10/10/1980 (Ouyed et al. 1981). Ce dernier a été provoqué par l'un des plis-failles de la partie sud des monts du Dahra (Meghraoui, 1988).
- La zone d'Alger (bassin de la Mitidja), où se sont produits les séismes de Boumerdès du 21/05/2003 (ex. Yelles-Chaouche et al. 2004b), de Chenoua du 29/10/1989 (ex. Bounif et al. 2003), d'Ain Benian du 04/09/1996 (ex. Maouche et al. 1998) et d'Oued Djer du 31/10/1988. Dans cette région se trouvent deux massifs, celui du Chenoua et celui d'Alger composé des zones internes et qui sont reliés par l'anticlinal du Sahel orienté ENE-OSO. Cet anticlinal forme la limite nord du bassin néogène de la Mitidja. Au sud, on trouve l'Atlas Blidéen formé par, des anticlinaux déversés vers le nord.
- La zone de la Soummam où s'est produit le séisme de Beni-Ouartilane du 10 Novembre 2000 (Bouhadad et al. 2003). Le bassin de la Soummam est limité au nord par un grand chevauchement qui constitue la frontière entre les zones internes et les zones externes (les massifs du Djurdjura) puis plus au sud, on trouve la chaîne des Bibans.
- La zone de Hodna et les Bibans, où se sont produit les séismes de M'sila du 01/01/1965 (Benouar. 1994), de Mansourah du 24/11/1973 (Roussel, 1974) et de Béni-Ilmane du 14/05/2010 (Yelles-Chaouche et al. 2013a). Ce dernier a été produit dans la partie sud de

la chaîne des Bibans (formée de nappes telliennes), plus précisément dans la zone de transition entre les Bibans et les mots de Hodna. Cette zone est limitée au nord par la vallée de la Soummam et les Babors et au sud par un chevauchement situé à la frontière nord du front de déformation du Tell.

- La zone des Babors, où s'est produit le séisme de Laâlam du 20/03/2006 (ex. Beldjoudi et al. 2009). Cette région est située entre les deux zones internes de la Grande et Petite Kabylie.

- La zone du Constantinois constituée essentiellement par le bassin de Constantine où le séisme du 27/10/1985 (Bounif et al. 1987) s'est été produit et celui de Guelma où la crise sismique de Roknia 2009-2010 a été enregistrée.

- Il faut aussi noter que ces différentes zones intègrent également l'espace marin qui a fait l'objet ces dernières années d'investigations géophysiques intensives matérialisées par les deux campagnes Maradja I en 2003 et II en 2005 et la campagne Spiral réalisée en 2009.

#### **I.4. Aléa sismique du nord de l'Algérie**

##### **I.4.1. Les séismes destructeurs les plus récents durant la période instrumentale.**

L'Algérie a été frappée au cours de son histoire par de nombreux séismes destructeurs. Parmi les plus récents ceux du 24 juin 1910 à Aumale ( $M_s=6.6$ ), du 09 septembre 1954 à Orléanville ( $M_s=6.7$ ), du 10 Octobre 1980 à El Asnam ( $M_s=7.3$ ), du 25 Octobre 1985 à Constantine ( $M_s=6.0$ ), du 29 octobre 1989 à Tipaza (Mont Chenoua) ( $M_w=6.0$ ), du 22 décembre 1999 à Ain Temouchent ( $M_w=5.7$ ) et du 21 Mai 2003 de Boumerdes ( $M_w=6.8$ ). Ces événements sismiques qui ont générés des effets désastreux ont montré la vulnérabilité de notre pays face au risque sismique en raison d'une grande concentration démographique et industrielle existante dans le nord de l'Algérie.

##### **I.4.2. L'intensité maximale observée et calculée**

###### ***I.4.2.1. L'intensité maximale observée (MOI)***

Un autre moyen d'avoir une vue de la répartition du risque sismique en Algérie est donnée par la distribution des intensités maximales observées (MOI). La première carte

dessinée par Roussel (1973b) (**Figure I.11.a**) utilise les données disponibles pour la période 1716-1970 montre trois grandes régions :

- La partie nord de l'Algérie, qui semble être la zone la plus active avec l'intensité maximale observée de X degré.
- La partie nord de la flexure sud atlasique qui présente une sismicité très faible à l'exception des régions de Biskra et de Batna où peu d'événements avec une intensité IX ont été observés.
- Les Hauts Plateaux avec une faible activité sismique: les intensités observées sont inférieures VI degré.

La compilation de la sismicité couvrant la période 1970-1990, en particulier les trois principaux événements de El Asnam (10/10/1980,  $M_s = 7.3$ ), Constantine (27/10/1985,  $M_s = 6.0$ ) et Mont-Chenoua-Tipaza (29/10/1989  $M_s = 6,0$ ), a permis à Bezzeghoud et al. (1996) de mettre à jour la carte de Roussel (1973b) (**Figure I.11.b**). La carte du MOI montre des changements notables induits par l'activité de 1970 à 1990 où l'apparence des quatre régions a été remarquée:

- La première à l'Est, autour de Constantine, Guelma et Souk Ahras.
- La deuxième comprend une partie de la chaîne Bibans-Babors, les Aurès et la région d'El Hodna.
- La troisième région comprend les régions d'Alger, Cherchell et El Asnam avec une extension vers le sud du Massif Ouarsenis.
- La dernière, la région d'Oran, notamment Oran, Relizane et Sidi Bel-Abbès.

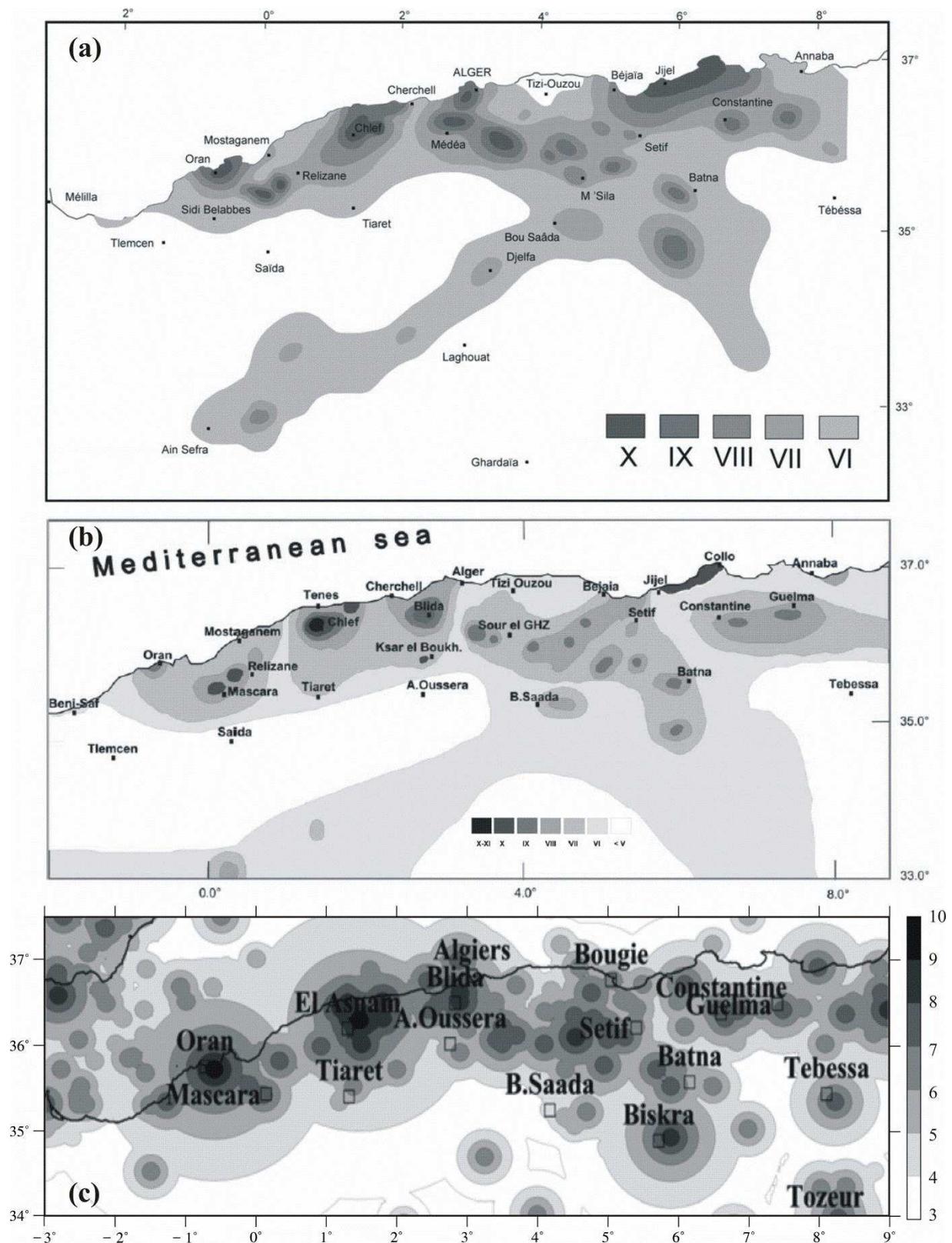
Toutes ces zones sont entourées par la courbe d'intensité de degré VII.

#### **I.4.2.2. L'intensité maximale calculée (MCI)**

Une nouvelle approche dans l'évaluation des Intensités consiste à présenter les Intensités maximales calculées. Cette nouvelle approche possède un avantage pour la cartographie des risques, car elle tient compte de la contribution de tous les événements sismiques. Les résultats dépendent fortement de la fiabilité des événements contenus dans le catalogue des séismes (localisation, l'intensité et la profondeur, la validité de la loi d'atténuation et de l'exhaustivité de la sismicité).

La **Figure I.11.c** représente donc la carte des intensités maximales calculées (MCI) pour la période 1716-2000 établis par Boughacha et al. 2004. Selon cette carte, les intensités maximales calculées sont situées à El Asnam (10/10/1980,  $I_0 = X$ ), Oran (10/09/1790,  $I_0 = X$ ),

Alger (02/03/1716,  $I_0 = IX$ ), Biskra (16/11/1869,  $I_0 = IX$ ) et Constantine (27/10/1985,  $I_0 = VIII$ ).



**Figure I.11 :** (a) carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973b)  
 (b) carte des intensités maximales observées (Bezzeghoud et al. 1996)  
 (c) carte des intensités maximales calculées (MCI) (Boughacha et al. 2004).

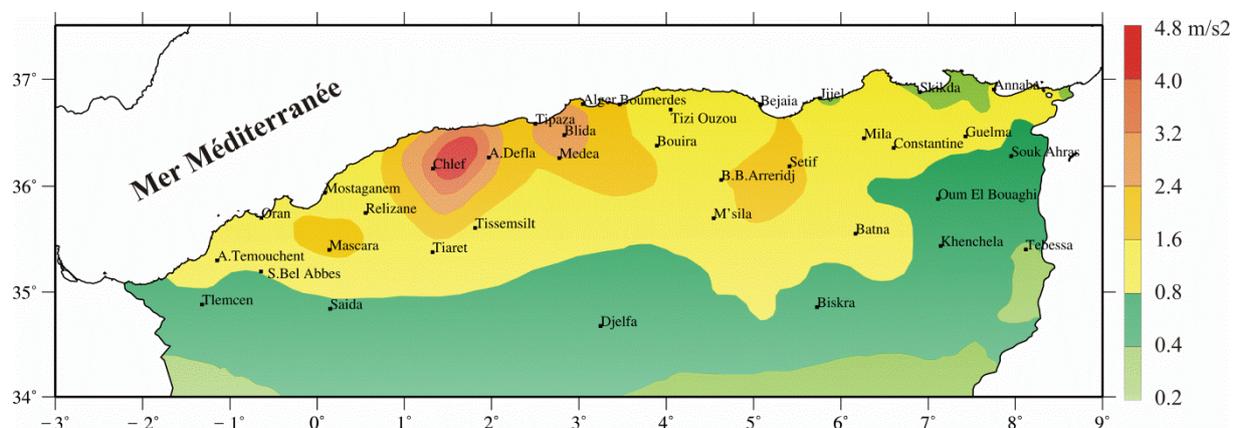
Cette carte de MCI pourrait être un moyen possible d'évaluer l'aléa sismique dans le nord de l'Algérie en l'absence d'études probabilistes basées sur une base de données de mouvement fort (réseau des accéléromètres).

La comparaison de la carte MOI de Roussel (1973b), la carte MOI modifié par Bezzeghoud et al. (1996), et la carte MCI de Boughacha et al. 2004, montre que la tendance générale des intensités maximales observées ou calculées est vérifiée par ces trois cartes. La carte MCI pourrait représenter les informations les plus précises sur la répartition spatiale de l'intensité maximale en tout point de la région, ce qui permet d'identifier les zones sujettes aux séismes. D'autre part, il pourrait s'agir d'un document requis dans la conception de structures dans des zones sismiques, afin d'assurer une résistance aux séismes adapté à des travaux de génie civil.

#### I.4.2. Accélération maximale du sol

Les séismes destructeurs qui se sont produits en Algérie du Nord indiquent l'importance de l'évaluation de l'aléa sismique afin d'établir un zonage de cette région. Les premières études d'Aléa sismique du Nord de l'Algérie ont été réalisées par WCC (Woodward-Clyde Consultants) en 1984 après l'occurrence du séisme d'El Asnam de 1980. Plus récemment, M. Hamdache a, au travers de nombreuses publications, réalisé l'étude de cet aléa par des modèles probabilistes.

La **Figure I.12** représente la carte de l'aléa sismique en termes de PGA (Peak Ground Acceleration) avec 10% de probabilité de dépassement en 50 ans pour une période de retour 475 années (réalisée par Pelaez et al. 2005).



**Figure I.12 :** PGA moyenne avec une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans (période de retour 475 années) (Pelaez et al. 2005 modifié)

A partir de cette carte on observe que les valeurs les plus élevées de l'aléa sismique se trouvent dans la partie centrale de l'Atlas Tellien, c'est-à-dire la zone la plus active dans la région. En particulier, dans les régions de Chlef et la partie occidentale de Ain Defla, puisque le PGA moyen estimé est supérieur à 0.24 g, et atteint 0.48 g dans la zone où les deux séismes d'El Asnam de 1954 et de 1980 se sont produits. Les régions de Blida et d'Alger à risque sismique élevé puisque le PGA moyen estimé est supérieur à  $2.4 \text{ m/s}^2$ , soit 0.24 g. Une valeur de PGA de l'ordre de  $1.6 \text{ m/s}^2$  est observée dans une zone comprise entre les deux précédentes zones, la région de Sétif et la région de Mascara. La reste de l'Atlas Tellien est inclus dans une zone à risque sismique modéré (PGA supérieur à  $0.8 \text{ m/s}^2$ , ou 0.08 g). Au sud de l'Atlas Tellien, les Hauts Plateaux, l'Atlas Saharien et la plate-forme Saharienne sont inclus dans une zone à faible risque sismique puisque le PGA est inférieure à  $0.8 \text{ m/s}^2$ . Ceci est en accord avec la sismicité observée durant les 300 dernières années et les caractéristiques tectoniques dans la région.

## I.5. Conclusion

A travers l'analyse de ces différentes cartes de sismo-tectonique et de l'Aléa, on peut considérer que la région Nord, plus précisément la zone englobant l'Atlas Tellien ainsi que la marge algérienne est caractérisé par le plus grand nombre d'évènements sismiques modérés à parfois forts. Ce niveau de sismicité est lié aux nombreuses structures actives qui jalonnent cette région et qui sont en général de direction perpendiculaire à la direction de convergence des deux plaques tectoniques Africaine et Eurasiatique (**Figure I.10**). Cette convergence causée par l'expansion océanique au niveau de la dorsale médio-atlantique est responsable de la déformation observée autour de la Méditerranée et par conséquent des reliefs observés de part et d'autre des rives de la mer Méditerranée.

La distribution de la sismicité dans cette région de l'Atlas Tellien est compatible non seulement avec les caractéristiques tectoniques dans la région mais aussi avec les différentes cartes de l'Aléa sismique (Figures I.11 et I.12). Effectivement, les valeurs d'Aléa importantes témoignent ainsi des zones où sont produit les grands séismes destructeurs du pays (ex : le séisme d'Orléanville en 1954, le séisme d'El Asnam en 1980, le séisme de Constantine en 1985, le séisme de Tipaza en 1989 et celui d'Ain Temouchent en 1999). En revanche, le reste de la région nord ne semble pas être marqué par des niveaux d'Aléas élevés. Ceci pourrait s'expliquer par la nature du catalogue de sismicité qui est représentatif uniquement de la sismicité récente mais également par la nature de la déformation de la région Est.

---

**Chapitre II : Présentation de la région d'étude**

---

**II.1. Introduction****II.2. Cadre géographique****II.3. Cadre géomorphologique****II.4. Cadre géologique****II.5. Cadre sismotectonique****II.5.1. Les principaux séismes de la région Est Algérienne**

## II.5.1.1. Sismicité historique

## II.5.1.2. Sismicité instrumentale

**II.5.2. Les principales structures actives de la région Est Algérienne**

## II.5.2.1. Les structures en terre

## II.5.2.2. Les structures en mer

**II.6. Conclusion**

---

## II.1. Introduction

La région d'étude choisie concerne la région Nord-Est de l'Algérie marquée par une sismicité importante mais peu marquée par des événements majeurs qui se sont produits généralement à l'Ouest ou au Centre du pays.

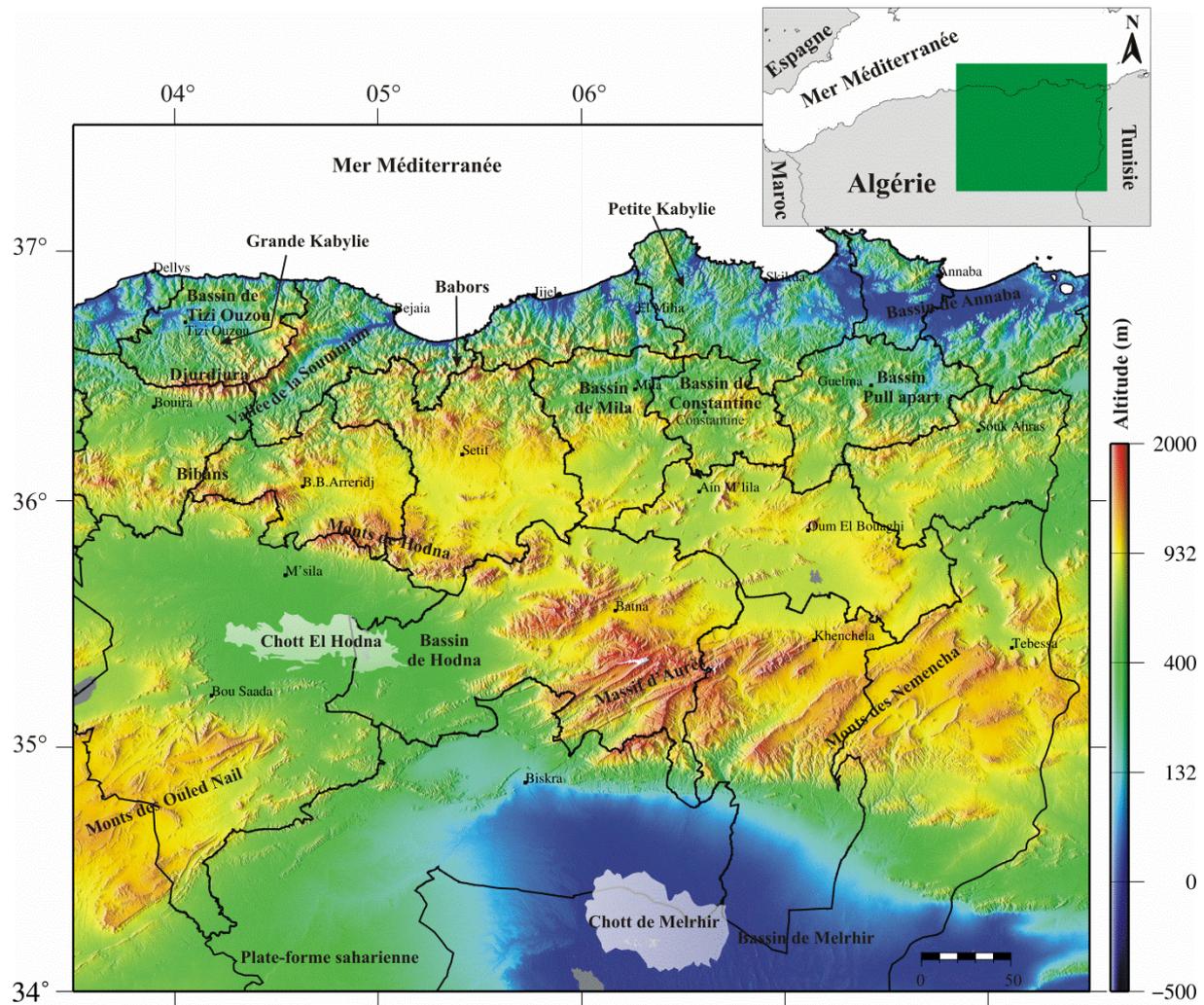
Donc, ce chapitre est consacré à présenter la région d'étude de cette thèse. Pour ce faire, nous commençons par une présentation du cadre géographique ensuite le cadre géomorphologique, le cadre géologique sur la base des études effectuées ultérieurement dans la région (ex : Meghraoui, 1988 et Harbi et al. 2003). Et à la fin, nous présentons le cadre sismotectonique où nous avons mentionné les principaux séismes qui se sont produits dans la région Est Algérienne, aussi bien les séismes historiques (de l'époque Romaine (archoéosismicité) jusqu'à 1900) que les séismes instrumentaux (1900-Décembre 2013). Les principales structures actives de la région Est Algérienne sont également présentées dans ce chapitre.

## II.2. Cadre géographique

**Notre région d'étude concerne** la partie Nord-Est de l'Algérie. Elle est comprise entre les longitudes 3.5°E et 8.5°E et les latitudes 34°N et 37.5°N (**Figure II.1**). Elle est bordée au Nord par la mer Méditerranée, à l'Est par la Tunisie, au Nord Ouest par la petite Kabylie et les monts du Titteri, au Sud Ouest par les Hauts plateaux et au Sud par la plateforme saharienne.

D'un point de vue administratif, cette partie englobe les wilayas de Bouira, Bourdj Bou Arreridj, M'sila, Béjaia, Jijel, Skikda, Annaba, Guelma, Constantine, Souk Ahras, Oum El Bouaghi, Khenchela, Tébessa, Batna, Biskra et Sétif (**Figure II.1**). Cette dernière est la plus grande wilaya de point de vue nombre de population où elle compte environ 1.5 millions d'habitants, soit environ 5% de la population algérienne.

La ville de Sétif est le site du séisme référence du 419 qui a détruit la ville Byzantine « Sitifis » (Sétif actuelle). La région d'étude comprend d'autres villes importantes, comme la ville de Constantine (la capitale de l'Est algérien) où s'est produit lors de ce XX siècle le séisme le plus important, le séisme de 27 Octobre 1985, la ville de Jijel qui est le site du séisme le plus documenté pour la période historique celui du 22 Août 1856. Toutes ces villes connaissent une urbanisation importantes, malheureusement parfois sans aucune conformité avec les règles parasismiques.



**Figure II.1 :** Carte topographique montrant les différents reliefs de la région Est Algérienne. Les traits noirs représentent les limites administratives de chaque Wilaya.

### II.3. Cadre géomorphologique

Du point de vue géomorphologique (**Figure II.1**), notre zone d'étude est composée de :

#### a. Les bassins

- Bassins intra-montagneux de Constantine et de Mila, caractérisés par des altitudes importantes et montrant un resserrement de vallées profondes à pentes raides.
- Bassin néogène et quaternaire de Annaba
- Bassin de Guelma, est une structure en « pull apart » entre des décrochements est-ouest dextres
- Bassin de la Soummam, est une étroite dépression orientée E-O puis SO-NE
- Bassin néogène du Hodna caractérisé par des chotts (lac salé)

- Bassin du Chott Melrhir, structurés au Tertiaire, à remplissage crétaé (5000 m)

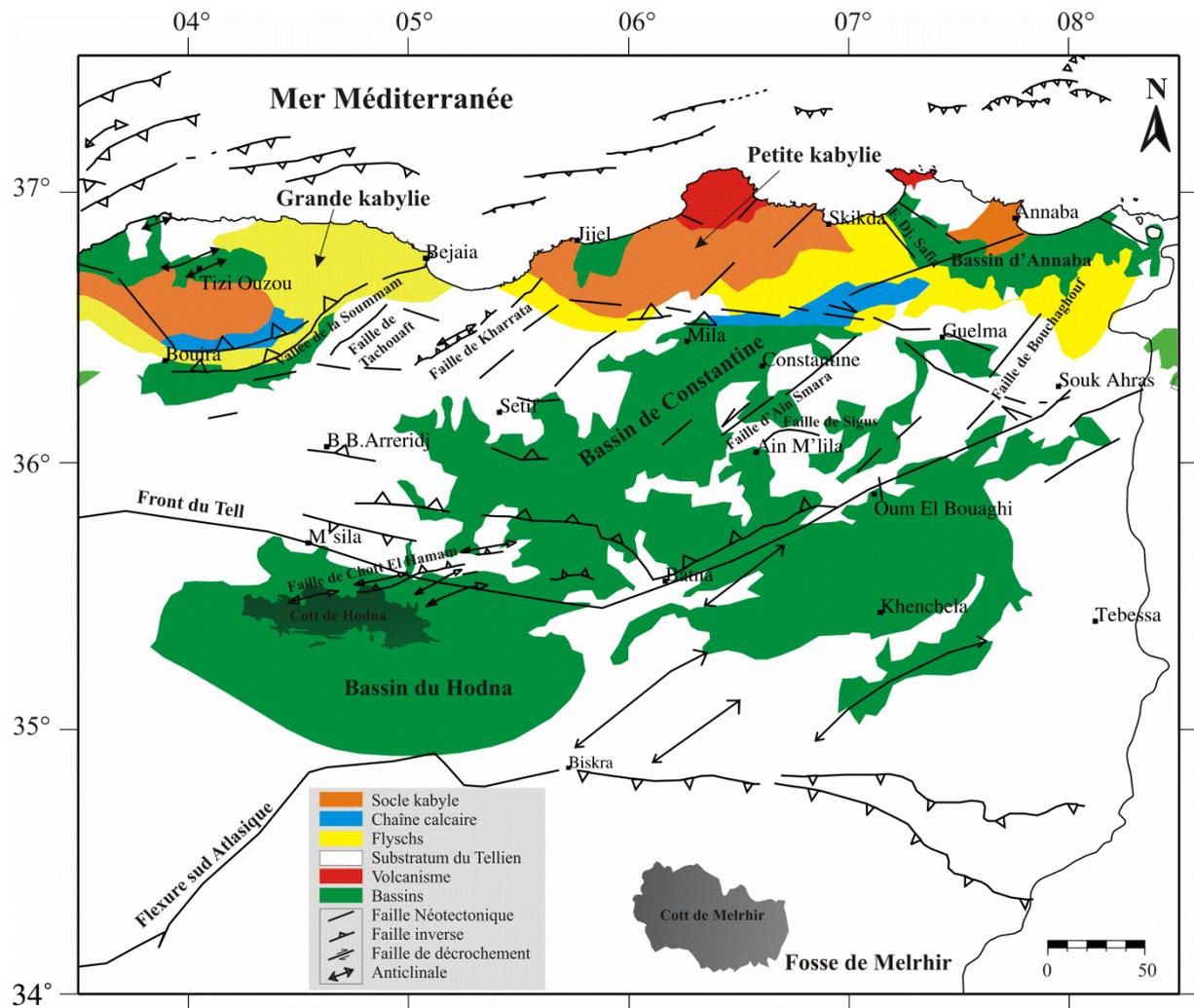
#### **b. Les chaînes de montagnes**

- Chaîne des Babors, est une ceinture de plissement calcaire orientée OSO-ENE et caractérisée par des vallées profondes et des hautes montagnes
- Chaîne des Bibans, orientées globalement E-O formée de nappes telliennes.
- Chaîne des Djurdjura (la dorsale kabyle), est une chaîne de calcaire orientées E-O, puis NO-SE
- Monts du Hodna, est marquée par des reliefs orientés N110
- Les Aurès dont les orientations majeures du relief restent NE-SO.
- Monts des Nemencha orientés NE-SO.
- Monts des Ouled Naïl orientés NE-SO.

### **II.4. Cadre géologique**

Du point de vue géologique, notre zone d'étude correspond à la partie Est de la zone tellienne et atlasique. Du nord au sud, les terrains appartiennent (**Figure II.2**):

- au domaine de la marge sous-marine algérienne qui est fortement marqué par les dépôts liés à la Crise de Salinité Messinienne (Lofi et al. 2011).
- au domaine interne (Tell septentrional) des noyaux Kabyles, comprennent le socle kabyle (Précambrien et Paléozoïque) qui provient de la fragmentation de l'ALKAPECA et la dorsale kabyle (ou chaîne calcaire Méso-Cénozoïque) qui est découpée en trois principales unités (interne, médiane et externe) (Durand Delga, 1969).
- au domaine externe (Tell méridional) qui est représenté par les unités telliennes parautochtones (Babors et Bibans), dont la sédimentation mésozoïque et tertiaire (du Trias à l'Eocène) est d'affinité africaine. Il est découpé en trois grandes unités (Vila, 1980) : (1) les unités ultra-telliennes ; (2) les unités telliennes s.s et (3) les unités péni-tellienne.
- entre les deux domaines interne et externe on trouve les nappes de Flyschs composées essentiellement de conglomérats, qui sont soit : (1) en position interne (flyschs nord-kabyles), (2) en position relativement externe (flyschs sud-kabyles), (3) totalement externes (charriées sur le Tell externe).
- à l'Atlas intra-continental au sud du Tell, qui est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique, est composé d'unités autochtones. Ce domaine est divisé en l'Atlas saharien au centre et l'Aurès dans l'est algérien.



**Figure II.2 :** Carte géologique de la région Nord-Est de l'Algérie (Meghraoui, 1988, modifié). Les structures actives sont inspirées selon (Vila, 1977, Meghraoui, 1988 ; Harbi et al. 2003 et Domzig, 2006).

La néotectonique de l'Atlas Tellien est dominée par des phases de déformation néogènes, extensives NE-SO, et compressives NO-SE parallèle à la direction générale de la convergence entre les deux plaques Africain et Eurasienne. Dans le bassin du Hodna, par exemple, des plis de direction NE-SO à E-O qui affectent des formations pliocènes et quaternaires montrent ce raccourcissement.

## II.5. Cadre sismotectonique

Du point de vue sismotectonique, nous présentons les principaux séismes et les principales sources actives qui existent dans notre région d'étude :

### II.5.1. Les principaux séismes de la région Est Algérienne

Dans ce paragraphe nous présentons les principaux séismes ( $M \geq 5$ ) qui ont eu lieu dans notre région d'étude. Ces séismes ont été séparés en deux grandes catégories, Il s'agit de la sismicité historique, c'est-à-dire celle enregistrée avant 1900 et la sismicité instrumentale qui est enregistrée de 1900 à nos jours.

#### II.5.1.1. Sismicité historique

La sismicité historique est antérieure à 1900, c'est-à-dire avant l'installation des premiers sismographes. Les informations recueillies ont été essentiellement basés sur les effets des séismes soit dans la zone épiscopale (zone pleistoseiste) ou dans l'aire macrosismique.

On peut diviser cette sismicité en deux périodes :

##### a. Archéosismicité

Cette période est basée sur l'utilisation de sources écrites de l'époque romaine. Ferdi et Harbi, (2014) ont donné des exemples de documents montrant des données archéologiques et épigraphiques appropriées décrivant les dommages à des sites antiques romains.

Les informations de cette période ne permettent pas de définir une datation claire et précise des événements sismiques qui ont eu lieu dans les temps anciens. Ferdi et Harbi, (2014) donne une liste de 9 événements sismiques qui se sont produits dans notre région d'étude (**Figure II.3** et **Tableau II.1**). Deux sources originales mentionnent explicitement, par le mot latin "terrae motus" l'apparition de tremblements de terre, il s'agit de l'évènement sismique de Nigrenses Maiores (Negrine actuel) en 267 et de Sitifis (Sétif actuel) en 419.

Dans d'autres cas les destructions ou les restaurations constatées pourrait avoir une source autre que des tremblements de terre.

Par ailleurs, les deux séismes qui se produits dans la Numidie en 267 à Nigrenses-Maiores et Lambèse à 120 km au Nord-Ouest, pourraient être à l'origine le même séisme.

La sismicité de la région Est Algérienne durant le 19<sup>ème</sup> et le 20<sup>ème</sup> siècle montre que la majorité des sites Romains cités dans la **Figure II.3** et le **Tableau II.1** ont connu des séismes destructeurs.

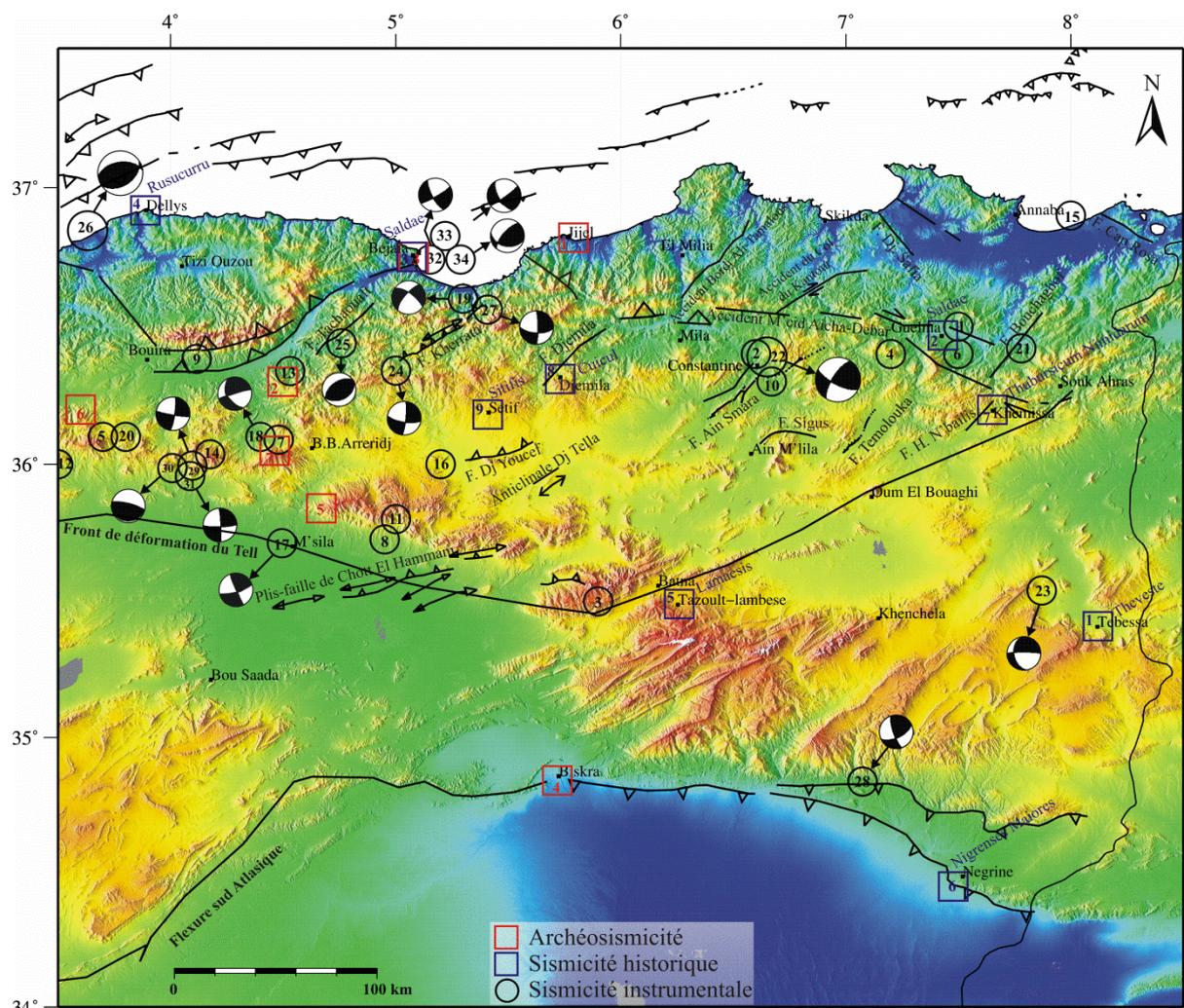
## b. Sismicité entre 1850-1900

Dans ce paragraphe, nous présentons 7 principaux séismes historiques qui ont eu lieu avant 1900 à la lumière des documents existants au CRAAG (**Figure II.3** et **Tableau II.1**). En effet seul le séisme de Djidjelli du 22/08/1856 a fait l'objet d'une étude par Ambraseys (1982) qui a établi une carte isoséiste reprise plus tard par Mokrane et al. 1994. Harbi et al, (2003) quant à elle a établie 4 cartes isoséiste pour les séismes suivants :

- Le séisme de Djidjelli du 22/08/1856 ( $M_s = 5.7 (\pm 0.17)$ ,  $I_0 = VIII$  MSK) qui s'est produit en mer et qui a généré un tsunami modélisé par Yelles-Chaouche et al. 2009a. Ce séisme a provoqué la mort de 5 personnes
- Le séisme de Biskra du 16/11/1869 ( $M_s = 5.2$ ,  $I_0 = VIII$  MSK) qui s'est produit sur la flexure sud atlasique et qui à provoqué la mort de 30 personnes,
- Le séisme de M'sila du 03/12/1885 ( $M_s = 5.9$ ,  $I_0 = IX$  MSK) produit sur les Monts de Hodna et qui a provoqué la mort de 33 personnes,
- Le séisme de Mansourah du 08/01/1887 ( $M_s = 5.2$ ,  $I_0 = VIII$  MSK) produit dans les Bibans au même lieu de deux séismes instrumentaux (du 1943 et du 1973).

Les trois autres séismes se sont produits le long de la vallée de la Soummam (**Figure II.3**): le premier à Béjaïa le 25/02/1965 qui s'est produit à l'extrémité nord de la vallée dans une zone caractérisée par une forte sismicité surtout dans sa partie offshore : le deuxième à Akbou le 27/09/1860 au milieu de la vallée et le troisième à Sour El Gozlane le 22/09/1886 qui s'est produit à l'extrémité sud de la vallée dans une zone caractérisée par une forte sismicité (zone de transitions entre le bassin de la Soummam et les Bibans). Ces trois séismes montrent la complexité de cette zone de transition entre le domaine interne et externe.

L'occurrence de ces séismes historiques reste un indicateur fort des zones sismogènes de la région Est.



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

**Sismicité historique**

Archéosismicité			1850-1900					
N° :	Date	Site	N° :	Date	Site	M	I <sub>0</sub>	Morts
(1) :	L'ancien temps	Theveste (Tebassa)	(1) :	22/08/1856	Jijel	5.7	VIII	05
(2) :	L'ancien temps	Calama (Guelma)	(2) :	27/09/1860	Akbou	5.2	VII	-
(3) :	L'ancien temps	Saladae (Béjaïa)	(3) :	25/02/1865	Béjaïa	5.7	VIII	-
(4) :	42	Rusucurru (Dellys)	(4) :	16/11/1869	Biskra	6.5	IX	30
(5) :	267 ?	Lambaesis (Tazoult-Lambese)	(5) :	03/12/1885	M'sila	5.9	IX	33
(6) :	267 ?	Nigrenses Maiores (Negrine)	(6) :	22/09/1886	S.El Gozlane	5.2	VII	-
(7) :	355 ?	Thubursicu Numidarum (Khemissa)	(7) :	08/01/1887	Mansourah	5.7	VIII	-
(8) :	365 ?	Cuicul (Djemila)						
(9) :	419	Sitifis (Sétif)						

**Tableau II.1 :** Les principaux séismes historiques ( $M \geq 5$ ) de la région Nord-Est de l'Algérie. Leurs épencentres sont matérialisés dans la **Figure II.2**

Sismicité instrumentale														
1900-1999					Sismicité récente (2000-Décembre 2013)									
N° :	Date	M	I <sub>0</sub>	Morts	N° :	Date	M	I <sub>0</sub>	Morts	N° :	Date	M	I <sub>0</sub>	Morts
(1) :	17/06/08	5.2	VIII		(13) :	24/05/59	5.1	VIII	-	(24) :	18/08/00	5.2	-	-
(2) :	04/08/08	5.2	VIII	05	(14) :	21/02/60	5.5	VIII	47	(25) :	10/11/00	5.4	VII	02
(3) :	16/03/24	5.3	VIII	03	(15) :	02/12/61	5.5	VI	-	(26) :	21/05/03	6.8	X	2300
(4) :	03/12/28	5.2	VII	-	(16) :	04/09/63	5.7	-	-	(27) :	20/03/06	5.2	VII	04
(5) :	15/08/31	5.2	VIII	-	(17) :	01/01/65	5.4	VIII	05	(28) :	09/07/07	5.2	-	-
(6) :	10/02/37	5.7	IX	02	(18) :	24/11/73	5.2	VII	04	(29) :	14/05/10	5.2	VII	02
(7) :	16/04/43	5.3	VIII	09	(19) :	28/06/74	5.0	VIII	-	(30) :	16/05/10	5.0	-	-
(8) :	12/02/46	5.5	VIII	277	(20) :	30/11/75	5.4	IV	-	(31) :	23/05/10	5.0	-	-
(9) :	09/09/46	5.2	VII	-	(21) :	21/12/80	5.2	V	-	(32) :	28/11/12	5.1	-	-
(10) :	06/08/47	5.0	VII	03	(22) :	27/10/85	6.0	VIII	10	(33) :	19/05/13	5.5	-	-
(11) :	29/08/53	5.3	IX	-	(23) :	22/09/95	5.3	V	-	(34) :	26/05/13	5.0	-	-
(12) :	25/12/54	5.2	VII	-										

**Tableau II.2 :** Les principaux séismes instrumentaux ( $M \geq 5$ ) de la région Nord-est de l'Algérie. Leurs épïcêtres sont matérialisés dans la **Figure II.2**

### II.5.1.2. Sismicité instrumentale

Dans cette partie, nous présentons les principaux séismes de l'ère instrumentale où l'on distingue deux périodes: la première s'étale de 1900 à 1999, la seconde s'étale de 2000 à nos jours. Les raisons de la différenciation entre ces deux périodes sont indiquées en détails dans le **chapitre IV**.

Dans la première période (1900-1999), 23 évènements sismiques de  $M \geq 5$  ont été enregistrés dont le plus important reste celui de Constantine du 27 Octobre 1985 avec  $M = 6.0$  et qui a provoqué la mort de 10 personnes. On note également que le séisme de Berhom du 12 Février 1946 de magnitude 5.5 a causé le plus grand nombre de morts (au moins 277) dans cette période. Le deuxième évènement en termes de pertes humaines, c'est le séisme de Melouza du 21 Février 1960 qui a causé la mort de 47 personnes.

Dans la seconde période (2000-2013), 10 évènements sismiques de  $M \geq 5$  ont été enregistrés dont 9 qui semble s'étaler sur un même alignement s'étalant de (1) la région de Béni-Ilmane où une séquence sismique de 3 chocs a été enregistrée en 2010 (**voir chapitre VI**) jusqu'à (2) la région de Béjaïa où deux séquences sismiques de 3 chocs ont été enregistrées en 2012 et 2013 (**voir section IV.3.1**). Entre ces deux régions on note l'occurrence de 3 séismes, il s'agit de séismes du 18 Août 2000 et celui du 20 Mars 2006 dans la région des Babors et le séisme de Béni-Ouarthilane du 10 Novembre 2000 dans la région de la Soummam (**voir la section IV.3.2**).

L'ensemble de ces évènements que nous venons de présenter montre le caractère sismique de cette zone qui semble appartenir à une zone de transition (**voir paragraphe I.3.2**).

## **II.5.2. Les principales structures actives de la région Est Algérienne**

La sismicité Est Algérienne est engendrée par des failles actives, dont quelques-unes ont été décrites sur terre (Vila, 1980, Meghraoui, 1988, Yelles-Chaouche et al. 2006, Boudiaf, 1996, Coyne et Bellier, 1996) et, récemment, en mer (campagne MARADJA, Déverchère et al. 2005, Domzig, 2006, Yelles-Chaouche et al. 2009a). Ces failles actives ou supposées actives, sont les suivantes :

### **II.5.2.1. Les structures actives à Terre :**

Les principales structures actives reconnues dans la région Est sont (**Figure II.3**) :

- Le pli-faille de Kherrata orienté N070E, l'une des failles de chevauchement les plus importantes de la région des Babors, connue pour son activité lors du séisme du 17 Février 1949 (Meghraoui, 1988).
- La faille néotectonique de Djemila qui affecte les dépôts quaternaires récents. D'orientation NE-SO et de type inverse, elle est reliée à des sources actuelles ou à un hydrothermalisme actif (Vila, 1980). Cette faille est de longueur importante jusqu'à 35 Km approximativement.
- La faille d'Ain Smara, reconnue active lors du séisme de Constantine du 27 Octobre 1985 (Bounif et al. 1987). Cette faille est composée de quatre segments, s'étendant sur près de 30 km. Elle est alignée suivant une direction NE-SO, avec un caractère décrochant attesté par le mécanisme focal du séisme de Constantine du 27 octobre 1985 (Bounif et al. 1987).
- La faille Nord constantinois (accident M'cid Aicha-Debar) orientée E-W et s'étendant sur plus de 80 km qui sépare les deux zones interne et externe (Coiffait, 1992).
- La faille du Sigus, orienté E-W et de 30 Km de longueur (Vila, 1977 et 1980).
- Les failles de Bouchegouf et de Hamam N'bailis orientées NE-SO et qui affectent les dépôts quaternaires (Vila, 1980).
- La faille quaternaire de Djebel Safia orientée NO-SE et liée à des sources hydrothermales actives (Vila, 1980).

- Le pli-faille de Chott El Hammam de longueur à environ 30 km et d'orientation NE-SO et est capable de générer un tremblement de terre d'environ  $M_w = 7.0$  (Meghraoui, 1988). Cette faille a généré le plus grand séisme dans le bassin du Hodna, le séisme de M'sila du 01/01/1965.
- La faille néotectonique de Djebel Youcef de type inverse, d'orientation E-O à NE-SO et de longueur de 27 km qui affecte les dépôts quaternaires et qui est reliée à des sources actuelles ou à de l'hydrothermalisme actif (Vila, 1980).
- L'anticlinal quaternaire du Djebel Tella de type inverse d'orientation NE-SO et de longueur de 11 Km (Vila, 1980).
- La faille néotectonique inverse de Tachaouaft (Meghraoui, 1988) orientée NE-SO et plongée à environ  $40^\circ$  vers le Sud-Est (Coyne et Bellier, 1996). Cette faille a provoqué le séisme de Béni-Ouarthilane du 10/11/2000.
- L'accident Bordj Ali-Tamalous orientée NE-SO et constituée d'une série de fractures sur quarantaine de km de longueur et 4 km de largeur (Marre, 1992). Des jeux en failles normales, en inverses et en décrochement ont été distingués le long de cet accident (Bouillin, 1977).
- L'accident du Col du Kanteur de type décrochement dextre, orientée NE-SO et de 35 km de longueur (Marre, 1992).

### **II.5.2.2. Les structures en mer**

La marge algérienne orientale est le siège de sources sismiques importantes, l'exemple de séisme de Djidjeli du 22 Août 1856, et celui de Boumerdès du 21 Mai 2003. Les investigations géophysiques et bathymétriques de cette partie de la marge ont fait ressortir quelques structures dont les plus importantes sont les suivantes :

- Au large d'Annaba, quatre plis-failles majeurs ont été mis en évidence (Kherroubi et al. 2009)
- Au large de Jijel, quatre structures chevauchantes supposées actives ont été également identifiées (Domzig, 2006). La conjugaison du rejeu de ces structures serait à l'origine du séisme de Djidjeli du 22 Août 1856 (Yelles-Chaouche et al. 2009a).
- Entre Dellys et Bejaia, des structures dans les directions ONO-ESE et OSO-ENE ont été mis en évidence (Domzig, 2006).

## **II.6. Conclusion**

La région d'étude choisie semble vaste. Cependant ce choix s'explique par le fait que toute cette région Est n'a fait l'objet que de peu d'études sismologiques et cela en grande partie en raison de la situation sécuritaire vécu par notre pays. Seule des études de sismicité historique ont vu le jour permettant ainsi d'identifier des zones sismogènes.

Par ailleurs ; ce choix s'est fait par le fait que toute la région semble plus active que la région Ouest où le nombre d'événements est de loin inférieur.

De cette première analyse, il ressort que notre région d'étude est caractérisée d'une façon générale par une sismicité importante mais modérée, s'exprimant principalement sur failles décrochantes. Cette région est caractérisée aussi, par une déformation plus distribuée du nord au sud s'exprimant ainsi dans les différents domaines géologiques telliens ou atlasiques.

Ces événements sismiques qui ont générés des effets désastreux ont montré la vulnérabilité de notre pays face au risque sismique.

## Chapitre III : Acquisition des données et méthodologie de traitement

---

### III.1. Introduction

### III.2. Acquisition des données

#### III.2.1. Réseau permanent Algérien de la surveillance sismique

III.2.1.1. Réseau *REALSAS* (*Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique*)

III.2.1.2. Réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network)

#### III.2.2. Les réseaux temporaires

III.2.2.1. Campagne sismologique de 2007 dans la région de Mila

III.2.2.2. Campagne sismologique de 2010 dans la région de Béni-Ilmane

III.2.2.3. Campagne GPS de 2008 autour de la faille de Ain Smara

### III.3. Traitement et analyse des données sismologiques

#### III.3.1. Dépouillement

#### III.3.2. Localisation d'évènements

#### III.3.3. Relocalisation d'évènements

#### III.3.4. Distribution spatiale d'évènements

#### III.3.5. Mécanismes aux foyers d'évènements

### III.4. Applications en sismologie

#### III.4.1. Le transfert de Coulomb (CFF)

#### III.4.2. La tomographie sismique

III.4.2.1. Méthodologie

III.4.2.2. Modélisation et résultats

### III.5. Conclusion

---

### III.1. Introduction

Ce chapitre présente les méthodes d'acquisition et d'analyse de données utilisées dans cette thèse. Pour ce faire, nous commençons par une présentation générale du réseau sismologique algérien permanent qui permet ainsi l'acquisition en continue et en temps réel des données, données qui seront exploitées en partie dans cette thèse. Nous présenterons ainsi l'évolution de ce réseau, ses équipements, ses modes de transmission, ses systèmes d'analyse de qualité, le contrôle de son fonctionnement, la sauvegarde de données et le traitement de ces dernières. La présentation de toutes ces fonctionnalités de ce réseau est importante car elles conditionnent la qualité de la donnée acquise.

**Dans une seconde étape**, nous présentons un autre mode d'acquisition de données sismologique qui consiste en la mise en place de réseaux temporaires nécessaires après l'occurrence d'événements majeurs t.q : lors de la crise sismique de Mila en 2007 et lors du séisme de Béni-Ilmane en 2010.

Il faut également souligné que parallèlement à l'acquisition sismologique grâce aux réseaux présentés, le CRAAG réalise la surveillance des zones actives par réseau géodésique. J'ai eu également à participer à la campagne GPS qui s'est déroulée en 2008 et qui avait pour but le suivi de la faille de Ain Smara (Abacha, 2009). Ma participation à ce type de campagne montre l'intérêt qui est porté dans le couplage des données sismologiques et géodésiques dans la compréhension des mécanismes de rupture.

**Dans une troisième étape**, nous présentons les différentes étapes de traitement d'analyse des données sismologiques. Ces étapes se retrouvent dans des routines que nous avons utilisées pour l'analyse de la crise sismique de Mila et la séquence sismique de Béni-Ilmane (Wilaya de M'sila). Dans ce chapitre nous abordons également les différents problèmes que nous avons rencontrés lors de ces traitements.

Dans une étape finale, nous présentons deux applications de traitement des données sismologiques il s'agit du : transfert de Coulomb et de l'analyse de la tomographie sismique. Ces deux exemples sont appliqués sur les données sismologiques de la séquence sismique de Béni-Ilmane de 2010 (**voir chapitre VI**).

## III.2. Acquisition des données

### III.2.1. Réseau Permanent de surveillance sismique

Pour assurer la surveillance sismique de cette partie active de l'Atlas Tellien, plusieurs stations sismologiques ont été installées depuis 1910 jusqu'à aujourd'hui.

La période instrumentale sismologique a débuté en 1910 lorsque la première station sismologique a été installée à l'Observatoire de Bouzareah (Roussel, 1973a). Cette station a été équipée d'un sismographe mécanique « Bosch-Mainka ». Plus tard, trois autres stations sismologiques équipées de sismographe « Grenet-Coulomb » furent installés dans différentes régions du nord de l'Algérie telles que: la station d'Oued-Fodda (El-Asnam), installée en 1935, la station Benaouda (Relizane), installé en 1955 ou dans la ville de Sétif en 1958 (Roussel, 1973). L'installation de ces stations a marqué le début des activités de recherche en sismologie en Algérie.

Aujourd'hui, il existe deux réseaux sismologiques : le réseau analogique REALSAS (Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique) qui a été installé en 1985 et qui est en voie de cessation d'activité en raison de l'obsolescence du matériel et le réseau numérique récent ADSN (Algerian Digital Seismic Network) qui a été installé à partir de 2006.

#### III.2.1.1. Réseau REALSAS (*Réseau Algérien de Surveillance et d'Alerte Sismique*)

En 1985, le CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique) a obtenu un soutien financier (Fond FADES) pour développer la surveillance sismique en Algérie par la modernisation du réseau sismique. 32 stations sismologiques furent alors acquises en 1988, puis installées en 1990, après la sélection de sites appropriés. Ce réseau n'a malheureusement fonctionné qu'une seule année après son installation en raison des destructions massives lors de la décennie noire. C'est à la faveur de l'amélioration de la situation sécuritaire en 1998, qu'a été réinstallé progressivement ce réseau. Il a permis ainsi de faire face aux deux crises sismiques d'Ain Témouchent de 1999 et de Boumerdes de 2003. Ce réseau est composé d'une station principale (Alger) et de trois régionales (Constantine, Chlef, Oran). Chaque régionale est équipée d'une station tri composante courte période. Elle reçoit en temps réel les données des 7 stations par ondes radio UHF (téléométrie), directement ou bien par station relais. Les données sous forme digitale sont envoyées à la station centrale (Bouzaréah) par voies hertziennes spécialisées. Cet ancien réseau est composé aujourd'hui de

25 stations du fait que certaines stations ont été abandonnées (8 à l'Est, 6 au Centre, 9 à l'Ouest). Il permet néanmoins une bonne écoute de l'activité sismique.

### III.2.1.2. Réseau ADSN (Algerian Digital Seismic Network)

Après le séisme de Boumerdes du 21 Mai 2003, le CRAAG décida de mettre en place le premier réseau sismologique digital (ADSN) (Yelles-Chaouche et al. 2013b). L'installation de ce réseau est passée par deux phases principales. La première, en 2006, a commencé par la collaboration entre l'Algérie et la CEA (China Earthquake Administration). Cette collaboration a été mise en place pour bénéficier de l'expérience de ce pays en matière de surveillance. La Chine a offert au CRAAG un réseau numérique de 10 stations large bande, 10 stations portables courtes période, et une assistance scientifique (Yelles-Chaouche et al. 2007).

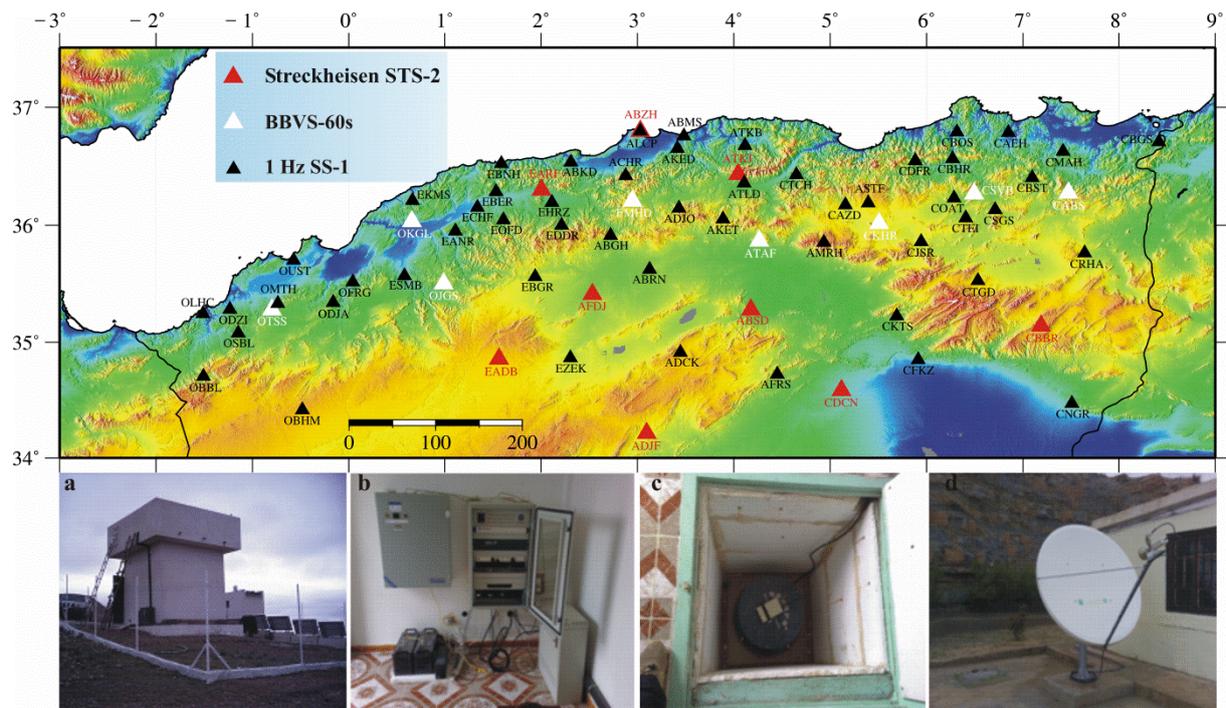
En 2009, la deuxième phase du projet comprenait la mise en place progressive d'un nouvel équipement, de type américain, suite à l'installation du matériel chinois. Cette phase est passée par plusieurs étapes: prospection, choix et construction des sites, décision sur le type de communication à utiliser et enfin, l'installation de l'équipement sismologique. Durant les quatre dernières années, le nombre de stations en service est passé de 25 à 72, dont 16 sont de large bande (BB), 2 sont de très large bande (VBB) et 54 sont de courte période (SP). 21 sont équipés d'accéléromètres.

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

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

Pour les courtes périodes le CRAAG utilise des Q330 avec des capteurs 1-Hz SS-1 (**Figure III.2**).

La répartition spatiale des stations couvrent maintenant la plupart du nord de l'Algérie (**Figure III.1**). En outre, 70 stations GPS ont récemment été ajoutées à ce réseau sismologique, la plupart d'entre elles couplées aux stations sismologiques.



**Figure III.1** : La répartition des stations du réseau ADSN dans le nord de l'Algérie.

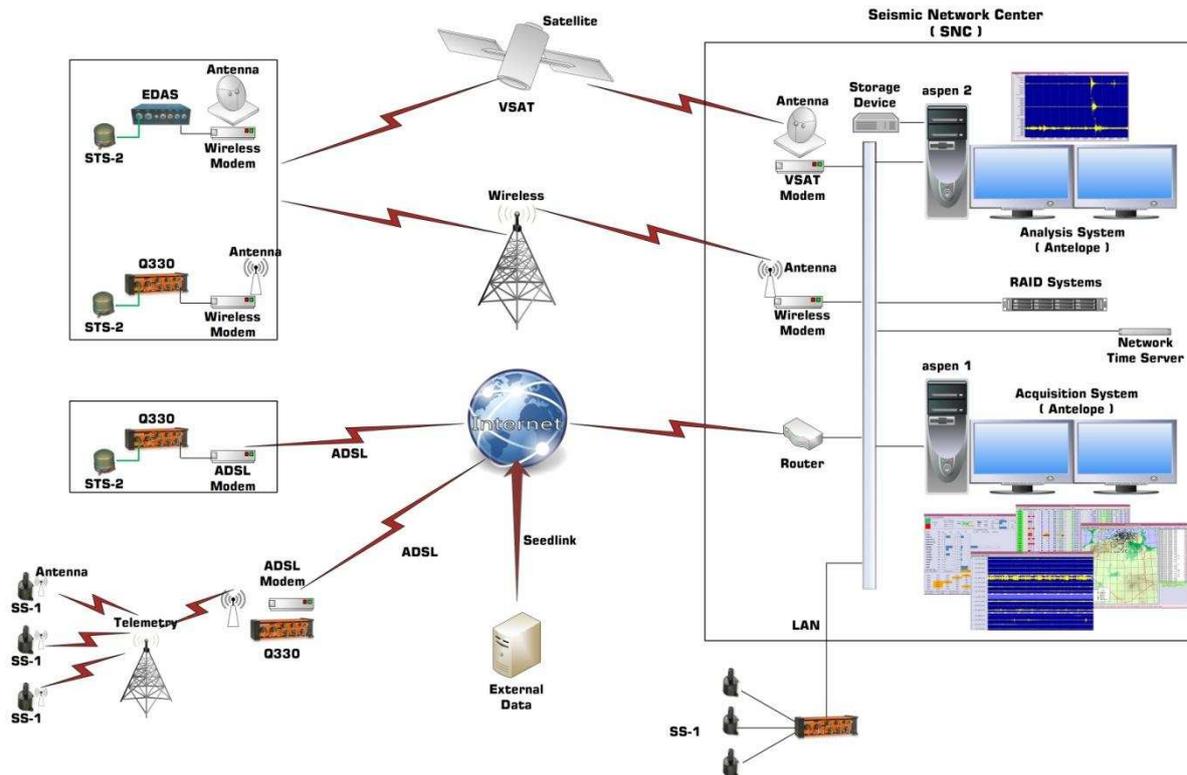
- a. Station CKHR (Sétif)
- b. Système d'acquisition
- c. Sismomètre large bande « Geodevice EDAS-24IP »
- d. Transmission par satellite (VSAT) des données de la station vers le centre des données (Alger).

Le choix des sites pour l'installation des stations s'est basé sur les critères suivants :

- Géologie
- Bonne couverture du territoire.
- Etude du niveau de bruit (Campagne Site Survey).
- Sécurité des équipements.

La qualité des données, en particulier celles des stations large bande est contrôlée en continu et en temps quasi-réel à l'aide du logiciel "PQLX" (Pascal Quick Look eXtended), (McNamara, 2009). Ce logiciel permet ainsi de calculer les PDF (Probability Density Function) et les PSD (Power Spectral Density) des enregistrements à différents stades de l'installation et lors du fonctionnement des stations et ceci afin d'estimer les sources de bruit.

La gestion du réseau (l'acquisition, la sauvegarde et le traitement des données) est assurée par le logiciel Antelope de Kinematics (Cie US). Pour la transmission des données, le CRAAG utilise différents modes (par exemple, satellite, internet ou télémetrie) (**Figure III.2**).



**Figure III.2 :** Acquisition de données en temps réel entre la station sismologique d'acquisition et la centrale des données à Bouzaréah.

Depuis l'installation de ce nouveau réseau, on peut constater que le nombre d'événements enregistrés a augmenté de manière significative. En effet, avant l'installation du réseau ADSN, une moyenne de 30 événements par mois était enregistrée par le réseau REALSAS. Aujourd'hui, le nombre est d'environ 80 à 100 par mois. Cela est dû au nombre de stations nouvellement installées et à leur répartition spatiale qui permet de couvrir la plupart des zones sismogènes du nord de l'Algérie. Certains événements sismiques dans la partie sud de l'Algérie, à l'intérieur du bouclier Hoggar, ont été également enregistrés pour la première fois par le réseau mettant en évidence pour la première de façon nette le caractère sismique de cette région, que l'on pensait asismique (Yelles-Chaouche et al. 2013b).

### III.2.2. Les réseaux temporaires

Dans le cas où un séisme important se produit, un réseau temporaire constitué par des stations portables est immédiatement déployé dans la zone épiscopentrale afin de localiser le maximum des répliques (faible magnitudes) et aussi pour obtenir une bonne couverture azimutale. Nous présentons dans cette thèse trois exemples des campagnes de terrain où j'ai participé: les deux premières sont des campagnes sismologiques qu'on a effectuée juste après

la crise sismique de Mila en 2007 (**voir paragraphe V.3.1**) et la séquence sismique de Béni-Imane en 2010 (**voir chapitre VI**), la troisième est une campagne GPS, faite pour suivre la faille de Ain Smara dans la région de Constantine en 2008.

#### **III.2.2.1. Campagne sismologique de Décembre 2007 dans la région de Mila**

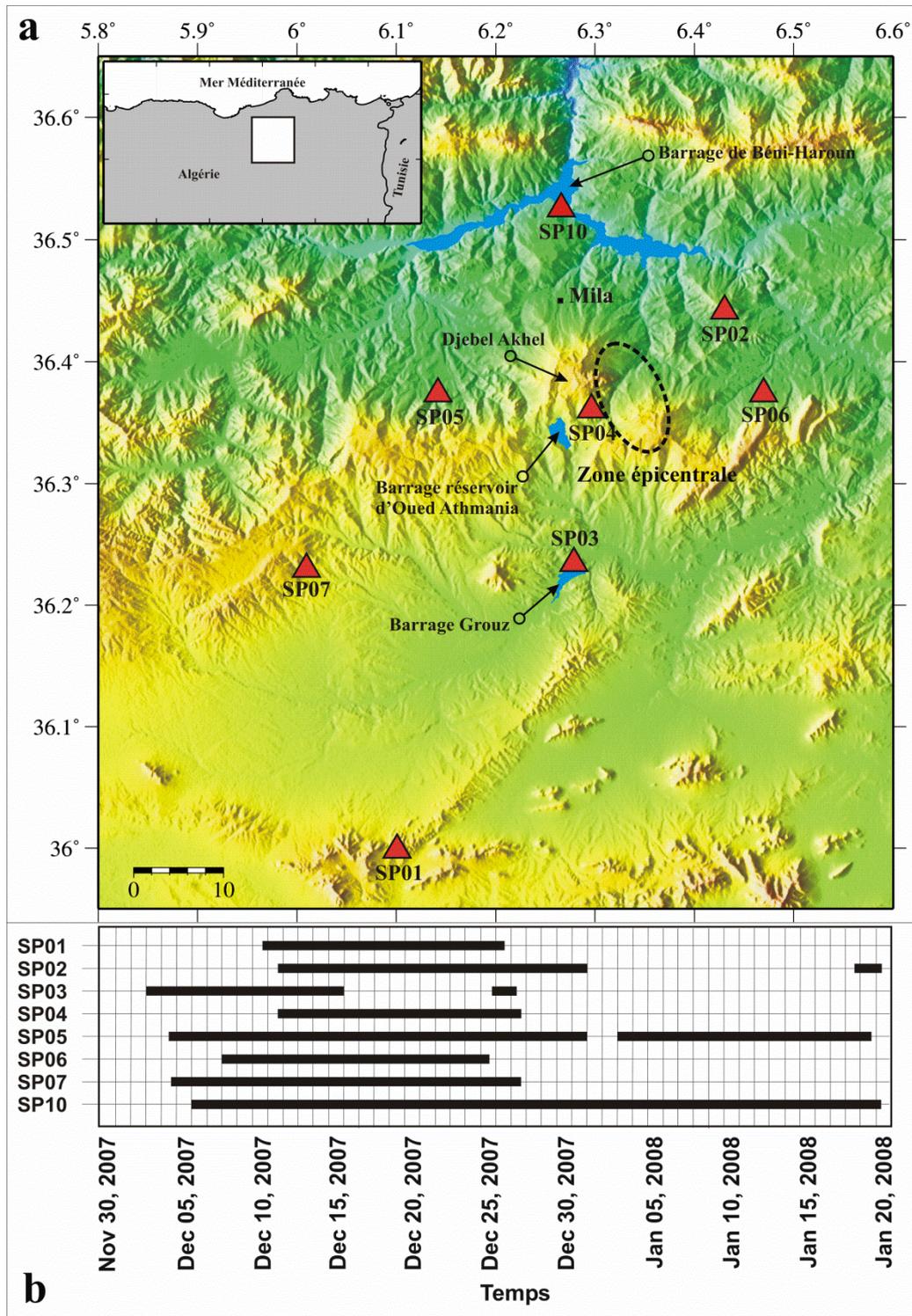
Afin de suivre l'activité immédiate des événements de la crise sismique de Mila le 30 Décembre 2007, un réseau sismologique temporaire constitué de 8 stations sismologiques portables courte période a été installée dans la région (**Figure III.4**). L'implantation des stations par une équipe technique du CRAAG a tenu compte des critères suivants :

- de la nature géologique des sites choisis (stations posées sur des sols durs),
- de l'environnement humain (stations posées loin de l'activité humaine, dans des sites bien protégés et sécurisés, évitant les routes, les zones industrielles, le ruissellement des eaux, les carrières en activités, etc...),
- du choix des sites pour obtenir la meilleure qualité du signal et ainsi optimiser le rapport signal/bruit. Le sismomètre a été enfoui verticalement dans le sol, à l'abri du vent, de la pluie et de la curiosité. La **Figure III.3** représente une station courte période utilisée dans cette étude.



**Figure III.3 :** (a) Station sismologique de Oued Athmania (SP03) (chinoise), (b) **numériseur** : Geodevice EDAS-24IP avec capacité de stockage allant jusqu'à 2 Go et fréquence d'échantillonnage de 100 Hz (c) **capteur** : 1 Hz Geodevice FSS-3 courte période à tri-composante, (d) **Interface de contrôle et d'acquisition** : RS232 et Ethernet RJ45GPS ; (e) **Système de positionnement** : GPS (f) **Alimentation électrique** : 12 v par un kit de panneau solaire.

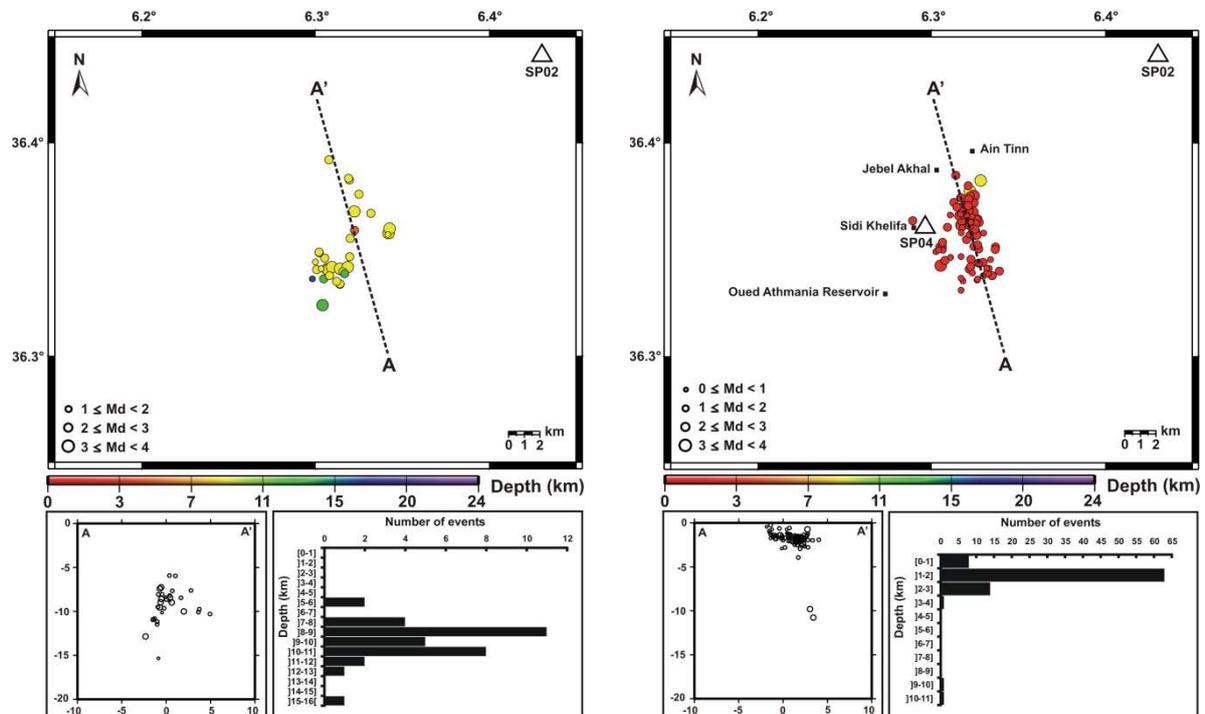
Les stations du réseau portable ont été installées en deux missions, la première du 03 au 08/12/2007, consacré à l'installation de 5 stations (SP03, 05, 06, 07 et 10), et la deuxième du 10 au 11/12/2007, pour l'installation de 3 stations (SP01, 02 et 04) (**Figure III.4.b**).



**Figure III.4 :** (a) l'emplacement des stations portables pour suivi la crise sismique de Mila en 2007. (b) temps de fonctionnement des stations.

Ce réseau sismologique a été installé sur une superficie de 60 km par 60 km avec une maille d'environ 20 km. Les distances épacentrales étaient en général inférieures à 20 km (sauf SP01 et SP07), afin d'avoir des stations le plus proche possible des foyers sismiques (**Figure III.4.a**).

La station la plus proche SP04 de l'épicentre a été installée 10 jours après le début de la crise. Nous présentons dans la **Figure III.5** les événements enregistrés avant (période 1) et après (période 2) l'installation de cette station. Nous avons constaté que les profondeurs d'événements de la première période se situaient entre 6-12 km alors que celles de la deuxième période entre 0-3 km. Du fait que cette station apportait une meilleure contrainte sur les profondeurs des événements sismiques dans la zone épacentrale, nous n'avons tenu compte que des événements enregistrés après l'installation de cette station (**voir paragraphe V.3.1**).



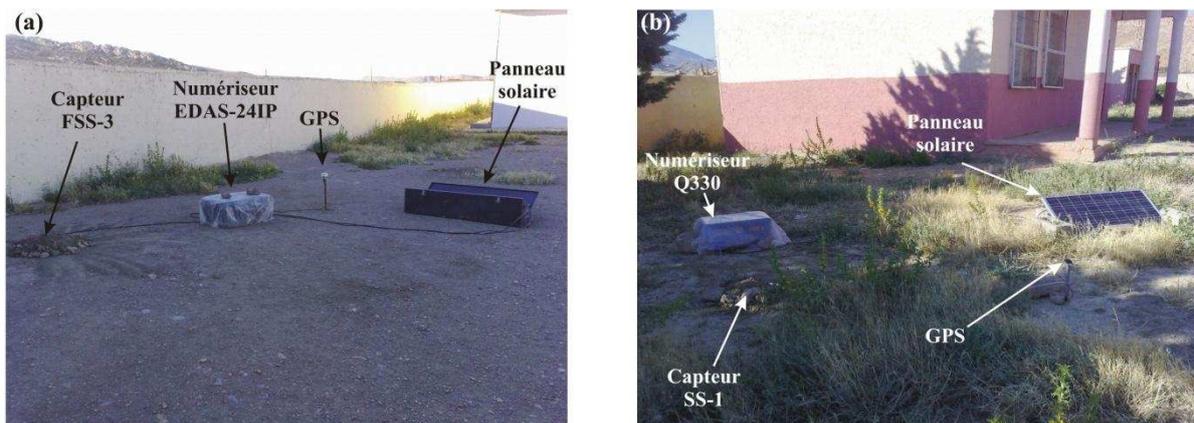
**Figure III.5 :** (gauche) les événements enregistrés avant l'installation de SP04. (droite) les événements enregistrés après l'installation de SP04

Cette expérience de mise en place de la station SP04 proche de l'épicentre nous montre que toute première station doit dans la mesure du possible être installée la plus proche à la zone épacentrale.

### III.2.2.2. Campagne sismologique de 2010 dans la région de Béni-Ilmane

Quelques heures après le premier choc du séisme de Béni-Ilmane le 14 Mai 2010, un réseau sismologique temporaire de onze stations portables courtes période a été déployé dans la zone épacentrale (**voir chapitre VI**). Le réseau a enregistré un grand nombre de séismes de faible amplitude. La distance moyenne entre les stations était d'environ de 10 km. Quelques jours plus tard, la géométrie du réseau temporel a été légèrement remanié afin d'améliorer le rapport signal/bruit.

Deux types de stations appartenant à CRAAG ont été utilisés : neuf numériseurs Geodevice EDAS-24IP couplés avec des capteurs 1 Hz Geodevice FSS-3 (**Figure III.6.a**) et deux numériseurs Q330 couplé avec des capteurs 1 Hz SS-1 (**Figure III.6.b**). Ce réseau a été déployé pendant 5 mois, et les périodes de fonctionnement de chaque station sont présentées dans le **chapitre V**.

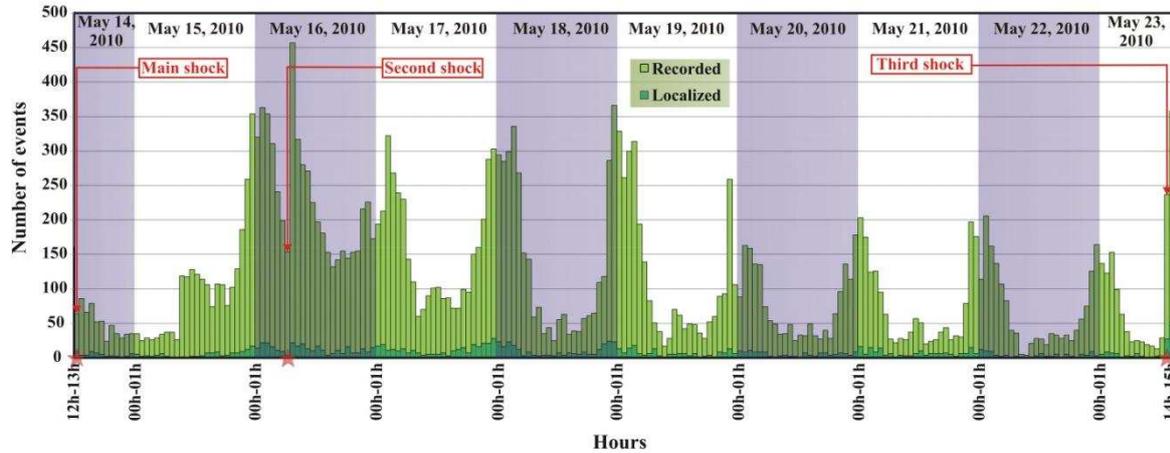


**Figure III.6 :** (a) la station SP05 (Chinoise) installée dans l'école de Gerne Safia. (b) la station SP10 (Kinometrics) installée dans l'école de Cherchara

Pour éviter l'expérience de SP04 de Mila, nous avons installé la première station SP01 au milieu de la zone épacentrale (école de Béni-Ilmane) quelques heures après le début de cette séquence sismique. Le choix de sites s'est basé essentiellement sur la bonne couverture, la sécurité des équipements et le rapport signal/bruit.

Dans la **Figure III.7**, nous présentons le nombre d'évènements enregistrés par la station SP01 et les évènements localisés par plus de cinq stations sur les 10 premiers jours. Sur cette période nous avons enregistré 24852 évènements. Ce nombre important d'évènement est dû à l'occurrence d'une série de trois chocs principaux de magnitude supérieure à 5. Nous avons remarqué aussi une alternance entre les évènements enregistrés dans la journée et celles enregistrés la nuit. Ces derniers sont plus importants que les premiers, ceci peut être expliqué

par le niveau important de bruit dans la journée dans le village de Béni-Ilmane (le village le plus touché par ce séisme) sachant que la plupart des événements enregistrés étaient de faibles magnitudes et donc influencés par le bruit.



**Figure III.7 :** histogramme représentant le nombre d'événements enregistrés par la station SP01 et les événements localisés par 5 stations au plus sur une période de 10 jours

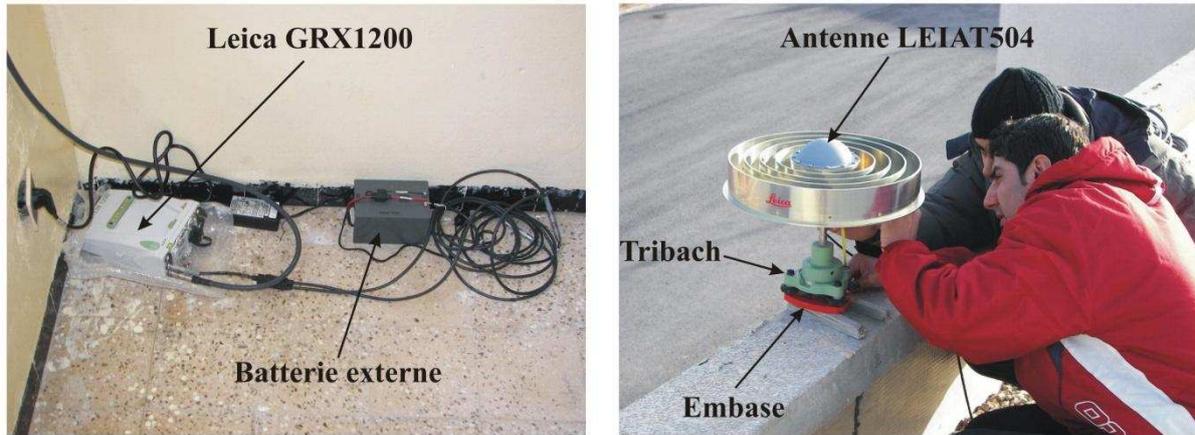
### III.2.2.3. Campagne GPS en 2008 autour de la faille de Ain Smara

Comme on l'a vu précédemment, le réseau GPS algérien est constitué de 70 stations permanentes. Outre le réseau GPS permanent, on utilise des réseaux GPS semi-permanents pour suivre la déformation des failles actives capables de générer des séismes importants comme la faille d'Ain Smara qui a fait l'objet d'une campagne de mesure à laquelle j'ai participé.

Cette campagne s'est déroulée durant 10 jours du 14 au 24/01/2008. Lors de la campagne, nous avons installé 19 stations. Chaque station était composée d'un récepteur (Leica GRX 1200 pro), d'une d'antenne (Chockring AT 504 et MOBILE AX 1202, repose sur un TRIBACH et une EMBASES) (**Figure III.8**), d'une batterie permettant de faire face aux coupures d'électricité (le matériel est alimenté directement sur site). Chaque station a été observée avec une session de 24 heures à une cadence de 30 secondes, et un angle de coupure des observations de 15°.

Notre participation à cette campagne est importante car comme nous l'avons signalé précédemment, à l'heure actuelle l'analyse des séismes est souvent faite en combinant les données sismologiques avec les données géodésiques. L'installation du REGAT va permettre dans le futur de réaliser des études plus détaillées et de mieux comprendre les processus de déformations près des failles actives.

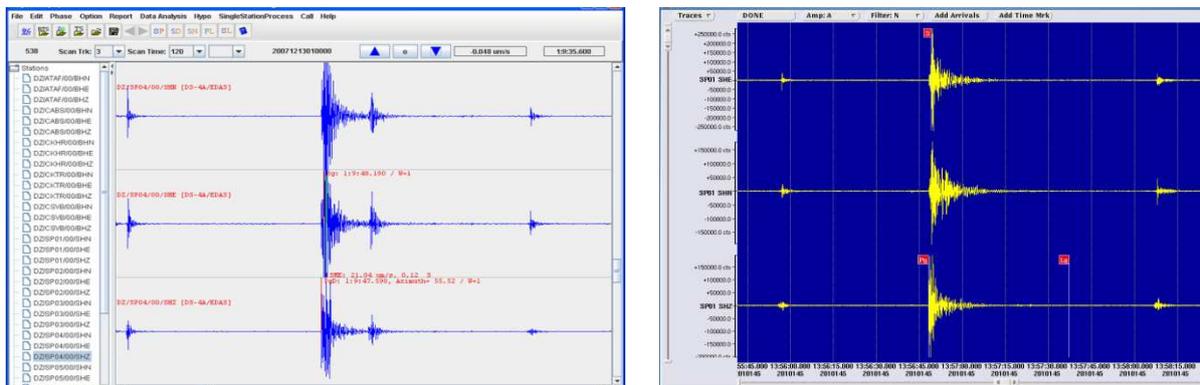
Sur cette faille d'Ain Smara, de nouvelles campagnes de mesure viennent d'être effectuées. Elles permettront de modéliser les déplacements qui se sont produits lors de ces cinq dernières années.



**Figure III.8 :** Station GPS de OHBA (Ouled Hebaba, wilaya de Guelma)

### III.3. Traitement et analyse des données sismologiques

Toutes les données (stations permanentes et portables) sont regroupées dans la même base des données sous le même format (par exemple « sac »). Pour le dépouillement des données, nous avons utilisé plusieurs logiciels tels que : msdp, Antelope, sac... Dans la **Figure III.9** nous présentons deux exemples de dépouillement : le premier concerne la crise de Mila en 2007 où on a utilisé le logiciel « msdp ». Dans le second exemple sur le séisme de Béni-Ilmane, le Logiciel « Antelope » a été utilisé.



**Figure III.9 :** (gauche) exemple de dépouillement de la station SP04 pour la crise sismique de Mila en 2007 par le logiciel « msdp », (droite) exemple de dépouillement de la station SP01 pour la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010 par « Antelope ».

### III.3.1. Dépouillement

Nous avons pointé les temps d'arrivée des ondes P sur la composante verticale et les ondes S sur les composantes horizontales et au même temps, nous avons attribué à chaque événement la polarité de la première onde arrivée. Chaque phase est attribué un poids allant de 0 (très bonne lecture) à 4 (la phase n'est pas prise en compte). En dernier lieu, on détermine la durée du signal (T) et la distance épacentrale (D) pour calculer la magnitude de durée  $M_d$  à partir de la formule suivante :

$$M_d = -1.9 + 2.8 \log (T), \text{ pour } D < 40 \text{ km, et}$$

$M_d = -1.2 + 2.2 \log (T) + 0,0033 D$ , pour  $40 \text{ km} \leq D \leq 200 \text{ km}$  (CRAAG, travail non publié, 1981).

### III.3.2. Localisation d'évènements

Après le dépouillement des données, la deuxième étape se rapporte est à la localisation des évènements sismiques. Généralement on utilise le programme HYPO2000 (Klein 2002) basé sur une méthode de calcul non linéaire par approximations successives. Il s'agit d'une méthode de résolution par moindres carrés pour minimiser les erreurs de façon itérative. Le programme utilise trois fichiers d'entrée (phase, station et modèle de vitesse). Pour la détermination du modèle de vitesse de la région de Mila où la crise s'est produite, nous avons utilisé le programme Velest (Kissling et al. 1994). Pour cette détermination, on utilise trois modèles initiaux (Abacha, 2009, la table de Joliate et Bounif et al. 1987). Le rapport  $V_p/V_s$  est quant à lui déterminé par la méthode de Wadati.

Pour la séquence sismique de Béni-Ilmane, nous avons utilisé un modèle de vitesse obtenu par la méthode essai-erreur.

### III.3.3. Relocalisation d'évènements

La troisième étape consiste en la relocalisation des données à l'aide du programme Fortran HypoDD, basé sur l'algorithme de double différence, développé par (Waldhauser et Ellsworth, 2000). La double différence est le résidu entre les différences entre temps de trajet mesuré et calculé pour deux évènements à une station commune. L'utilisation de HypoDD implique deux étapes: le calcul des différences de temps d'arrivée pour les paires de séismes (ph2dt), puis la localisation des hypocentres par double différence (HypoDD).

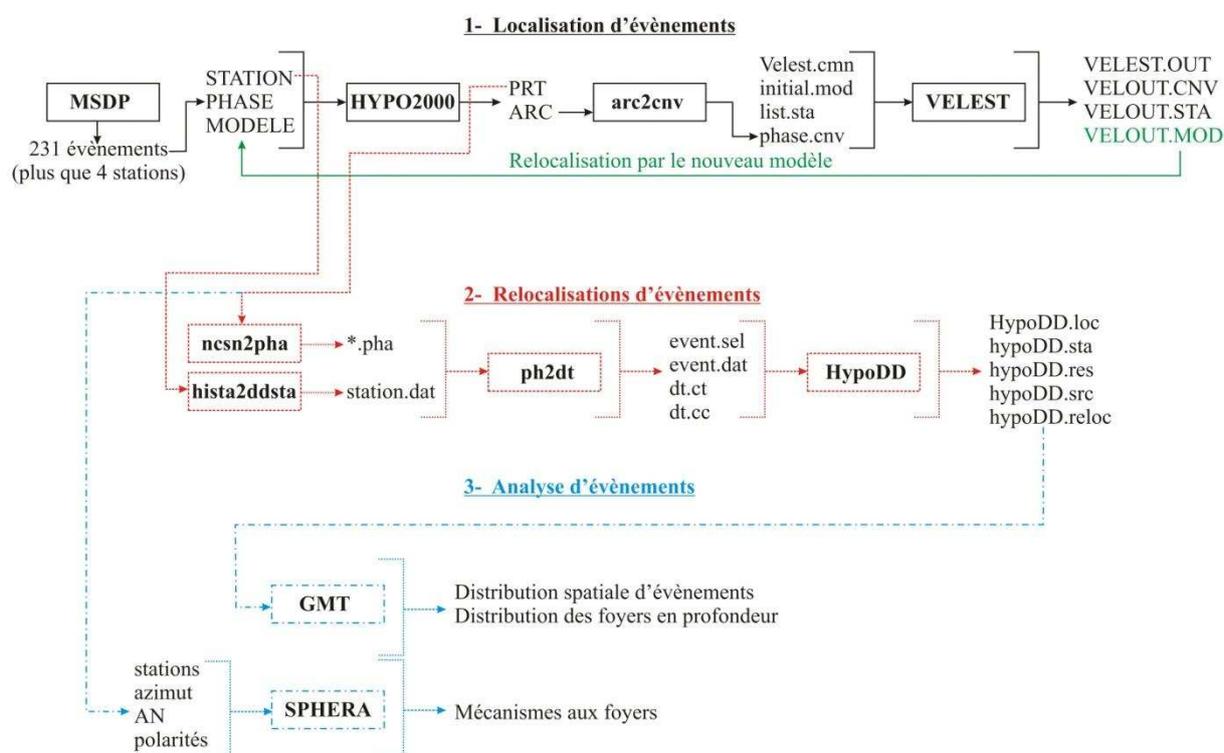
### III.3.4. Distribution spatiale d'évènements

Une fois que l'étape de la relocalisation est terminée, on fait une analyse d'évènements relocalisés en termes de distribution horizontale et verticale afin de déterminer les dimensions de la faille (longueur, largeur et profondeur) ainsi que l'Azimut et le pendage du plan de la faille.

### III.3.5. Mécanismes aux foyers d'évènements

En fin de traitement, et dans le but de déterminer le type de faille qui est à l'origine du séisme (inverse, normale ou décrochante), nous avons calculé les mécanismes aux foyers à l'aide de logiciel SPHERA (Rivera 1991). Pour ce faire, une préparation des fichiers d'entrés (Date, nom de la station, Azimut et AN) de ce logiciel pour chaque station est à effectuer. Après le calcul, nous déterminons les paramètres de la faille, azimut, pendage et glissement sur les plans nodaux.

La **Figure III.10** représente un schéma explicatif des différentes étapes de traitements et d'analyse des données de la crise sismique de Mila en 2007.



**Figure III.10** : schéma explicatif de différentes étapes de traitements et de l'analyse des données de la crise sismique de Mila en 2007.

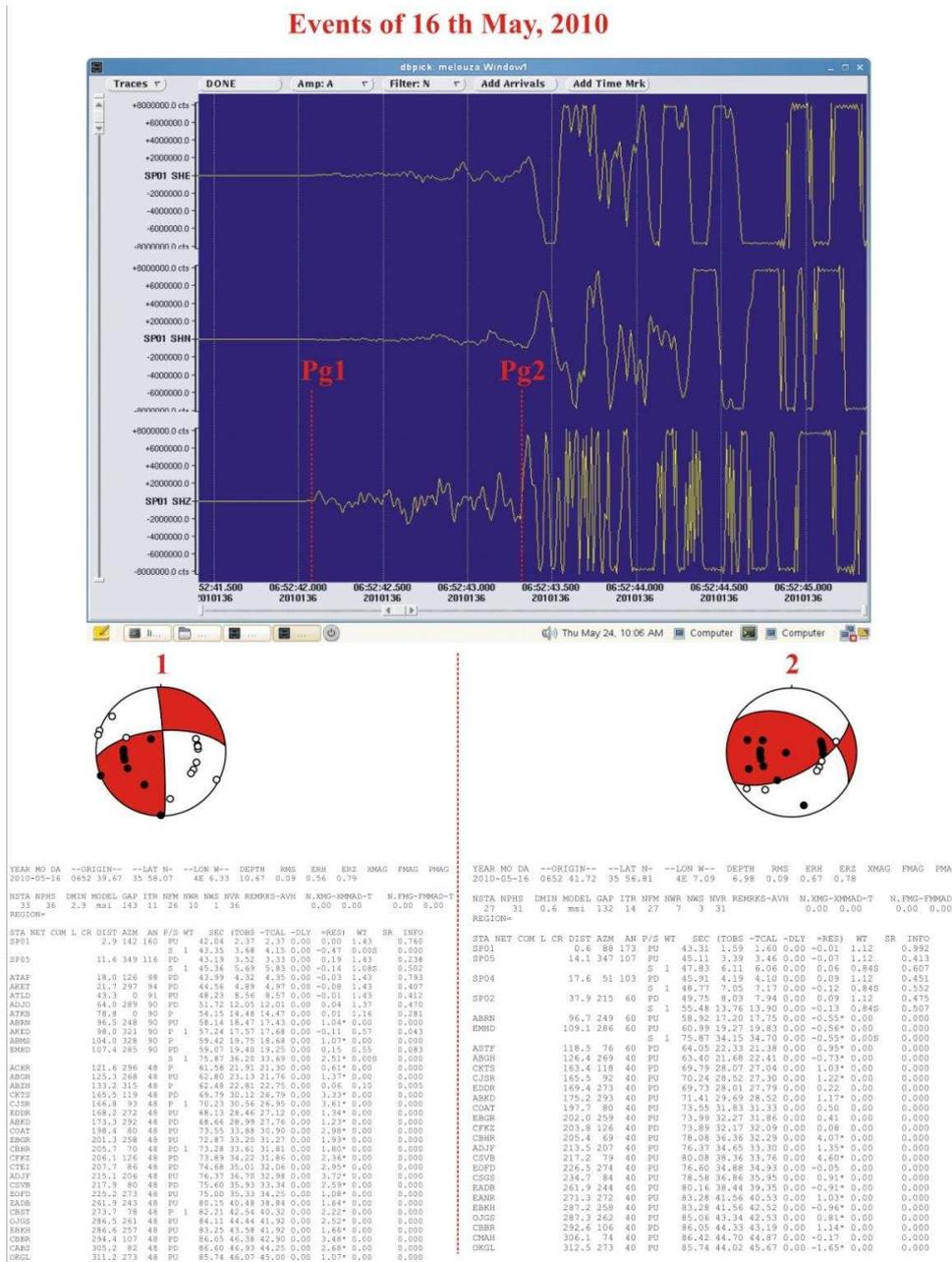


Figure III.11 : Exemple montrant la complexité du pointé des phases et des polarités

Il n'est pas toujours facile de déterminer les phases et les polarités d'un événement sismique en raison de plusieurs éléments (bruit, perturbation électronique...). Dans la Figure III.11, nous présentons un exemple rencontré lors de dépouillement du séisme de Béni-Ilmane. Cet événement est constitué d'une séquence sismique de trois chocs principaux. Le premier choc est associé à une faille de décrochement sénestre, le deuxième est associé à une faille inverse. Pour le deuxième choc (Figure III.11), le pointé de Pg1 comme première arrivée entraîne un mécanisme en décrochement alors qu'un pointé de Pg2 comme première arrivée entraîne un mécanisme en inverse. L'interprétation de cet exemple s'explique par le

fait que nous avons deux évènements sismiques qui se sont produits au même moment : le premier (le petit) événement est une réplique du premier choc, alors que le deuxième (grand) est l'initiation du second choc de la séquence.

### **III.4. Applications en sismologie**

Après qu'on ait terminé l'étude classique (localisation et relocalisation) des données sismologiques, plusieurs applications sur ces données peuvent être effectuées afin de bien comprendre la nature et le mécanisme de ces évènements sismiques. Dans cette thèse nous avons effectué deux études sur la séquence sismique de Béni-Ilmane du 2010 il s'agit : du transfert de Coulomb (**section VI.5**) et de la tomographie sismique (**section VI.6**)

#### **III.4.1. Transfert de Coulomb**

Le but de cette partie est de calculer la variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par le premier choc (faille source) du 14 Mai 2010 sur le déclenchement des deux autres chocs du 16 et 23 Mai 2010 (failles cibles) de la séquence, ainsi que la variation occasionnée par le deuxième sur l'occurrence du troisième choc et enfin le premier et le deuxième sur le troisième choc. En deuxième lieu nous avons étudié cette variation causée par ces trois chocs afin de déterminer les zones où la contrainte s'accumule et où probablement les futurs séismes seront déclenchés. A la fin, nous avons calculé cette variation sur des failles optimales orientées.

Pour réaliser le calcul de Coulomb, nous avons tout d'abord estimé la géométrie des trois failles provoquant les trois chocs on se basant sur les moments sismiques obtenus dans la section (**VI.3**) et la relation de Wells et Coppersmith 1994 intégré dans le programme Coulomb 3.3.01 (Toda et al. 2005, Lin and Stein 2004), ainsi que les mécanismes aux foyers et la répartition spatiale des répliques.

#### **III.4.2. Tomographie sismique**

Pour déterminer l'image de la structure de la croûte de ces trois failles actives provoquant les trois chocs de la séquence sismique de Béni-Ilmane du 2010, nous avons utilisé l'ensemble de 1406 évènements bien localisés et appliqué la tomographie sismique à l'aide de logiciel « LOTOS » (**LOcal TOMography Séismic**) (Koulakov, 2009a), qui comprend la localisation absolue des sources sismiques, l'optimisation d'un model de vitesse

initial 1D, l'inversion tomographique itératif 3D pour  $V_p$ ,  $V_s$  et le rapport  $V_p/V_s$ , et les paramètres de source.

#### III.4.2.1. Méthodologie

Nous avons utilisé la version « 12 » du programme de la tomographie sismique locale (LOTOS), décrit en détail par Koulakov (2009a) et librement disponible à [www.ivan-art.com/science/LOTOS](http://www.ivan-art.com/science/LOTOS). Cette version permet l'inversion simultanée les ondes P ( $V_p$ ) et S ( $V_s$ ), le rapport ( $V_p/V_s$ ) et les coordonnées la source. Les données d'entrée (input) pour ce code sont : les temps d'arrivée des évènements sismiques et les coordonnées des stations.

Les calculs ont commencé avec une localisation absolue des sources sismiques et l'estimation d'un modèle de la vitesse optimal 1D. Nous avons utilisé trois à quatre valeurs de vitesse à différentes profondeurs, et la vitesse était interpolée linéairement entre les niveaux. Le modèle qui a produit un RMS des résidus minimal et un nombre maximal de données sélectionnées a été choisi comme un modèle référence pour d'autres modélisations de la tomographie 3D. Le modèle final choisi comprend, un rapport  $V_p/V_s$  constant égale à 1.68 et vitesses des ondes P définis à quatre niveaux ( $V_{PC} = 4.8$  km/s à 0 km, 5.2 km/s à 10 km, 5.8 km/s à 20 km et 7.0 km/s à 30 km de profondeur). L'inversion tomographique a été effectuée sur la base d'une procédure itérative (dans notre inversion nous avons effectué 3 itérations). Chaque itération commence avec l'emplacement de la source dans le modèle 3D. L'inversion a été effectuée en même temps pour les anomalies des ondes P et S, les paramètres de source ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ , et  $t_0$ ) et des corrections de la station.

#### III.4.2.2. Modélisation et résultats

Pour l'inversion tomographique, 1136 évènements avec 9885 P et 2165 S ont été choisis, en tenant compte uniquement les évènements ayant plus de 8 phases et les résidus calculés dans le modèle 1D ne doit pas dépasser 0.8 s. Pour évaluer la résolution des résultats, nous avons effectué une série de tests synthétiques pour lesquels nous avons simulé les conditions de l'inversion des données observées. Les résultats obtenus sont présentés dans la **section VI.6**

### III.5. Conclusion

En conclusion, nous pouvons dire que le contexte sismique du Nord de l'Algérie, impose d'assurer une bonne surveillance sismique. Pour faire face à cet aléa, le CRAAG a pour le moment déployé sur le territoire national essentiellement dans sa région Nord un réseau sismologique numérique conséquent à même de mener cette tâche. En plus de ce réseau sismologique, un autre réseau, complémentaire a été installé, Il s'agit du réseau de **70** capteurs GPS.

En cas d'évènement important, nous avons vu la nécessité de densifier le réseau permanent par un réseau temporaire constitué de stations portables permettant d'enregistrer le maximum d'évènements de faible magnitude et d'obtenir une bonne couverture azimutale. Il est par ailleurs important que la première station installée soit la plus proche à la zone épiscopentrale.

L'acquisition des données ainsi que leur traitement reste parmi les phases les plus importantes dans toute étude sismologique. En effet, l'acquisition de données fiables, de bonne qualité est le premier enjeu rencontré immédiatement après l'occurrence d'une secousse. Pour cela il faut s'assurer d'une instrumentation fiable, en nombre suffisant, une mise en place dans de bonnes conditions de terrain. La maintenance de ce réseau sur une longue période comme celle par exemple de Ben-Ilmane reste également un challenge car il faut tenir compte de la sécurité des sites, se prémunir des détériorations possibles ainsi que permettre la maintenance des équipements.

Le traitement des données parfois en nombre considérables nécessitent par ailleurs une patience, et une grande minutie. La reconnaissance des phases et leur pointé n'est pas toujours simple dans la mesure où les données surtout pour les tous petits événements, sont souvent noyées dans le bruit ambiant. Cependant la cohérence des données dépouillées reste un gage d'une interprétation de qualité des données et de l'excellence d'une étude.

Plusieurs applications sur ces données peuvent enfin être testées. Celles-ci ont pour mieux analyser la structure ou les mécanismes de rupture dans les régions touchées par ces événements.

Dans le chapitre suivant de cette thèse nous nous sommes focalisés sur la connaissance des différentes zones sismogènes de la région Nord-Est de l'Algérie.

---

## CHAPITRE IV : LES ZONES SISMOGENES DU NORD-EST DE L'ALGERIE

---

**IV.1. Introduction****IV.2. Analyse de la sismicité****IV.2.1. Statistique de la sismicité**

IV.2.1.1. b-value de notre région d'étude

IV.2.1.2. *La loi d'Omori généralisée pour notre région d'étude*

IV.2.1.3. Magnitude maximale

**IV.3. Zones sismogènes de la région Nord-Est de l'Algérie****IV.3.1. ZONE 1 : BABORS-NAPPES TELLIENNES SETIFIENNES**

IV.3.1.1. Cadre tectonique

IV.3.1.2. Sismicité récente 2000-2014

a. Le séisme de Laalam du 20 Mars 2006

b. Le séisme de Béjaïa du 28 Novembre 2012

c. La séquence sismique de Béjaïa du Mai 2013

IV.3.1.3. Discussion et conclusion de la zone 1

**IV.3.2. ZONE 2 : LA VALLEE DE LA SOUMMAM**

IV.3.2.1. Cadre tectonique

IV.3.2.2. Sismicité récente 2000-2014

a. Le séisme de Béni-Ouartilane du 10 Novembre 2000

b. *La sismicité de la région d'El Hachimia*

IV.3.2.3. Discussion et conclusion de la zone 2

**IV.3.3. ZONE 3 : HODNA-BIBANS**

IV.3.3.1. Cadre sismo-tectonique

IV.3.3.2. Sismicité récente 2000-2014

a. La séquence sismique de Béni-Ilmane en Mai 2010

b. La crise sismique de Bir-Haddada du 11 Juillet 2010

IV.3.3.3. Discussion et conclusion de la zone 3

**IV.3.4. ZONE 4 : LA REGION DE BATNA**

IV.4.3.1. Cadre sismo-tectonique

IV.4.3.2. Sismicité récente 2000-2014

a. *La crise sismique d'El Madher* le 10 Avril 2010

IV.4.3.3. Discussion et conclusion de la zone 4

**IV.3.5. ZONE 5 : BASSIN CONSTANTINE-MILA**

IV.3.5.1. Cadre sismo-tectonique

IV.3.5.2. Sismicité récente 2000-2014

a. La région de barrage de Hammam Grouz

b. La région de Djebel Akhal (la crise de Mila du Décembre 2007)

c. La région de Guettar El Aich

d. La région nord de Constantine

IV.3.5.3. Discussion et conclusion de la zone 5

**IV.3.6. ZONE 6 : LA PETITE KABYLIE**

IV.3.6.1. Cadre structural et sismo-tectonique

IV.3.6.2. Sismicité récente 2000-2014

a. Sismicité de la région d'*Azzaba*

IV.3.6.3. Discussion et conclusion de la zone 6

**IV.3.7. ZONE 7 : LE BASSIN D'ANNABA**

IV.3.7.1. Cadre sismo-tectonique

**IV.3.8. ZONE 8 : BASSIN DE GUELMA ET SES ENVIRONS**

IV.3.8.1. Cadre structural et sismo-tectonique

IV.3.8.2. Sismicité récente 2000-2014

a. Sismicité de la région de Roknia

IV.3.8.3. Discussion et conclusion de la zone 8

**IV.3.9. ZONE 9 : ATLAS INTRA-CONTINENTAL**

IV.3.9.1. Cadre structural et sismo-tectonique

IV.3.9.2. Sismicité récente 2000-2014

a. *Le séisme d'El Oued du 09 Juillet 2007*

**IV.3.9.3.** Discussion et conclusion de la zone 9

**IV.4. Discussion et conclusion**

---

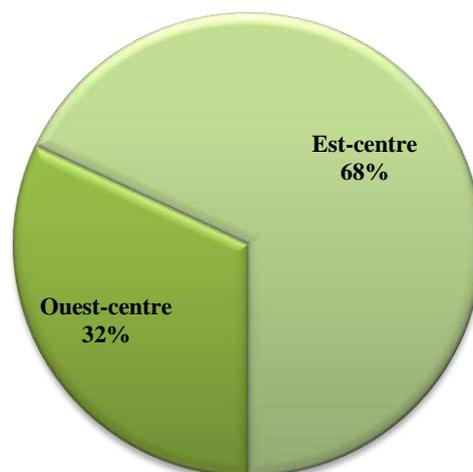
## IV.1. Introduction

Comme on a vu dans le paragraphe chapitre III, la mise en place des réseaux de surveillance REALSAS en 1998 ainsi que le réseau ADSN en 2007 a permis pour la première fois de connaître avec une meilleure précision l'activité sismique de l'Algérie de Nord. En effet, l'existence aujourd'hui, d'un nombre important de stations sismologiques digitales, opérant en mode temps réel, permet d'obtenir des informations fiables sur les différentes secousses qui se produisent.

Dans ce chapitre, nous présentons l'analyse de l'activité sismique récente de la région Nord-Est de l'Algérie entre les périodes 2000-2014. Nous pensons que cette période choisie reste la plus représentative du fait du nombre d'évènements enregistrés. A partir de cette analyse, nous avons délimité les zones sismogènes en se basant sur la répartition spatiale de la sismicité, les caractéristiques des structures géologiques et l'analyse statistique de la sismicité sur la base de la loi de Gutenberg-Richter (b-value), la loi d'Omori généralisée et la magnitude maximale.

## IV.2. Analyse de la sismicité

L'un des traits marquant de la sismicité nord algérienne est sa concentration dans la région Est Algérienne. En effet cette région reste parmi la plus active puisque 2/3 des évènements sismiques en Algérie s'y produisent (**Figure IV.1**).



**Figure IV.1** : Taux de sismicité de la région Est et Ouest

La **Figure IV.2.a** représente la répartition des 4958 évènements enregistrés entre 1900-Décembre 2013 (période instrumentale) pour la zone [34-37.5°N, 3.5-8.5°E]. Pour l'établissement de cette carte, nous avons utilisé la base des données CRAAG sans aucun filtre des répliques. Pour une meilleure appréciation de l'activité sismique de la région Nord-Est de l'Algérie, nous avons rapporté sur l'histogramme matérialisé dans la **Figure IV.2.b**, le nombre d'évènements sismiques enregistrés jusqu'à Décembre 2013, pour la zone [34-37.5°N, 3.5-8.5°E]. L'analyse de cet histogramme indique que deux périodes peuvent être distinguées:

- **La première période entre 1900-1999:**

Cette période est caractérisée par un nombre peu élevé d'évènements. En effet, seul 174 évènements ont pu être recensés durant le XX siècle. Ce sont en général des évènements ressentis qui ont pu être identifiés d'une façon ou une autre. Ainsi, aucun évènement de magnitude inférieure à 2 n'a pu être enregistré en raison donc de l'absence d'une instrumentation fiable. En revanche ce sont près de 62% des évènements de magnitude 5 qui ont été enregistrés. C'est aussi durant cette période que s'est produit le séisme de Constantine le 27 Octobre 1985 de magnitude 6.0.

- **La deuxième période entre 2000-2013**

Cette période est caractérisée par une augmentation considérable du nombre d'évènements. En effet 4784 évènements ont été recensés pour une période de 13 années, dont 2411 durant les 4 dernières années. Près de 900 évènements ont été enregistrés en 2010. Ce chiffre, s'explique par le nombre important de répliques (aucun filtre des répliques n'a été appliqué) due au séisme de Béni-Ilmane.

Contrairement à la première période, 341 évènements de magnitude inférieure à 2 ont été enregistrés. Ce sont par ailleurs 15 évènements de magnitude 5 qui ont été enregistrés durant ces 13 années.

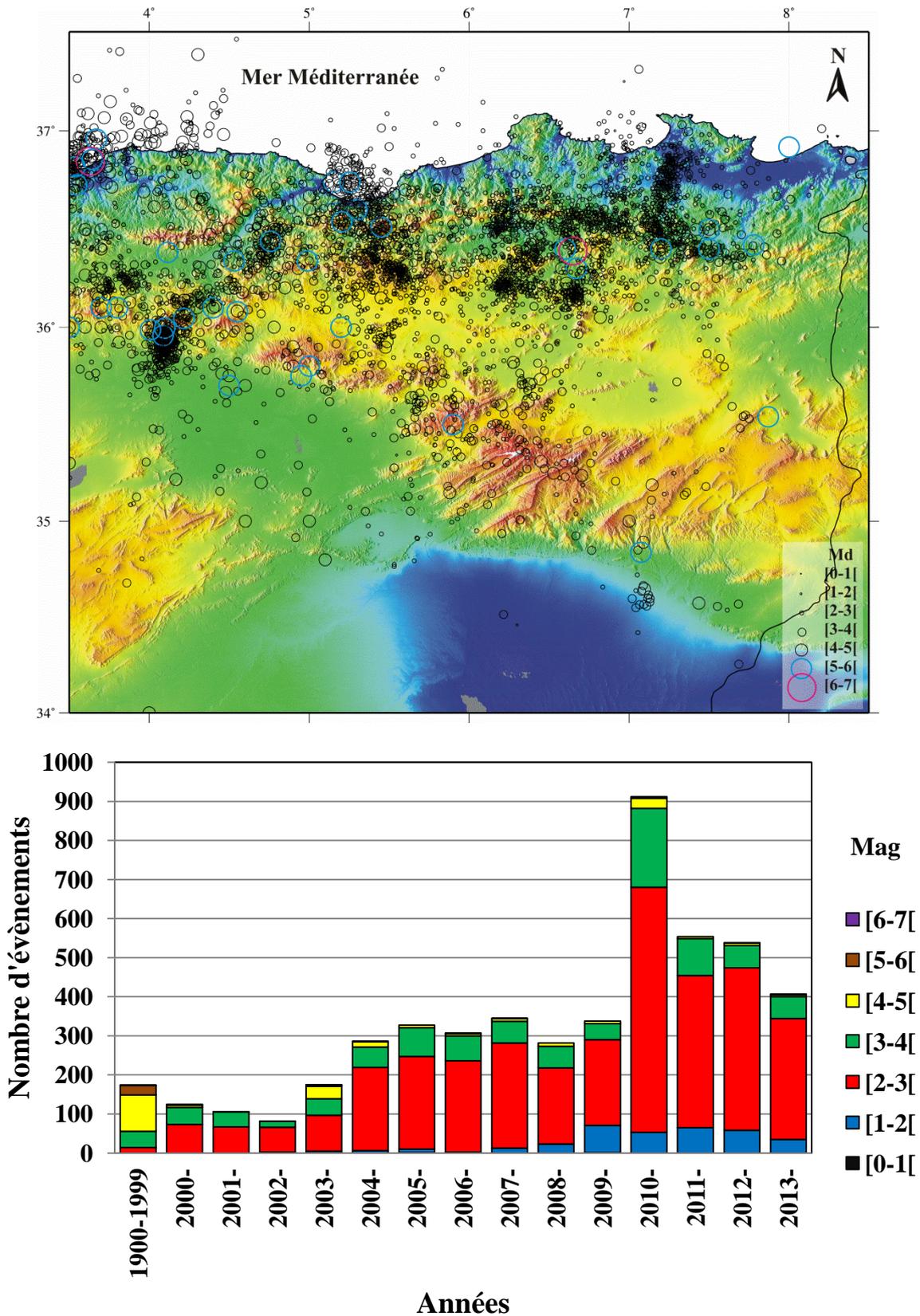


Figure IV.2 : (a) en haut : sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie de 1900 à Décembre 2012 (la période instrumentale)

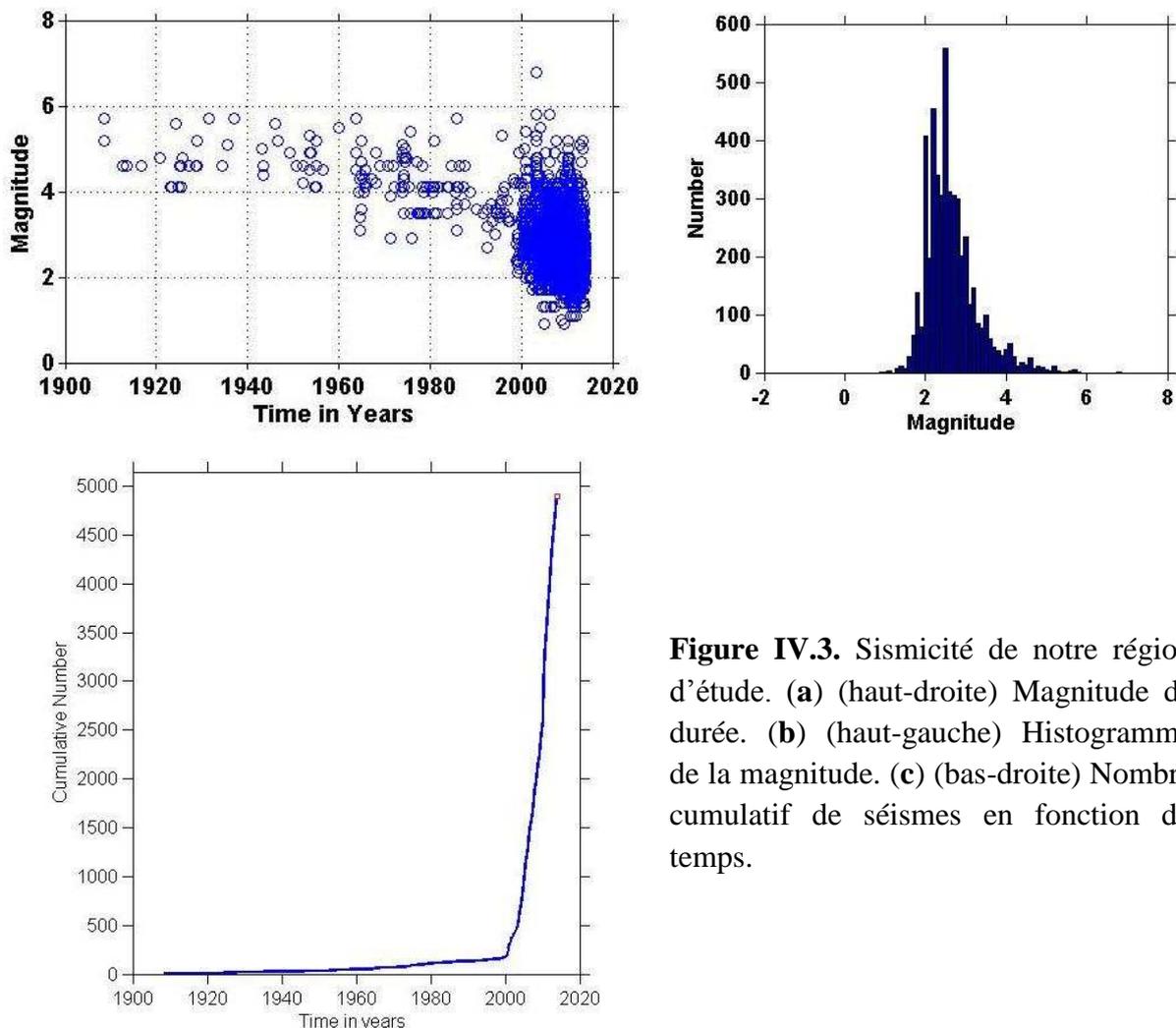
(b) en bas : histogramme de fréquence des séismes correspondant

La différence constatée sur le nombre de séismes enregistrés entre les deux périodes s'explique donc par le niveau de développement du réseau de surveillance. En effet, pour la première période, on peut dire que le réseau a fonctionné en premier lieu avec peu de stations pendant une longue période et qu'ensuite vers 1990, le premier réseau analogique installé n'a fonctionné qu'une seule année en raison des dégradations enregistrées lors de la période 1990-1998. Cet état du réseau avant l'année 2000 n'a donc pas permis :

- l'enregistrement des séismes de faibles magnitudes ( $M < 3$ );
- une bonne localisation des évènements;
- une bonne appréciation des magnitudes.

Pour la seconde période, l'installation d'un nombre important de stations de qualité ainsi qu'une bonne maintenance du réseau a permis :

- de posséder une bonne couverture sismique du territoire algérien
- de réaliser de bonnes localisations avec le moins possible d'erreurs
- d'enregistrer les séismes de faible magnitude.



**Figure IV.3.** Sismicité de notre région d'étude. **(a)** (haut-droite) Magnitude de durée. **(b)** (haut-gauche) Histogramme de la magnitude. **(c)** (bas-droite) Nombre cumulé de séismes en fonction du temps.

Actuellement le réseau détecte des séismes de magnitude  $M_d \geq 1$  (**Figure IV.3.a** et **IV.3.b**). Ceci fait que le nombre cumulatif de séismes (**Figure IV.3.c**) a considérablement augmenté depuis l'année 2000.

#### IV.2.1. Statistiques de la sismicité

Deux lois statistiques caractérisent la sismicité.

1. La loi de **Gutenberg-Richter** définit la distribution taille-fréquence d'un événement sismique. Elle a pour la première fois été déterminée par Gutenberg et Richter (1944) pour des séismes californiens et s'écrit :

$$\log (N_{\geq M}) = a - bM$$

avec  $N_{\geq M}$  le nombre de séismes de magnitude supérieure à  $M$ , qui désigne la magnitude, et  $a$  et  $b$  sont des constantes. Elle traduit notamment le fait que les séismes de faible magnitude sont bien plus nombreux que ceux de forte magnitude. (Wiemer and Benoit, 1996 et Wyss and Stefansson, 2006) ont montré que le facteur  $b$  pouvait varier entre 0.5 et 1.5 et que cette variation spatiale de  $b$  est contrôlée principalement par deux propriétés : l'hétérogénéité de la roche ou la densité de failles et la contrainte effective.

En effet, le facteur  $b$  est proportionnel au degré d'hétérogénéité de la roche ou la densité de failles et inversement proportionnel à la contrainte normale effective. Ainsi, dans une zone de roche fracturée, où la contrainte normale effective est petite et favorise donc le déclenchement de petits séismes, le facteur  $b$  est plus grand que dans une zone relativement plus homogène, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes plus grands. En outre, comme la contrainte effective dépend de la pression de pore, celle-ci influence évidemment la valeur de  $b$ . De même, plus la contrainte de cisaillement augmente sur une faille bloquée, plus la surface de l'aspérité est importante, ce qui implique souvent peu d'activité sismique dans l'environnement immédiat de l'aspérité et par conséquent, une faible valeur pour  $b$ .

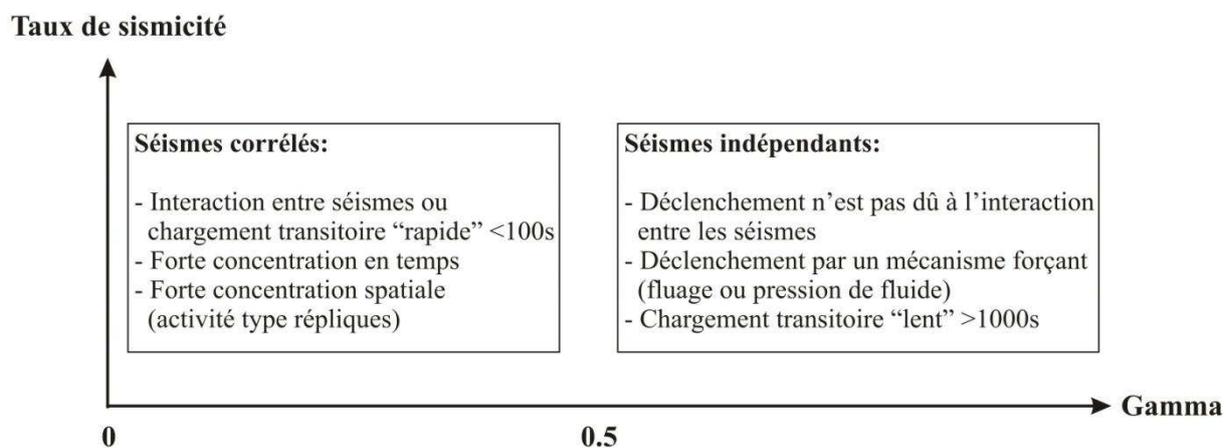
2. La seconde loi statistique très répandue: la loi d'**Omori** montre la décroissance en loi de puissance du taux de séismes (aftershocks) après un événement de forte intensité. Elle s'exprime à l'aide de l'équation suivante (Hirata, 1987) :

$$v(t) = \frac{K}{(c + t)^p}$$

où  $\nu$  représente le taux d'évènements,  $c$  est le temps au moment du séisme fort,  $K$  et  $p$  sont des constantes. Cette formulation nécessite de distinguer évènements forts et séquence de répliques. Hainzl et al (2006) a montré que la distribution d'évènements sismiques d'un même essaim peut généralement être approximée par une fonction  $\Gamma$ , dont les paramètres sont liés à la proportion de séismes indépendants:

$$\Gamma(\tau) = C\tau^{\gamma-1}e^{-\tau/\beta}$$

où  $\tau$  est le rapport entre l'intervalle de temps des microséismes successifs  $\Delta t (\Delta t_i = t_i - t_{i-1})$  et l'intervalle de temps moyen de l'ensemble  $\Delta t_0$ .  $C$ ,  $\gamma$  et  $\beta$  sont des constantes. Si  $\gamma$  vaut 1, la distribution est de type poissonienne, c'est à dire que tous les intervalles de temps sont présents dans les mêmes proportions, et la courbe représentative de cette loi présente un plateau avant sa décroissance exponentielle. En revanche, si  $\gamma$  est proche de 0, ce plateau disparaît, la courbe est décroissante, et l'on a une plus grande proportion d'intervalles de temps courts que d'intervalles de temps longs. Cette prépondérance des intervalles de temps courts peut être expliquée par le fait que les processus d'interaction mécanique entre aspérités jouent un rôle dans le déclenchement des sources (**Figure IV.4**). Donc,  $\gamma$  représente la proportion de séismes indépendants, dans l'hypothèse où la dépendance des séismes suit une loi d'Omori généralisée.



**Figure IV.4 :** Taux de sismicité en fonction de gamma

#### IV.2.1.1. Valeur $b$ (b-value) de notre région d'étude

L'étude de la sismicité de la région Est montre que celle-ci se répartit spatialement en plusieurs essaims, qui s'explique par la relation avec le cadre structural (bassins, zones internes, zones externes, zones frontières entre deux domaines). Nous présentons dans ce chapitre l'analyse de la sismicité pour chaque zone au travers l'analyse de la valeur du facteur

b obtenu à partir de l'analyse du catalogue de sismicité du CRAAG entre les périodes 1900 et Décembre 2013 (période instrumentale) pour la région Nord-Est de l'Algérie latitude: 34-37.5°N et longitude: 03.05- 08.05°E.

Pour le calcul de ce facteur b, nous avons utilisé la version 6.0 du logiciel Zmap basé sur la méthode des moindres carrés et la méthode du maximum de vraisemblance en utilisant la meilleure combinaison Mc (Mc95-Mc90-maximum curvature).

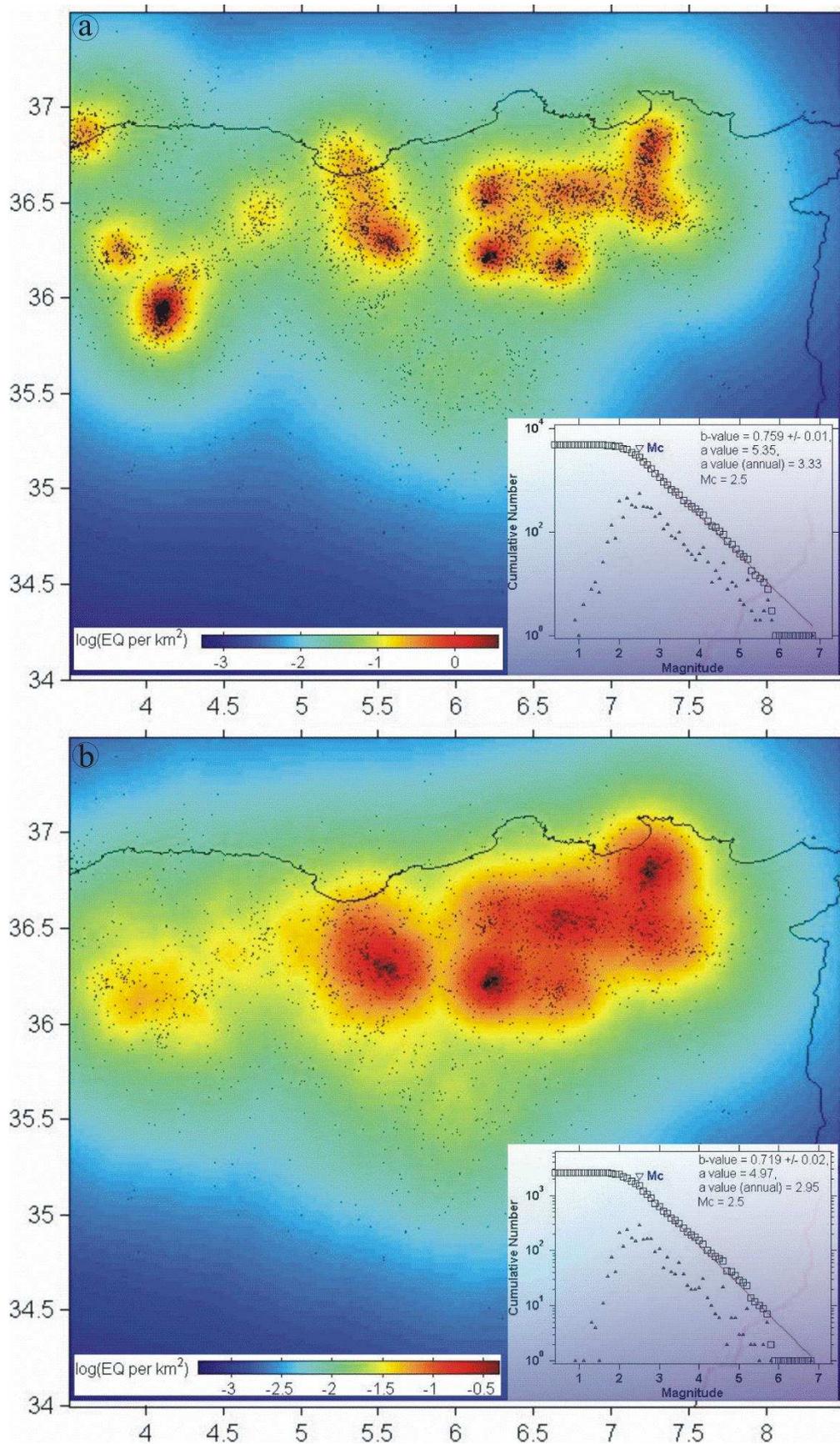
Le processus de suppression de l'effet des séismes précurseurs et des répliques (aftershocks) sur le catalogue de séismes utilise la méthode de Gardner-Knopoff (1974).

Cette opération est illustrée par la comparaison entre les deux cartes de la **Figure IV.5** qui nous a permis de localiser de façon préliminaire : (1) les zones où les séismes sont corrélés (type de répliques) de telle sorte que la densité de la sismicité est diminuée d'une façon considérable après l'application du filtre (ex : la sismicité de Béni-Ilmane). (2) les zones où les séismes sont indépendants, c'est-à-dire que n'existe pas d'interaction entre les événements de telle sorte que la densité de sismicité reste significative après l'application du filtre (ex : la sismicité de Azzaba).

Pour ce qui de notre région d'étude, le nombre de séismes avant filtrage était donc de 4900 (**Figure IV.5.a**). Après cette opération le nombre est passé à 2569 événements avec 634 essaims (**Figure IV.5.b**). L'opération de filtrage n'a donc pas entraîné de variation sensible de la valeur moyenne de b qui est restée sensiblement la même.

La **Figure IV.5** montre que la valeur de b pour la carte (a) est de 0.759 alors que cette valeur de b est de 0.719 pour la carte (b). Il faut souligner que le catalogue n'est complet qu'à partir de  $M_d \geq 2.5$ .

De façon plus précise, pour chaque région sismogène, les variations du facteur b s'explique par le fait que sa valeur est proportionnel au degré d'hétérogénéité de la roche et inversement proportionnel à la contrainte normale effective. En effet la contrainte normale est augmentée avec un chargement tectonique et réduite lorsqu'il y a une suppression de fluide. Les zones bleues représentées dans les **Figures IV.15.a** et **IV.27.b** indiquent des zones relativement plus homogènes, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes importants (c'est-à-dire un chargement tectonique ce qui implique une sismicité tectonique). Les zones rouges quant à elles représentent des zones à roches fracturées avec existence de fluide et où la contrainte normale effective est petite. Ces zones favorisent le déclenchement de petits séismes ou bien une sismicité induite.



**Figure IV.5 :** Processus d'élimination des répliques des données sismiques disponibles : (a) données brutes, (b) données nettoyées. Nous avons présenté aussi la valeur moyenne de  $b$  pour chaque carte :  $b = 0.759$  pour la carte (a) et  $b=0.719$  pour la carte (b).

#### **IV.2.1.2. La loi d'Omori généralisée pour notre région d'étude**

Pour mieux cerner la corrélation physique entre les événements sismiques d'un même essaim pour les deux séismes étudiés dans cette thèse (crise sismique de Mila en 2007 et la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010) nous avons réalisé un test statistique pour tenter de connaître la dépendance de la fréquence séismes avec la loi d'Omori généralisée (**voir chapitre V et VI**). Nous avons appliqué aussi cette loi sur l'activité sismique autour du barrage de Grouz considérée comme une sismicité induite (**voir section VI.3**).

#### **IV.2.1.3. Magnitude maximale**

A l'intérieur de chaque zone sismogène, nous avons déterminé la magnitude maximale (Mmax) qui est supposé ne pas pouvoir être dépassé. L'évaluation de cette magnitude est importante pour le zonage sismique. S'est fait à l'aide de logiciel de Kijko and Sellevoll (HN2, version 2.10, 2005) par la méthode de Kijko et Sellevoll 1992.

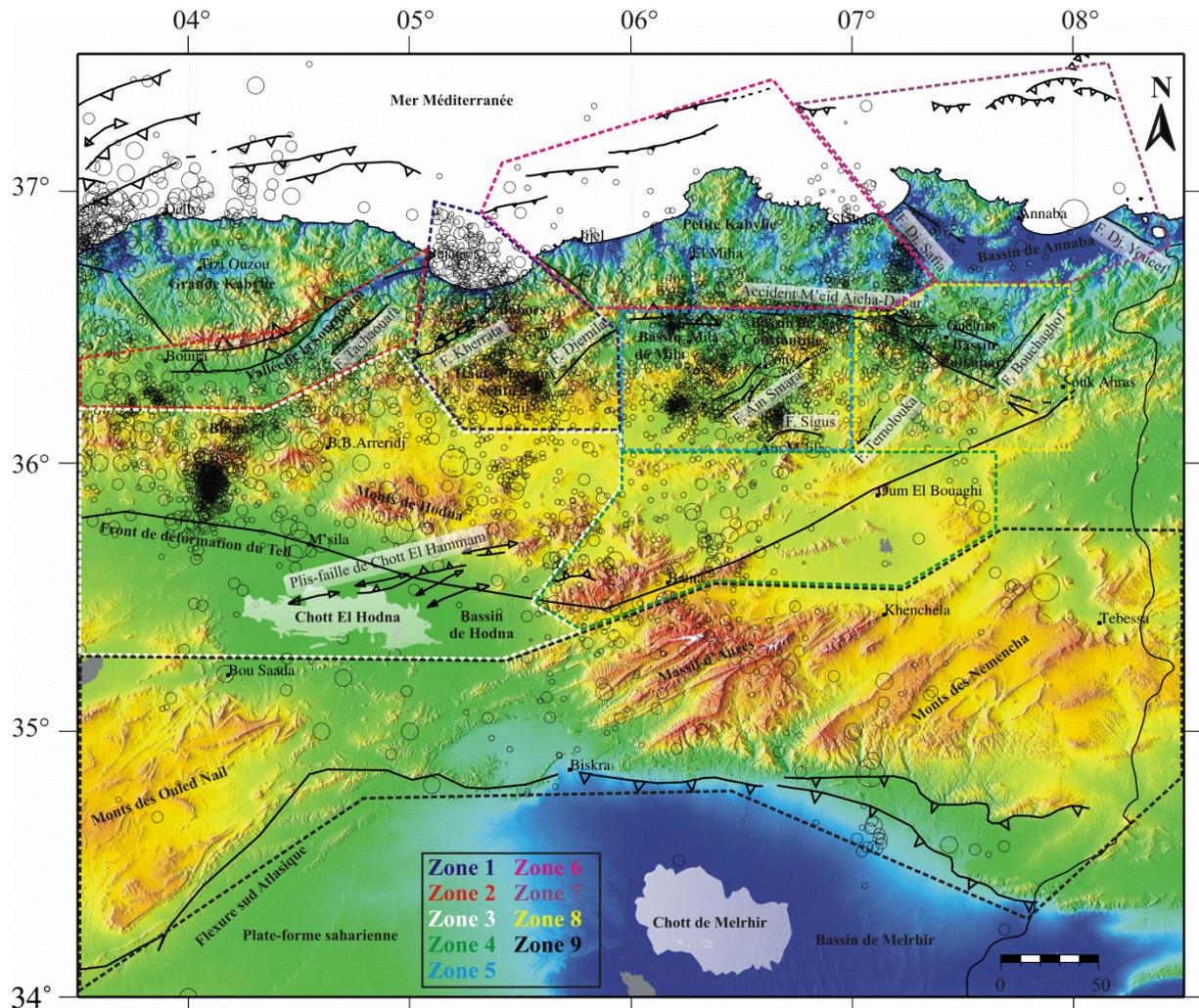
### **IV.3. Zones sismogènes de la région Nord-Est de l'Algérie**

A partir des données sismologiques (source : base de données CRAAG) (**Figure IV.2**), et tenant compte du contexte géologique (**Figure II.2**) ainsi que des travaux antérieurs effectués pour cette région, notamment Aoudia et al. 2000 (aléa déterministe), Pelaez et al. 2003 et 2005 (aléa probabiliste) et Harbi et al. 2003 (sismicité historique), nous avons mis en évidence neuf zones sismogènes (**Figure IV.6**), qui sont :

- Zone 1: Les Babors et les Nappes Telliennes Setifiennes.
- Zone 2: La vallée de la Soummam
- Zone 3: Le Hodna (Monts et Bassin) et les Bibans
- Zone 4: La région de Batna (Plate-forme d'Ain Regada)
- Zone 5: Les Bassins de Constantine et de Mila
- Zone 6: La Petite Kabylie
- Zone 7: Le Bassin de Annaba
- Zone 8: Le Bassin de Guelma et ses environs
- Zone 9: Atlas intra-continentale (Atlas Saharien (Monts des Ouled Nail) et les Aurès (Massif d'Aurès et l'Aurès Nemencha)

- Il est à souligner également que les sources sismiques marines mis en évidence récemment grâce aux campagnes Maradja (2003 et 2005) sont reportées sur nos cartes.

Pour la zone de la Grande Kabylie, on la considère comme une zone dans la partie centre de l'Algérie.



**Figure IV.6 :** Zones sismogènes de la région Nord-Est de l'Algérie, a partir des données sismologiques et structure géologiques.

L'étude des différentes zones sismogènes de la région Est se veut comme une nouvelle contribution au calcul de l'aléa sismique déterministe de cette partie de l'Algérie. Une comparaison de nos résultats avec ceux obtenus précédemment tel que l'étude probabiliste réalisée (Pelaez et al. 2005) (**Figure IV.7**) et l'étude déterministe réalisée (Aoudia et al. 2000) (**Figure IV.8**) doit permettre ainsi de situer les écarts entre les différentes approches.

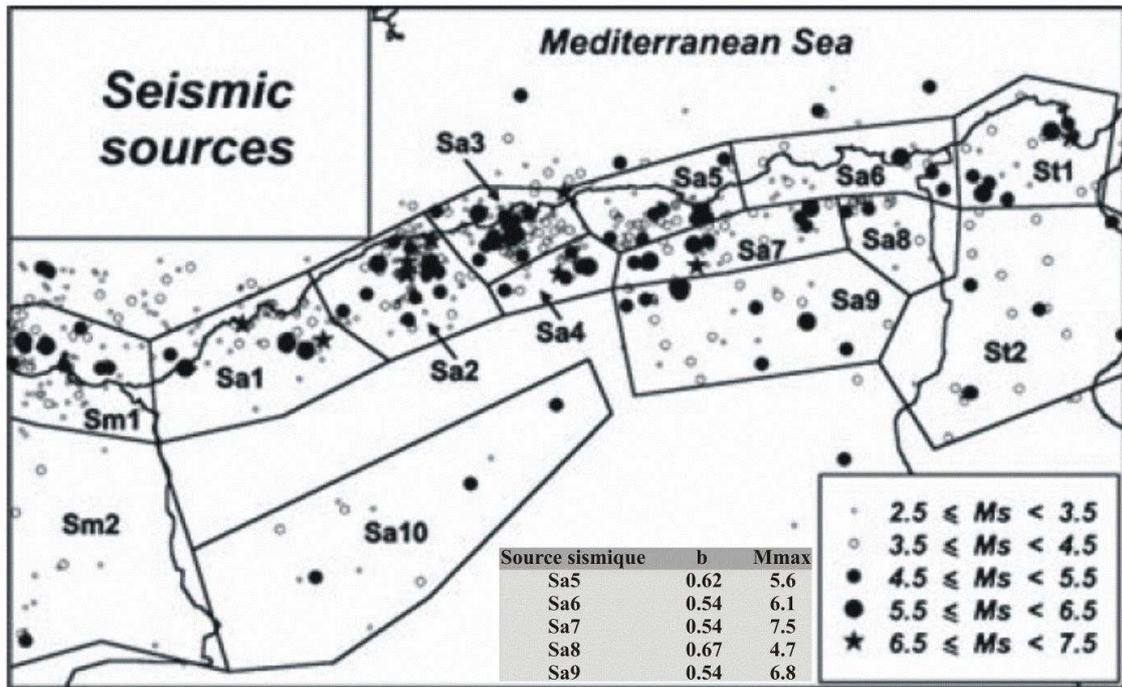


Figure IV.7 : Valeurs de b et Mmax calculées pour les sources sismiques considérées (Pelaez et al. 2005)

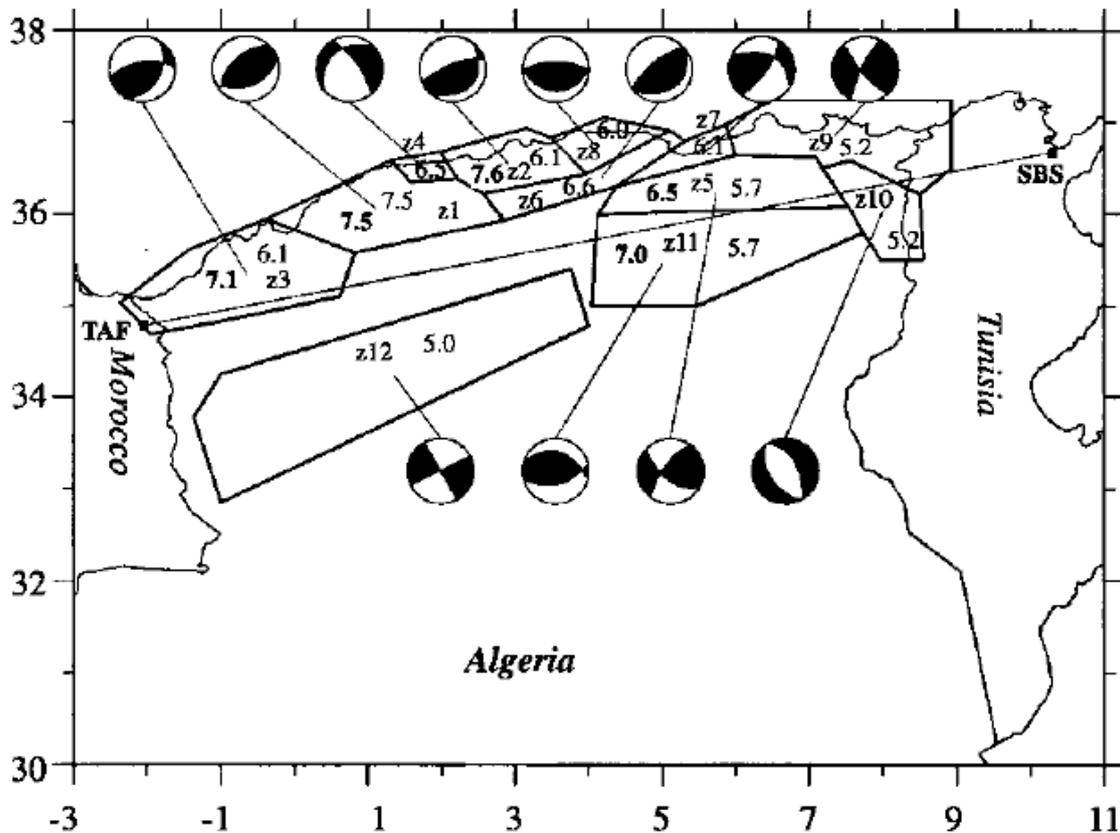
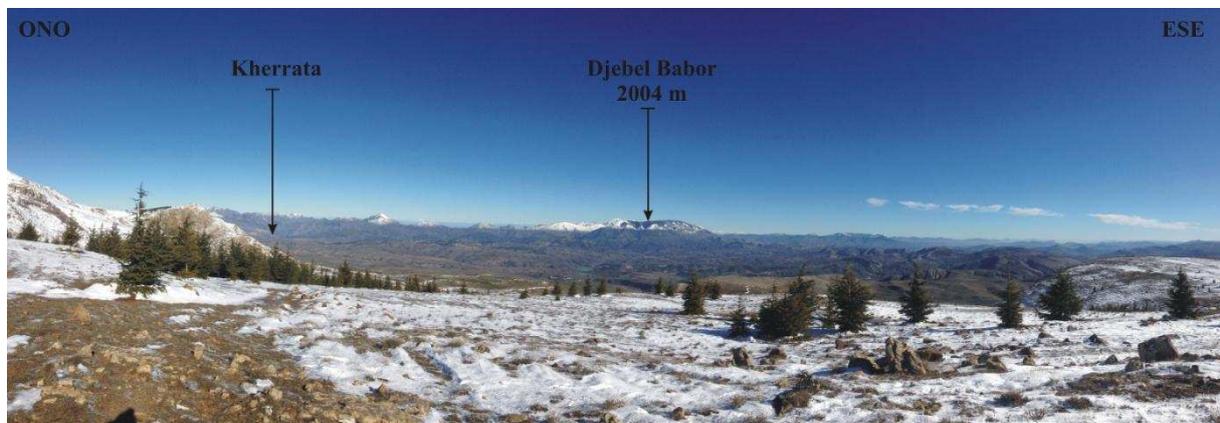


Figure IV.8 : Zones sismogènes dans le nord de l'Algérie en fonction de la tectonique active, étendue spatiale des failles actives et la sismicité (Aoudia et al. 2000). Les nombre sont les magnitudes maximales enregistrées. Les nombres gras sont les magnitudes maximales estimées à partir des données de failles actives.

### IV.3.1. ZONE 1 : BABORS- NAPPES TELLIENNES SETIFIENNES

#### IV.3.1.1. Cadre Tectonique

La chaîne des Babors, situé au Nord de la ville de Sétif et à l'Est de la vallée de la Soummam est représentée par une ceinture de plissements calcaires orientée OSO-ENE par des vallées profondes et des montagnes élevées pouvant atteindre 2004 m (Djebel Babors) (**Figure IV.9 et IV.10**). Cette chaîne disparaît vers le nord en mer Méditerranée dans le golfe de Béjaïa. La chaîne appartient plus précisément au domaine externe de la ceinture alpine, représentée dans cette zone par les unités telliennes.

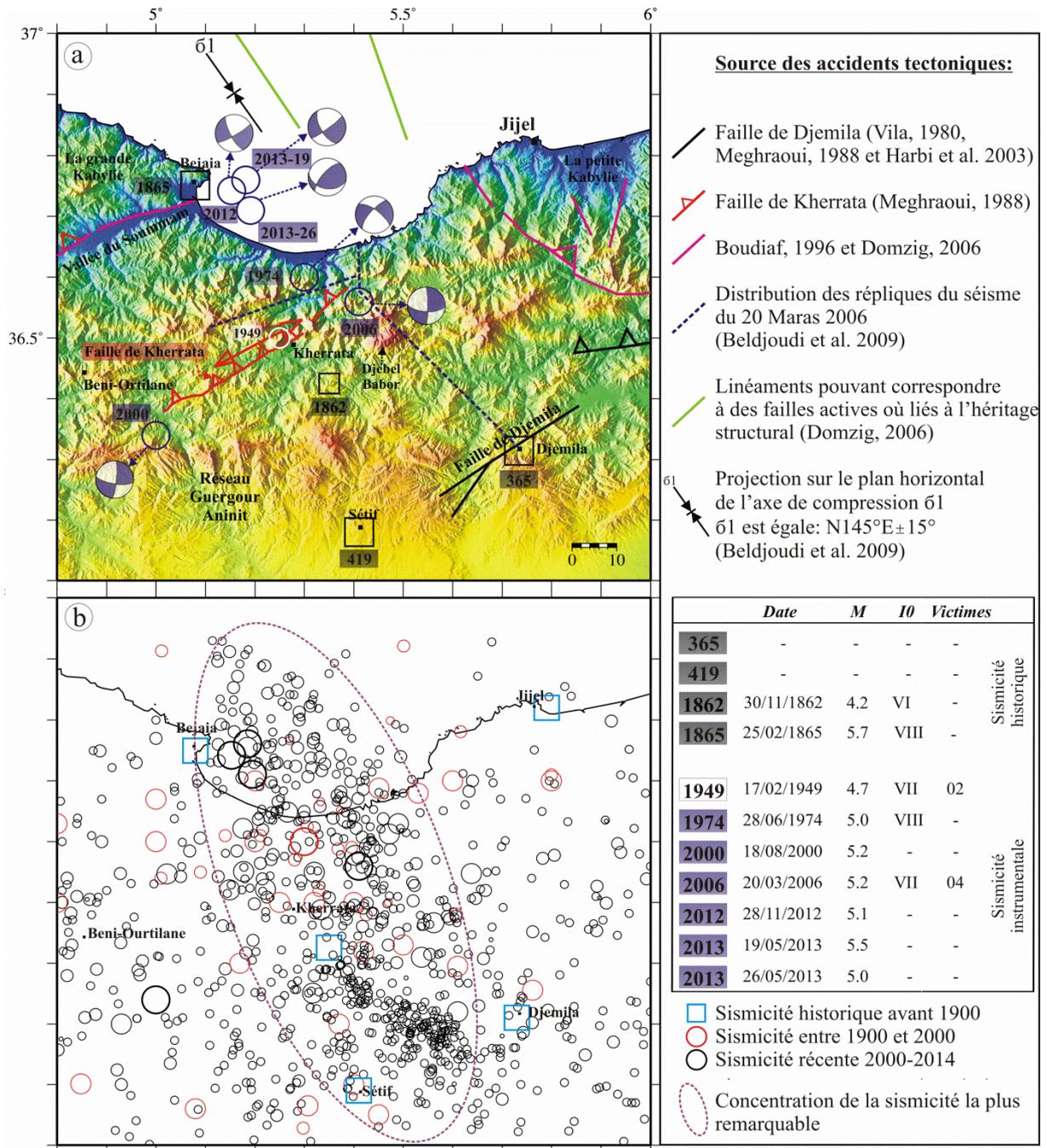


**Figure IV.9** : Vue panoramique sur les Babors

L'édifice des Babors est affecté par plusieurs types de failles actives (**Figure IV.10.a**) :

- **Les failles de chevauchement** : Celles-ci ont permis la mise en place des nappes de charriage pendant les principales phases de compression alpines. Elles sont orientées principalement NE-SO à plongement vers le nord ou vers le sud pour les rétro-chevauchements. **L'une des failles de chevauchement les plus importants de la région est celle de Kherrata (Figure IV.10.a)** connue pour avoir générée plusieurs séismes dont celui du séisme du 17 Février 1949. Ce séisme de magnitude 4.7 et  $I_{max}=VII$  (MSK) a causé la mort de 2 personnes (Benouar, 1994) et a généré des traces de surface. Cette structure correspond à un pli-faille d'orientation N70, de 40 km de longueur et déversé vers le sud (Meghraoui, 1988).
- **Faille néotectonique de Djemila** : Elle affecte les dépôts quaternaires récents. D'orientation NE-SO et de type inverse, elle est reliée à des sources actuelles ou à un

hydrothermalisme actif (Vila, 1980). Cette faille est de longueur de 35 Km approximativement.



**Figure IV.10 :** (a) sismicité de la région du Babors. Les solutions focales sont obtenues à partir d'Havard-CMT à l'exception de séisme du 1974 (Hatzfeld, 1978). (b) sismicité de la région du 1900 à Décembre 2013. Y figurent les trois séismes historiques les plus importants. Les coordonnées du séisme du 18/08/2000 sont modifiées selon Harbi et al. 2010.

### IV.3.1.2. Sismicité récente 2000-2014

Cette période, a été marquée par une intense sismicité reportée sur la **Figure IV.10**, soulignée par l'occurrence de plusieurs séismes modérés que nous présentons :

#### a. Le séisme de Laalam du 20 Mars 2006

Celui a été étudié en détail par Beldjoudi et al. 2009

Le 20 Mars 2006, à 19 h 44mn (GMT) un séisme modéré de magnitude Mw 5.2 et de moment sismique  $7.2 \times 10^{16}$  Nm (Harvard) a frappé la région des monts Babors, une région située à environ 200 km à l'est d'Alger. Plus précisément, l'épicentre s'est produit à 40 km au sud-est de Béjaia. Le mécanisme au foyer du choc principal indique une solution décrochante avec un mouvement dextre sur le plan EO et senestre sur le plan NS (Harvard).

Le séisme a affecté une zone d'un rayon d'environ 70 km a causé la mort de quatre personnes et blessé 68 autres. Les dégâts ont été principalement observés dans le village de Laalam (commune de Kherrata) où certaines immeubles et vieilles maisons ont été touchées. Les dégâts ont été principalement dus à un glissement de terrain modéré déclenchée par le séisme. Des chutes de pierres ont également été observées à proximité des principales falaises. L'intensité maximale observée  $I_0$  a été estimée à VII (échelle EMS- 98). Les courbes isoséistes, allongées dans une direction NS à NO-SE, présente une bonne corrélation avec la répartition spatiale des répliques (Beldjoudi et al. 2009).

Cette distribution spatiale de 54 répliques (les mieux localisées) enregistrées durant la période du 20 Mars au 4 Avril 2006 (Beldjoudi et al. 2009) est représentée dans la **Figure IV.10.a**. Elle montre que les événements sont situés essentiellement sur le continent. Trois essaims peuvent y être distingués: (1) Le premier orienté NS est le plus important et contient le choc principal, (2) un second groupe orienté NO-SE situé sud du choc principal et qui s'étend jusqu'au village de Djemila (NE de Sétif), et enfin (3) un nuage ouest orienté NE-SO de la même direction que la faille inverse de Kherrata.

Selon la solution focale estimée, le choc principal ainsi que la distribution spatiale des répliques, on peut dire que ce séisme a été généré par une faille décrochante senestre d'orientation NS (Beldjoudi et al. 2009).

La contrainte compressive d'axe  $\sigma_1$  (**Figure IV.10.a**) déterminé par : (1) le FM du choc principal donnée par Harvard, (2) onze séismes du nord de l'Algérie, et (3) le séisme du 28 Juin 1974 (Hatzfeld, 1978) est orientée N325, est en accord avec la direction de la convergence entre l'Eurasie et l'Afrique (Beldjoudi et al. 2009).

## **b. Le séisme de Bejaïa du 28 Novembre 2012**

### ➤ **Introduction**

Le 28 Novembre 2012 à 23h 15m GMT s'est produit dans la région de Bejaïa un séisme de magnitude 5.1 sur l'échelle de Richter. Cette secousse qui a été localisé à 07 km au Est du chef lieu de Wilaya, à été ressentie à travers plusieurs localités appartenant aux Wilayas limitrophes (Sétif, Jijel, Bordj-Bou-Argeridj, Tizi-Ouzou et Bouira). Celle-ci a occasionné de légers dommages (fissures fines et superficielles) à certains édifices particulièrement vétustes.

Par ailleurs, une enquête macrosismique, a été lancée aussitôt après le choc principal en vue de recueillir le maximum d'informations sur ce séisme, nous présentons ainsi la carte macrosismique qui résulte de ces investigations.

Nous avons également fait une analyse des paramètres du mécanisme au foyer du choc principal, la distribution spatiale des 11 répliques et les failles actives dans la région.

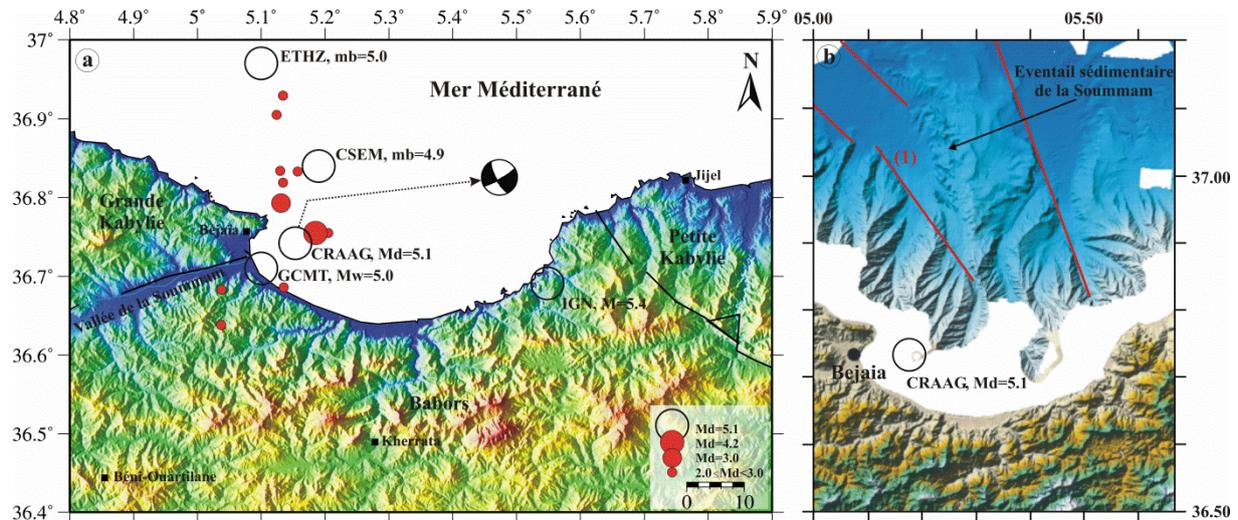
### ➤ **Cadre géologique et tectonique**

Le séisme de Béjaïa du 28 Novembre 2012 s'est produit dans le Golfe de Béjaïa, où la tectonique semble complexe du fait qu'elle est le lieu d'une jonction entre plusieurs zones sismogènes que sont la vallée de la Soummam, la région nord Kabyle, la région Nord Petite Kabylie et la zone transversale NO-SE de Kherrata. En face de la baie de Bejaïa, on retrouve un imposant édifice sédimentaire orienté NNO-SSE qui semble débuté très près de la côte, en raison de l'absence de plate-forme continentale. Ce système est marqué par deux principaux canyons, dont l'un à l'ouest draine très probablement la Soummam, grand fleuve qui correspond au bassin versant de la Grande Kabylie et qui a son débouché au niveau de Bejaïa (Domzig, 2006). La localisation première de ce séisme semble le situer dans la continuité de la vallée de la Soummam en mer (**Figure IV.11.b**).

La carte de bathymétrie présentée dans la **Figure IV.11.b** indique les principales directions structurales orientées NNO-SSE. Ces linéaments ne correspondent pas tous à des failles actives mais peuvent être liés à de l'héritage structural (Domzig, 2006).

### ➤ **Caractéristiques sismique du choc principal**

Ce séisme qui a été enregistré par toutes les stations du réseau national nous a permis de localiser le séisme aux coordonnées suivantes : 36.742°N 05.153°E. Ce séisme a été également enregistré et localisé à travers le monde par les stations sismologiques internationales (CSEM, IGN, INGV, ETHZ...). Les localisations présentées par ces centres présentent en général un léger écart par rapport aux données nationales en raison de l'éloignement de ces stations (**Figure IV.11.a**).



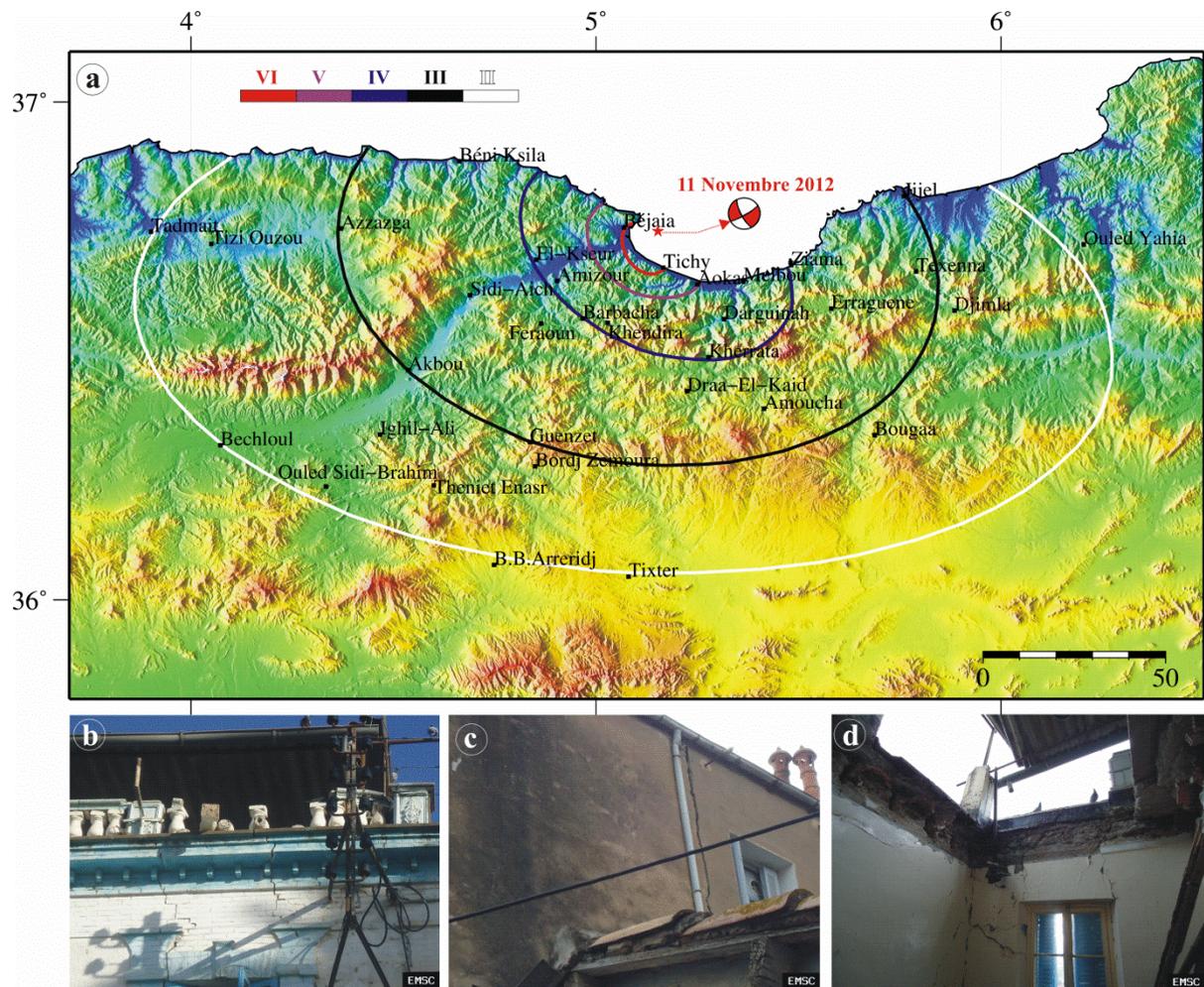
**Figure IV.11 :** (a) localisation du choc principal par différentes agences pour le séisme du 28 Novembre 2012 avec la distribution spatiale des 11 évènements enregistrés durant 1 mois, le mécanisme au foyer est obtenu par CMT (Harvard). (b) Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales (Domzig, 2006). Ces linéaments ne correspondent pas tous à des failles actives mais peuvent être liés à l'héritage structural.

Le mécanisme au foyer proposé par CMT Harvard (**Figure IV.11.a**), donne une faille de décrochement dont les paramètres des deux plans sont : Plan 1 (Azimut de 152°, pendage de 73° et glissement de -170°) et la Plan 2 (Azimut de 60°, pendage de 81° et glissement de -18°). Ce séisme a été produit par une faille avec un moment sismique  $M_0 = 3.49 \times 10^{23}$  dyn.cm et donc une magnitude de moment  $M_w=5.0$  (CMT Harvard).

### ➤ Étude macrosismique

L'étude macrosismique a consisté à évaluer les effets du séisme en les rapportant à l'échelle de mesure EMS 98 (degrés I à XII). L'observation des dégâts occasionnés sur les ouvrages ainsi que les effets engendrés par le séisme (inondations, liquéfaction, glissements

de terrain...) a permis l'élaboration d'une carte isoséiste. L'allure du tracé traduit la nature du séisme (superficiel ou profond) ainsi que la direction de la rupture.



**Figure IV.12 :** (a) Carte des isoséistes du séisme du 11 Novembre 2012. (b) Fissures importantes sur murs porteurs. (c) Ouverture importante sur les murs porteurs. (d) Effondrement total d'un plafond d'une chambre, murs fissurés et infiltrations d'eaux pluviales à travers le plafond. Source des photos <http://www.emsc-csem.org/>

L'analyse de la carte macrosismique (**Figure IV.12.a**) montre que l'intensité maximale a atteint le degré VI dans les localités de Bejaïa et Tichy appartenant à la région épiscopale. La surface macrosismique avoisine les 90 km de rayon puisque la secousse a été également ressentie avec l'intensité II jusqu'à Djemila et Ouled-Yahia à l'Est dans la Wilaya de Jijel, Guenzet et Bordj-Zemmoura au Sud-Est, et enfin Tadmait et Draa-Ben-Khedda à l'Ouest dans la Wilaya de Tizi-Ouzou. L'orientation générale de l'allure du tracé des courbes isoséistes est NO-SE.

Cette secousse qui a été localisée à 07 km au Sud-Est de Bejaïa a été ressentie à travers plusieurs localités appartenant aux Wilayas limitrophes (Sétif, Jijel, Bordj-Bou-Argeridj, Tizi-Ouzou et Bouira) celle-ci a occasionné de légers dommages (fissures fines et superficielles,) à certains édifices particulièrement vétustes (**Figures IV.12.b, c et d**), de fortes oscillations d'objets suspendus ainsi que des déplacements et chutes de petits objets instables, un grondement proche et fort a été entendu dans les deux localités Bejaïa et Tichy, appartenant à la région épiscopentrale.

### ➤ **Discussion et conclusion**

Parmi les 11 répliques enregistrées entre le 28 Novembre 2012 (choc principal) et le 21 Décembre 2012, la plus forte s'est produite 35 minutes après le choc principal avec une magnitude de 4.2 (**Figure IV.11.a**). L'orientation générale de 09 répliques (qui sont produits en mer) NNO-SSE, concorde avec l'allure des courbes isoséistes (**Figure IV.12.a**) et concorde aussi avec linéament (1) indiqué dans la **Figure IV.11.b** et qui correspondrait à la faille active responsable du séisme. Ce séisme aurait été produit par une faille décrochante dextre, orientée NNO-SSE présentant les paramètres suivantes : azimut de  $152^\circ$ , pendage de  $73^\circ$  et glissement de  $-170^\circ$ . Cette faille (peut être linéament 1) serait ainsi la continuité de la zone transversale NO-SE de Kherrata.

Six mois après l'occurrence de ce séisme, une séquence sismique de deux chocs principaux ( $M_d=5.2$  et  $5.0$ ) avec plusieurs répliques s'est produite dans la région en Mai 2013. La variation de la contrainte de coulomb, pourrait nous permettre de confirmer que cette séquence de 2013 est provoquée par le séisme du 28 Novembre 2012.

### **c. La séquence sismique de Bejaïa du Mai 2013**

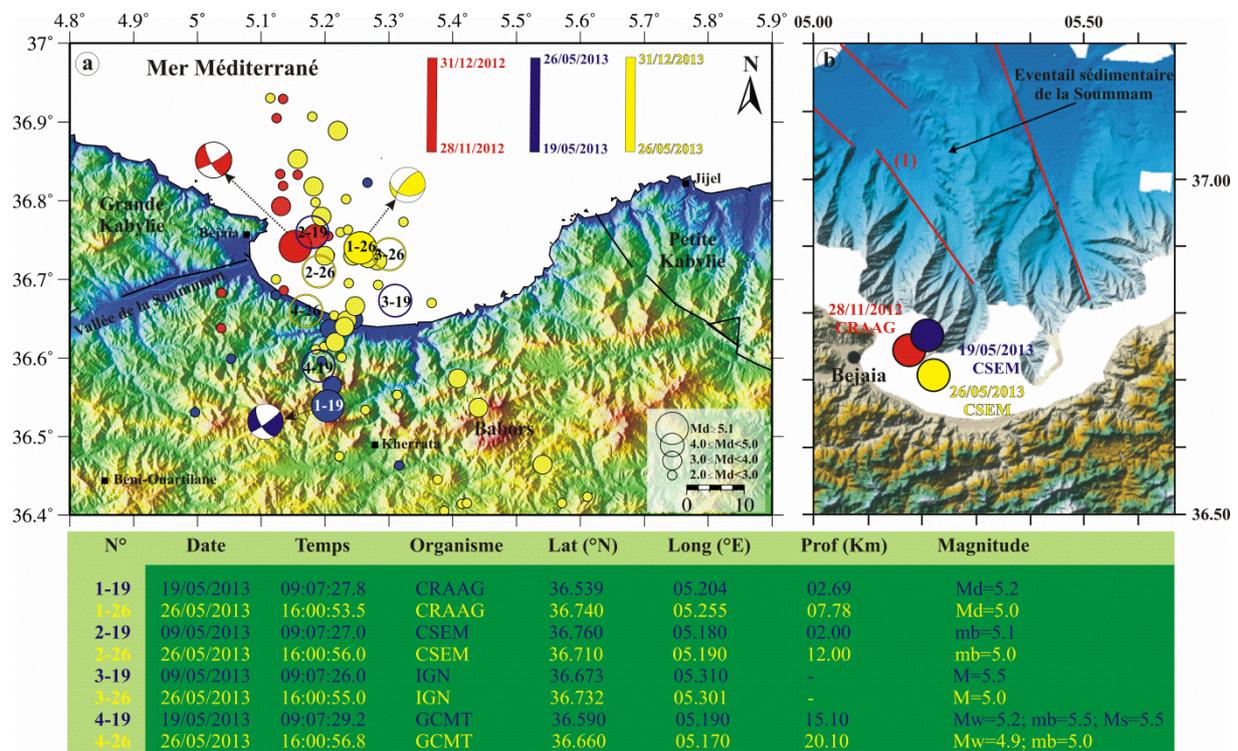
#### ➤ **Introduction**

Le 19 Mai 2013 à 9h 07mn GMT (10h 07mn locale) s'est produit de nouveau dans la région de Bejaïa un séisme de magnitude 5.2 sur l'échelle de Richter (CRAAG). Il a été suivi le 26 Mai 2013 à 16h 00mn (17h 00mn Locale) d'un second séisme de magnitude 5.0. Ces deux secousses qui ont été localisées à 10 km à l'Est de Bejaïa (localisation de CSEM), ont été ressenties à travers plusieurs localités appartenant aux Wilayas limitrophes (Sétif, Jijel, Bordj-Bou-Argeridj, Tizi-Ouzou et Bouira), Celle-ci a occasionné de légers dommages (fissures

finies et superficielles,) à certains édifices particulièrement vétustes. Par ailleurs, une enquête macrosismique, a été lancée aussitôt après le choc principal en vue de recueillir le maximum d'informations sur ce séisme.

### ➤ Caractéristiques sismique des chocs principaux

Cette séquence sismique est caractérisé par l'occurrence d'une série de deux chocs principaux qui ont été enregistrés par toutes les stations du réseau national aux coordonnées suivantes : 36.539°N; 05.204°E et 36.740°N; 05.255°E. Ces séismes ont été également enregistrés et localisés à travers le monde par les stations sismologiques internationales (CSEM, IGN, INGV, GCMT...) (**Figure IV.13.a**).



**Figure IV.13 :** (a) localisation des deux chocs principaux de la séquence sismique de Béjaïa du 19 et 26 Mai 2013 par différentes agences et ses répliques (09 répliques « bleus » sont enregistrés entre les deux chocs et 47 « jeunes » sont enregistrés après le deuxième choc). Nous avons ploté aussi le séisme du 28 Novembre 2012 et ses répliques (événements rouges). (b) Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Béjaïa (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales (Domzig, 2006). Ces linéaments ne correspondent pas tous à des failles actives mais peuvent être liés à de l'héritage structural. Les trois événements sismiques « rouge » (localisation, CRAAG), « bleu » (localisation CSEM) et « jeune » (localisation, CSEM) se sont les chocs principaux des séismes : du 28 Novembre 2012, 19 Mai et 26 Mai 2013 respectivement.

Le mécanisme au foyer du premier choc proposé par CMT Harvard (**Figure IV.13.a**), est identique à celui de séisme du 28 Novembre 2012, qui donne une faille de décrochement dont les paramètres des deux plans sont : Plan 1 (Azimut de  $149^\circ$ , pendage de  $63^\circ$  et glissement de  $-170^\circ$ ) et la Plan 2 (Azimut de  $54^\circ$ , pendage de  $82^\circ$  et glissement de  $-27^\circ$ ). Le mécanisme du deuxième choc présente les paramètres suivantes : Plan 1 (Azimut de  $101^\circ$ , pendage de  $38^\circ$  et glissement de  $-144^\circ$ ) et la Plan 2 (Azimut de  $221^\circ$ , pendage de  $69^\circ$  et glissement de  $58^\circ$ ). Le moment sismique et la magnitude de moment pour les deux chocs sont respectivement :  $M_0=7.42 \times 10^{23}$  dyn.cm ;  $M_w=5.2$  et  $M_0=3.03 \times 10^{23}$  dyn.cm ;  $M_w=4.9$  (CMT Harvard).

### ➤ Etude macrosismique

Le premier choc a été largement ressenti à travers plusieurs localités des cinq (05) wilayas limitrophe (Sétif, Bordj-Bou-Arréridj, Jijel, Tizi-Ouzou et Bouira), l'intensité maximale **VI** a été atteinte à Béjaïa et Tichy ou de fortes oscillations d'objets suspendus ainsi que des déplacements et chûtes de petits objets instables ont été observés, un grondement proche et fort a été entendu dans ces deux (02) localités. La secousse a été également ressentie **V** à Aokas, Boukhelifa et Oued-Ghir, **IV** à Ziama-Mansouria, Kherrata, Kendira, Amizour et El-Kseur, **III** à Amoucha, Bougâa, Akbou, Azazga et Jijel, et enfin **II** à Djimla, Ouled-Yahia à l'Est, Guenzet, Bordj-Zemmora au Sud-Est et Tadmaït à l'Ouest.

### ➤ Discussion et conclusion

Dans la **Figure IV.13.a** nous avons présenté les deux chocs principaux et les 56 répliques enregistrés entre le 19 Mai et le 31 Décembre 2013 par les stations du réseau national permanent (les bleus correspondent à celles enregistrés entre les deux chocs et les jaunes correspondent à celles enregistrés après le deuxième choc). L'orientation générale des ces événements est NNO-SSE concorde avec l'orientation des répliques de séisme du 28 Novembre 2012 (les événements rouges) avec le linéament (1) indiqué dans la **figure IV.13.b** qui peut être correspondent à une faille active. Le mécanisme au foyer du premier choc proposé par CMT Harvard (**Figure IV.13.a**), est identique à celui de séisme du 28 Novembre 2012 et qui est montré que cette séquence sismique a été produite par une faille de décrochement dextre, orientée NNO-SSE avec les paramètres suivantes : azimut de  $149^\circ$ , pendage de  $63^\circ$  et glissement de  $-170^\circ$ .

Ces résultats montrent que la faille qui a provoqué le séisme du 28 Novembre 2012 a rejoué une deuxième fois pour provoquant cette séquence sismique. Nous avons constaté que cette fois-ci les événements sismiques sont également localisés à terre jusqu'aux environs de Kherrata.

#### **IV.3.1.3. Discussion et conclusion de la zone 1**

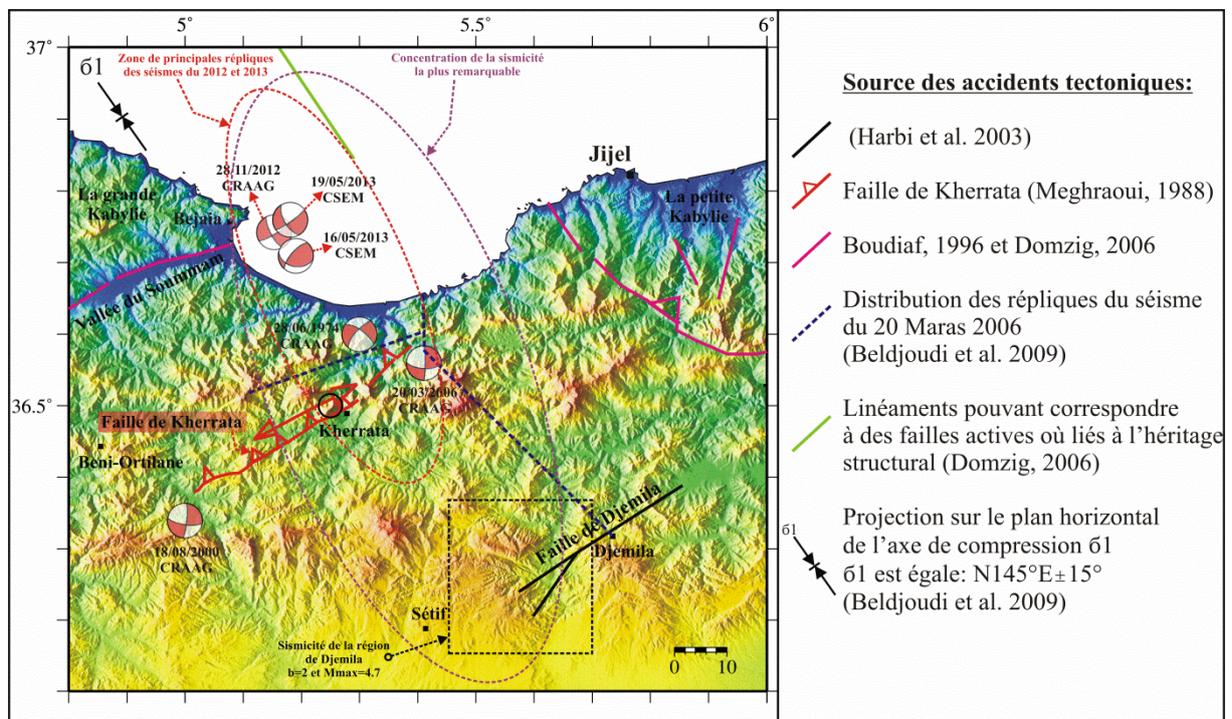
L'analyse de la sismicité régionale dans le nord de l'Algérie (**paragraphe I.3.2**), y compris les solutions focales et les directions principales de contrainte sismiques, montre que la chaîne des Babors semble appartenir à une zone de transition entre (1) une large ceinture de failles inverses le long de la partie ouest et centrale de l'Algérie, où le plus fort tremblement de terre a été enregistré, et (2) une zone plus distribuée où la sismicité est principalement liée aux failles de décrochement (**Figure I.10.a**).

L'analyse de la sismicité présentée dans la **Figure IV.10.b**, montre un nuage d'événements de direction générale NO-SE (zone transversale NO-SE de Kherrata). Ce nuage contient plusieurs événements importants: le séisme du 419 (Yelles-Chaouche et al. 2009b) qui a détruit la ville Byzantine « Sitifis » (Sétif actuelle). Ce séisme est considéré comme le séisme référence dans le catalogue de Harbi et al. (2010). Le séisme de Takitount du 30 Novembre 1862 d'intensité  $I_{max} = VI$  MSK et de magnitude 4.2 (Harbi, 2001). Le séisme de Laalam du 20 Mars 2006 (Beldjoudi et al. 2009) dont les principales caractéristiques sont indiquées dans la **section IV.3.1.2.a**. Plus au nord, un séisme de magnitude 5 et d'intensité maximale VIII indique une solution focale décrochante avec un mouvement dextre sur le plan NO-SE et senestre sur le plan NE-SO a touché le village de Darguinah au nord de Kherrata le 28 Juin 1974. En mer, deux séismes modérés se sont produits le 19 et le 26 Mai 2013, de magnitudes 5.5 et 5.0 et de mécanismes décrochant et inverse avec une petite composante décrochante. Ces deux événements ont été suivis par une séquence sismique de plusieurs répliques (**voir section IV.3.1.2.c**). Un autre événement s'est produit dans la région du Golfe de Béjaïa. Ce séisme s'est produit quelques mois plutôt c.a.d. le 28 Novembre 2012 de magnitude 5.1. Sa localisation première semble le situer dans la continuité de la vallée de la Soummam en mer (**voir section IV.3.1.2.b**). On note également que cet événement s'est produit 5 km à l'Est de l'événement historique qui a été frappé la ville de Bejaïa le 25 Février 1865 avec une magnitude 5.7 et d'intensité maximale égale à VIII.

L'enchaînement de ces différents événements démontre une rupture graduelle qui se serait propagée vers le nord ouest. Dans le Golfe de Bejaïa, la tectonique devient plus

complexe car cette zone semble constituer une jonction entre plusieurs zones sismogènes que sont la vallée de la Soummam, la région nord Kabyle, la région Nord Petite Kabylie et la zone transversale NO-SE de Kherrata.

Cette dernière apparait dans l'orientation générale de la sismicité de cette zone ainsi que par la distribution spatiale des principales répliques de séisme de 2012 et la séquence de 2013 (**Figure IV.14**). Il faut noter également, que la distribution des répliques du séisme de Laalam en 2006 suit trois directions : (1) N-S, (2) NE-SO identique de la faille de Kherrata et (3) NO-SE identique de la zone transversale de Kherrata à la Terre (**Figure IV.14**). En mer, le linéament indiqué dans la **Figure IV.14** peut correspondre à la continuité de cette structure transversale de Kherrata provoquée les trois séismes mentionnés précédemment.

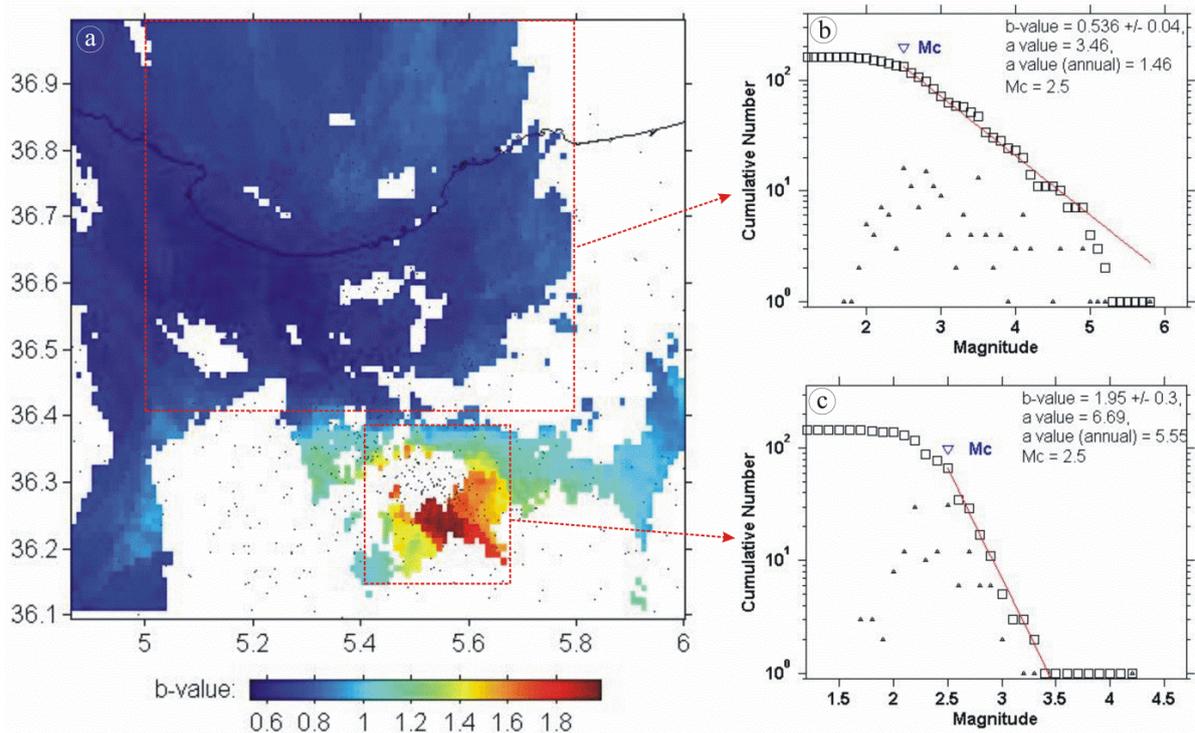


**Figure IV.14 :** Synthèse de la zone 1 (Babors et Nappes Telliennes Setifiennes)

**En résumé**, la région de Babors contient deux accidents majeurs : (1) la faille inverse de Kherrata orientée NE-SO perpendiculaire à la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) et la structure décrochante transversale NO-SE de Kherrata parallèle à la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ) (**Figure IV.14**). Ce type de combinaison est connu dans la région de l'Atlas Tellien, l'exemple de la faille de Boumerdes en inverse et la faille de Thenia en décrochement ainsi que les deux segments ayant provoqué la séquence sismique de Béni-Ilmane le 2010 (Yelles-Chaouche et al. 2013a).

Au niveau de la Nappe Tellienne de Djemila (Est de Setif), l'activité sismique apparait liée à l'activité de la faille de même nom d'orientation NE-SO (**Figure IV.14**). Cette sismicité de faible magnitude serait plutôt liée à des sources hydrothermales actives (Vila, 1980) (**voir section IV.3.1.3.d**).

Du point de vue analyse statistique de l'activité sismique, l'analyse de la **Figure IV.15** nous a permis de diviser cette zone 1 en deux sous-zones : **la première** comprend la région des Babors et la partie offshore caractérisée par une faible valeur de  $b$  égale 0.5 (**Figure IV.15.a et b**) qui est donc similaire à la valeur obtenue par Pelaez et al (2005). La contrainte normale effective de cette zone, importante est donc propice au déclenchement de séismes importants tels que les séismes du 28/06/1974, 20/03/2000, 28/11/2012 et plus récemment les deux séismes qui se sont produits en mer le 19 et le 26 Mai 2013, tous de magnitude supérieur à 5. Cette région donne une  $M_{max}=6.3$ . Pour **la deuxième** zone qui est la région entre Sétif-Djemila, la valeur de  $b$  calculée est égale à 2.3 (**Figure IV.15.a et c**). Pelaez et al. 2005 propose une valeur de 0.5 pour Sétif et Constantine. Les tests en laboratoire montrent (Warren et Latham, 1970) que l'augmentation des gradients thermiques peuvent provoquer une augmentation de  $b$  du 1.2 à 2.7. Les caractéristiques sismiques et tectoniques expliquent bien cette valeur de  $b$  et par conséquent on peut considérer que cette sismicité est induite. Pour cette région  $M_{max}$  calculée est égale à 4.7.



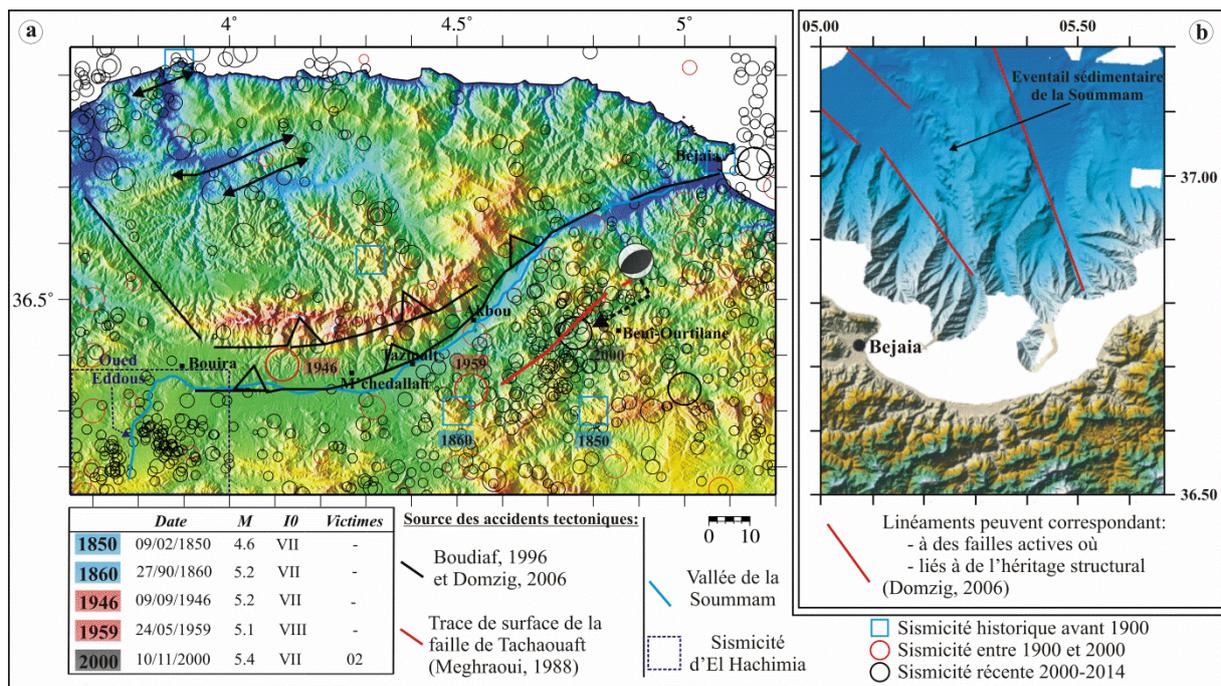
**Figure IV.15 :** (a) carte de la distribution de  $b$  value, dans la zone des Babors (b) et la zone de Sétif et Djemila (c).

## IV.3.2. ZONE 2 : VALLEE DE LA SOUMMAM

### IV.3.2.1. Cadre tectonique

Le bassin de la Soummam est une étroite dépression orientée Est-Ouest dans la région de Bouira-M'chedallah puis SO-NE vers Akbou et Bejaïa (**Figure VI.16.a**). Cette dépression est dominée par de hauts reliefs formés par les massifs de la chaîne calcaire de la Kabylie. Elle est limitée au Sud par de petits reliefs que forment les nappes telliennes. L'oued Eddous dans la région de Bouira devient l'oued Sahel dans la région de Tazmalt puis l'oued Soummam au delà d'Akbou qui se déverse en mer dans le golfe de Bejaïa (Boudiaf, 1996). Dans la **Figure IV.16.b** nous avons présenté la continuité de l'oued Soummam en mer et les principaux linéaments qui peuvent correspondre à des failles actives (Domzig, 2006).

Ce bassin fait partie des zones externes. Il est relié aux zones internes par un contact majeur formant la limite méridionale de la chaîne calcaire (Durand-Delga et al. 1969).



**Figure IV.16 :** (a) sismotectonique de la vallée de la Soummam. Solution focale du séisme de Béni-Ourtlane du 10 Novembre 2000 (Havard-CMT). (b) Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaïa (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales (Domzig, 2006).

Ce contact se caractérise par les flyschs sud kabyles qui l'ensemble des niveaux plus récents du Miocène et parfois du Quaternaire moyen et récent. En fait, c'est l'ensemble des zones internes représentées par le socle kabyle et la chaîne ou dorsale kabyle qui vient au

travers le contact chevaucher et recouvrir parfois le Miocène post-nappes du bassin de la Soummam (Boudiaf, 1996).

#### **IV.3.2.2. Sismicité récente 2000-2014**

La sismicité récente s'exprime essentiellement le long de la bordure séparant le massif des zones internes de Grande Kabylie et des zones externes. Cet accident majeur a fait l'objet d'une étude détaillée par A. Boudiaf dans sa thèse de 1996.

**Parmi les évènements modérés qui se sont produit dans cette région**, il été important de revenir sur le séisme de Beni Ouartilane survenu en Novembre 2000. En effet c'est grâce à la réinstallation du réseau sismologique, que l'évènement a pût être enregistré ainsi que les quelques répliques s'y rapportant. Malheureusement la situation sécuritaire n'a pas permis de déployer un réseau de stations portables. Outre le travail très sommaire présenté par Bouhadad sur cet évènement (2003) et basé sur les observations faites sur le terrain, nous faisons part dans cette étude de nos résultats obtenus par l'analyse des évènements enregistrés par le réseau national.

##### **a. Le séisme de Béni-Ouartilane du 10 Novembre 2000**

###### **➤ Introduction**

Le vendredi 10 Novembre 2000, à 20h 10mn (GMT), la région de Béni-Ouartilane (Sétif) a été ébranlée par un séisme de magnitude 5.4 sur l'échelle de Richter. Ce séisme a été précédé d'une secousse précurseur le 10 Novembre 2000 à 20h 09mn (GMT) de magnitude 3.4 et a été suivi de plusieurs répliques. Cette secousse qui a occasionné la mort de deux (02) personnes et endommagé certains édifices particulièrement vétustes, des localités suivantes: Béni-Ouartilane-Fréha, a été ressenti dans toutes les wilayas limitrophes de Béni-Ouartilane (Sétif, Béjaia, Constantine, Alger, Tizi-Ouzou).

Dans ce paragraphe, nous présentons ce séisme en terme de contexte sismo-tectonique de la région de Béni-Ouartilane au travers la faille de Tachaouat qui est peut être la responsable de ce séisme, l'analyse macrosismique du choc principal et enfin l'analyse des répliques.

###### **➤ Sismo-tectonique de la région de Beni-Ouartilane**

Le séisme de Béni-Ouartilane s'est produit dans le bassin de la Soummam qui se trouve localisé au niveau des zones externes (la géologie et la tectonique de ce bassin est indiquée dans la section **IV.3.2.1**).

La faille néotectonique de Tachaouaft (Meghraoui, 1988) (**Figure IV.16.a et IV.18**) qui fait partie de la zone parallèle du contact majeur entre les zones internes-zones externes est probablement à l'origine du séisme de Beni-Ouartilane du 10 Novembre 2000. Une étude géologique menée dans la région de Tichi-Haf (Coyne et Bellier, 1996), a montré que cette faille inverse plonge environ de 40° vers le Sud-Est, où la Marne Crétacé chevauche le Calcaire Jurassique. Cependant, les preuves de déformation tectonique claire dans les dépôts Quaternaires identifiés semblent inexistantes car les dépôts récents sont très limités dans la région et ne sont représentés que par les dépôts Holocène dans les principaux cours d'eau de la région telles que Oued Boussellam, Oued Ilmayen, Oued Guelaa et Oued Boutouab.

On note cependant que les modèles numériques de terrain haute résolution (DEM) réalisés par (Bouhadad et al. 2003) semblent identifier un escarpement lié à la faille sismogénique de la faille de Tachaouaft.

La région de Béni-Ouartilane et ses environs ont été frappées de par le passé par de nombreux séismes dont les plus importants sont indiqués dans la **Figure IV.16.a**, ceci suggère que cette faille de Tachaouaft de 40 km de longueur est une structure géologique importante ou plusieurs ruptures se sont produites.

#### ➤ **Caractéristiques sismiques du choc principal**

La secousse principale de magnitude Md : 5.4 (CRAAG) et qui s'est produite à 20h 10mn (GMT), a été enregistré par douze (12) stations sismologiques du réseau Algérien. Elle a été localisée à 36.44°N, 4.76°E et s'est produite à une profondeur de 06 km (CRAAG). Cette secousse a été également enregistrée à travers le monde par les stations sismologiques internationales (**Tableau IV.1**). Les caractéristiques du séisme (localisation, profondeur) présentées par ces Centres ont montré en général un léger écart par rapport aux données nationales en raison de l'éloignement de ces stations.

Organisme	Lat.	Long.	Profondeur	Magnitude
<b>CRAAG</b>	36.44°N	04.76° E	06 km	Md=5.4
<b>USGS</b>	36.43°N	04.90°E	33 km	mb=5.8
<b>CSEM</b>	36.71°N	04.96°E	10 km	mb=5.2
<b>IGN</b>	36.35°N	05.03°E	-	mb=5.6

**Tableau IV.1 :** Localisations et magnitudes du choc principal par différentes agences

Le mécanisme au foyer proposé par CMT Harvard (**Figure IV.16**), correspond à une faille inverse pure dont les paramètres sont indiqués dans le **Tableau IV.2**. L'axe de compression P est de direction NNO-SSE en accord avec les observations sismotectoniques. La faille est supposée avoir les paramètres de source suivant : une profondeur moyenne de 10 km, une longueur de 20 km, un moment sismique  $M_0 = 4.1.10^{24}$  dyn.cm (CMT Havard), un déplacement moyenne  $D=6.21$  cm et une magnitude de moment  $M_w=5.7$ . D'après la formule de Wells et Chaudronnier, 1994, on remarque que le potentiel sismique de la faille de Tachaouaft est supérieur ou égal à 6.0.

Solution	Plan1			Plan2		
	Azimut (°)	Pendage (°)	Glissement (°)	Azimut (°)	Pendage (°)	Glissement (°)
<b>CMT Havard</b>	64	38	97	235	52	85

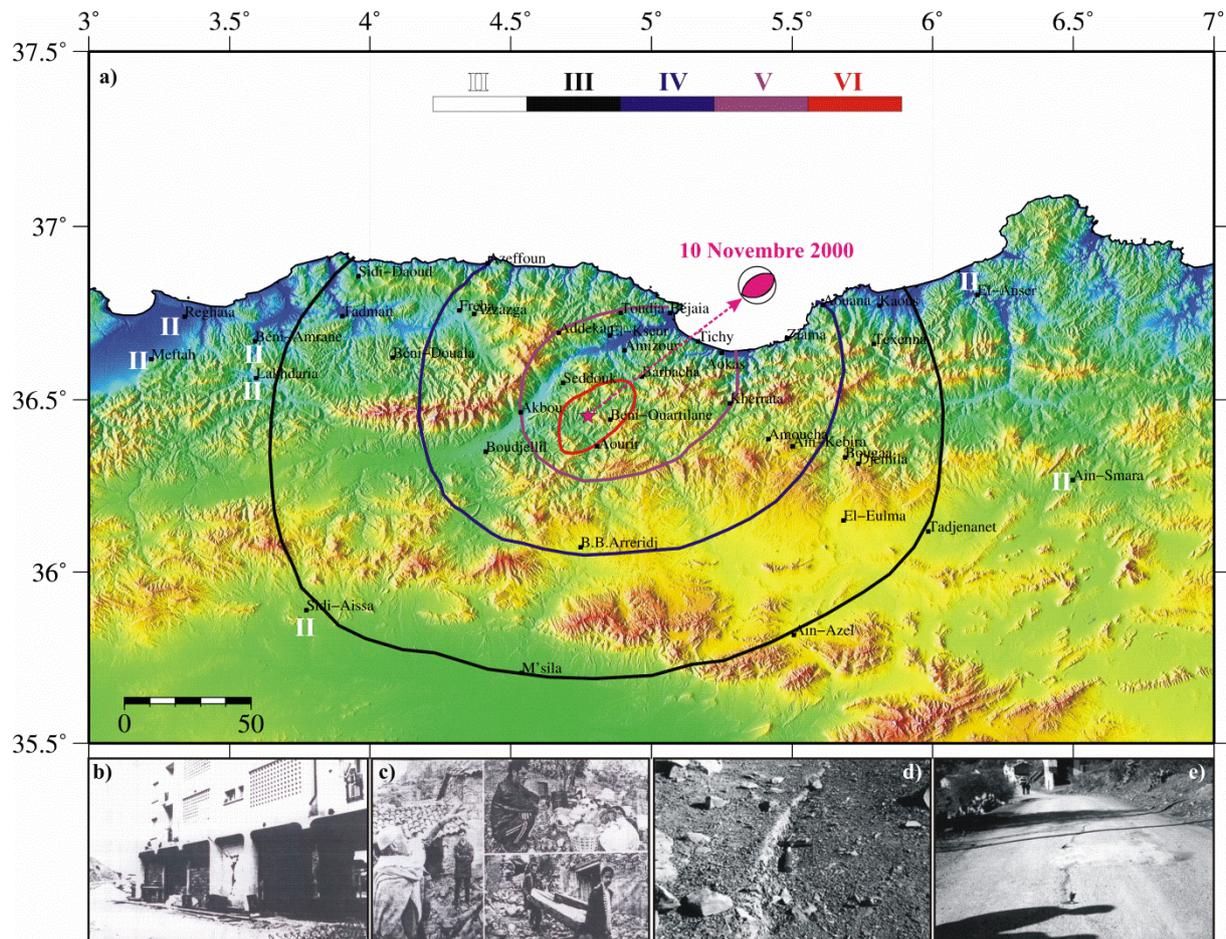
**Tableau IV.2 :** Paramètres du mécanisme au foyer du choc principal

### ➤ Exploitation des données macrosismiques

A la suite du séisme du 10 Novembre 2000, une enquête a été lancée sur un large rayon entourant l'épicentre. Le dépouillement des 79 questionnaires reçus sur les 140 envoyés ont permis d'élaborer la carte isoséistes (**Figure IV.17.a**), 16 ont répondu par la mention « NEANT ». A partir des réponses obtenues, une intensité a été fixée pour chaque localité suivant une échelle graduée de I à XII (MM).

La **Figure IV.17.a** représente la carte isoséiste. L'épicentre macrosismique localisé est très proche de l'épicentre instrumental, Il est par ailleurs superficiel confirmant la profondeur de 6 km obtenue par les calculs. L'analyse de la carte macrosismique montre que l'intensité maximale a atteint le degré VI dans les localités de Béni-Ouartilane et Fréha appartenant à la région épiscopale. La surface macrosismique dépasse 300 km de rayon puisque la secousse a

été ressentie avec l'intensité II (sur l'échelle MSK) à Larbaa, Meftah et de Dar-El-Beida (Alger) à l'Ouest, à Ain-S'mara, El-Ancer à l'Est et à M'sila au Sud.



**Figure IV.17 :** (a) Carte des isoséistes du séisme du 10 Novembre 2000. (b) Fissures observées sur un immeuble à Béni-Ouartilane. (c) Effondrement de maisons en pierres à Fréha. (d) Trace de rupture de glissement de terrain dans la région de Tachaouaft. La trace de rupture est orientée N75°E et de 4 m de longueur (Bouhadad et al. 2003). (e) Troubles du sol le long de la route Tachaouaft-Ighil Ouatou. Les fissures au sol sont orientées N60°E et peuvent être poursuivies pour 50 m (Bouhadad et al. 2003).

Ce séisme a occasionné dans la région pleistocène qui regroupe Béni-Ouartilane, Fréha et El-Main, des dégâts matériels et la perte de deux 02 vies humaines, 50 blessés et des dommages durables à environ 3000 unités d'habitation. Il aura provoqué une grosse panique parmi la population des localités de Béni-Ouartilane, Fréha, El-Main, Guenzet, Akbou et Sedouk. Des fissurations superficielles des maisons ont été observées dans les localités citées

ci-dessous (**Figure IV.17.b**) et des maçonneries traditionnelle ont été détruites (**Figure IV.17.c**).

Bien que, il n'a cependant pas été observé de traces de surfaces claires associées à ce séisme, de nombreux effets gravitaires ont été constatés dans la zone épacentrale (**Figure IV.17.d et e**).

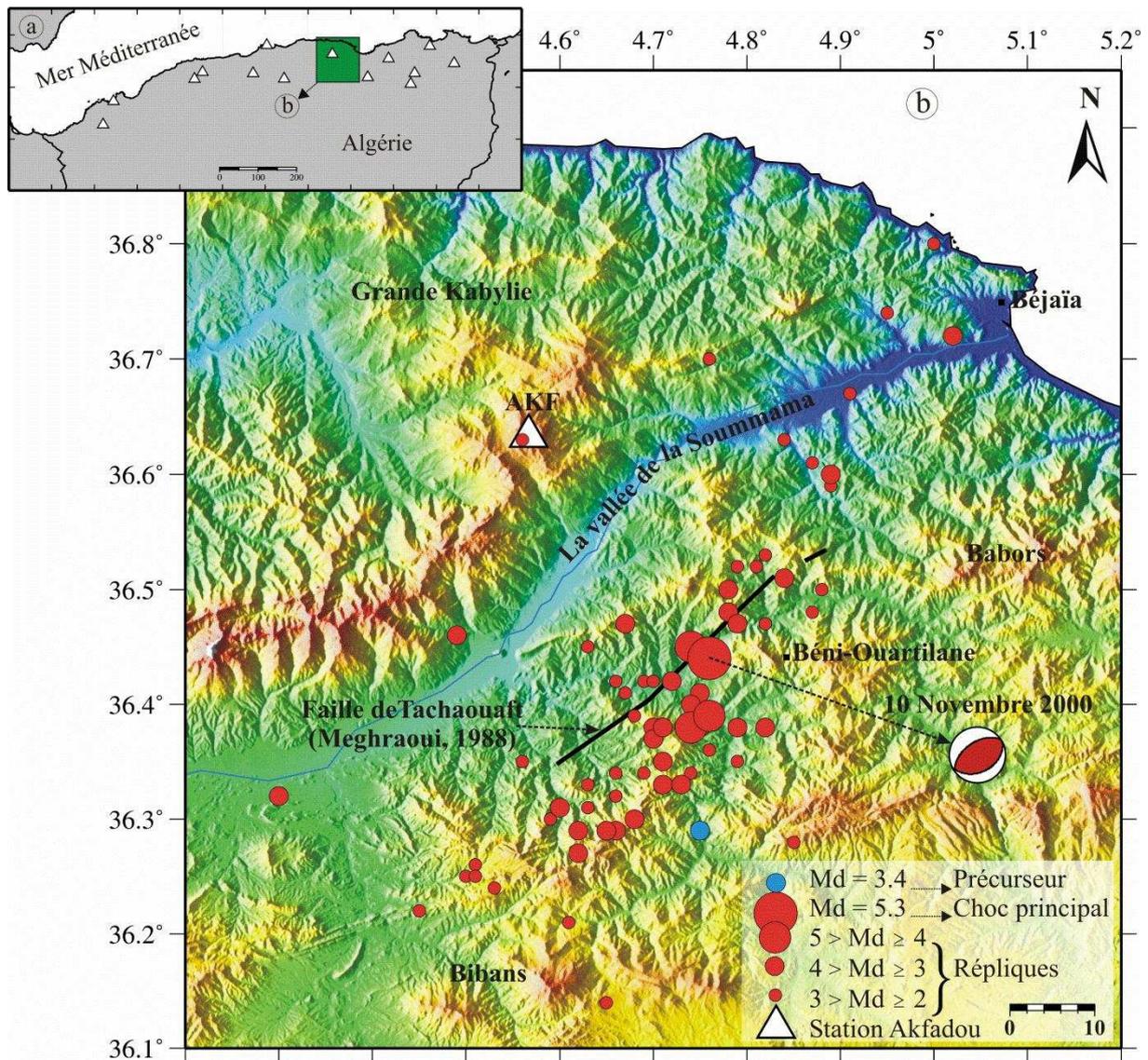
### ➤ Analyse des répliques

Ce sont quatorze (14) stations (**Figure IV.18.a**) qui ont enregistré la secousse principale. Chaque station était équipée d'un capteur tri-composante courte période.

Cependant pour les répliques, il a été difficile le nombre de stations est parfois tout juste suffisant pour la localisation. D'autre part, nous avons eu à faire face à la répartition parfois non adéquate des stations du réseau de surveillance autour de la zone épacentrale. Afin d'estimer l'incertitude sur la localisation épacentrale des répliques, il était important de signaler ces différentes sources erreurs.

Un dépouillement des plus fins a cependant été fait pour chaque réplique sur toutes les stations l'ayant enregistrée, il a consisté: en une lecture des temps d'arrivées des ondes P et S avec précision de 1/10 de secondes, une mesure de la longueur du signal pour déterminer la magnitude de durée et une détermination de la dérive du pendule en supposant que sa variation était considérée comme linéaire sur chaque enregistrement

Le programme de localisation des répliques utilisé est HYPO71 (Lee & Lahr, 1975). Ce programme conçu pour des séismes superficiels, procède par itérations et s'applique à des modèles à structures stratifiées. Pour son exécution, il doit utiliser 03 fichiers: Le fichier des temps d'arrivées des ondes P et S aux différentes stations, la position de chaque stations et le modèle de vitesse de la structure ( $V1 = 4.5$  km,  $h1 = 5.5$  km,  $V2 = 6.5$  km). Ainsi plusieurs modèles de vitesse ont été testés. Ces tests ont consisté à déterminer un modèle de vitesse moyen pour lequel le résidu moyen (RMS), les erreurs standard sur la position de l'épicentre (ERH), la profondeur de foyer (ERZ) sont minimum.



**Figure IV.18 :** (a) Position géographique des 14 stations du réseau Algérien de la surveillance sismique. (b) Distribution spatiale des 78 principaux évènements sismiques

**Caractéristiques des répliques :** Entre le 10 Novembre et le 26 Décembre 2000, il a été enregistré 441 répliques de magnitude comprise entre 0.9 et 4.7, 78 ont pu être traitées et localisées (**Figure IV.18.b**) car enregistrées par au moins trois (03) stations. L'activité sismique fût la plus intense durant les deux (02) premiers jours, celle-ci fût enregistrée par presque toutes les stations de surveillance du réseau national. Notons que les plus fortes répliques durant cette période ce sont produites le : 10 Novembre 2000 à 22h 09mn de Md=4.5, 16 Novembre 2000 à 11h 03mn de Md=4.7 et 11 Décembre 2000 à 17h 52mn de Md=4.3.

**Répartition des répliques :** La répartition des répliques est représentée sur la **Figure IV.18.b** par des cercles dont le rayon est proportionnel à la magnitude. Le résidu moyen

quadratique (RMS) déterminé pour toutes les répliques est inférieur à 0.38. Par ailleurs, la répartition spatiale des répliques suit sur une distance de 40 Km une direction NE-SO.

### ➤ Discussion et conclusion

Le 10 Novembre 2000 à 20h 10mn 57.7s (GMT) un séisme important a frappé la région de Beni-Ouartilane, à environ 40 km au SO de village Kherrata, avec  $M_s = 5.5$ . Ce séisme a été précédé d'une secousse prémonitoire le 10/11/2000 à 20h 09 mn (GMT) de magnitude 3.4 et suivi par un grand nombre de répliques.

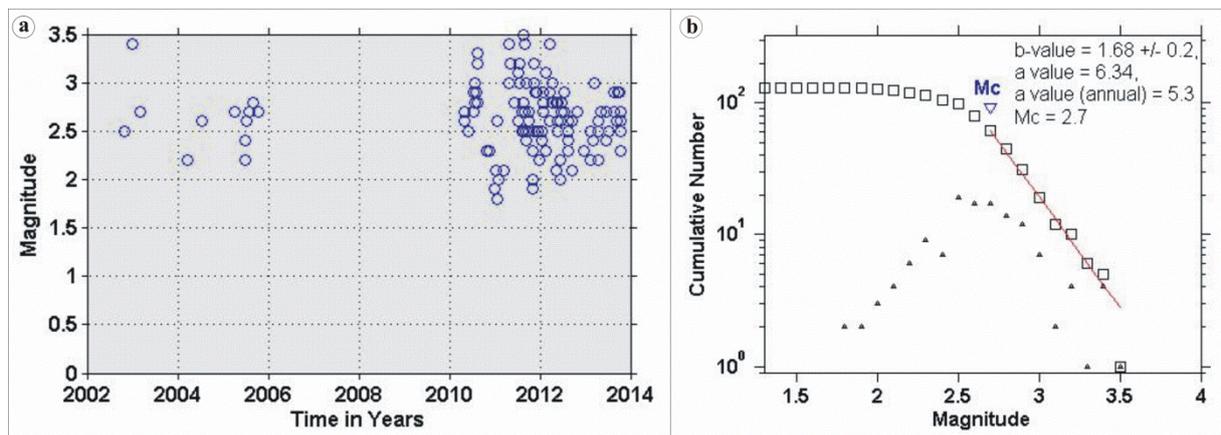
L'allure du tracé des courbes isoséistes concorde parfaitement aux essais des épicentres des répliques et aussi avec le mécanisme au foyer du choc principal. D'autre part, la comparaison de ces résultats avec celles de la faille néotectonique inverse de Tachaouaft orientée NE-SO, s'étalée sur 40 km de longueur et plongée environ à  $40^\circ$  vers le Sud-Est montre que ce séisme de Béni-Ouartilane est provoqué par cette faille de Tachaouaft. Donc, le plan de la faille est celui qui possède les paramètres suivantes : Azimit= $64^\circ$ , pendage= $38^\circ$  vers SE et glissement de  $97^\circ$ . Le moment sismique et la magnitude de moment ont été calculés par Havard comme suit :  $M_0=4.29 \times 10^{24}$  dyne-cm et  $M_w=5.7$ .

Notre étude montre que pour la première fois un séisme est enregistré dans cette région par un réseau national de surveillance. D'autre part, l'exploitation malgré tardive des données est une volonté d'approfondir notre étude sur ce séisme. Mais l'analyse parfois difficile des répliques permet ainsi d'attribuer à la faille de Tachaoueft la genèse de cet évènement. Des études plus approfondies sur cette structure doivent être réalisées.

#### **b. La sismicité récente de la région d'El Hachimia (sud Bouira)**

Cette sismicité (cadre pointé **Figure IV.16**) correspond au sous-bassin sud de Bouira limité au sud par la chaîne des Bibans, formée de nappes telliennes (zone 3). Cette zone se caractérise par 131 évènements de faible magnitude ( $1.8 \leq M \leq 3.5$ ), dont 12 ont été enregistrés entre 2002 et 2005 et 119 ont été enregistré entre 2010 et 2014. Entre ces deux périodes aucun évènement n'a été détecté (**Figure IV.19.a**). On peut diviser cette sismicité par rapport à Oued Eddous (**Figure IV.16**) en deux régions : (1) Est de Oued Eddous, cela correspond à la sismicité d'El Hachimia marqué par 85 évènements ( $1.9 \leq M \leq 3.4$ ). (2) Ouest d'oued Eddous, cela correspond à sismicité d'Aumale constitué par 49 évènements ( $1.8 \leq M \leq 3.5$ ). Au cours de son histoire, cette région a été frappée par 4 évènements de magnitude compris entre 4 et 5

entre 1923 et 1964. Cette deuxième région est localisée juste à la limite Soummam-Bibans, où trois séismes (historiques) de magnitudes supérieures à 5 ont été enregistrés (voir la zone 3). Il faut souligner également, qu'à 30 km à l'ouest de cette zone, on trouve le site du quatrième plus grand séisme en Algérie après l'Orléansville (1954), El Asnam (1980) et Boumerdès (2003), le séisme d'Aumale le 24/06/1910 de magnitude  $M_s=6.6$  (Benouar, 1994).

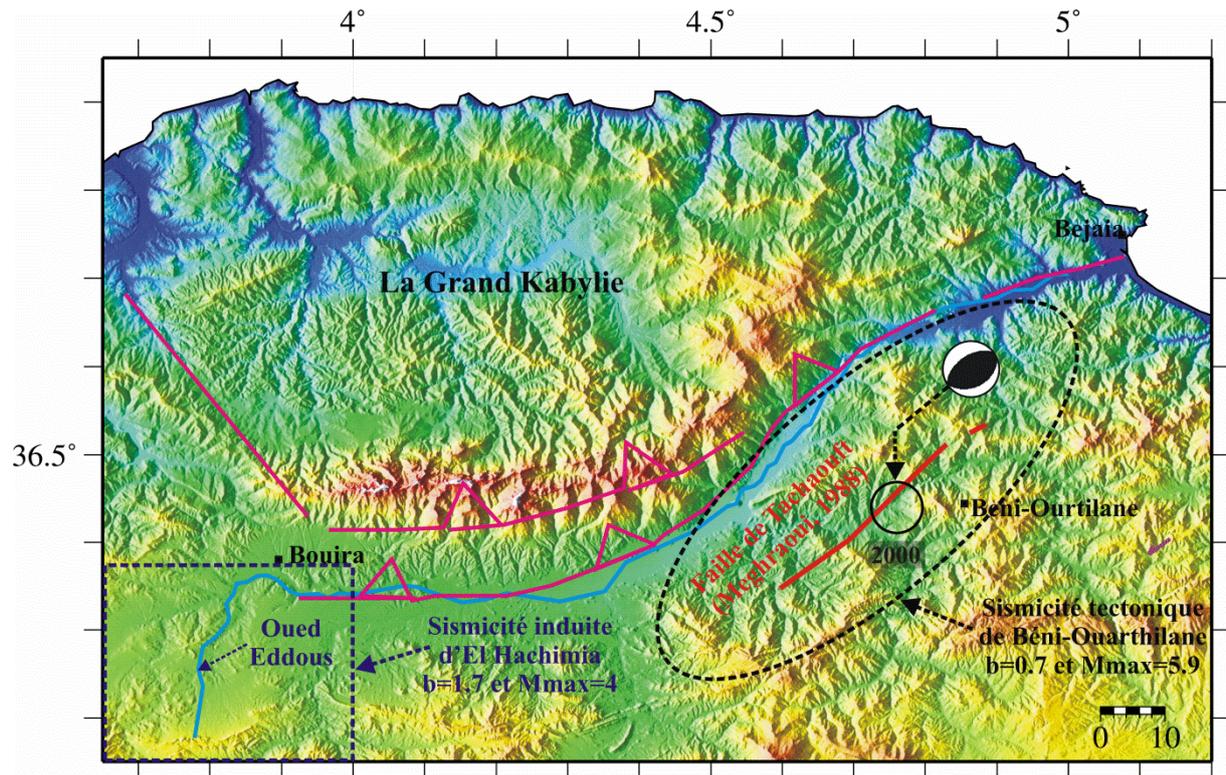


**Figure IV.19 :** (a) Sismicité récente d'El Hachimia sud de Bouira. (b) Distribution de Gutenberg-Richter correspondante qui donne une valeur de  $b$  égale 1.7

### IV.3.2.3. Discussion et conclusion de la zone 2

La sismicité de cette zone est généralement localisée le long de la vallée de la Soummam. On peut y distinguer deux régions où la concentration d'événements est la plus remarquable :

- La première région se situe le long de l'accident majeur sud kabyle et autour de la région Béni-Ouartilane i.e. le long de la partie nord est du bassin (**Figure IV.20**). Le séisme le plus important de cet essaim est l'évènement du 10/11/2000 de Béni-Ouartilane provoqué par la faille de Tachaouaft (Meghraoui, 1988) de type inverse, d'orientation NE-SO, de pente de  $38^\circ$  vers le Sud-est et de longueur de 40Km. La distribution de Gutenberg-Richter de cette zone montre une valeur de  $b$  égale 0.7 (une valeur de  $b$  égale à 0.6 est obtenue par Pelaez et al. 2005) qui laisse supposer un milieu plus homogène capable de produire des événements importants, supérieurs à 5 **Figure IV.16**. La magnitude maximale calculée pour cette région est égale à 5.9.



**Figure IV.20 :** Synthèse de la zone 2 (la vallée de la Soummam)

- La deuxième région correspond au sous-bassin d'El Hachimia (sud de Bouira), qui est située à l'extrémité ouest de la vallée (**Figure IV.20**). L'analyse de la loi de Gutenberg-Richter pour cette région donne une valeur de  $b$  égale à 1.7 (**Figure IV.19.b**), qui suppose une nature induite de cette sismicité. Celle-ci serait expliquée par l'augmentation de la pression des pores résultant de la circulation hydrothermale au niveau du Hammam Ksena (**voir section V.3.2**) situé non loin du lieu de cette sismicité. Dans la roche, nous devrions avoir une diminution de la contrainte effective normale, ce qui expliquerait la grande valeur de  $b$ . La magnitude maximale ( $M_{max}$ ) calculée pour cette région d'El Hachimia est enfin égale à 4.

### IV.3.3. ZONE 3 : BIBANS-HODNA

Cette région a été prise comme entité unique car elle constitue la zone frontière avec la région des Hauts Plateaux.

#### IV.3.3.1. Cadre sismo-tectonique

Cette zone est composée par deux principaux massifs géologiques du sud de la chaîne tellienne, il s'agit de la région de Hodna (monts et bassin du Hodna) et la chaîne des Bibans.

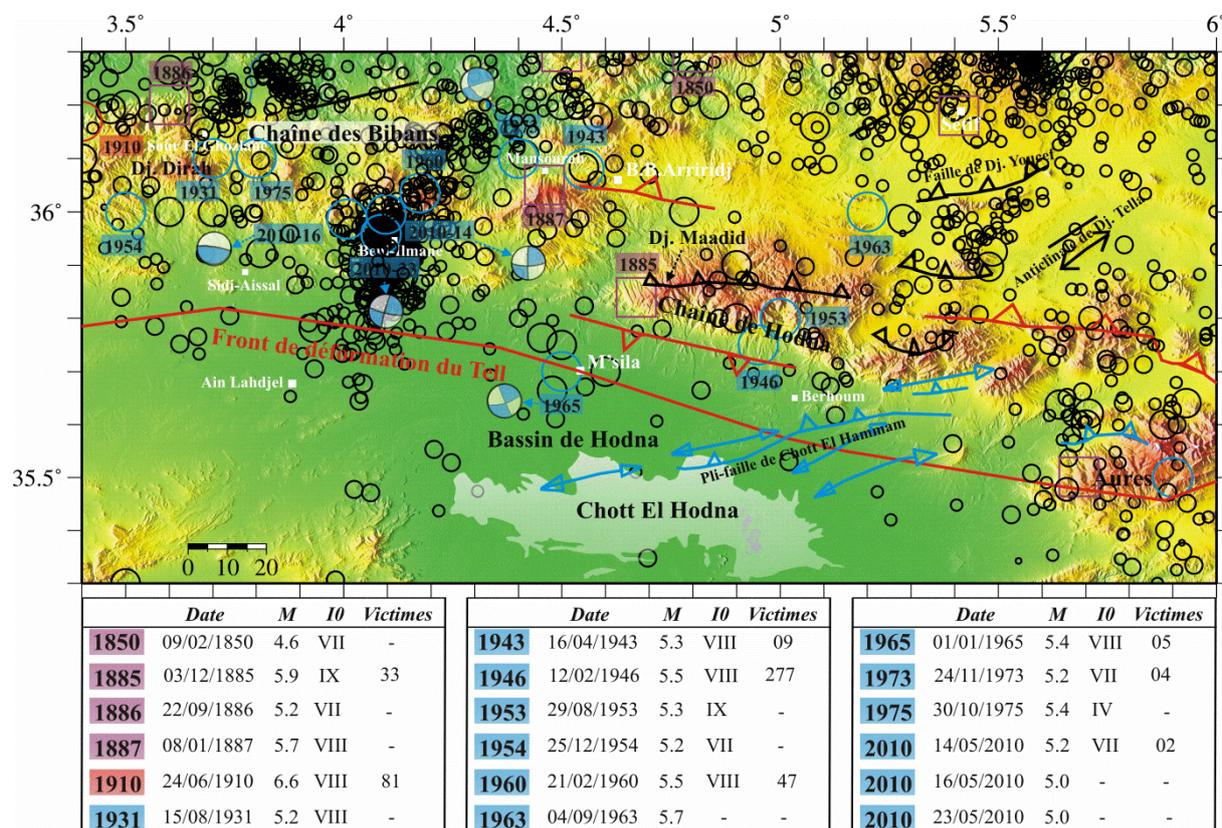
#### La région du Hodna :

Située immédiatement au Sud Est des Bibans, cette région est marquée dans sa partie orientale par des reliefs orientés N110° très importants (1863 m pour le djebel Mâadid) qui constituent les monts du Hodna (**Figure IV.21**). Au sud de ces monts, se trouve le bassin néogène du Hodna qui montre des similitudes avec les bassins néogènes actifs de l'Atlas tellien (Cheliff, Metidja...). Ce bassin se compose de surfaces de pénéplaine avec des bassins de drainage interne, appelés chotts (lac salé).

Dans cette région, on y distingue une série d'anticlinaux affectant les dépôts récents orientés dans une direction NE-SW rappelant les autres structures actives du Tell. L'aspect tectonique étudié par (Vila, 1980 ; Meghraoui, 1988...) montre des géométries en pli-faille. A titre d'exemple de ces structures, la faille inverse de Chott El Hammam qui limite le flanc SE de l'anticlinal de Boutaleb et qui est à vergence sud. Cette faille aurait généré le séisme le plus important du bassin du Hodna, qui a provoqué la perte de 5 vies et environ 25 blessés. Il s'agit de séisme du 01 Janvier 1965 de magnitude 5.4 et d'intensité maximale VII (Benouar, 1994). La présence de dépôts pléistocène plissés sur ce pli du Chott El Hammam est significative de son activité récente (Harbi, 2001). Selon Meghraoui (1988), cette faille de longueur à environ 60 km est capable de générer un séisme d'environ  $M_w = 7.0$ .

Sur les monts de Hodna, trois séismes importants se sont produits. Le premier a été localisé à l'extrémité Ouest de l'anticlinal de Bou Taleb sous le Djebel Maadid le 03 Décembre 1885 de magnitude 5.9 et  $I_{max}=IX$  (**Figure IV.21**). Ce séisme a provoqué la mort de 33 personnes, blessé 17 personnes et a détruit les  $\frac{3}{4}$  du village de M'sila (Harbi, 2001). Les deux autres séismes se sont produits dans la région de Berhoum dans le même couloir que le séisme de M'sila de 1965 : il s'agit du séisme du 12 Février 1946 de magnitude 5.5 ( $I_{max}=VIII$ ). Celui-ci a causé la perte d'au moins 277 personnes et blessé environ 118 autres (Benouar, 1994), du séisme du 29 Aout 1953 de magnitude 5.3 et de  $I_{max}=IX$ .

Ces deux séismes se sont produits sur le versant nord de l'anticlinal du Chott el Hammam et sont associés selon Rothé (1950) aux plissements dissymétriques à déversement sud, qui affectent les terrains plio-quaternaires de cette région. Leurs épacentres coïncident avec une zone de racine de nappes avortée. Ces dernières considérations tectoniques, ajoutées aux investigations macrosismiques, montrent la liaison probable de l'activité sismique avec la faille inverse du Chott el Hammam (Meghraoui, 1988).



**Figure IV.21 :** sismotectonique de la partie Est des Bibans et la région de Hodna. Solutions focales des séismes de M'sila 1965 et de Mansourah 1973 obtenues par (Hatzfeld, 1978). Mécanismes aux foyers des trois chocs de la séquence sismique de Béni Imane (Yelles-Chaouche et al. 2013a).

Plus au nord, on trouve le séisme de Bir Haddada du 04 Septembre 1963 de magnitude 5.7 ( $M=6.3$ . Selon l'IGN) ce séisme serait localisé au niveau de la partie SO de la faille de Djebel Youcef (Sud de Sétif). Cette faille néotectonique de type inverse, d'orientation NE-SO et de longueur de 27 km affecte les dépôts quaternaires et est reliée à de l'hydrothermalisme actif (Vila, 1980). Ce sont les mêmes considérations qui pourraient être envisagées pour l'anticlinal quaternaire du Djebel Tella. Cette structure est aussi de type inverse, d'orientation NE-SO et de longueur de 11 Km.

### La région des Bibans :

C'est une chaîne de montagnes, formée de nappes telliennes, dont la sédimentation mésozoïque et tertiaire (du Trias à l'Eocène) est d'affinité africaine. Cette chaîne correspond au prolongement oriental de la zone du Titteri. Elle est limitée au Nord par la vallée de la Soummam et au Sud par les reliefs des Monts Hodna et par les Hauts plateaux. Les Bibans, sont orientés globalement Est-Ouest depuis le Djebel Dirah (1810 m) jusqu'aux Monts du Hodna. Les structures topographiques sont alignées selon une direction N110° à E-W. Cette direction correspond à la direction de la bordure septentrionale du bassin du Hodna.

Dans cette région des Bibans, trois zones principales de sismicité peuvent être considérées:

La première, est la sismicité de la région de Sour El Ghozlane qui se caractérise par des reliefs plus au moins importants, tel que le Djebel Dirah (**Figure IV.21**). Cette région est le site du quatrième plus grand séisme en Algérie après le Orléansville (1954), El Asnam (1980) et Boumerdès (2003), le séisme d'Aumale (Sour El Ghozlane) du 24 Juin 1910 de Ms=6.6 et  $I_{max} = VIII$  sur l'échelle MSK (Benouar, 1994). Cet important séisme a été ressenti et enregistré jusqu'au limites orientales de la chaîne des Bibans. Le choc principal, qui aurait duré entre 8 et 10s, a provoqué la perte d'au moins 81 personnes, et blessant des dizaines d'autres. En plus de ce fort séisme, la région a été frappée par l'occurrence d'un quatre séismes importants, celui du 22 Septembre 1886 (M=5.2 et  $I_0=VII$ ) qui s'est produit à la limite nord entre les Bibans et la vallée de la Soummam, celui du 15 Août 1931 (M=5.2 et  $I_0=VIII$ ) localisé probablement sur le Djebel de Dirah, celui du 25 Décembre 1954 (M=5.2 et  $I_0=VII$ ) et enfin celui du 30 Octobre 1975 (M=5.4 et  $I_0=VI$ ).

La deuxième zone considérée, serait la région de Béni-Ilmane. C'est une zone complexe qui caractérise la transition entre les monts du Hodna orientés NO-SE et la chaîne des Bibans orientée E-O. La distribution de la sismicité est orientée N-S sud du village de Béni-Ilmane et suit le couloir de déformation (NE-SO) Azrou-Choukchot-Nador de la partie Nord de Béni-Ilmane. La grande partie de ce nuage de sismicité est constitué par les répliques de la séquence sismique qui a frappée la région en 2010. (**L'étude détaillée de cette séquence sismique est l'objectif du chapitre VI**). Il est important de noter que cette séquence est le deuxième événement important au cours des 50 dernières années après le séisme du 21 Février 1960 de magnitude 5.5 et d'intensité maximale VIII qui a été principalement étudié par des observations macrosismiques (Benouar, 1994).

La troisième zone considérée la région de Mansourah (site de Djebel Mansourah de 920 m d'altitude) marquée par l'occurrence d'un trois séismes importants; le premier, est le séisme historique du 08 Janvier 1887 de  $M_s=5.2$  et d'une intensité maximale de VIII sur l'échelle MSK, localisée à Mansourah (Harbi, 2001), le deuxième est celui du 16 Avril 1943 ( $M=5.3$  et  $I_0=VIII$ ) qui a causé une perte d'au moins 9 vies et blessant 11 autres (Benouar, 1994), le dernier, est le séisme qui a frappé la région le 24 Novembre 1973 ( $M=5.2$  et  $I_0=VII$ ). Ce séisme est associé à une faille oblique avec deux plans du mécanisme au foyer (Hatzfeld) (**Figure IV.21**) d'azimut  $20^\circ$  et  $110^\circ$  et de pendage 90 et 76 NE, respectivement.

Il faut également noter, l'occurrence de séisme du 9 Février 1850, qui a touché la région de Zamora-Genzet (frontière entre la wilya de Sétif et de Bordj Bou Arreridj). L'intensité maximale était de VII à Guenzet et la magnitude  $M_s$  égale à 4.6 (Harbi, 2001).

#### **IV.3.3.2. Sismicité récente 2000-2014**

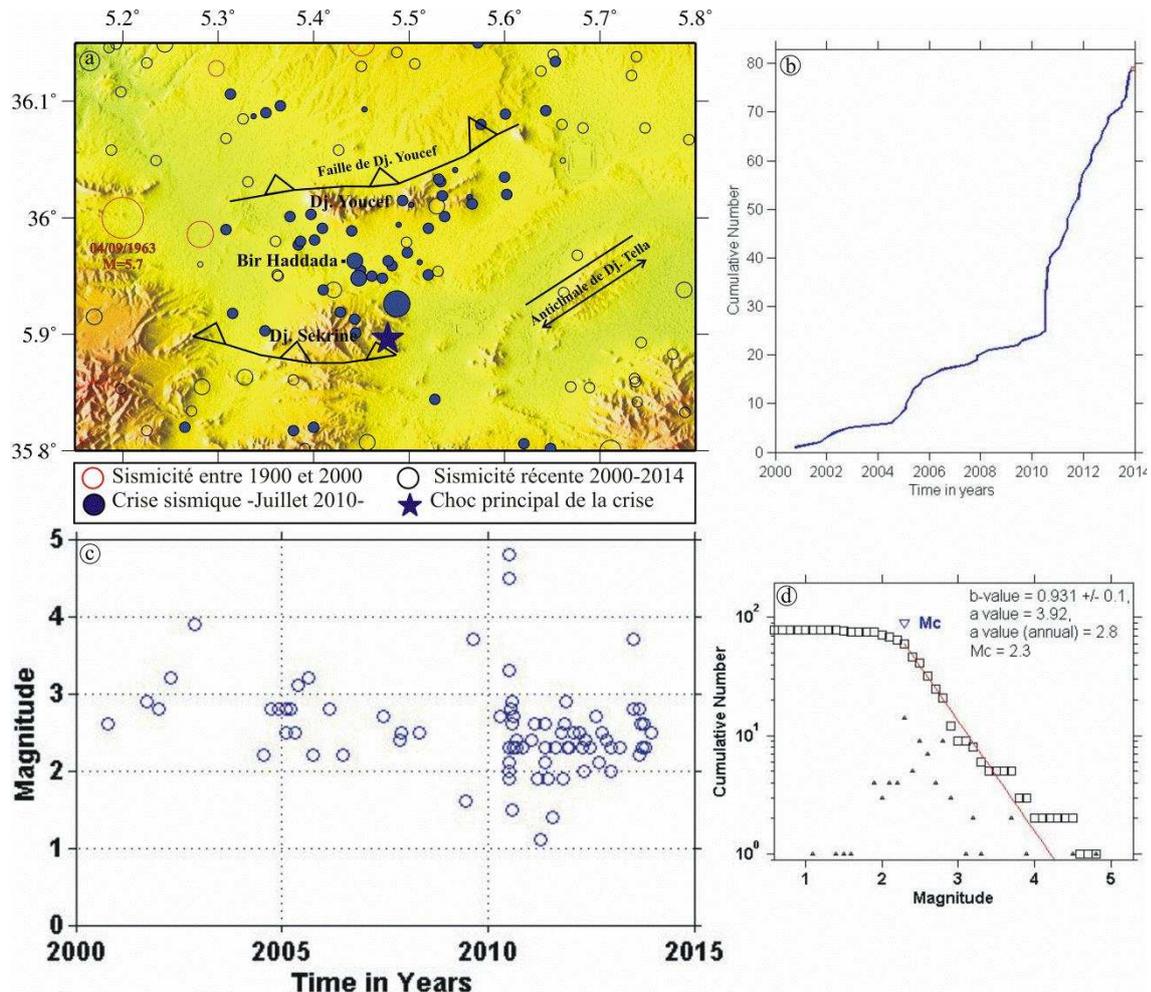
Cette sismicité s'est exprimée essentiellement par la séquence sismique de Béni-Ilmane en Mai 2010 et la crise sismique de Bir Haddada en Juillet 2010. Mise à part ces deux activités sismiques, la sismicité de cette zone apparait diffuse et généralement modérée avec quelques événements isolés, enregistrés temps en temps dans la région.

##### **a. La séquence sismique de Béni-Ilmane (Mai 2010)**

L'étude détaillée de cette séquence sismique est l'objectif du chapitre VI.

##### **b. La crise sismique de Bir Haddada (Juillet 2010)**

Le 11 Juillet 2010 à 09h 26mn 01.4 (GMT) un séisme modéré a frappé la région de Bir Haddad, à environ 20 km au Sud de la ville de Sétif, avec  $M_d = 4.8$  et  $I_0=V$ . Ce séisme a été suivi par un grand nombre de répliques dont la plus grande a été enregistrée 5 heures après avec  $M_d=4.5$ . Le même jour, 6 répliques se sont produites avec  $1.9 \leq M_d \leq 3.3$  (**Figure IV.22.a**).



**Figure IV.22 :** (a) sismicité récente (2000-2014) de la région de Bir-Haddada avec les 4 évènements produits entre 1900 et 1999. Les évènements bleus représentent la crise sismique en Juillet 2010. Sources des accidents tectoniques (Vila, 1977 et Harbi et al. 2003). (b) Nombre cumulé de séismes (c) Magnitude de durée (d) Distribution de Gutenberg-Richter, avec b est égale 0.9.

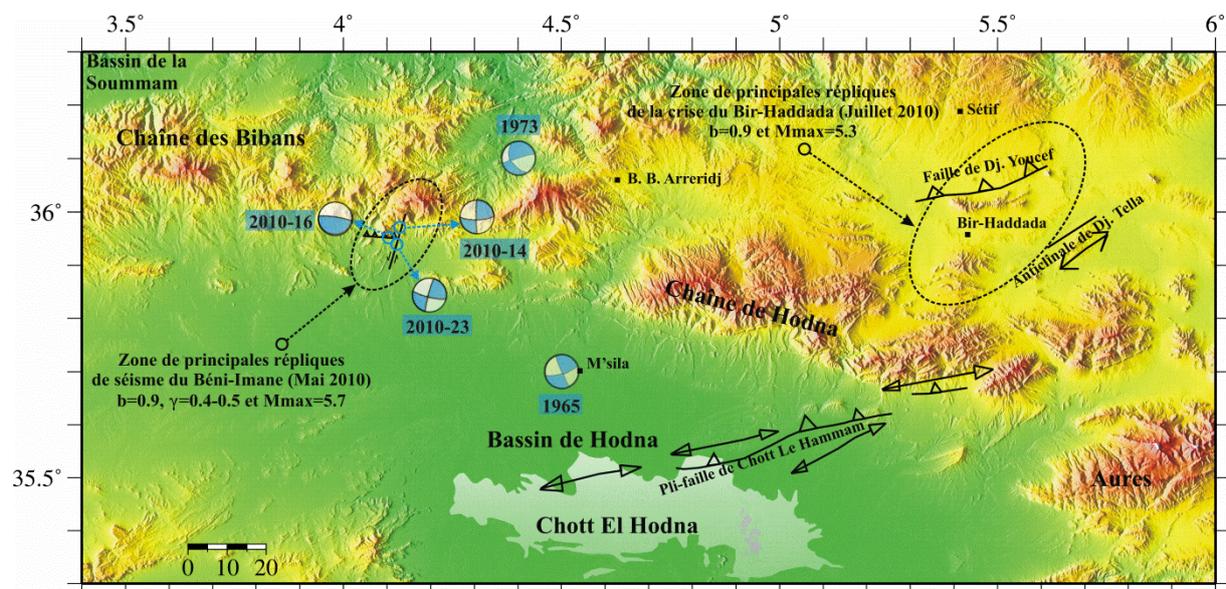
Cette crise s'est produite dans une zone marquée par trois structures : (1) la faille néotectonique de Djebel Youcef de type inverse, d'orientation E-O à NE-SO et de longueur de 27 km qui affecte les dépôts quaternaires et qui est reliée à des sources actuelles ou à de l'hydrothermalisme actif (Vila, 1980), (2) l'anticlinal quaternaire du Djebel Tella de type inverse d'orientation NE-SO et de longueur de 11 Km et (3) la faille de Djebel Sekrine orientée E-O (Harbi et al. 2003). L'orientation des répliques NE-SO conduit à lier cette crise, à la faille de Djebel Youcef.

La sismicité récente (2000-2014) de cette région de Bir-Haddada est caractérisée par des faibles magnitudes ( $1.1 \leq M_d \leq 4.8$ ). Le premier évènement ayant été enregistré en 2000 avec  $M_d = 2.6$  (**Figure IV.22.c**). Le nombre le plus important d'évènements (18) se situe en

2010 après la crise de Bir-Haddada (**Figure IV.22.c**). La distribution de Gutenberg-Richter de cette région montre une valeur de  $b$  égale 0.9 (**Figure IV.22.c**), indique que le milieu est homogène et est capable de produire des évènements importants, le séisme de Bir Haddada du 04 Septembre 1963 de magnitude 5.7 ( $M=6.3$ . Selon l'IGN) en est l'exemple (**Figure IV.22.a**).

### IV.3.3.3. Discussion et conclusion de la zone 3

L'analyse de la sismicité récente (2000-2014) de la zone 3 (Hodna-Bibans) nous a indiqué que cette sismicité s'est exprimée essentiellement par la séquence sismique de Béni-Imane en Mai 2010 et la crise sismique de Bir Haddada en Juillet 2010. Mise à part ces deux activités sismiques, quelques évènements isolés ont été enregistrés de temps à autres dans la région.



**Figure IV.23** : Synthèse de la zone 3

Dans cette zone nous avons présenté trois structures principales actives (**Figure IV.23**): (1) **la faille inverse de Chott El Hammam** qui limite le flanc SE de l'anticlinal de Boutaleb et qui est à vergence sud. Cette faille aurait généré le séisme le plus important du bassin du Hodna. Il s'agit de séisme du 01 Janvier 1965 de magnitude 5.4 et d'intensité maximale VII (Benouar, 1994). Selon Meghraoui (1988), cette faille de longueur à environ 60 km est capable de générer un tremblement de terre d'environ  $M_w = 7.0$ . (2) **La faille néotectonique de Djebel Youcef** de type inverse, d'orientation E-O à NE-SO et de longueur de 27 km affecte les dépôts quaternaires. Selon (Vila, 1980), cette faille est reliée à des

sources actuelles ou à de l'hydrothermalisme actif. Cette faille est probablement responsable de la crise sismique de Bir-Haddada le 11 Juillet 2010. (3) **les deux failles de Béni-ilmane** responsables à la crise sismique de Béni-ilmane le 14 Mai 2010 (voir **chapitre VI**). La première de type décrochement senestre orientée NNE-SSO et de 8 km de longueur et la deuxième de type inverse orientée E-O et de 8 km de longueur (Yelles-Chaouche et al. 2013a).

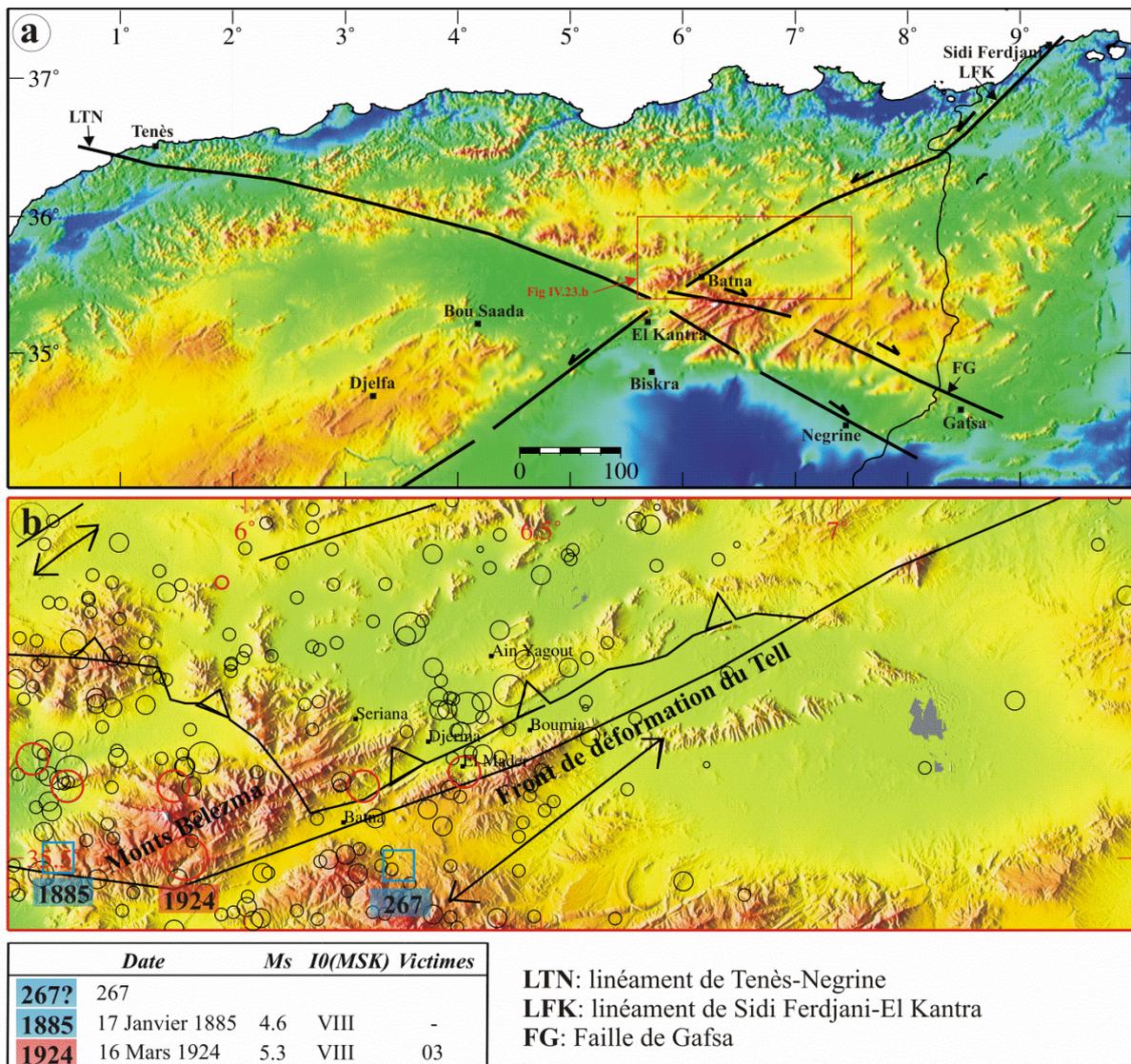
On peut noter également, que la région située vers le sud du front de la déformation du Tell (par exemple le bassin du Hodna) est caractérisée par une très faible sismicité.

La loi de Gutenberg-Richter de ces deux sous-zones donne une valeur de  $b$  moyenne égale à 0.9 (une valeur de  $b=0.5$  a été obtenu par Paleaz et al (2005) qui est similaire à la valeur obtenue dans toute la zone 3). Ceci suggère que la région est relativement homogène, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes modérés à forts. La loi d'Omori généralisée de la zone de séisme du Béni-Ilmane donne une valeur de  $\gamma$  basse ( $\gamma=0.4-0.5$ ) (i.e., 40%-50% de séismes indépendants) (voir **section IV.3**). Ceci suggère un processus non poissonien. On note également que la forte concentration en temps et en espace (activité du type réplique) implique que le déclenchement de cette séquence est dû à l'interaction entre séismes. La magnitude maximale calculée pour toute la zone 3 est égale à 6.2.

### IV.3.4. ZONE 4 : LA REGION DE BATNA

#### IV.3.4.1. Cadre sismo-tectonique

Cette zone est constituée généralement par des terrains néogènes de la plate-Forme de Ain Regada et les Monts du Bélezma. Elle est limitée : Au Nord par le bassin de Constantine, à l'Ouest par la zone géo-suture entre la chaîne de Hodna et le massif d'Aurès, au sud par les Aurès et à l'Est par les monts de Ain Beida (la limite de sismicité).



**Figure IV.24 :** (a) carte tectonique montre les principaux décrochements passant par la région de Batna. (b) carte sismotectonique de la région de Batna.

Cette zone est située à l'intersection d'un deux grands linéaments tectoniques (Guemache, 2010) (**Figure IV.24.a**). Le premier est le linéament de Tenès-Negrine, correspondant à une large zone de cisaillement dextre orientée N110°E à N120°E, qui s'étend sur près de 700 km, depuis la côte de Ténès au Nord-Ouest jusqu'au secteur un peu au Sud de Negrine au Sud-Est, jusqu'au Golfe de Gabès. Plus au Sud-Est, le décrochement dextre N120°E de Gafsa semble rejoindre ce linéament aux environs de Batna.

Le second, est le linéament de Sidi Ferdjani-El Kantra (Guemache, 2010) correspondant à un décrochement sénestre orientée N055°E, qui s'étend sur environ 400 Km, depuis la côte près du village tunisien de Sidi Ferdjani au Nord-Est jusqu'au secteur d'El Kantara au Sud-Ouest.

Ces deux linéaments majeurs sont impliqués dans l'évolution Cénozoïque de la chaîne. La sismicité semble se greffer sur cet héritage structural.

Cette zone est caractérisée par une sismicité faible localisée entre les monts du Hodna et le massif d'Aurès. On note l'occurrence de trois séismes importants sur le front de déformation Tellien (**Figure IV.24.b**). Il s'agit du séisme de l'an 267 de Tazoult-Lambèse (Lambèse) qui est le séisme référence de cette zone, du séisme de N'Gaous du 17 janvier 1885 (à 50 km de Batna) d'intensité maximale  $I_{max} = VIII$  MSK et du séisme de Mac-Mahon (Ain Touta) du 16 mars 1924 d'intensité maximale VIII MSK et de magnitude  $M_s = 5.3$ .

#### **IV.3.4.2. Sismicité récente 2000-2014**

Elle a été surtout marquée par l'évènement qui s'est produit dans la région d'El Madher le 10 Avril 2010.

##### **a. La crise sismique d'El Madher le 10 Avril 2010**

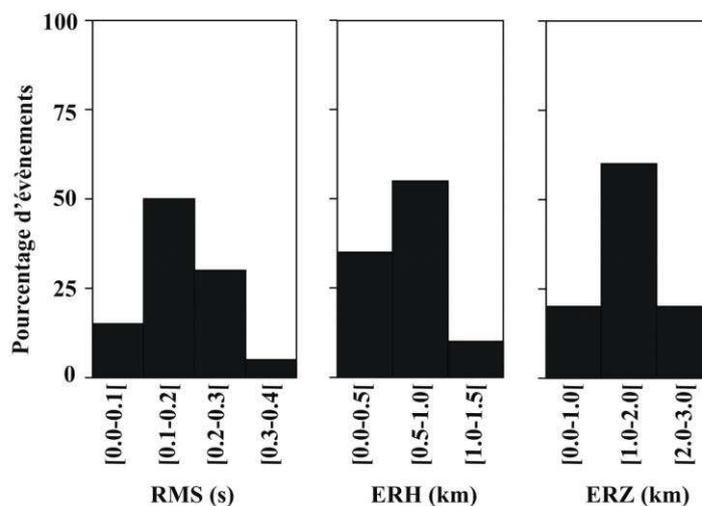
Une vingtaine de secousses ont été enregistrées dans la région de Batna dont plus d'une dizaine ressenties fortement, provoquant une grande panique parmi la population. Cette crise sismique a été localisée au centre des localités suivantes : Batna, El Madher, Boumia, Ain Yaghot et Seriana. Elle a débuté par une secousse à 02h 08min de magnitude  $M_d = 3.8$  et suivi par deux importants évènements le 10 Avril 2010 à 08h 38min avec  $M_d = 4.7$  et le 11 Avril 2011 à 09h 57min avec  $M_d = 4.4$ .

Le premier évènement qui a atteint l'intensité V à Ain-Yagout, Djerma et Boumia, a été largement ressenti par la population : de fortes vibrations des portes, fenêtres et vitres ainsi

que des craquements de planchers et meubles ont été observées, un grondement souterrain a également été entendu à Ain-Yagout. La secousse a été aussi ressentie plus faiblement (I: IV) à Lazrou, El-Madher, Chemmora et Boulhilet, III à Tazoult et Sidi-Mancer, II à Oued-Taga.

Le deuxième évènement a été ressenti avec une intensité maximale V dans les localités d'El-Medher, Djerma et Boumia, où nous avons observé de fortes vibrations ainsi que des oscillations d'objets suspendus; un grondement souterrain a également été entendu à Djerma. Ce séisme a été ressenti plus faiblement à Batna, Sidi-Mancer, Boulhilet, Ain-Yagout et Lazrou (I: IV), à Tazoult, Ouled-Zouati et Souk-Naamane (I: III), à Oued-Taga et Merouana (I: II).

Pour analyser cette crise, les données recueillies sur une période de 54 heures allant du 10/04/2010 à 02:00h au 12/04/2010 à 08:00h (données disponibles) ont été traitées. Le modèle de vitesse que nous avons utilisé pour cette localisation est constitué de 5 couches avec des vitesses variant entre 3,5 et 8 km/s et des profondeurs allant de 0 à 30km, une valeur du rapport  $V_p/V_s$  fixée, égale 1.75. Afin d'obtenir les évènements les plus représentatifs et les mieux localisés, nous avons pris en premier lieu les évènements enregistrés par 4 stations ou plus. En deuxième lieu, nous avons effectué un tri des résultats en se basant sur les erreurs de localisations :  $RMS < 0.37s$ ,  $ERH < 1.1$  km et  $ERZ < 2$  km (**voir Figure IV.25**). Selon cette dernière figure on constate que ces erreurs sont plus au moins acceptables, surtout si on sait que cette crise a été enregistrée uniquement par le réseau national (stations fixe) où la station la plus proche (CTGD) se trouve à 20 km de la zone épiscopentrale. Malgré cette bonne localisation, nous n'avons pas tenu compte de la distribution en profondeur d'évènements sismiques.

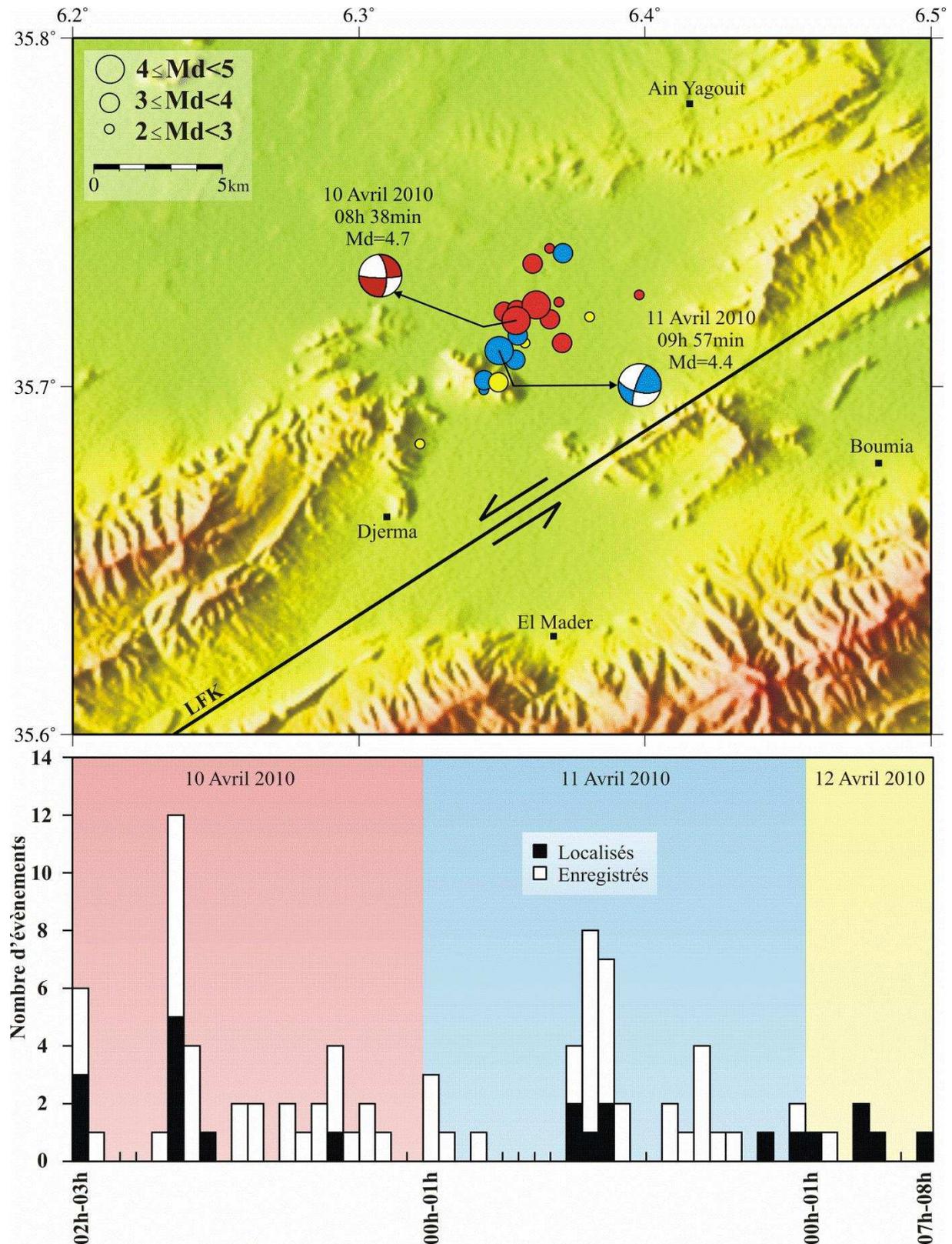


**Figure IV.25** : Les erreurs de localisation

Finalement, ce sont 20 évènements qui sont représentés dans la **Figure IV.26.a**. Si nous analysons la chronologie de la rupture, il semble que celle-ci se soit faite au travers deux segments se rompant successivement l'un le 10 Avril, le second le 11 Avril 2010.

Cependant, la distribution spatiale totale de ces évènements montre un essaim s'étendant sur environ 7 km de longueur et orienté NE-SO, présentant la même orientation que les structures tectoniques (plis, failles) de la région. Cet essaim est localisé à 5 km nord du grand linéament (LFK) de Sidi Ferdjani-El Kantra qui correspond à un décrochement sénestre orientée N055°E, qui s'étend sur environ 400 Km (Guemache, 2010) (**voir Figure IV.26.a**).

Nous avons également calculé les mécanismes aux foyers pour les deux importants évènements de cette crise. L'un de deux plans du mécanisme du 11 Avril 2010 (bleu) coïncide exactement avec l'orientation de l'essaim d'évènements. Ce plan correspond à un décrochement sénestre avec un azimut : 199.2°, pendage : 76.7° et glissement 28.0° coïncide aussi avec linéament (LFK). Ce qui implique que cette crise est peut être lié à ce linéament.



**Figure IV.26 :** (a) Distribution spatiale des 20 événements sismiques localisés. Les événements rouges, bleus et jaunes sont ceux localisés en 10, 11 et 12 Avril 2010 respectivement. (b) Histogramme représentant le nombre d'événements enregistrés et localisés en fonction de temps

**IV.3.4.3. Discussion et conclusion de la zone 4**

La sismicité récente de cette zone a été surtout marquée par l'événement qui s'est produit dans la région d'El Madher le 10 Avril 2010 Cet événement aux travers ses caractéristiques semble lié au grand linéament (LFK) de Sidi Ferdjani-El Kantra qui correspond à un décrochement sénestre orientée N055°E (Guemache, 2010).

La distribution de Gutenberg-Richter de cette zone montre une valeur de  $b$  égale 0.6, sensiblement identique à celle obtenue par Pelaez et al (2005) ( $b=0.54$ ). Cela veut donc signifier que le milieu est assez homogène et est capable de produire des séismes importants. La magnitude maximale de cette zone est estimée égale à 6.2.

### IV.3.5. ZONE 5 : BASSIN CONSTANTINE-MILA

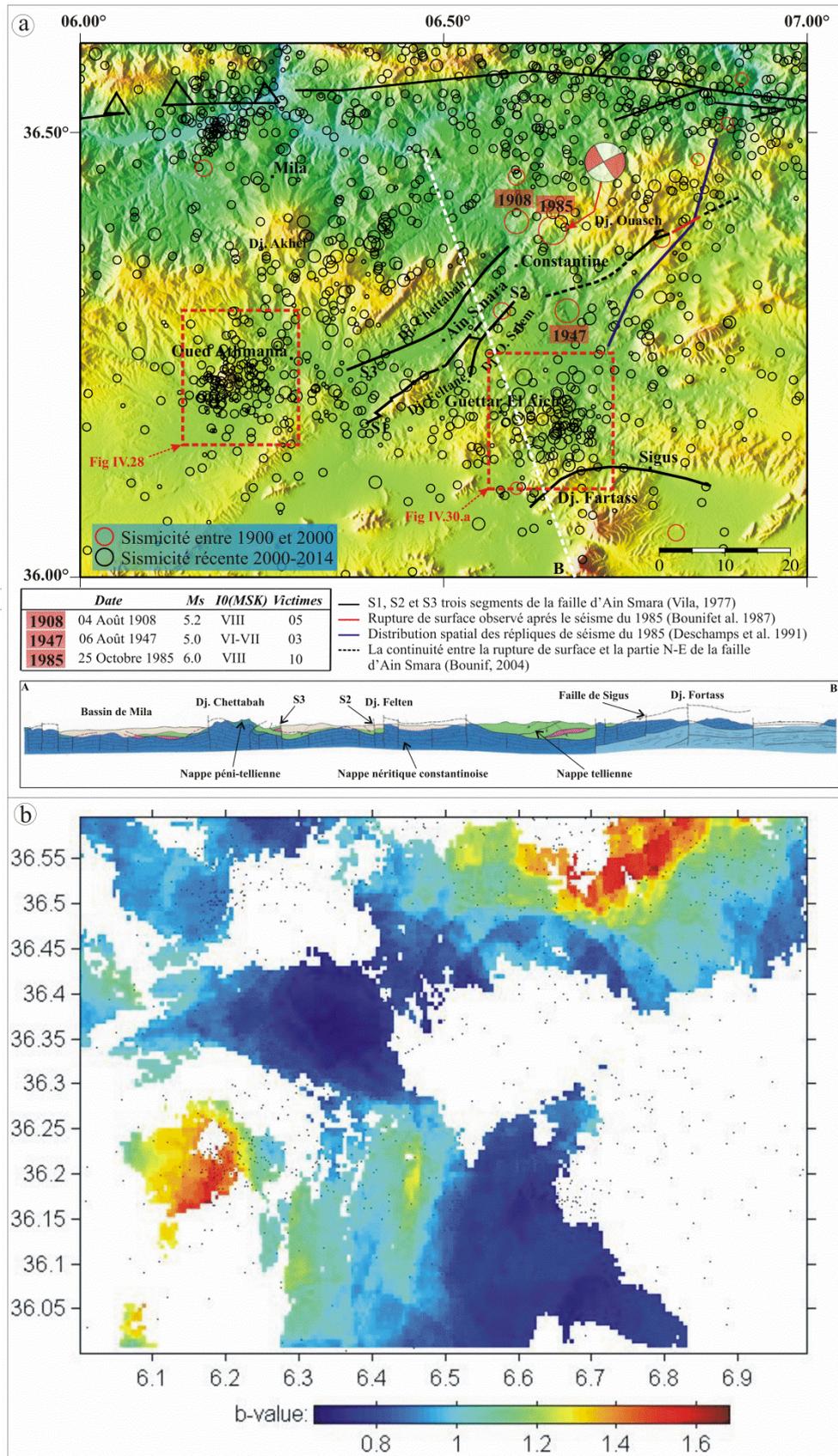
#### IV.3.5.1. Cadre sismotectonique

Contrairement aux autres bassins intra-montagneux du Tell, le bassin de Constantine se situe à une altitude plus importante. Cette zone 5 est limitée de : l'Est par le bassin de Guelma (précisément, par la faille de Temolouka qui sépare les deux bassins), au Nord par le contact anormal qui sépare la zone interne de la Petite Kabylie (zone 6) et qui correspond à un important accident orienté N100° à N110°, dite « faille Nord Constantinois » (accident M'cid Aicha-Debar) (Coiffait, 1992). Au sud, la zone est limitée par la zone 4 de Batna par la faille E-O de Sigus. A l'Ouest, la région de Sétif marque la limite.

A l'intérieur de cette zone, nous trois failles néotectonique importantes, affectent les dépôts plio-quadernaires, il s'agit :

- La faille d'Ain Smara, reconnue active lors du séisme de Constantine du 27 Octobre 1985 (Bounif et al. 1987). Cette faille est composée de trois segments (S1, S2 et S3 **Figure IV.27**), s'étendent sur près de 30 km. Elle est alignée suivant une direction NE-SO, avec un caractère décrochant attesté par le mécanisme focal du séisme de Constantine du 27 octobre 1985 (Bounif et al. 1987). Dans cette zone de l'Atlas, la déformation active semble régie par un mouvement transcurrent dextre (Harbi, 2001).
- La faille Nord constantinois (accident M'cid Aicha-Debar) orientée E-W et s'étendent sur plus de 80 km qui sépare cette zone (zone externe) et la zone 3 (zone interne) (**Figure IV.27**).
- La faille du Sigus, orientée E-O et d'une longueur de près de 30 Km (**Figure IV.27**).

Dans cette zone, on note l'occurrence de trois séismes historiques de magnitude importante, avec une période de retour de 39 ans, qui sont : celui du 4 août 1908 de magnitude  $M_s = 5.2$  (Benouar, 1994), celui du 6 août 1947 de magnitude  $M_s = 5.0$  (Benouar, 1994) et celui 27 octobre 1985 de magnitude  $M_s = 6.0$  (**Figure IV.27.a**). Ces trois événements sont liés à l'activité de la faille d'Ain Smara. Il apparait ainsi utile de rappeler quelques éléments caractéristiques de ce séisme.



**Figure IV.27 :** (a) sismotectonique de la zone 1 (bassins de Constantine et de Mila). La coupe géologique (A-B) est inspirée a partir de la carte 1/200 000 de Constantine (Vila, 1977). (b) distribution de b-value de la région.

Le 27 octobre 1985 à 19h 34m 59.73s, s'est produit près de Constantine (36.46°N, 6.76°E, profondeur = 10 km, Ms = 6.0, de NEIC). L'événement le plus fort enregistré depuis 1947 dans la partie orientale de l'Atlas Tellien.

Lors de cette secousse, quelques dommages ont été enregistrés. L'analyse de la carte macrosismique, correspondant au séisme de 1985, montre, d'une part, que la surface macrosismique de l'intensité III dépasse 130 km de rayon; et que d'autre part, l'intensité maximale (VIII) est atteinte dans une zone comprise entre El-Khroub et Beni-Yacoub (Bounif, 1990).

Les traces de surface générées par ce séisme avaient une longueur totale de 4.5 km et repertoriées dans trois zones différentes. Les plus importantes traces ont été suivies sur près de 3.8 km (trait rouge, **Figure IV.27.a**) se juxtaposant généralement avec la trace en subsurface réelle de la faille de Ain-smara (trait pointé, **Figure IV.27.a**) (Bounif et al. 1987). On peut considérer ces traces comme matérialisant le quatrième segment « S4 » de la faille d'Ain Smara.

Les paramètres de source pour le choc principal sont estimés comme suit : pour le moment sismique a été calculé à  $1.14 \times 10^{24}$  dyne-cm; Mw=6.0. Le mécanisme focal du choc principal obtenu par la modélisation des ondes P et SH ont montré une faille décrochante sénestre suivant une direction N217° et de plongement 84° vers le NW (**Figure IV.27.a**) (Deschamps et al. 1991).

La distribution spatiale des épicentres a permis de définir une zone de rupture de 30 km de long et de 2 km de large. L'examen de cette distribution met en évidence trois segments de rupture caractérisés par différentes orientations par rapport à la faille principale (deux orientée 20°N et la troisième 45°N) (trait violet, **Figure IV.27.a**). D'autre part, la direction générale indiquée par les répliques ne coïncide pas exactement avec celle donnée par la faille néotectonique d'Ain-Smara.

Une étude tomographique locale a été effectuée également dans la région basée sur l'orientation des répliques de ce séisme (Bounif et al. 1998). Les principaux résultats sont : (1) Le contraste de vitesse dans la couche supérieure peut être en rapport avec les différentes formations tectoniques. (2) Les basses vitesses (3.5 km/s) correspondent aux dépôts Mio-Pliocènes et Quaternaires et les vitesses importantes (5.5 km/s) aux nappes Néritique Constantinoises et les nappes Telliennes du Jurassique au Paléogène.

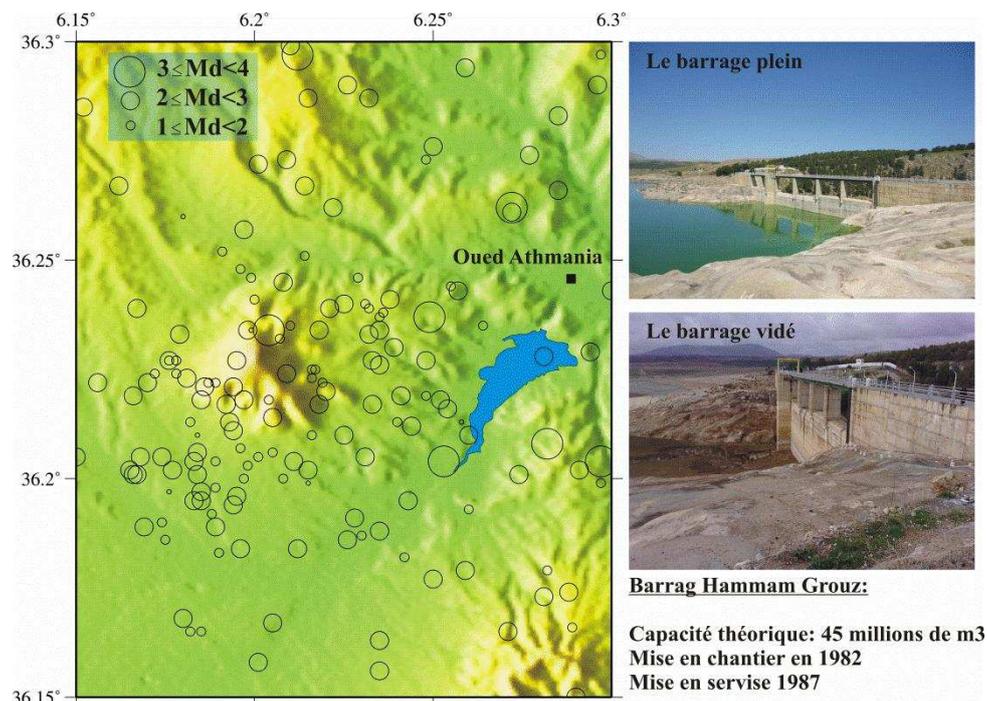
Une récente étude faite par Ousadou et al (2013) basé sur la relocalisation des répliques et les mécanismes aux foyers de 138 répliques ont permis de mieux définir les

différents segments activés. La plus part des mécanismes ont montré un décrochement senestre comparable avec le mécanisme de choc principal.

#### IV.3.5.2. Sismicité récente 2000-2014

L'analyse de la sismicité dans cette zone a montré que celle-ci se concentrait au niveau :

a) **La région du barrage de Hammam Grouz (bassin de Mila).** La sismicité est concentrée à l'Ouest du barrage. Ce barrage d'une capacité initiale de 45 millions de mètres cube, a été mis en service en 1987 pour alimenter la ville de Constantine en eau potable. La dégradation de l'ouvrage, dès l'année 2003 a entraîné d'énormes fuites d'eau relevées sur les parois du rocher au relief karstique. En 2003 et 2005, le barrage avait atteint son remplissage maximum, soit 40 millions de m<sup>3</sup>, mais vu les fuites dépassant les 200 l/s, le barrage s'est complètement asséché vers la mi-juillet 2007 (**Figure IV.28**).



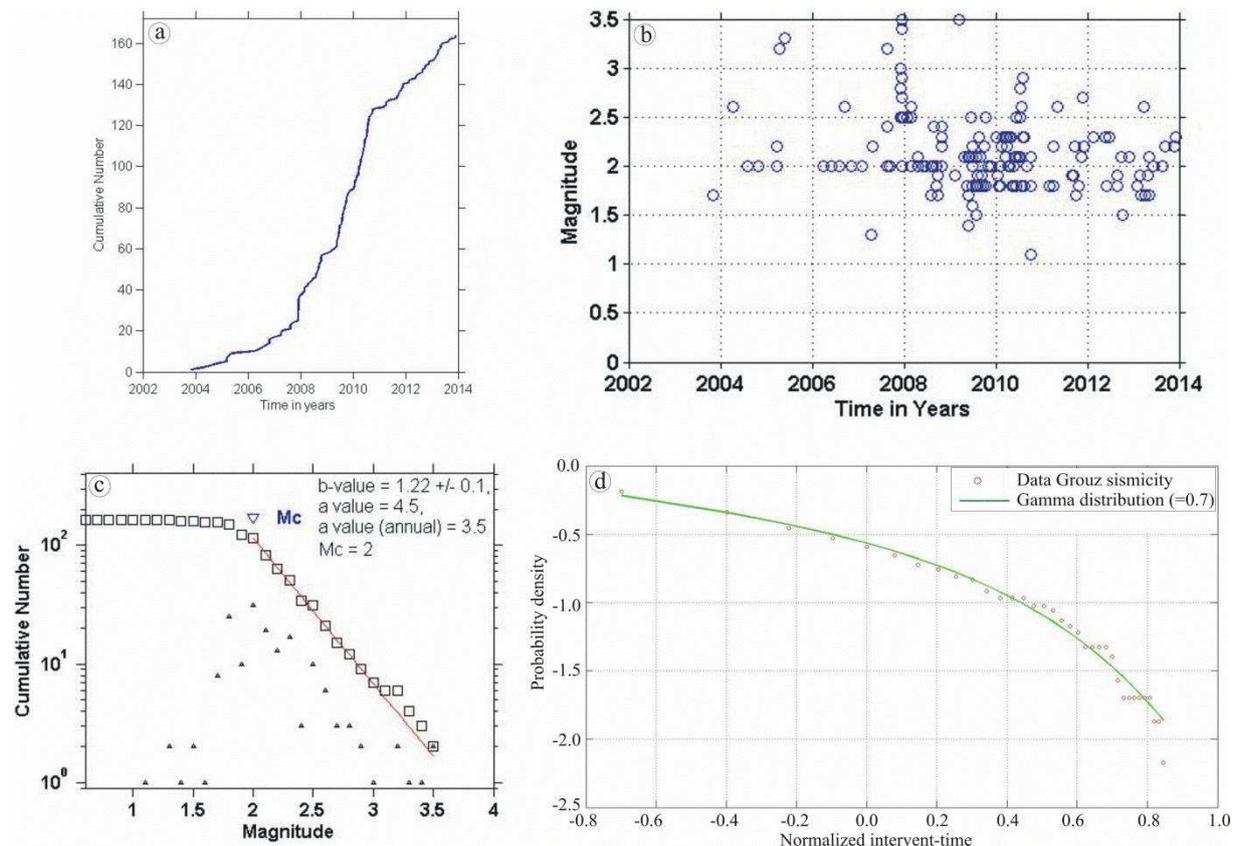
**Figure IV.28 :** Sismicité induite liée peut être aux fuites au niveau du barrage Hammam Grouz (Oued Athmania).

La sismicité de cette zone pourrait être donc considérée comme induite et de faible magnitude ( $1.1 \leq Md \leq 3.5$ ) (**Figure IV.28.b**). Elle serait liée peut être aux fuites au niveau du barrage de Grouz. Nous avons noté que le premier évènement a été détecté en 2003 avec une magnitude de 1.7, coïncidant avec les premières fuites constatées. Le nombre d'évènements a

ensuite augmenté de façon considérable à partir de l'année 2007 (**Figure IV.29.a**) où les fuites ont dépassé les 200 l/s. Les conséquences de cette situation ont amené les responsables à vidé complètement ce barrage à la mi-juillet 2007.

L'analyse de la loi de Gutenberg-Richter représentée dans la **Figures IV.29.b** et **IV.29.c** et qui donne une valeur de  $b$  égale à 1.2, confirme la nature induite de cette sismicité de telle sorte que l'augmentation de la pression des pores résultant de l'infiltration de l'eau du barrage dans les roches a diminué la contrainte effective normale et par conséquent donne une grande valeur de  $b$ .

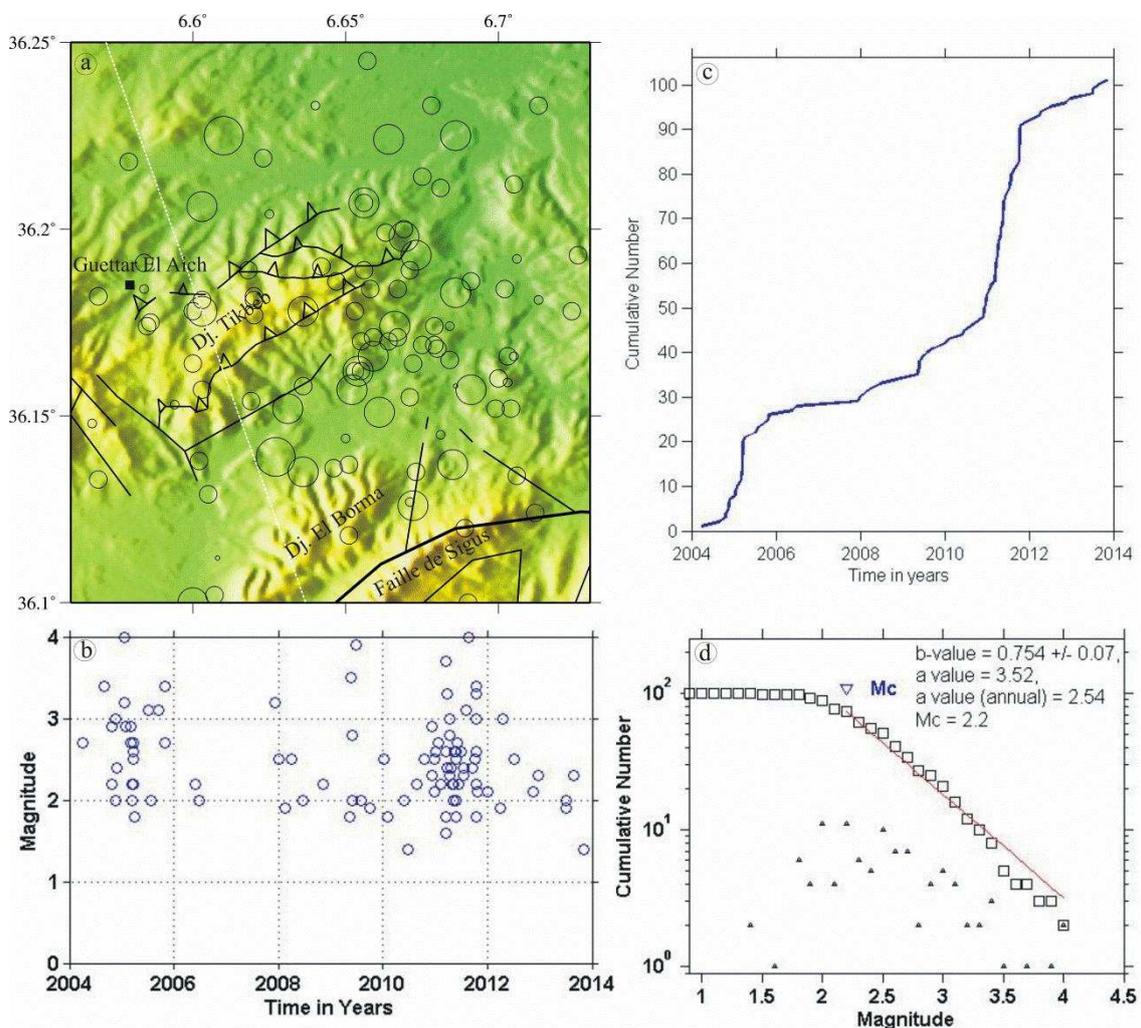
L'analyse de la loi d'Omori généralisée représentée dans la **Figure IV.29.d** et qui donne une pente ( $\gamma = 0.7$ ) (i.e., 70% de séismes indépendants), nous a confirmé aussi la nature induite de cette sismicité (voir **Figure IV.4**). Cette grande valeur de Gamma suggère un processus non poissonien ce qui indique donc que le déclenchement de séismes n'est pas dû à l'interaction entre séismes, mais est contrôlé par un mécanisme forçant (fluage ou pression de fluide).



**Figure IV.29 :** (a) Nombre cumulatif de séismes en fonction du temps. (b) Magnitude de durée. (c) Distribution de Gutenberg-Richter, la droite a une pente qui correspond à une valeur  $b = 1.2$ . (d) La représentation Log-Log du temps de récurrence de 151 évènements, qui donne une pente Gamma de -0.7.

**b) La région de Djebel Akhal** (partie centrale du bassin de Mila). Cette sismicité induite est donc liée à la crise sismique qui a frappée la région pendant 34 jours du 30 Novembre 2007 au 02 Janvier 2008. **L'étude détaillée de cette crise est l'objectif du chapitre V de cette thèse (voir paragraphe V.3.1).**

**c) La région de Guettar El Aich**, où on a constaté que la majorité des évènements se trouvent sous le Djebel Tikbeb (**Figure IV.30.a**) : lié à la nappe tellienne s.s (sensu-stricto) formée par des dépôts du Crétacé moyen et Sénonien qui se charrie sur la nappe néritique constantinoise formée par les sédiments du Jurassique Supérieur à Sénonien (Coupe A-B, **Figure IV.27.a**).



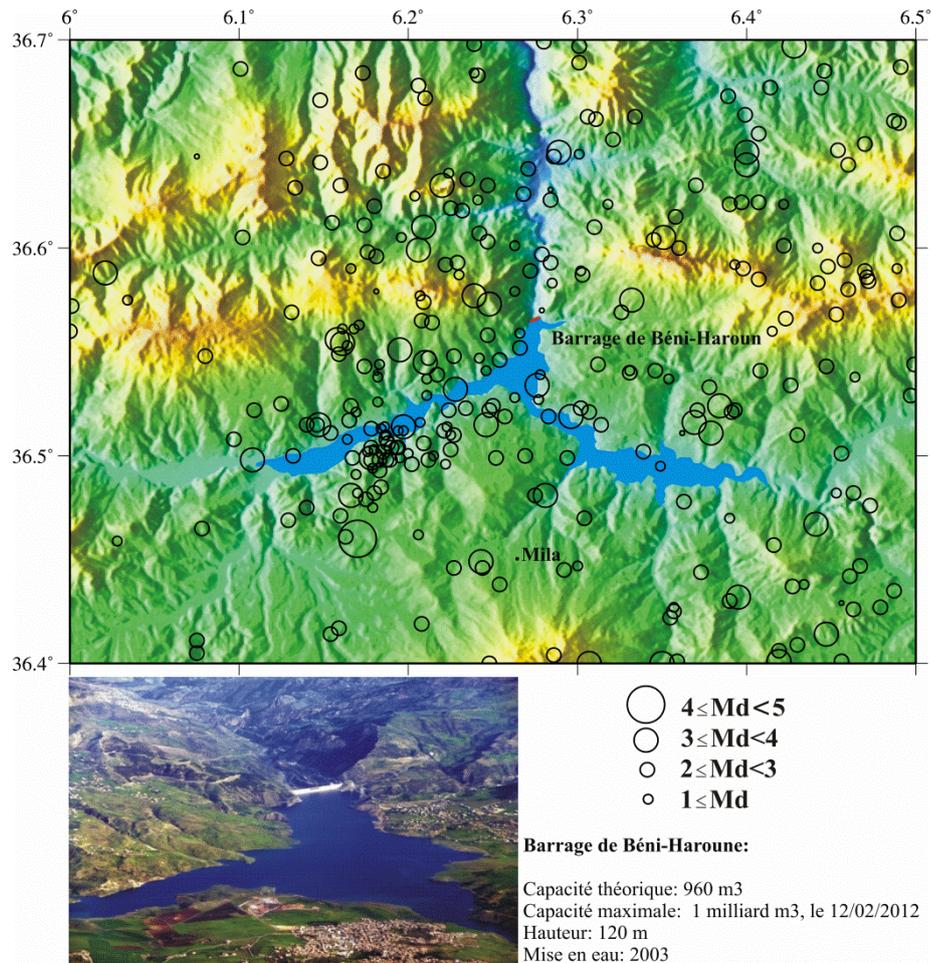
**Figure IV.30 :** (a) Sismicité de la région du Guettar El Aich. Source des accidents tectoniques (Vila, 1977). Ligne blanche correspond à la coupe géologique représentée dans la Figure IV.27.a. (b) Magnitude de durée. (c) Nombre cumulé de séismes. (d) Distribution de Gutenberg-Richter, avec b est égale 0.7.

Ce Djebel est orienté NE-SO tels que les autres massifs de la région que sont: Le Djebel Chattraba, Le Djebel Feltan, Le Djebel Ouled Salem et Le Djebel El Borma, c'est-à-dire des djebels perpendiculaire à la direction générale de la convergence. La sismicité de cette région est peut être donc liée aux failles inverses orienté NE-SO liés à ces djebels ou à la structure conjugué de Guettar El Aich orientée NO-SE et de 10 km de longueur (**Figure IV.30.a**).

Cette sismicité est caractérisée par de faibles magnitudes ( $1.4 \leq M_d \leq 4.0$ ) (**Figure IV.30.b**). Le premier évènement a été enregistré en 2004 avec  $M_d=2.7$ . Deux crises sismiques ont été détectées par la suite : la première en 2005 avec 19 évènements, dont le plus grand évènement était de magnitude 4. La seconde en 2011 avec 39 évènements, dont le plus grand évènement est aussi estimé avec une magnitude 4 (**Figures IV.30.a et b**). La distribution de la loi de Gutenberg-Richter représentée dans les **Figures IV.27b et IV.30.c**, donne une faible valeur de b égale à 0.7. Ceci suggère que la région est relativement plus homogène, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes importants.

**d) La région nord de Constantine :** La sismicité se localise le long du front de nappes de direction E-O qui sépare cette zone (zones externes) et la zone 6 (zones internes). Cette zone de failles s'étend sur plus de 80 km, du Djebel M'cid Aicha à l'Ouest, jusqu'au Djebel Debar (nord de Guelma, zone 8) à l'Est, appelée accident M'cid Aicha-Debar (Nord Constantinois). La sismicité autour de cet accident est caractérisée par de faibles magnitudes et de grandes valeurs de b (**Figure IV.27**), ce qui s'explique peut être par la nature géologique et tectonique de cet accident. Cette dernière est constituée par plusieurs petits segments ce qui démine la contrainte normale effective et donc une grande valeur de b.

A l'ouest de cet accident on trouve le plus grand barrage en Algérie, le barrage de Béni-Haroun. Ce dernier, est un grand complexe hydraulique stratégique en Algérie, situé dans la Wilaya de Mila au nord-est de l'Algérie (**Figure IV.31**). Le barrage de 120 m de hauteur, est le plus important de par sa capacité de près d'un milliard de mètres cubes. Avec sa grande station de pompage, dont la puissance est de 180 MW, le barrage alimente en eau potable plusieurs régions limitrophes de la wilaya de Mila, notamment les wilayas de Jijel, Constantine, Oum el Bouaghi, Batna et Khenchela.



**Figure IV.31 :** Sismicité autour du barrage de Béni-Haroun

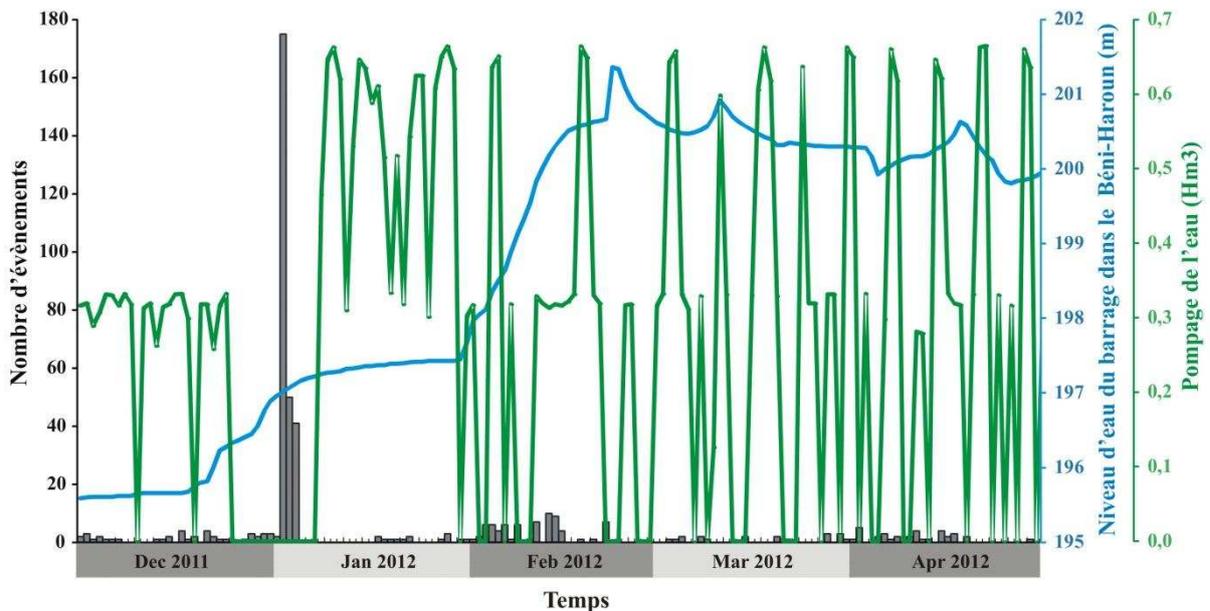
La sismicité autour du barrage de Beni Haroun est étudiée sur une période de 5 mois entre Décembre 2011 et Avril 2012. Cette période correspond au moment où le barrage fût rempli à sa capacité maximale pour la première fois le 12 Février 2012. (Selon le quotidien La Tribune, le barrage a atteint le 12 Février 2012 un pic historique jamais réalisé depuis sa mise en service à ce jour: 1 milliard de m<sup>3</sup>, dépassant ainsi de 40 millions m<sup>3</sup> sa capacité théorique qui est 960 millions m<sup>3</sup>, a la suite des importantes chutes de pluie et de neige enregistrées).

Dans la **Figure IV.32**, nous avons rapporté sur l'histogramme le nombre d'évènements sismiques enregistrés par la station CBHR (équipée avec un digitaliseur Q330 et un sismomètre SS-1 uni-composant de Kinematics) installée sous la digue du barrage, en fonction de taux de remplissage et le volume d'eau pompé.

Deux crises sismiques ont été enregistrées : la première au début du mois de Janvier 2012, où la station a été enregistrée 266 évènements pendant 3 jours du 02 au 04 Janvier 2012 dont 175 évènements ont été enregistrés le 02 Janvier. Cette sismicité coïncide exactement

avec le changement brusque du niveau d'eau dans le barrage qui a augmentée de 2 m de hauteur durant les 15 derniers jours du mois de Décembre 2011. La deuxième activité matérialisée par 63 événements, dont 10 ont été enregistrés le 13 Février 2012 s'est produite juste après que le barrage ait atteint un pic historique de 1 milliard de m<sup>3</sup> le 12 Février 2012. Cette crise a donc été enregistrée lors d'une seconde augmentation du niveau d'eau, mais cette fois de 3 m pendant les 15 premiers jours du mois de Février 2012.

Donc, on peut dire que cette sismicité dans cette zone est considérée comme induite et est liée au remplissage du barrage de Béni-Haroun. L'augmentation du niveau du barrage conduit donc à une surcharge de la zone et déstabilise l'équilibre des masses. Le rééquilibrage s'effectue alors par une série d'événements sismiques. Il est important de noter que la région de barrage de Béni-Haroun est concernée par un deuxième risque majeur qui est celui des glissements de terrain.



**Figure IV.32 :** Histogramme montrant le nombre d'événements sismiques enregistrés à la station sismique installée au barrage (CBHR) du Décembre 2011 au Juin 2012, en fonction de niveau d'eau du barrage (courbe bleue) et le volume d'eau pompé (courbe verte).

#### IV.3.5.3. Discussion et conclusion de la zone 5

**En résumé,** on peut diviser la zone 5 (bassin Constantine-Mila) en plusieurs sous-zones selon la nature de la sismicité (**Figure IV.33**). Par exemple la région Est centrale est relativement plus homogène, où la contrainte normale effective est importante et propice au

déclenchement de séismes importants (ex : le séisme de Constantine le 27 Octobre 1985) qui peuvent atteindre une  $M_{max}$  égale à 6.2, sur une faille majeure telle que celle de Ain Smara. Par contre la région Nord et la région Ouest est caractérisée par des petits séismes ou des microsismicités liée aux phénomènes induits (ex : fuites dans les barrages) ou bien générées par des petites segments de failles ce qui diminue la contrainte normale effective.

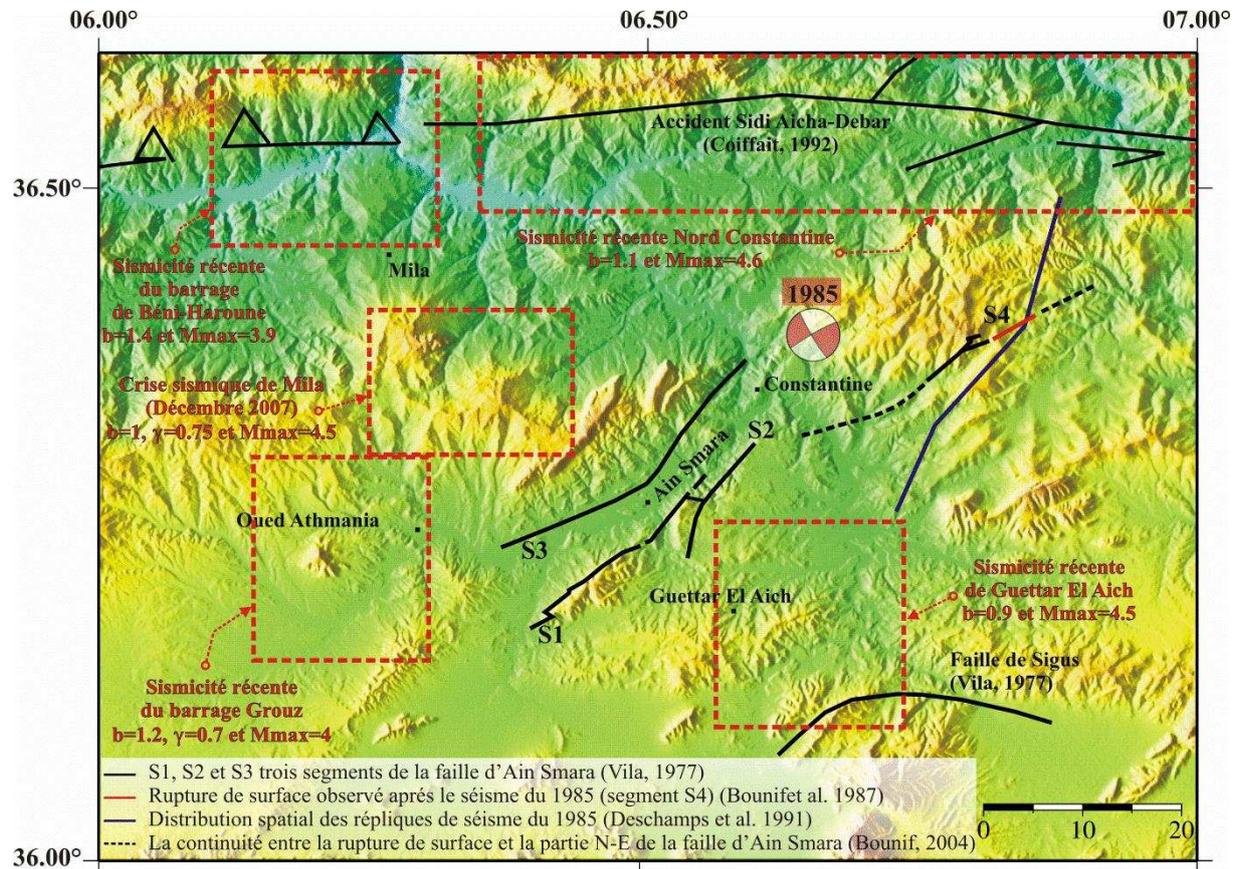
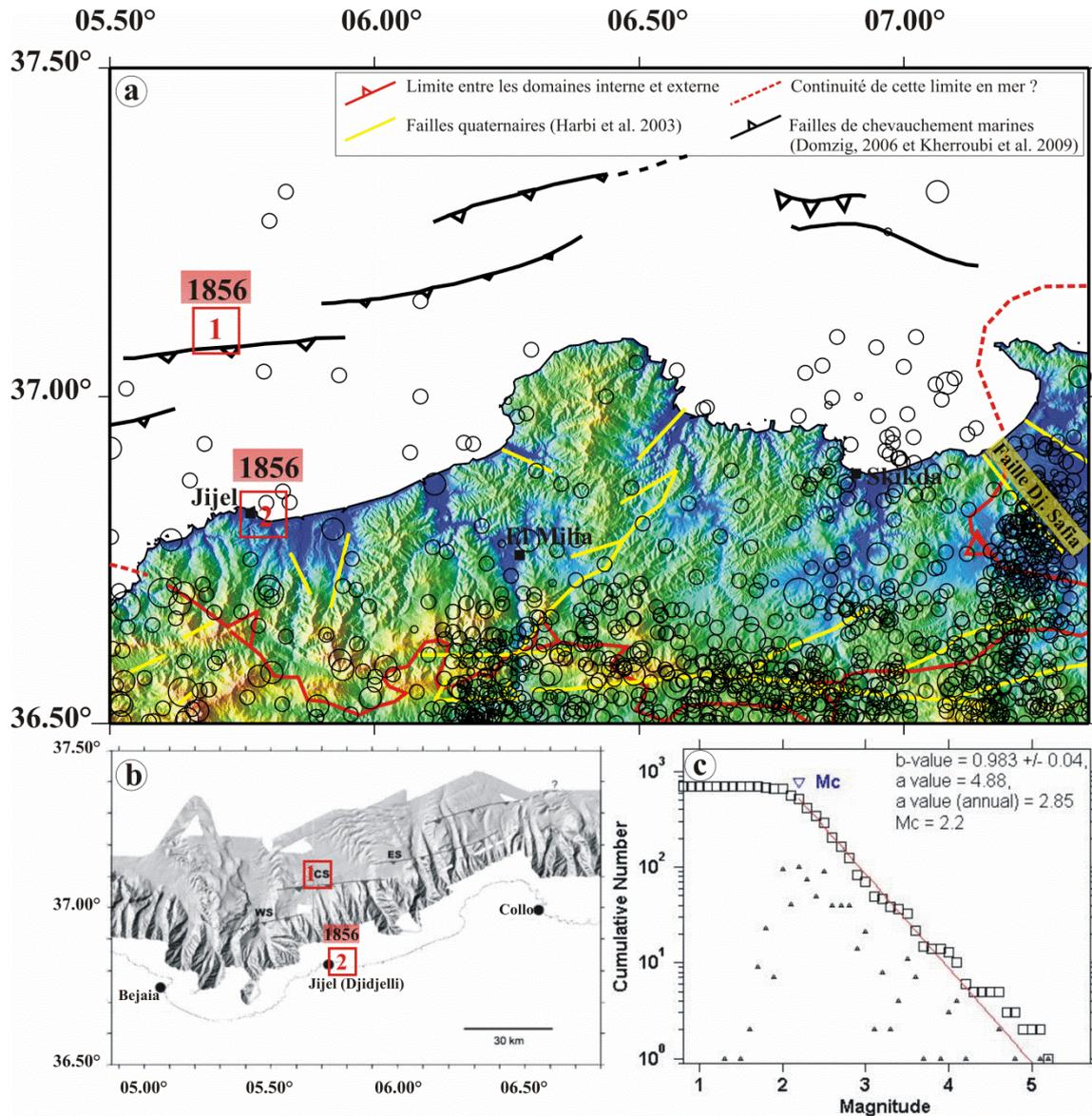


Figure IV.33 : Synthèse de la zone 5

### IV.3.6. ZONE 6 : LA PETITE KABYLIE

#### IV.3.6.1. Cadre structural et sismotectonique



**Figure IV.34 :** (a) sismotectonique de la région de la zone 6 (la petite Kabylie). (b) bathymétrie au large de Djidjelli avec les quatre structures chevauchantes qui sont supposées actives (Domzig, 2006). Les trois failles nommées WS (Segment Ouest), CS (tronçon central) et ES (Segment Est) (Yelles-Chaouche et al. 2009) sont considérés à l'origine des séismes du 21 et 22 Août 1856 et associé à un tsunami modéré. 1 et 2 les deux localisations de séisme du 22 proposés par les différents auteurs. (c) distribution de b-value de la zone 6 : la petite Kabylie avec  $b=1$ .

Le bloc de la petite Kabylie correspond aux zones internes est composée de socle métamorphique et de terrains allochtones (Meghraoui, 1988). Ce bloc se caractérise par, l'existence de deux structures importantes constituant la limite entre les zone internes et les zone externes, Il s'agit de la faille Nord Constantinois (accident M'cid Aicha-Debar) orientée E-W et s'étendent sur plus de 80 km (Coiffait, 1992) et de la faille de Djebel Safia orientée NO-SE qui sépare cette zone et la zone 7 du bassin d'Annaba (Vila, 1980).

La sismicité de cette zone se localise généralement le long de la limite entre les domaines externe et interne du noyau de Petite Kabylie. Dans la partie offshore nous avons mentionné l'occurrence du séisme historique le plus important de la région, il s'agit du séisme du 22 Août 1856 au large de Djidjelli, le plus fort séisme ressenti et enregistré dans la zone côtière de cette région. Il est également le séisme le plus documenté de la région pour la période anté-1900.

### **Le séisme de Djidjelli du 22 Août 1856**

Le séisme de Djidjelli du 22 Août 1856 a détruit presque entièrement la ville et a entraîné la mort de cinq (05) personnes. L'intensité maximale a été re-estimé à VIII MSK (Harbi et al. 2003) à Djidjelli et ses environs immédiats: El Maad, Chahana et Ziama, et aussi Collo. Pour l'épicentre macrosismique, la plupart des auteurs le situe au nord de Djidjelli à 37.10N° et 5.70E° (localisation « 1 » **Figure IV.34**). Cet épicentre a été re-estimé à 36.82°N et 5.79°E (localisation « 2 » **Figure IV.34**) et la magnitude des ondes de surface est estimée à  $5.7 \pm 0.17$  (Harbi et al. 2003).

Ce séisme a généré un tsunami important qui a touché la région ouest de la Méditerranée et la côte Est algérienne entre Alger et La Calle. Une étude basée sur des données récemment recueillies lors de la campagne Maradja 2 a montré que le tsunami aurait pu être généré par la rupture simultanée d'un ensemble de trois failles en échelons au large de Djidjelli (**Figure IV.34.b**) (Yelles-Chaouche et al. 2009a).

Il faut noter aussi que cette partie « offshore » n'a pas connu depuis de séisme majeur.

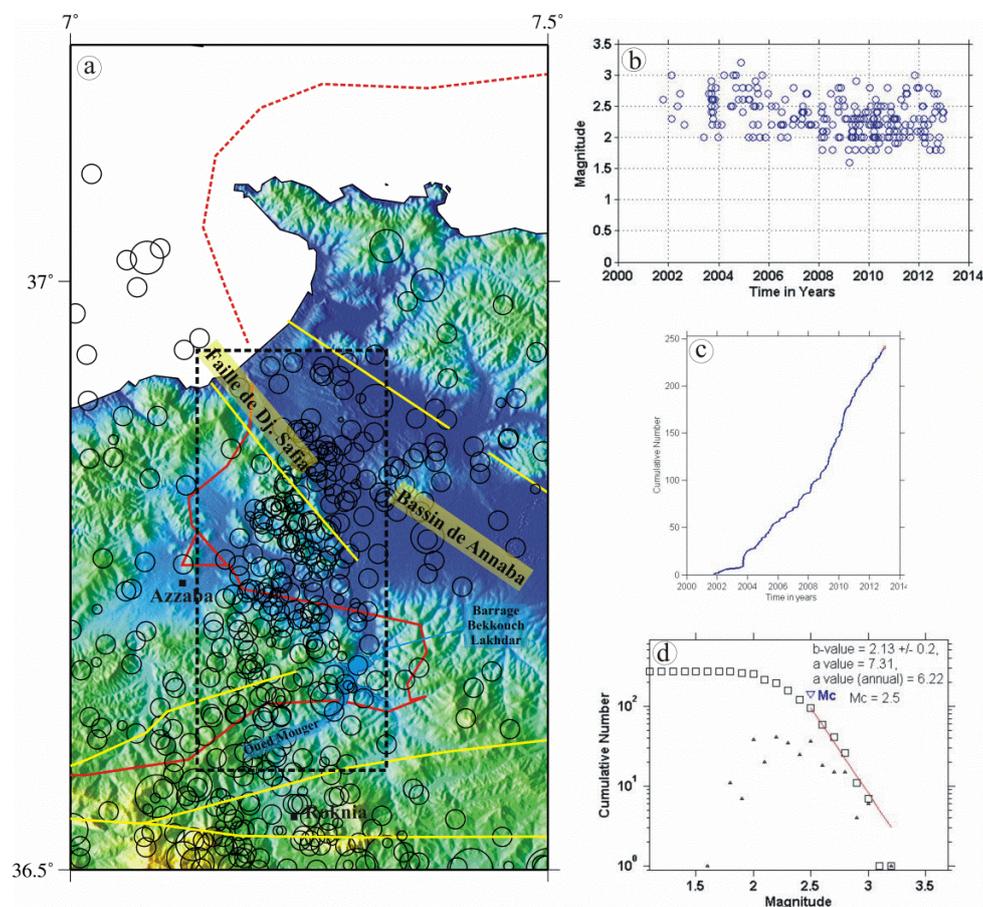
#### **IV.3.6.2. Sismicité récente 2000-2014**

##### **a. Sismicité de la région d'Azzaba**

La sismicité de cette région est orientée presque N-S dans sa partie continentale mais elle devient NNO-SSE dans la partie offshore (**Figure IV.35.a**). Dans la partie continentale

cette sismicité est liée généralement aux structures actives constituant la limite entre les domaines internes et externes. La nature de cette sismicité est peut être induite liée à l'activité des sources thermales existantes dans la région.

Au sud d'Azzaba (entre Roknia et Azzaba) on peut considérer que cette sismicité est la continuité de la sismicité induite de Roknia (**voir section IV.3.8.2.**). Au nord de Azzaba, la sismicité est peut être générée par la faille de Djebel Safia qui est une faille quaternaire liée aux sources hydrothermales actives (Harbi et al. 2003) ce qui confirme cette proposition de la sismicité induite. Dans la partie offshore on remarque que l'alignement de la sismicité est NNO-SSE de même direction que la faille de Djebel Safia, qui pourrait se prolonger en mer.



**Figure IV.35 :** (a) Sismotectonique de la région de l'Azzaba. La faille de Djebel Safia est une faille liée aux sources hydrothermalisme actif qui pourrait se prolonger en mer. (b) Magnitude de durée. (c) Nombre cumulé de séismes. (d) Distribution de Gutenberg-Richter, avec b est égale 1.

La **Figure IV.35.a** indique que dans la partie sud nous avons considéré que l'Oued Mouger dans sa partie nord constituait la limite entre la sismicité de Roknia et celle d'Azzaba. Au niveau de cette limite, la sismicité est faible ( $1.6 \leq M_d \leq 3.2$ ) (**Figure IV.35.b**). Le premier

évènement de magnitude égale à 2.6 s'est produit le 06 Janvier 2001. L'évènement le plus fort s'est produit le 24 Novembre 2004 avec une magnitude de 3.2. En 2010 nous avons enregistré le nombre le plus important de séismes, pas de 38 évènements (**Figure IV.35.c**) ont été enregistrés.

L'analyse de la distribution de Gutenberg-Richter pour cette région (**Figure IV.35.d**) confirme la proposition que la sismicité autour de la faille de Djebel Safia est induite liée aux sources hydrothermales actives.

### IV.3.6.3. Discussion et conclusion de la zone 6

La sismicité de cette zone se localise généralement le long de la limite entre les domaines externes et internes du noyau de Petite Kabylie. On peut diviser cette sismicité en deux (**Figure IV.36**): (1) **la sismicité de la région Nord Constantine** générée par la faille Nord Constantinoise (accident M'cid Aicha-Debar). (2) **la sismicité de Azzaba** dont sa nature est peut être induite liée à l'activité des sources thermales existant dans la région. Cette sismicité est peut être provoquée par la faille quaternaire de Djebel Safia (séparée cette zone et la zone du bassin d'Annaba) orientée NO-SE et qui est liée aux sources hydrothermales actives (Harbi et al. 2003).

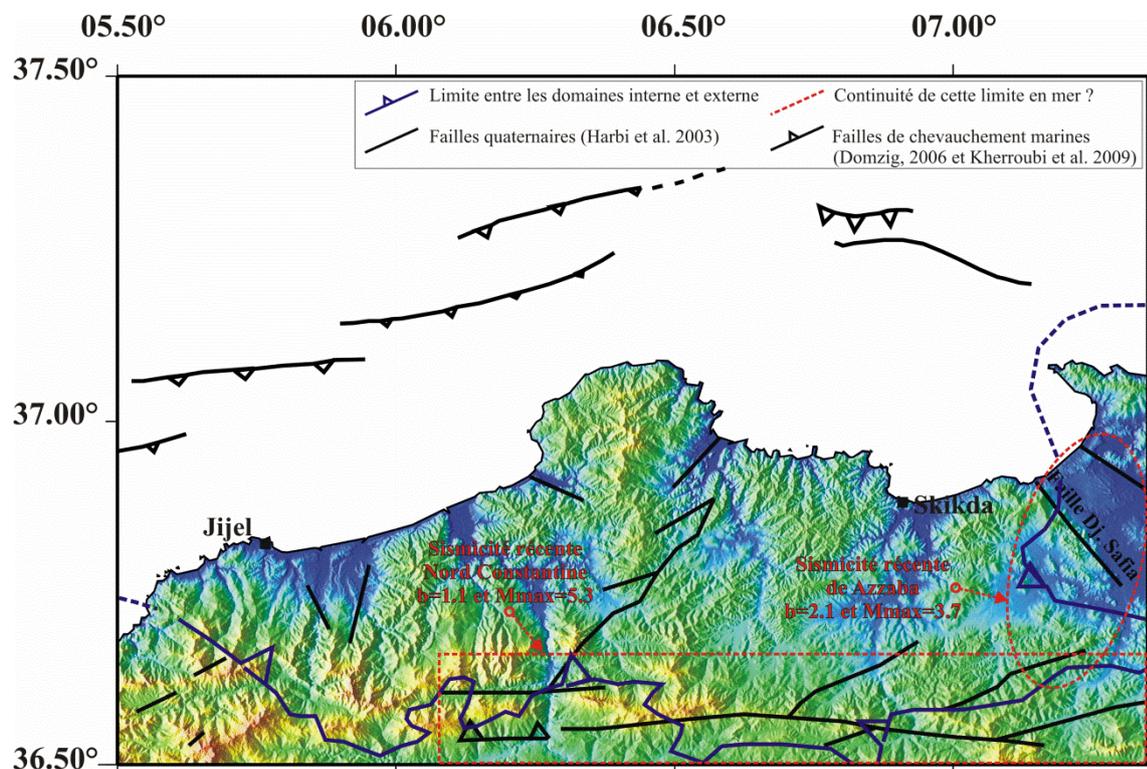


Figure IV.36 : Synthèse de la zone 6

Dans la partie offshore nous avons mentionné l'occurrence de séisme historique le plus important de la région il s'agit de séisme du 22 Août 1856 au large de Djidjelli, qui est le plus fort séisme ressenti et enregistré dans la zone côtière de cette région. Il est également le séisme le plus documenté de la région pour la période pré 1900.

La distribution de Gutenberg-Richter pour cette zone montre une valeur de  $b$  égale 1 alors que Pelaez et al (2005) ont trouvé  $b=0.5$ . Pour cette zone, les grandes valeurs de  $b$  sont observées sur la frontière entre la zone 6 et 5 et la zone 6 et 7. La sismicité de la première région est générée par la faille Nord constantinois (accident M'cid Aicha-Debar). Dans la deuxième région, la sismicité est provoquée par la faille Quaternaire de Djebel Safia liée aux sources hydrothermales actives ce qui entraîne également une diminution de la contrainte normale effective.

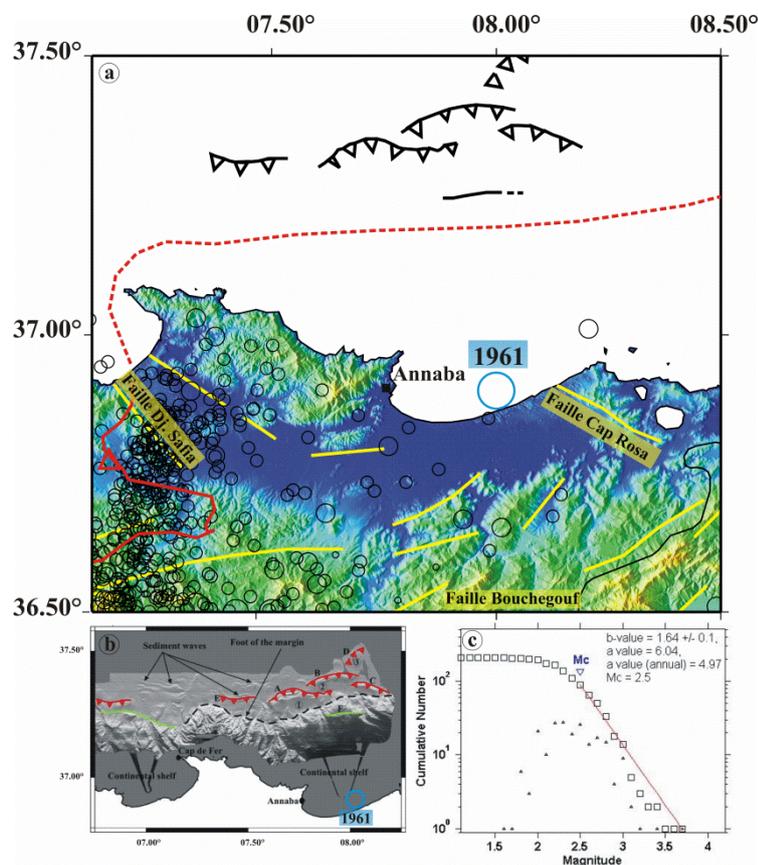
Dans l'extrémité Ouest de la zone 6 on trouve une petite valeur de  $b$  coïncidant avec l'épicentre de séisme historique de Djidjeli du 22 Août 1856.

### IV.3.7. ZONE 7 : LE BASSIN D'ANNABA

#### IV.3.7.1. Cadre sismotectonique

Le bassin de Annaba, est l'un des bassins néogènes du nord de l'Algérie, limité à l'Ouest et à l'Est par la faille de Djebel Safia et celle du Cap Rosa respectivement (**Figure IV.37.a**). Cette zone, au contrario des autres bassins néogènes du Nord de l'Algérie semble pour l'instant aséismique sauf à son extrémité occidentale où a été recensée la sismicité récente d'Azzaba (**voir section IV.3.6.2.**). Excepté cette activité sismique, ne peut être que mentionné que l'occurrence du séisme du 02 Décembre 1961 de magnitude 5.5 et d'intensité VI qui s'est produit dans le Golfe d'Annaba **Figure IV.37**. La magnitude maximale de cette zone est donc égale à 5.5.

Le système de failles au large d'Annaba (**Figure IV.37.b**) déterminés à partir données bathymétriques et de sismique haute résolution démontre la réactivation compressive du pied de marge dans cette zone (Kherroubi, 2009) et l'existence de structures actives réactivant cette zone. On note cependant l'absence pour l'instant de sismicité associée à ces accidents. En effet aucun événement sismique n'a été enregistré dans cette zone. Cela pourrait s'expliquer par l'absence de station sismologique dans la région pour la période historique.



**Figure IV.37 :**

(a) sismo-tectonique de la région de la zone 7 (bassin d'Annaba).

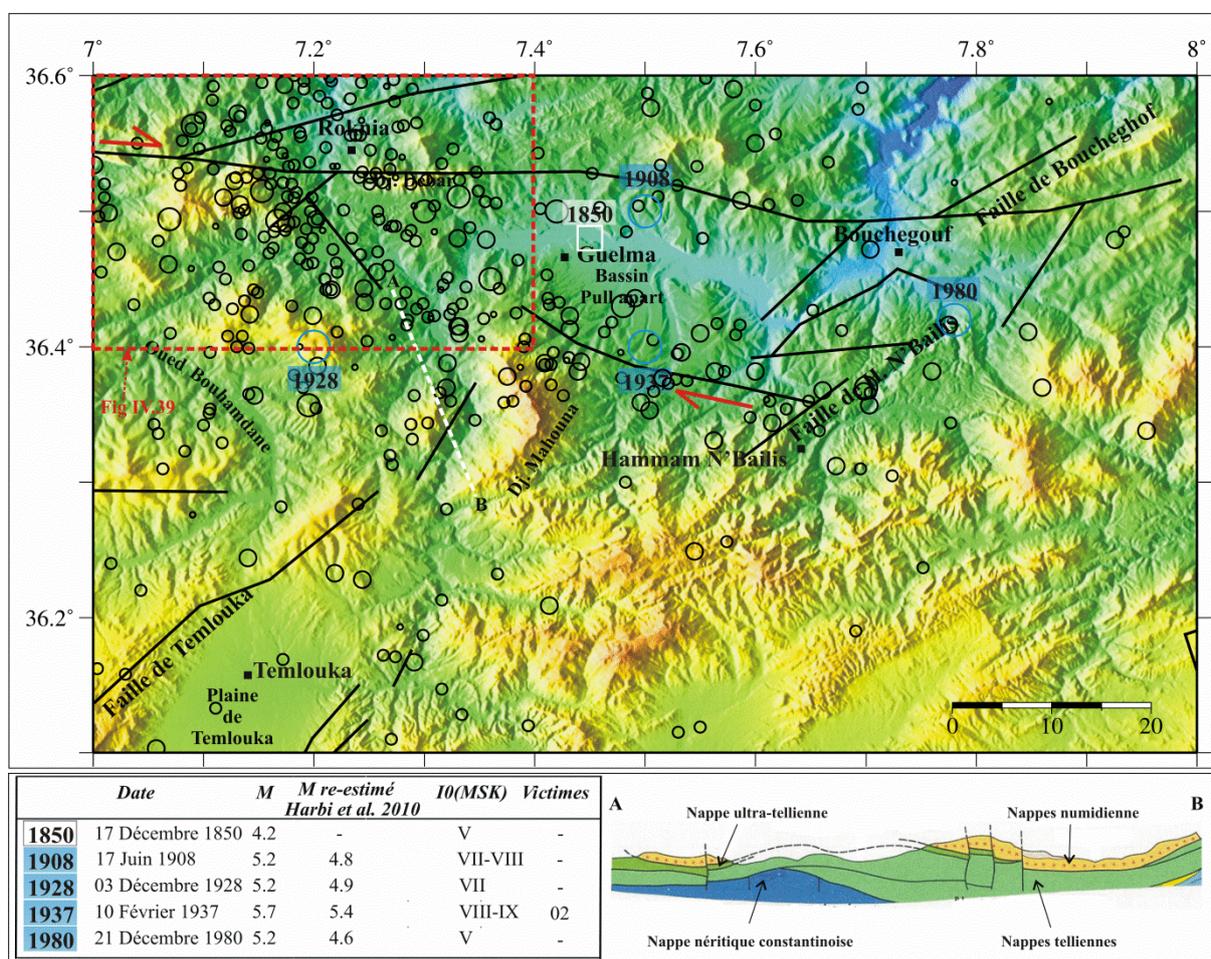
(b) Carte structurale au large de la région de Annaba avec les principales caractéristiques tectoniques: les lettres sont les principaux plis-failles, et les numéros sont des bassins perchés sous-marin (Kherroubi et al. 2009).

(c) distribution de b-value de la zone 7 : le bassin d'Annaba avec  $b=1.6$ .

### IV.3.8. ZONE 8 : LE BASSIN DE GUELMA ET SES ENVIRONS

#### IV.3.8.1. Cadre structural et sismotectonique

Le bassin de Guelma, est une structure en « pull apart » adossé à un décrochement majeur est-ouest dextre (Meghraoui, 1988) (**Figure IV.38**). Il s'agit d'un bassin très actif, puisque de fréquents événements sismiques s'y produisent. La coupe géologique (A-B) montre que ce bassin est presque de même nature que celui de Constantine, constitué par les différents types de nappes : nappe numidienne, nappe ultra-tellienne, nappes telliennes et enfin du nappe néritique Constantinoise.



**Figure IV.38** : sismotectonique de la zone 2 (bassin de Guelma et ses environs). La coupe géologique (A-B) est inspirée à partir de la carte 1/200 000 de Constantine (Vila, 1977).

Dans ce bassin, l'activité se localise au niveau des failles bordières du bassin, que sont les failles de Bouchegouf et de Hamam N'baïlis (Yelles-Chaouche et al. 2006) (**Figure IV.38**). Ces failles affectent les dépôts quaternaires (Vila, 1980). Le plus fort séisme connu de

la région est celui du 10 février 1937 d'intensité maximale VIII MSK et de magnitude  $M=5.7$ . Il est considéré comme le plus fort ressenti et enregistré dans la région (Benouar, 1994). Deux séismes destructeurs d'intensité VIII (MSK) et de magnitude 5.2 ont frappé la région le 17 Juin 1908 et 03 Décembre 1928 (Aoudia et al. 2000). On note aussi également le séisme historique de magnitude 4.2 qui a été frappé la région le 17 Décembre 1850.

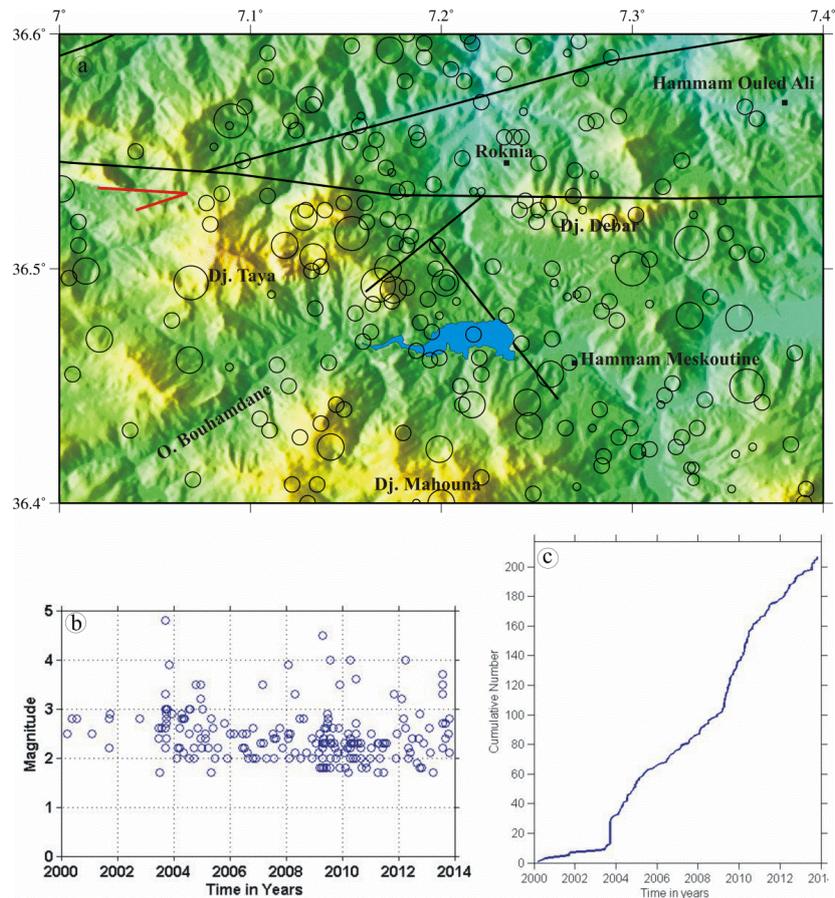
#### IV.3.8.2. Sismicité récente 2000-2014

##### a. Sismicité de la région de Roknia

Depuis l'an 2000 nous enregistrons de nombreuses secousses dans ce bassin, notamment dans la région de Roknia où nous avons remarqué, d'une part l'existence de nombreuses sources thermales (Hammam Meskoutine, Hammam Oueled Ali, ....) (**Figure IV.39.a**). Donc on peut considérer que cette sismicité induite est liée à la circulation des eaux thermales surtout dans le réseau de failles et fractures. L'analyse géochimique des sources thermales permet par ailleurs de suivre le mouvement de ces fluides en profondeur, ce qui représente un bon moyen pour comprendre le fonctionnement actuel de ces structures.

D'autre part, nous avons remarqué qu'une faille (source : Harbi et al. 2003) traverse le barrage de Bouhamdane (**Figure IV.39.a**), La sismicité observée dans cette région pourrait être initiée par les variations du niveau d'eau du barrage ou simplement par un relâchement de contraintes sur cet accident

Cette sismicité est généralement de faible magnitude ( $1.7 \leq M_d \leq 4.8$ ) (**Figure IV.39.b**), le plus important évènement s'est produit le 20 septembre 2003 et était de magnitude 4.8. En 2009 nous avons enregistré une crise sismique de 49 évènements, dont le plus grand ( $M_d=4.5$ ) s'est produit le 18 Avril 2009, suivi par une autre crise en 2010, marqué par 44 évènements ( $M_{d \max}=4.0$ , le 18 Avril 2010) (**Figures IV.39.b et c**).



**Figure IV.39 :** (a) Sismotectonique de la région de Roknia. (b) Magnitude de durée. (c) Nombre cumulé de séismes

### IV.3.8.3. Discussion et conclusion de la zone 8

La sismicité de cette zone localisée essentiellement Nord-Ouest peut être divisée en deux régions : (1) le bassin en pull-apart de Guelma où des séismes importants se sont produits (Figures IV.38). (2) la région de Roknia où la sismicité est caractérisée par de faibles magnitudes ( $1.7 \leq M_d \leq 4.8$ ) et qui est considérée comme induite puisque liée à la circulation des eaux thermales surtout dans le réseau de failles et fractures.

La distribution de Gutenberg-Richter de cette zone montre une valeur de  $b$  égale 0.6, presque la même valeur obtenue par Pelaez et al (2005) ( $b=0.5$ ). Donc le milieu est plus homogène et capable de produit des évènements importants, comme par exemple les séismes supérieur à 5 qu'on a mentionné précédemment. La magnitude maximale pour cette zone a été calculée égale à 6.2. Nous avons constaté également que la partie Nord-Ouest de la région de Roknia présente une valeur de  $b$  égale à 0.9 (c'est une valeur limite entre sismicité induite et tectonique). Cette valeur s'expliquerait par la présence des accidents actifs du bassin de Guelma mais aussi par la sismicité induite de Roknia.

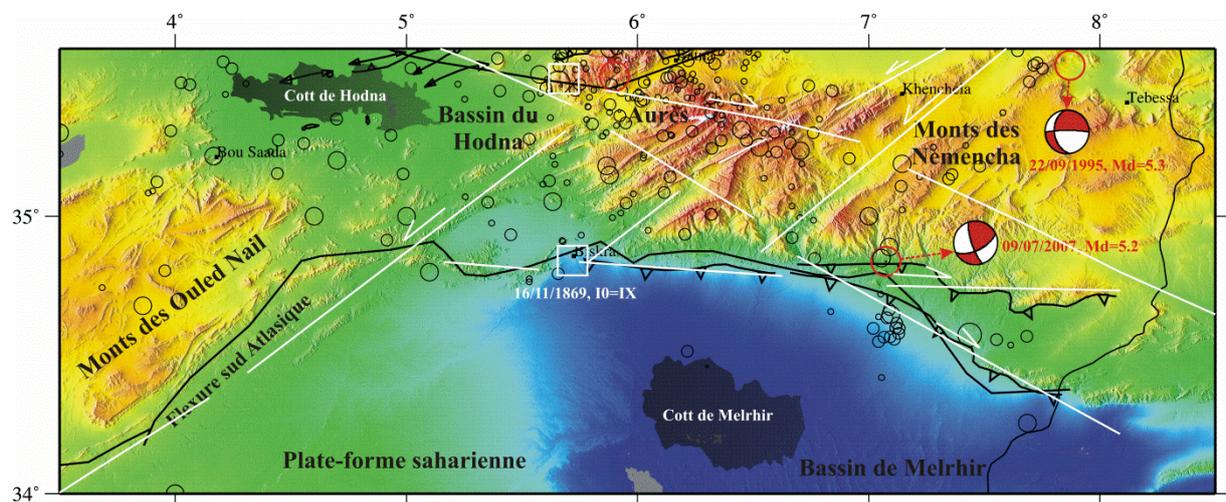
### IV.3.9. ZONE 9 : ATLAS INTRA-CONTINENTAL

#### IV.3.9.1. Cadre structural et sismotectonique

L'Atlas intra-continental au sud du Tell est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique composé d'unités autochtones. Il est divisé en monts des Ouled Nail qui font partie de l'Atlas saharien orientées NE-SO et de l'Aurès (massif d'Aurès et Aurès-Nemencha) (**Figure IV.40**).

L'Atlas saharien est né d'un long sillon subsident pincé entre les Hauts Plateaux et la Plate-forme Saharienne. Au Mésozoïque, ce sillon fut comblé par une puissante série sédimentaire (7000 à 9000 m). Durant le Tertiaire, une tectonique compressive réactive les structures extensives antérieures en failles et structures inverses aboutissant à la formation de cette chaîne montagneuse.

Les monts des Aurès quant à eux prolongent l'Atlas saharien vers le Nord-Est. Ils se présentent sous forme d'une série de synclinaux et anticlinaux de direction NE-SO (Guiraud, 1990). Leur jonction avec le Hodna se fait par l'intermédiaire des monts du Belezma (dans sa partie occidentale) et avec la plaine d'El Outaya et Biskra par l'intermédiaire des djebels Metlili, El Azreg (dans sa partie méridionale).



**Figure IV.40** : Sismo-tectonique de la zone 10 (Atlas-intra-continental)

La sismicité de cette zone est généralement localisée dans l'Aurès (massif d'Aurès et Aurès-nemencha). Dans cette zone nous avons noté l'occurrence de trois événements de magnitude supérieure à 5, il s'agit de :

- Séisme de Biskra du 16 novembre 1869

Le mardi 16 novembre à 12h 45m, un séisme a frappé la région de Biskra située dans l'Atlas saharien, plus précisément sur la flexure sud Atlasique. Cette région est caractérisée par une faible activité sismique. La secousse principale qui a duré environ 7 s a entraîné la mort de 30 personnes et la destruction de 200 maisons sur un rayon de 30 km autour de Biskra ainsi que de nombreux blessés (Rothé, 1950, Mme Hée, 1950). Cette secousse a causé des dégâts considérables aux constructions. L'intensité maximale VIII (MSK) a été ré-estimé à Biskra et ses environs, V à Batna et III à Sétif (Harbi, 2001) et que la direction de l'aire pléistoséiste VIII est orienté NE-SO. L'épicentre macrosismique a été ré-estimé à (34.84°N et 05.72°E) avec  $M_s=5.2$  (Harbi, 2001).

- Séisme de Tebessa du 22 Septembre 1995

Le 22 Septembre 1995 à 11h 20m, un séisme a frappé la région de Tebessa dans les monts de Nemencha. Le séisme a été localisé à environ 5 km Est d'un linéament tectonique de type décrochement senestre (Guemache, 2010). Cette structure tectonique concorde avec le plan d'azimut 64°, de pendage 62° et de glissement 165° du mécanisme au foyer présenté dans la **Figure IV.40**.

- *Séisme d'El Oued du 09 Juillet 2007*

Voir la section suivante

#### **IV.3.9.2. Sismicité récente 2000-2014**

##### **a. *Le séisme d'El Oued du 09 Juillet 2007***

Le 09 Juillet 2007 à 15h 58m, un séisme a frappé la région d'El Oued dans les monts de Nemencha plus précisément sur la flexure sud Atlasique. Le séisme a été localisé aussi sur un linéament tectonique de type décrochement dextre orienté E-O (Guemache, 2010). Cette structure tectonique concorde avec le plan d'azimut 173°, de pendage 41° et de glissement -8° du mécanisme au foyer présenté dans la **Figure IV.40**.

A 5 km sud de ce séisme on note l'occurrence d'une crise sismique en Mai 2010 de 09 évènements. Cette crise est débutera par un choc principal de magnitude 4.0 le 10 Mai 2010. Cette crise est suivie par 07 évènements : 01 évènement en 2010, 05 en 2011 et 01 en 2012.

#### **IV.3.9.3. Discussion et conclusion de la zone 9**

La sismicité de cette zone est généralement localisée dans l'Aurès (massif d'Aurès et Aurès-nemencha). La localisation et les mécanismes aux foyers des séismes importants montrent que les séries de linéaments tectoniques de type décrochement existent dans la région (Guemache, 2010) sont peut être les responsables à l'activité sismique dans cette zone.

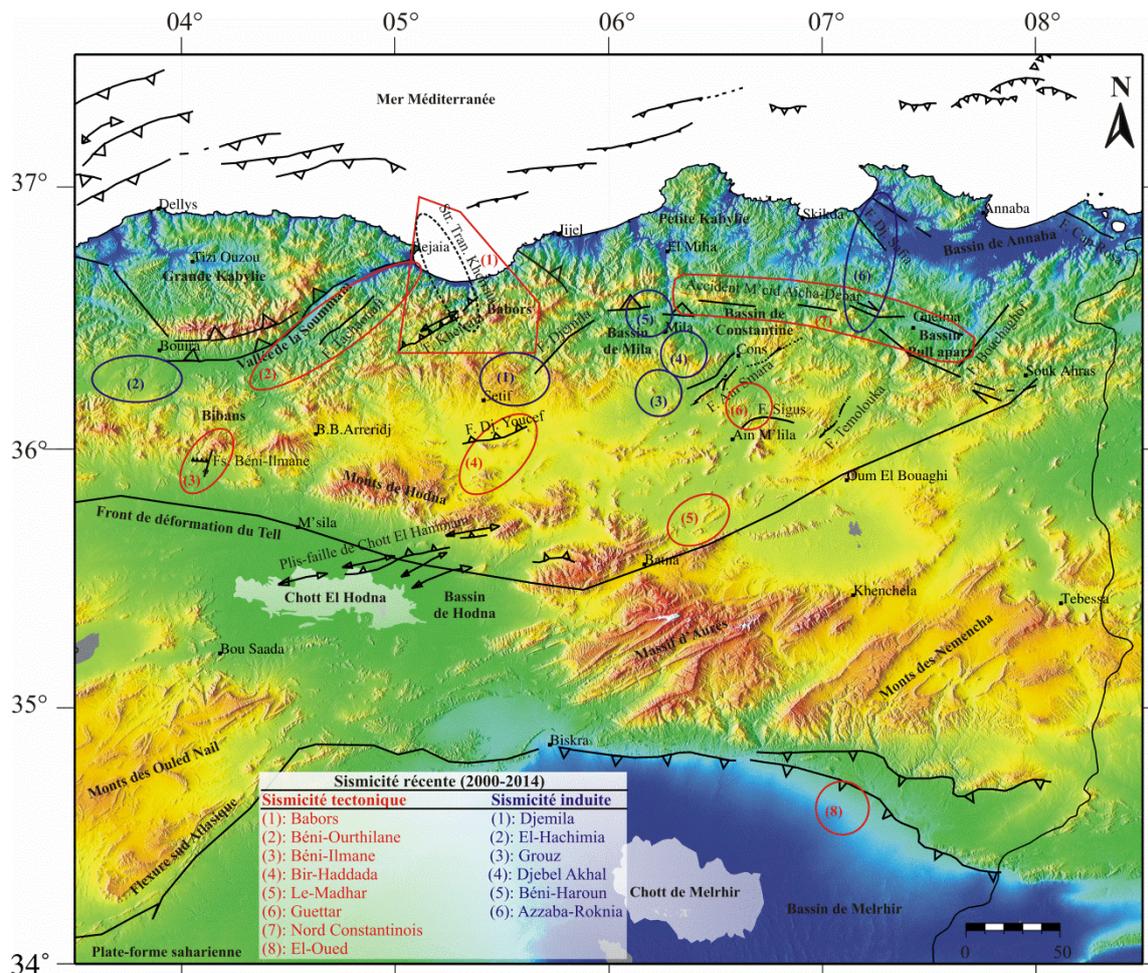
La distribution de Gutenberg-Richter de cette zone montre une valeur de  $b$  égale 0.8, par contre Pelaez et al (2005) sont trouvé  $b=0.5$ . Donc le milieu est plus homogène et capable de produit des grands séismes. L'exemple de séisme Tebessa du 22 Septembre 1995 avec une magnitude 5.3 et le séisme d'El Oued du 09 Juillet 2007 avec magnitude 5.2. La magnitude maximale pour cette zone a été calculée égale à 6.1.

#### IV.4. Discussion et conclusion

Dans ce chapitre, nous avons effectué une étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie [3.5°-8.5°E et 34°-37.5°N] pour la période allant du 1900 jusqu'à Décembre 2014 (la période instrumentale). L'analyse de la sismicité nous a permis de distinguer deux périodes : la première entre 1900 et 1999 caractérisée par un nombre peu élevé d'évènements et par des magnitudes plus au moins importantes. La deuxième période entre 2000-2014 est caractérisée par une augmentation considérable du nombre d'évènements principalement du nombre de petits évènements (même de magnitude inférieur à 1). Cette différence entre les deux périodes est liée au développement du réseau de surveillance Algérien.

L'étude de la sismicité nous a conduits à délimiter neuf (09) zones sismogènes à partir d'analyse sismologique et tectonique. Chaque zone a pût être divisée en plusieurs sous-zones (**Figure IV.41**) selon la nature de la sismicité qu'on peut regrouper en deux types : (1) zones où la **sismicité est induite** divisée en sismicité induite naturelle et provoquée (**l'étude détaillée de ce type de la sismicité est l'objectif du chapitre V**). Cette sismicité induite est caractérisée par des faibles magnitudes (microsismicité) ( $M_{max}$  calculée ne dépassant pas 5) et est constituée par le plus grand nombre d'évènements sismique. La probabilité d'occurrence d'un séisme important est faible car l'énergie est libérée périodiquement à travers cette sismicité; (2) zones où la **sismicité est de type tectonique** qui reflète la déformation actuelle de la région. Ce type de la sismicité est localisée essentiellement dans :

- Les Babors où la sismicité est provoquée par la faille inverse NE-SO de Kherrata et la structure décrochante transversale NO-SE de Kherrata (déterminer par cette étude). Cette structure apparait très active (sismicité récente) au travers la séquence sismique qui a frappée la région en 2013. L'analyse de répliques de cette séquence nous a donné les caractéristiques physiques de cette structure (ce travail est en cours de réalisation). Par contre pour la faille de Kherrata, mis à part le séisme de 1949, aucun autre évènement important ne s'y est produit, ce qui rend la probabilité d'occurrence d'un évènement important élevé,  $M_{max}$  calculée est en effet égale à 6.3.
- Le long de la partie nord de la vallée de la Soummam et autour de Béni-Ourtilane où le séisme de 2000 a été produit par la faille inverse NE-SO de Tachouaft. Ce séisme fait l'objet d'une note scientifique qui est en cours de préparation.



Zones	Failles actives ou potentiellement actives	b1	Mmax1	b2	Mmax2	Sous-zones	b3	Mmax3
<b>Z1</b>	- Faille inverse de Kherrata orientée NE-SO - Structure décrochante transversale NO-SE de Kherrata ? - Faille néotectonique de Djemila	0.626	6.3	0.62	5.6	Les Babors	0.536	6.3
						Djemila	2.280	4.7
<b>Z2</b>	- Faille inverse de Tachauft	0.689	5.9	0.62	5.6	Béni-Ouathilane	0.763	5.9
						El-Hachimia	1.680	4.0
<b>Z3</b>	- Pli-faille de Chott El Hamam - Anticlinal quaternaire inverse NE-SO du Djebel Tella - Faille néotectonique inverse NO de Djebel Youcef - Faille inverse EO de Béni-Ilmane - Faille de décrochement NNE-SSO de Béni-Ilmane	0.568	6.2	0.54	6.8	Béni-Ilmane	0.960	5.7
						Bir-Haddada	0.931	5.3
<b>Z4</b>	- Faille décrochante NE-SO d'El Madher ?	0.673	6.1	0.54	6.8	-	-	-
<b>Z5</b>	- Faille NE-SO d'Ain Smara - Faille Nord constantinois orientée EO - Faille EO de Sigus - Faille NNO-SSE de Djebel Akhal	0.859	6.2	0.54	7.5	Barrage Grouz	1.220	4.0
						Guettar Al Aich	0.921	4.5
						Djebel Akhal	0.967	4.4
						Nord	1.110	4.6
						Constantinois	1.410	3.9
<b>Z6</b>	- Faille Nord constantinois orientée EO - Faille NO-SE de Djebel Safia - Failles Marines	0.983	5.7	0.54	6.1	Azzaba	2.130	3.7
						Nord		
						Constantinois	1.110	5.3
<b>Z7</b>	- Faille NO-SE de Djebel Safia - Failles Marines	1.640	5.5	0.54	6.1	-	-	-
<b>Z8</b>	- Faille de Boucheougouf - Faille de Hamam N° Bailis	0.656	6.2	0.67	4.7	Roknia	0.856	5.3
<b>Z9</b>	- Flexure sud Atlasique	0.822	6.1	0.54	6.8	-	-	-

**Figure IV.41 : (En haut) :** Synthèse de la sismicité récente. **(En bas) :** Tableau des Failles actives, la valeur b de Gutenberg-Richter et la magnitude maximale pour chaque zone et sous-zone séismogène de la partie Nord-Est de l'Algérie. b1 et Mmax1 représentent la valeur de b et la magnitude maximale pour chaque zone séismogène. b2 et Mmax2 représentent les valeurs obtenues par Pelaez et al. 2005 pour ces 9 zones. b3 et Mmax3 représentent la valeur de b et la magnitude maximale pour chaque sous-zone séismogène.

- Les Monts de Hodna et la chaîne des Bibans où plusieurs événements historiques de magnitudes supérieures à 5 se sont produits. Lors de la période récente, cette sismicité s'est exprimée essentiellement au travers la séquence sismique de Béni-Ilmane en Mai 2010 et la crise sismique de Bir Haddada en Juillet 2010.
- Le massif d'Aurès où la séquence sismique d'El Madher s'est produite en Avril 2010. Cette crise fait l'objet d'une note qui est également en cours de réalisation.
- La région Centre et Est du bassin Constantine-Mila, région où se situe la faille d'Ain Smara à l'origine du séisme récent le plus important de la région Est, celui de 1985. Mis à part ce séisme, nous n'avons pas noté d'activité récente dans cette région, sauf dans la région de Guettar El Aïch où une sismicité récente de faible magnitude a été enregistrée entre un segment de faille d'Ain Smara et la faille de Sigus.
- Le long de l'accident M'cid Aïcha-Debar qui sépare la zone 5 et 6 et la zone 7 et 8. La sismicité provoquée par cette faille est de faible magnitude sauf à son extrémité Est (bassin de Guelma) où des séismes supérieurs à 5 se sont produits. Ceci suggère que cet accident est constitué par plusieurs petites failles ce qui diminue la contrainte normale effective et donc favorise le déclenchement de petits séismes.
- La dernière zone se situe au niveau de la flexure sud Atlasique où s'est produit le séisme et la crise sismique d'El Oued en Juillet 2007 et en Mai 2010 respectivement.

Donc, à travers cette étude et grâce au nouveau réseau sismologique, nous avons déterminé ces zones sismogènes qui ne sont pas mentionnées dans les études précédentes (Aoudia et al. 2000, Harbi et al. 2003...). Nous avons mis en relief également de nouvelles failles actives (failles de Béni-Ilmane et la faille de Djebel Akhal) non connues précédemment et des failles en cours de détection (c'est-à-dire, on déterminera leurs caractéristiques physiques en termes d'analyse des répliques) (la structure transversale de Kherrata, la faille de Tachaouft, la structure d'El Madher et la structure de Bir-Haddada). On déterminera leurs caractéristiques physiques en termes d'analyse des répliques (on a ajouté ce détail dans le texte).

D'autre part, au cours de cette étude, des zones qui apparaissent asismique ou de faible sismicité sont mis en relief telles que par exemple le noyau de Petite Kabylie qui est constitué d'un socle dur indéformable et le bassin d'Annaba qui pose des interrogations à propos de son activité. Pour répondre à ces questions. Il faudrait une surveillance locale de ce bassin par l'installation de stations sismologiques sismiques afin de confirmer ou infirmer son activité. De point de vue géologie, on peut expliquer cette absence de sismicité par le fait que le socle de l'Edough est continu sous les dépôts récents de ce bassin d'Annaba (plusieurs forages qui

ont été effectuées dans le bassin confirmeraient ce résultat), donc on tombe dans les mêmes conditions du socle de la petite Kabylie.

C'est également toute l'extrémité Est de l'Algérie malgré l'existence de plusieurs failles (faille de Djebel Youcef, Bouchaghouf et N'bails) que l'on peut considérer pour l'instant comme asismique. Mais cela pourrait s'expliquer soit par une mauvaise localisation des événements sismiques localisés seulement par les stations algériennes, soit la région est caractérisée par des déformations lentes (glissements asismiques).

Enfin, on peut dire que la microsismicité importante de cette région Est est la différence de la partie Ouest de l'Algérie. Cette microsismicité explique aussi la différence de notre étude statistique ( $b$  et  $M_{max}$ ) par rapport à celle de Pelaez et al. 2005 de telle sorte que lorsque on élimine cette microsismicité, résultats apparaissent comme identiques.

---

## Chapitre V : Sismicité induite en Algérie, cas de la crise sismique de Mila le 30 Novembre 2007

---

- V.1. Introduction**
  - V.2. Généralités sur la sismicité induite**
    - V.2.1. Sismicité induite naturelle**
    - V.2.2. Sismicité induite d'origine anthropique (sismicité induite provoqué)**
  - V.3. Sismicité induite dans notre région d'étude**
    - V.3.1. La crise sismique induite de la région de Mila en Décembre 2007**
      - V.3.1.1. The earthquake swarm of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria (Article en Anglais)
      - V.3.1.2. Statistiques de la crise de Mila
    - V.3.2. Les sources thermales et la sismicité**
    - V.3.3. Autre cas de sismicité induite dans la région d'étude**
  - V.4. Conclusion**
-

## V.1. Introduction

Comme nous l'avons vu dans le chapitre IV de cette thèse, la sismicité de la région Est Algérienne pourrait être dans certaines zones de nature induite. Ce chapitre est donc consacré à étudier ce type de sismicité.

En premier lieu, nous faisons une présentation du phénomène de la sismicité induite qui est de deux types :

Le premier type englobe la sismicité d'origine naturelle telle que la sismicité volcanique, la sismicité liée à la variation de pression interstitielle dues aux précipitations, la sismicité de marée et enfin la sismicité induite par glissement de terrain.

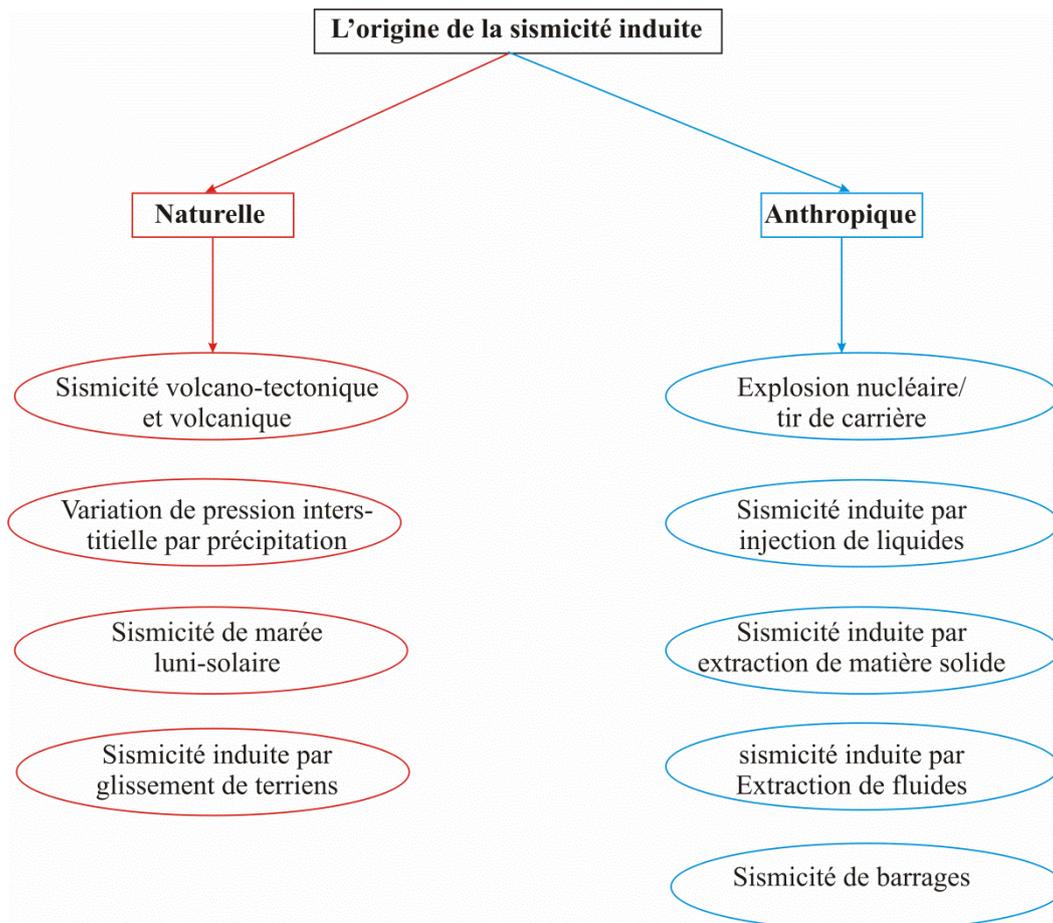
Le second type est d'origine anthropique; il s'agit de sismicité induite par explosion nucléaire ou tir de carrière, injection de fluides, extraction de fluides, extraction de matière solide et enfin une sismicité liée au remplissage de barrages ou canalisations (généralement entre les barrages).

Après cette présentation, nous rapportons les différents exemples de sismicité induite dans notre région d'étude. Nous débutons par la crise sismique qui a frappée la région de Sidi Khelifa (wilaya de Mila) pendant 1 mois, à la fin de l'année 2007. Cette sismicité a été causée par une injection d'eau non intentionnelle due aux joints défectueux dans les canalisations servant à transférer l'eau à partir du barrage de Béni-Haroune vers le barrage réservoir d'Oued Athmania. Le second exemple mentionné est l'activité sismique près du barrage de Béni-Haroun enregistrée durant la période Janvier-Février 2012. Cette sismicité est liée au remplissage brusque de ce barrage à la suite d'importantes chutes de pluie et de neige enregistrées. Le troisième exemple présenté est l'activité sismique près du barrage de Grouz de Oued Athmania supposée liée aux fuites détectée dans le barrage. Le dernier exemple concerne la sismicité de Djemila, El Hachimia et Roknia-Azzaba générée par la circulation d'eaux thermales dans le réseau de failles et fractures.

## V.2. Généralités sur la sismicité induite

Le terme sismicité induite fait référence à toute activité sismique générée par des processus physiques (chargement des contraintes et déclenchement de rupture) non exclusivement tectoniques. Ainsi, on peut distinguer deux catégories de séismes induits. Tout d'abord, les séismes totalement induits car liés à un chargement et à un déclenchement non tectonique. Cela veut dire que la probabilité d'occurrence de ces séismes est nulle sans l'intervention d'un phénomène non tectonique. On distingue ensuite, les séismes liés à une accumulation de contraintes tectoniques mais déclenchés par un phénomène non tectonique. (Godano, 2009).

Les processus non tectoniques à l'origine de la sismicité induite peuvent être naturels (volcans, marées) ou anthropiques (explosions nucléaires, activités industrielles...) (**Figure V.1**).



**Figure V.1** : Les processus non tectoniques à l'origine de la sismicité induite

### V.2.1. Sismicité induite naturelle

On distingue quatre types (**Figure V.1**) :

**Sismicité liée aux volcans et aux zones géothermales :** Les séismes induits par le volcanisme peuvent être classés en deux grandes familles (Sherburn et al. 1998). Tout d'abord, les séismes volcano-tectoniques qui se produisent sur des failles en réponse à des variations de contraintes causées indirectement par les circulations de magmas et de fluides hydrothermaux. Le mécanisme à la source de ces événements peut révéler une rupture du plan de faille combinant à la fois cisaillement et ouverture (Miller et al. 1998). L'autre grande famille est celle des séismes volcaniques qui sont directement générés par des circulations de magmas ou de bulles de gaz dans les conduits des édifices volcaniques. Le mécanisme à la source de ces événements est complexe et est le plus souvent modélisé par un tenseur des moments couplé à une simple force (Chouet, 2003).

**Sismicité liée à la variation de pression interstitielle par précipitation :** Il s'agit de la sismicité induite qui suit un changement de pression de fluide interstitiel causée par la recharge saisonnières des eaux souterraines (Sarre et Manga 2003) ou par de fortes précipitations dans une croûte proche à l'état critique (Jiménez et Garcia-Fernandez, 2000; Husen et al. 2007).

**Sismicité de marée luni-solaire :** Il existe également des séismes déclenchés par les marées luni-solaires. En effet un petit accroissement de contrainte causé par la traction de la lune et du soleil sur la croûte terrestre, peut déclencher un séisme quand l'état de contrainte au foyer est à un état critique (par exemple, Heaton, 1982; Tsuruoka et al. 1995).

**Sismicité par glissements de terrains :** Les glissements de terrains peuvent être une source d'ondes sismiques dont le mécanisme est décrit par une simple force parallèle au glissement.

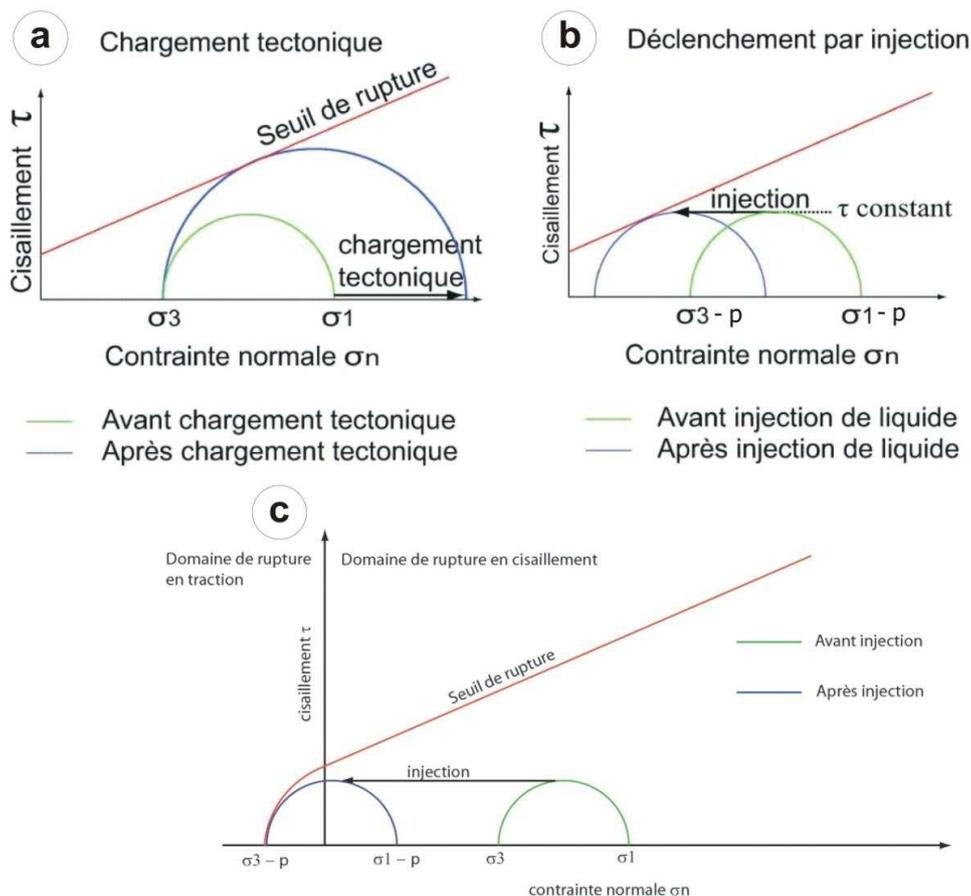
### V.2.2. Sismicité induite d'origine anthropique (sismicité induite provoquée)

Cette sismicité est générée par l'activité humaine. Il s'agit de la sismicité induite par :

**Injection de liquides :** Les injections de liquides sont utilisées dans différents contextes industriels (dans les réservoirs de pétroles, dans l'industrie chimique et dans les réservoirs géothermiques) et s'accompagnent dans la plupart des cas d'une activité sismique.

De nombreuses études d'activité macrosismique générée par injection des fluides en profondeur ont été menées (par exemple : Healy et al. 1968 ; Pearson. 1981 ; Cornet et Yin. 1995 ; Shapiro et al. 2006 ; Cornet et al. 2007).

On distingue deux mécanismes de rupture liés à l'injection de liquides. Tout d'abord la rupture en cisaillement (shear crack) qui se traduit par un glissement le long d'une faille. Ce glissement est déclenché par la diminution de la contrainte effective normale aux parois d'une fracture qui s'oppose à la contrainte cisailante. Cette diminution est causée par l'augmentation de la pression des pores résultant de l'injection de liquide dans la roche. Les conditions de la rupture en cisaillement sont illustrées par le cercle de Mohr qui montre la relation entre la contrainte cisailante  $\tau$  et la contrainte normale  $\sigma$  à un plan de faille (**Figure V.2**). Dans le cas, d'une rupture en cisaillement, causée par un chargement tectonique classique, la contrainte  $\sigma_1$  et le cisaillement  $\tau$  augmentent progressivement jusqu'à la rupture (**Figure V.2.a**). Quant la rupture en cisaillement est causée par une surpression de fluide, la contrainte normale au plan de faille est réduite jusqu'à atteindre le seuil de rupture, ce qui se traduit sur le graphe de Mohr par le déplacement du cercle vers la gauche (**Figure V.2.b**).



**Figure V.2 :** (a) rupture en cisaillement causée par un chargement tectonique classique. (b) rupture en cisaillement causée par une surpression de fluide. (c) la rupture en traction

L'autre mode est la rupture en traction (tensile crack) qui se fait par ouverture et non pas par glissement le long d'une faille. Ce mode a lieu si la pression du liquide est suffisamment élevée pour s'opposer aux contraintes principales effectives. Un autre pré-requis à la rupture en traction est une différence faible entre les contraintes principales  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . En effet si la différence entre ces contraintes est importante, la rupture se fait en cisaillement. Donc cette rupture a lieu si le cercle de Mohr est tangent à l'enveloppe de la rupture dans sa partie en traction ( $\sigma_3 < 0$ ) (**Figure V.2.c**). Les magnitudes de ces ruptures en traction sont le plus souvent négatives.

**Extraction de fluides :** A l'inverse de la sismicité induite par injection de fluides, l'extraction de fluides diminue la pression des pores et augmente la contrainte normale effective sur le plan de faille. Le réservoir de Clinton County (Kentucky, USA) est un exemple intéressant de site de production d'hydrocarbures induisant de la sismicité (Rutledge et al. 1998).

**Extraction de matière solide :** Dans les exploitations minières, l'extraction lente d'un grand volume de roche génère une perturbation du champ de contraintes autour de la cavité créée. Le rééquilibrage s'accompagne d'évènements sismiques qui peuvent être classés dans deux grandes familles. Tout d'abord les séismes de faible magnitude  $M < 2$  (famille 1) liés à des effondrements de faibles volumes se produisant à proximité des cavités. Cette sismicité se caractérise par un choc principal suivi de micro-séismes de réajustement. L'autre grande famille (famille 2) est celle des évènements plus tardifs ( $M \leq 5$ ) provenant de réajustements à grande échelle sur des failles. Hasegawa et al. (1989) propose six modèles de mécanismes à la source expliquant la sismicité observée dans les mines.

**Remplissage de barrages ou les fuites dans les conduites des eaux :** La sismicité liée au remplissage de barrages (e.g. Gupta, 1983, Simpson et al. 1988 et Talwani, 1997) qui est la combinaison de deux phénomènes. Tout d'abord le remplissage du barrage qui conduit à une surcharge de la zone et qui déstabilise l'équilibre des masses. Le rééquilibrage s'effectue alors par une série d'évènements sismiques. Cependant, l'occurrence des séismes s'effectue tardivement par rapport à la mise en eau. Il y a donc un autre phénomène qui contrôle la sismicité. Il s'agit de l'augmentation de la pression de fluide dans la roche sous le barrage liée à la surcharge d'eau. La contrainte normale sur les plans de fracturation est ainsi diminuée, favorisant la rupture sismique.

On peut citer également la sismicité induite liée aux erreurs humaines. C'est le cas de fuites d'eau dans des barrages ou dans les conduites reliant deux barrages causant des injections d'eau dans la croûte terrestre. Cette sismicité possède les mêmes caractéristiques

que celle provoquée par la variation de pression interstitielle après de fortes précipitations (naturelle) et que celle générée par injection de fluides (anthropique).

**Explosion nucléaire ou tir de carrière :** Les explosions nucléaires et les tirs de carrières sont un autre cas de sismicité induite. De telles explosions forment des cavités. Après l'explosion, on peut distinguer deux activités distinctes similaires aux deux grandes familles de séismes observés dans les mines. La première activité correspond à l'effondrement de la cavité (choc principal) accompagné de nombreux séismes de réajustement. La deuxième activité est celle de réajustements des contraintes plus tardifs sur des failles à grande échelle.

### **V.3. Sismicités induites dans notre région d'étude**

Dans cette partie, nous présentons les exemples de sismicité induite dans notre région d'étude (Nord-Est de l'Algérie) telle que citée précédemment (dans l'introduction du chapitre).

#### **V.3.1. Sismicité induite de la région de Mila**

##### **V.3.1.1. The earthquake swarm of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria (Article)**

Nat Hazards (2012) 64:1855–1871  
DOI 10.1007/s11069-012-0338-7

ORIGINAL PAPER

## The earthquake swarm of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria

F. Semmane · I. Abacha · A. K. Yelles-Chaouche · A. Haned ·  
H. Beldjoudi · A. Amrani

Received: 8 May 2011 / Accepted: 31 July 2012 / Published online: 11 August 2012  
© Springer Science+Business Media B.V. 2012

**Abstract** In December 2007, the Mila region of northeastern Algeria experienced thousands of microearthquakes ( $0.8 \leq M_d \leq 3.9$ ) recorded by eight temporary stations, in addition to permanent stations. Most of the events were too small to be located precisely, but a set of 122 precisely located events shows an alignment of epicenters, extending mainly in a horizontal band at about 1–2 km depth in a NNW–SSE direction and concentrated in a small area, 3 km southeast of Jebel Akhal, a small rocky hill between the Beni Haroun dam/reservoir and the Oued Athmania reservoir. The reservoirs are connected by pipelines, and a pumping station ensures water can be transferred between them at transient pressures of up to 80 bars. During the pumping in 2007, only 45 % of the transferred water ( $\sim 600,000 \text{ m}^3$  per day) was recovered at the Oued Athmania reservoir, and a large amount of the slightly pressurized water leaked through defective joints in a tunnel that passes through the Jebel. This water penetrated deeply into the soil with the assistance of preexisting fractures, faults, and karsts. Nine days after the first pumping started, a local increase in pore fluid pressures at shallow depths triggered seismicity southeast of Jebel Akhal, where the faults were probably close to failure. The focal mechanisms show a near vertical N–S strike-slip fault plane under regional NW–SE tectonic compression. One of the fault plane solutions is consistent with the NNW–SSE direction along which the seismic events are aligned. Furthermore, a long-term comparison of the seismic activity in the region versus water levels behind the dam and the pumping of water shows that the earthquake swarm was a one-off event related to the pumping operation.

**Keywords** Triggered seismicity · Earthquake swarm · Water transfer · Beni Haroun dam · Mila, northeastern Algeria · Pore fluid pressures

---

F. Semmane (✉) · I. Abacha · A. K. Yelles-Chaouche · A. Haned · H. Beldjoudi · A. Amrani  
Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, CRAAG, BP 63 Bouzaréah,  
Algiers, Algeria  
e-mail: f.semmane@craag.dz

## 1 Introduction

It is well known that earthquakes can be triggered not only by tectonic forces, volcanoes, and tidal forces, but also by human activities such as dam construction (Carder 1945, 1970), high-rise building (Lin 2005), and the production of oil and gas (McGarr 1991). Indeed, hydraulic fracturing is used to fracture tight geological formations and release natural gas trapped within them by injecting water deep into the ground at high pressures, and that process can cause small earthquakes. In various case studies, some authors have proposed that the injected fluids trigger earthquakes after a delay and that the delay in aftershocks can be explained by fluid flow (Nur and Booker 1972). In addition, the effect of fluids on fault strength is evident in the earthquake swarms that follow fluid injections into wells, particularly when the crust is in a critical state of stress. We can cite the examples of the Matsushiro experiment in Japan in 1970 (Ohtake 1974), the KTB project in Germany (Zoback and Harjes 1997), and the Nojima fault zone experiment in Japan in 1997 (Tadokoro et al. 2000).

Furthermore, the induced or triggered seismicity that follows a change in pore fluid pressure can be caused by seasonal groundwater recharge (Saar and Manga 2003) or by heavy rainfall (Jiménez and García-Fernández 2000; Husen et al. 2007). For example, Hainzl et al. (2006) demonstrated a statistically causal relationship between rainfall and earthquake activity in the Mt Hochstaufen region, and Roth et al. (1992) and Kraft et al. (2006), among others, have found evidence for earthquake activity induced or triggered by pore fluid pressure changes due to intense precipitation. The evidence is clear, therefore, that pore pressure changes, induced by intense precipitation, are able to trigger earthquake activity, even at some kilometers depth, through the mechanism of fluid diffusion.

In northern Algeria, in December 2007, the population of the two small villages of Ain Tinn and Sidi Khelifa (Fig. 1), located about 30 km west of Constantine (the main city in northeastern Algeria), experienced an unusual seismic crisis over a period of about 1 month, a few months after the activation of the nearby Beni Haroun hydraulic complex, which consists of a main dam and reservoir, a secondary reservoir, and a system for transferring water between the two reservoirs. The seismic activity was marked by dozens of felt earthquakes ( $M_d \leq 3.9$ ), and although it did not damage any building or infrastructure, it did frighten the population unaccustomed to such phenomena. In addition to the shaking, loud explosion-sounding noises preceded the earthquakes.

It should be noted that the seismic crisis occurred near the secondary Oued Athmania reservoir, located about 15 km to the south of the main dam. The two reservoirs are connected by a system of pipelines in order to provide water to the nearby districts (Fig. 1). The pipe system crosses a rocky mountain 1256 m high (Jebel Akhal) through a tunnel about 6 km long. A pumping station ensures the transfer of water (up to 600,000 m<sup>3</sup> per day) between the two reservoirs. The pumping commenced on November 21 and was stopped on December 11 during the earthquake swarm that started on November 30. The peak of recorded seismicity was reached on December 13. A long-term comparison of the seismic activity in the region versus water levels in the dam and pumping rates showed that the increase in seismic activity was a one-off event related to the pumping operation. Field investigations carried out with the engineers of the Hydraulic Service of the ANBT (National Agency of Dams and Transfers) led us to conclude that the seismic activity in this area was triggered by an unintentional process of water injection. The following two findings support our conclusion: (1) during the pumping operation, it was observed that only 45 % of the pumped water was recovered at the Oued Athmania reservoir; (2) complementary investigations made by the company charged with the construction of the

tunnel through Jebel Akhal have found defective joints between the prefabricated segments of the lined tunnel. A large amount of leaked water penetrated the soil deeply with the assistance of a large number of fractures, faults, and even karsts.

Because anthropogenic activities can have an impact on tectonic stresses and pore pressures, any seismicity that occurs in spatial or temporal proximity to such activities is usually thought to be triggered or induced. For a long time, the two adjectives “triggered or induced” were used interchangeably, and McGarr and Simpson (1997), and more recently Gupta (2011), have discussed this question well. In our case, we will use the adjective “triggered,” because the earthquake swarm occurred only a few days after the start of the causative activity, which suggests that the existing faults were critically stressed.

In this paper, we present the results of our study of this earthquake swarm that occurred in northeast Algeria during the transfer of water between the main Beni Haroun dam/reservoir and the secondary reservoir of Oued Athmania. A long-term comparison of seismic activity versus water levels in the dam shows that the peak of seismicity occurred during this period of water transfer. Almost all the located earthquakes are clustered 3–4 km SE of Jebel Akhal, a rocky mountain between the two reservoirs (Fig. 1), and which is a well-known karst region near the Mila basin. A triggering of seismicity is suspected to have taken place in this region following the unintentional injection of water from the tunnel into the ground. The main objective of this contribution is to determine the causes of the earthquake swarm by investigating the spatial and temporal distribution of earthquakes and their fault plane solutions. To this end, we processed the records of more than one hundred selected low-magnitude earthquakes. The records were acquired during the period November 30 2007 to January 19, 2008.

This study is interesting for several reasons: on the one hand, this is the first time that the region of Mila has experienced an earthquake swarm of this scale, and on the other hand, the seismicity is located in the vicinity of the largest dam in Algeria.

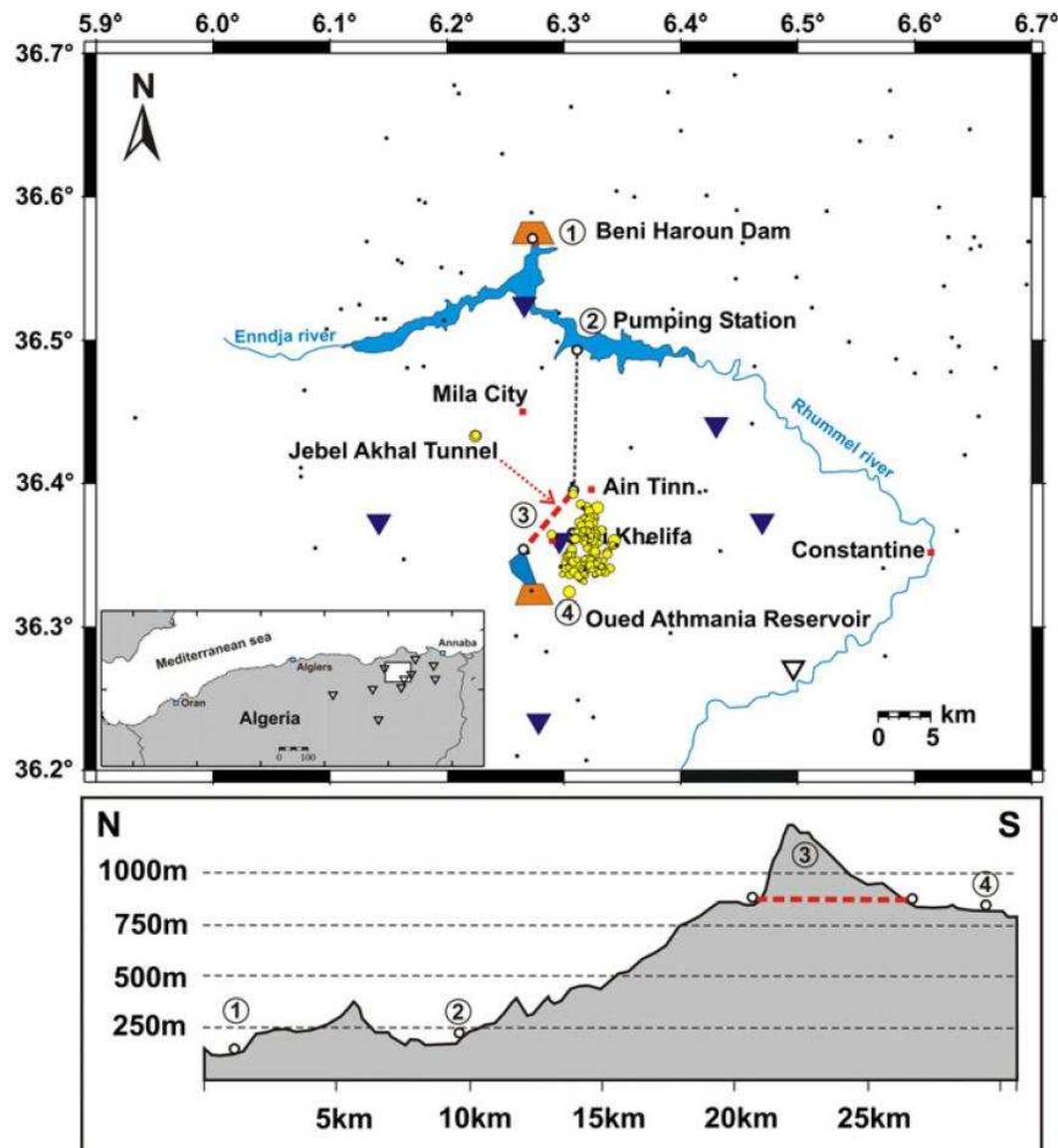
Among the main findings of this study is that the crust in some parts of the Mila region (Tellian Chain) could be so close to failure that even pressure variations as small as that produced by an unintentional injection of slightly pressured water (leak in the tunnel) can trigger earthquakes at a few kilometers depth. Hainzl et al. (2006), assuming homogeneous conditions in their analysis, found that a stress change in the order of a millibar is able to trigger the earthquakes.

In addition to the natural moderate level of seismicity in the region, triggered seismicity might increase the risk of the landslides that characterize the region of Mila.

## 2 The geological context of the Beni Haroun hydraulic complex

The Beni Haroun hydraulic complex was built on the Rhummel River that flows mainly from Constantine to the Mediterranean Sea. The complex consists of a main dam and reservoir, a secondary reservoir, and a water transfer system (Fig. 1).

The dam is 120 m in height, and can contain about 1 billion m<sup>3</sup> of water. It was built in order to provide water to several cities in the eastern region of Algeria. A transfer system made of pipelines was added to the dam to connect it with the Oued Athmania reservoir (35 million m<sup>3</sup> capacity) about 15 km to the south. A tunnel was dug in the Jebel Akhal, a rocky hill, in order to reach the Oued Athmania reservoir. The length of the tunnel is 5.9 km. The diameter of the pipe varies from 1.4 m at the pumping station to 3.6 m in Jebel Akhal. Near Jebel Kernenou (east of the city of Mila), the pipe diameter is 2.4 m. The water pumping station uses 180 megawatts of power and has a capacity of 23 m<sup>3</sup>/s. The



**Fig. 1** Introductory map of the study area. *Top* Water conveyance system (*dashed lines*) from the pumping station at Beni Haroun dam to the Oued Athmania storage dam. The *red dashed line* shows the tunnel passing through Jebel Akhal. *Black dots* represent 2 years of seismicity (2006–2007). The *reverse triangles* show the temporary network. The *yellow full circles* show the earthquake swarm discussed in this study. Also shown in the inset are outlines of the dam and reservoir, the main rivers supplying the dam, and the permanent seismic recording network (*open triangles*). *Bottom*: topographic profile (N–S) of the water conveyance system

amount of water transferred daily can be as much as 600,000 m<sup>3</sup>. The transfer system crosses several geological units (Figs. 1, 2).

The dam and its transfer system were built on the Mio–Pliocene basin of Constantine. This basin is characterized by post-nappe deposits, and it has been slightly affected by recent tectonic deformation. During the Quaternary, several series of lacustrine continental deposits (Villafranchian) were laid down in the basin.

To reach the Oued Athmania reservoir, the pipes of the transfer system cross several geological domains from north to south. Starting near the Beni Haroun dam, they first cross

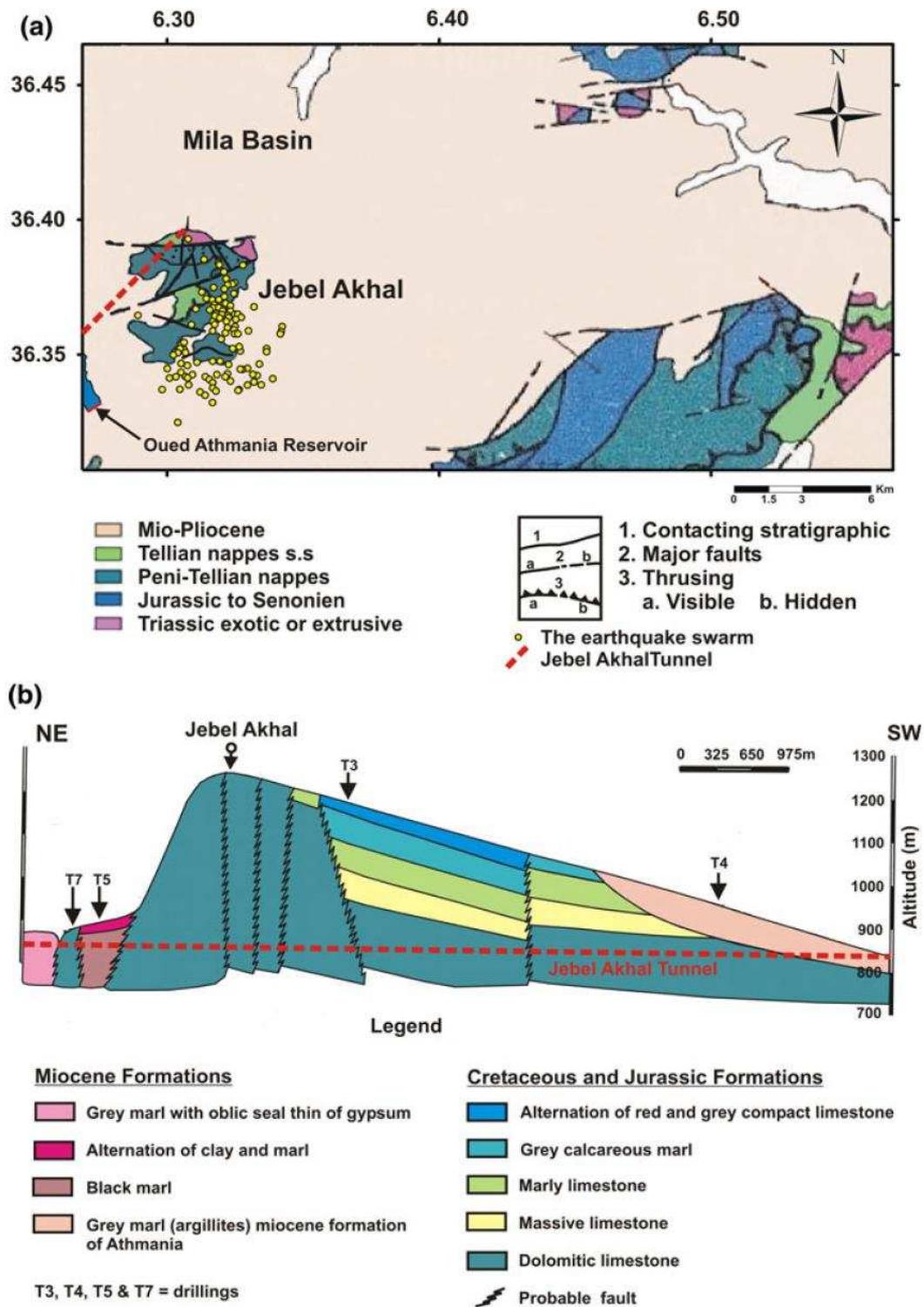


Fig. 2 Top Geology of the region of interest (modified after Vila 1977). Also shown are the preliminary located epicenters (yellow dots), the tunnel as a red dashed line, and part of the Oued Athmania reservoir. Bottom Schematic tectonic profile of Jebel Akhal (taken from the ANBT report, the National Agency of Dams and Transfers)

the geological units of the Mila basin, and then the hills of Jebel Kernenu, which are characterized by an E–W structure made of gray marls. From there, the system crosses the Ain Tinn basin, a depression filled by Miocene gray marls, and then the Jebel Akhal, a 1,256-m hill that is aligned E–W, and which is made up of thrust layers of Jurassic and Cretaceous sandstones, dolomites, and marls (Fig. 2). This massif, considered to be para-autochthonous, belongs to the sandstone units of the Tellian nappes (Vila 1980). It is bound to the north and south by several subvertical faults oriented mainly E–W, and it is crosscut by several fractures associated with strike-slip movements (Fig. 2). From the hydrogeological point of view, this massif collects and stores rainwater, as attested by the many springs around its periphery. The pipe system terminates in the Oued Athmania reservoir, which is located on the sandstones and calcareous marls of the Mila basin.

From the seismotectonic point of view, the Mila basin is one of the Neogene basins of the Tellian Atlas. It is marked by moderate seismic activity, mainly concentrated along active structures many kilometres long that trend NE–SW, and which are like the main faults in the system of the Tellian region (Yelles et al. 2006). In addition, since the installation of the Beni Haroun hydraulic complex, there has been no particular increase in seismic activity in the region, except for the earthquake swarm of December 2007.

### 3 Seismic networks and data

To analyze this earthquake swarm, eight temporary three-component digital stations were deployed in the region. This temporary seismic network was designed in the first place with an interstation spacing of between 15 and 25 km (full inverse triangles in Fig. 1). A few days later, the geometry of the network was slightly modified for the purposes of reducing the station spacing and enhancing the quality of the records by moving away from sites with a high noise level.

The Sidi Khelifa station (SP04) was added to improve the precision of locating the seismic events in the epicentral area, and it was done after we had identified the position of that area from the first recorded events.

Whenever possible, we also used phase readings from the broadband and one-component short-period waveforms recorded by the 10 nearest stations of the ADSN (Algerian Digital Seismic Network), marked by the open triangles in Fig. 1.

The eighteen stations used in this study employ two types of equipment: the first type consists of a Geodevice EDAS-24IP digitizer and two different sensors, a 1 Hz Geodevice FSS-3 and a BBVS-60 s (Chinese equipment); the second type consists of a Q330 digitizer with a 1 Hz Kinemetrics SS-1 sensor.

The temporary stations, equipped with solar panels, recorded at a sampling rate of 100 Hz. Time was controlled by GPS to ensure a 2 ms accuracy.

The recording periods at each site are summarized in Fig. 3. This figure also shows that the maximum number of pickings is obtained at the nearest station (SP04).

During this earthquake swarm, more than 7200 microearthquakes were recorded. Most of the events were too small to be recorded by more than two or three stations of the network, and could not be precisely located. Furthermore, we decided that events recorded by less than five stations should be rejected, because of the difficulty in determining a sufficiently precise location of these epicenters. For these reasons, we took into account only 231 of the seismic events after data analysis.

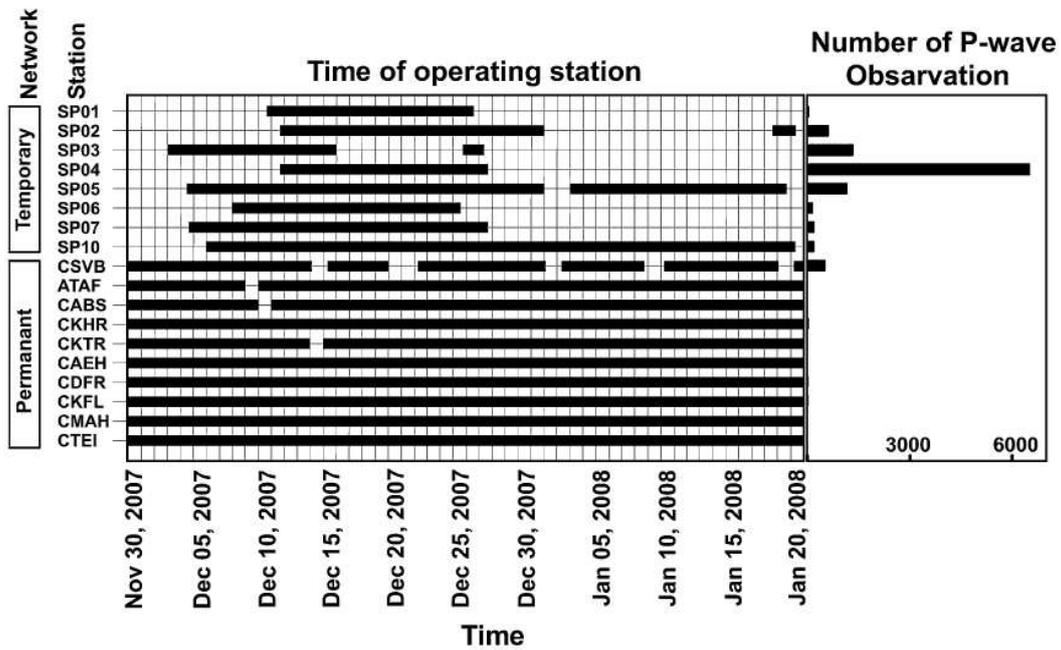


Fig. 3 Station operation time schedule. The number of P phase pickings for each station is shown at top right

## 4 Methods and results

### 4.1 Velocity model and earthquake distribution

In order to build a reliable minimum 1-D P-wave velocity model, we used the number of phases to select the most reliable events. The set of 231 events, preselected as described in Sect. 3, was used as input to the earthquake location program HYPO2000 (Klein 2002). We have tried two regional and one local velocity models. One of the regional velocity models was suggested by Doser et al. (1997), and the other was obtained from deep seismic sounding data in Tunisia (Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia 1992), since the results of the SPIRAL project carried out in northern Algeria are not yet available (Yelles et al. 2010). The local velocity model was obtained by using a trial and error approach with the first week of data recorded in Mila (Abacha 2009). This model was later chosen as a preliminary velocity model as it gives better results. We then formed a subset by selecting 115 events with an azimuthal gap of less than 180°, a horizontal error (ERH) less than 1 km, and a vertical error (ERZ) less than 2 km. A 1-D P-wave velocity model was estimated by applying the iterative 1-D inversion algorithm VELEST (Kissling et al. 1994). The code was run for simultaneous inversions of both velocity and hypocenter locations using the outputs of the HYPO2000 algorithm as a starting model, and by splitting each layer of the starting model into several layers. Fifteen inversion steps, each with nine iterations, were applied to the initial velocity model. The inversions were applied until the velocity model and the error location stabilized, which happened after the thirteenth iteration.

The earthquake relocation process was repeated using the HYPO2000 algorithm and the preferred 1-D P-wave velocity model. This increased our data set from 115 to 129 events, with the same location errors as those mentioned above. Moreover, this data set allowed us to calculate the  $V_p/V_s$  ratio using the Wadati diagram.

Event magnitudes were estimated from signal duration ( $T$ ) and the epicentral distance ( $D$ ) using the formulae  $M_d = -1.9 + 2.8 \log(T)$  for  $D < 40$  km, and  $M_d = -1.2 + 2.2 \log(T) + 0.0033 D$ , for  $40 \text{ km} \leq D \leq 200$  km (CRAAG, unpublished work 1981).

Furthermore, to get a sharper and more detailed image of the clusters, we relocated the 129 events in the data set by applying the Hypo-DD double-difference algorithm (Waldhauser and Ellsworth 2000). We performed a number of iterations to optimize the damping and control parameters of the program, and to obtain good conditioning and convergence of the solution. About 95 % of the events were relocated (122 events).

Table 1 shows the final and preferred velocity model that gives the lowest RMS residual of 0.2 s. P-wave velocities increase from 3.8 km/s in the upper layer to 6.5 km/s at 30 km depth. We point out that velocity values below 12 km depth are poorly constrained, since only a few events occurred at this depth range. In general, the depth to the Moho in the North Africa region is 25–30 km, where the P-wave velocity approaches 8 km/s (e.g., Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia 1992).

As mentioned in Sect. 3, a station (SP04) was installed on December 11, after the first events had been located (1 week of data), and as expected, this station provided better constraints on the depths of the seismic events in the epicentral area. Indeed, the uncertainty in measuring depth has been substantially reduced (the average vertical error is 0.7 km). Figure 4 shows the relocated epicenters. Events recorded before the installation of the SP04 station indicated depths of around 6–12 km. After installation of the SP04 station, almost all the recorded seismicity is put at shallower depths of 0–3 km (Fig. 4).

For further work, we should therefore consider only those events recorded after installation of the SP04 station, for which the determined depths are more reliable. They represent 72 % of the subset selected above.

Magnitudes of the seismic events range from 0.8 to 3.9, and the seismicity is concentrated between the two small villages of Sidi Khelifa and Ain Tinn, about 3–4 km southeast of Jebel Akhal (Figs. 1, 4). No clear geometrical pattern can be observed on the seismicity map. However, a closer look at the distribution of epicenters allows us to identify a preferred alignment of epicenters in the NNW–SSE direction, and with a length of about 5 km and a width of 1.5 km.

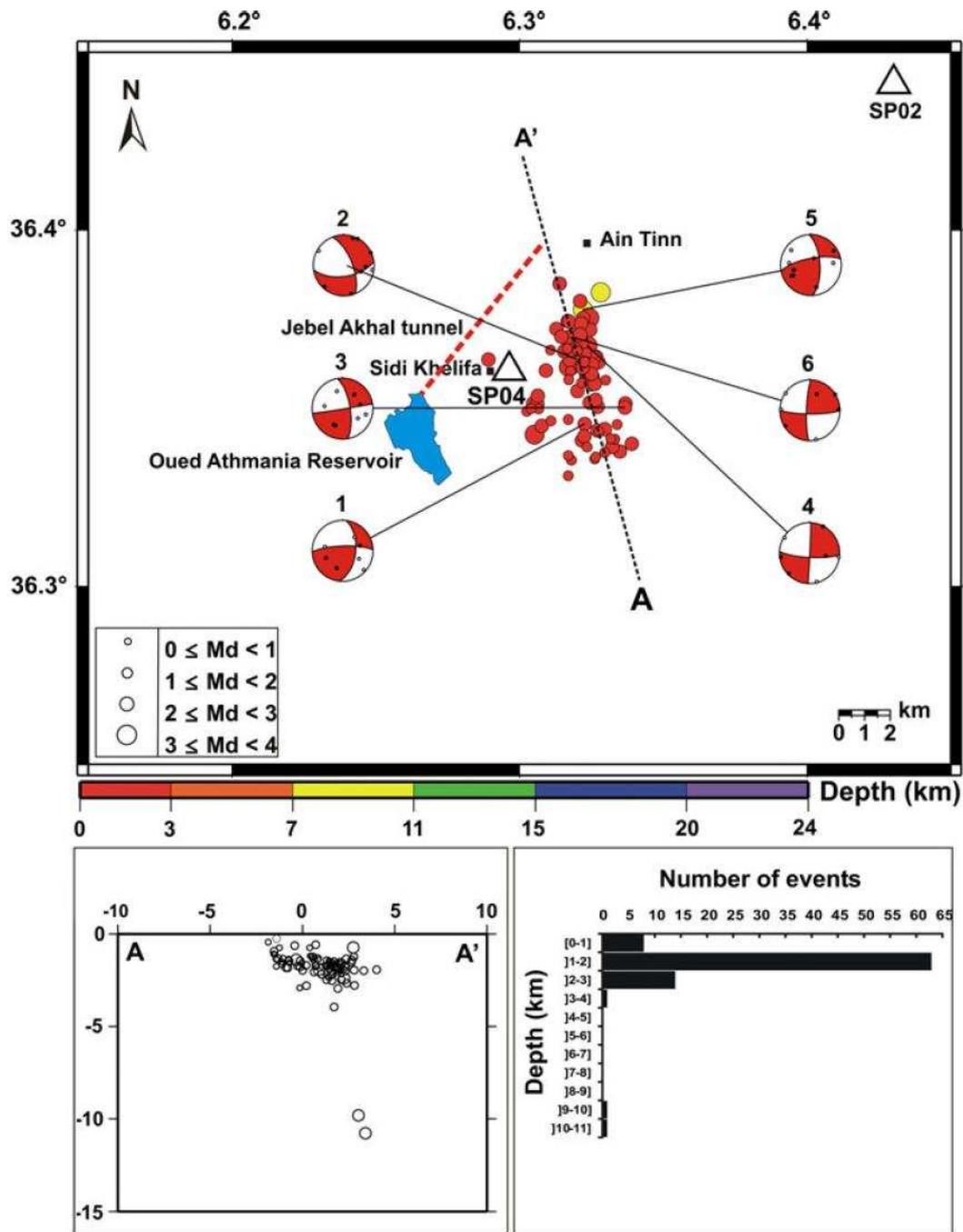
## 4.2 Focal solutions

Focal mechanisms were calculated for the best located events, recorded by a maximum number of stations, by using P-wave first motion polarities detected on the vertical component at each station (Rivera 1991; focal mechanism determination SPHERA code, Research Report EOST, Strasbourg, France). The code SPHERA provides two parameters,

**Table 1** Velocity model in the vicinity of the Beni Haroun dam (northeast Algeria)

P-wave velocity (km/s)	Depth (km)
3.85	0
4.96	2
5.60	12
6.54	30

The  $V_p/V_s$  ratios were estimated using the Wadati diagram and found to be equal to 1.75, which is in agreement with  $V_p/V_s$  values estimated in adjacent regions (Beldjoudi et al. 2009)



**Fig. 4** Horizontal and vertical distributions of epicenters. The histogram shows the distribution of precisely located events with depth. Triangles are the nearest temporary stations to the epicenters. The red dashed line is the tunnel passing through the Jebel Akhal. A–A' is a cross-section showing earthquake hypocenters. The figure also shows the 6 focal solutions calculated in this study. The reservoir of Oued Athmania is shown in blue

score and quality, which measure the misfit (the differences between polarities observed and predicted by the model).

In Fig. 4, we selected focal solutions with no discrepancies, and with a minimum number of P-wave polarities equal to seven. The six focal solutions show more or less the

same shape. They show that strike-slip faulting was dominant along near vertical faults that trend close to the maximum horizontal stress direction, which is NW–SE (e.g., Beldjoudi et al. 2009, 2011). The solutions obtained are shown in Table 2, and all the largest events shown in this table were recorded at the same stations. The vertical errors for all these events are less than 0.7 km. It is probable that event number 5, which was at the greater depth of about 10 km, has nothing to do with the triggered seismicity at shallower depths. One of the fault plane solutions has a nearly vertical dip and strikes N–S (with a slight variation in the strike angle between  $N170^\circ$  and  $N180^\circ$ ), and this is consistent with the overall alignment of seismic events (NNW–SSE), which suggests that the deformation is accommodated on a single planar structure.

### 4.3 Stress axis calculations

The calculated earthquake focal mechanisms were applied to the GRIDSIM\_STRESS algorithm (Delouis et al. 2002) to determine the orientations of the main axes of the stress tensor ellipsoid. The critical thing when selecting the best stress tensors is to minimize the angular deviation between the observed and computed slip vectors on the nodal planes of the focal mechanisms. We defined a score, which is the average of the scalar products of the observed and computed slip vectors (a scalar product equal to one means a perfect matching, or in other words, no angular deviation). Minimizing the angular deviations is equivalent to maximizing the score. 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, respectively, to compressional, strike-slip, and extensional stress regimes.

The main axes of the stress tensor ellipsoid are plotted in Fig. 5. The results were obtained using the 6 focal solutions calculated in the previous section. The best score value is 0.99, which indicates the results are well constrained. The best solution (black circle) indicates that the compression axis  $\sigma_1$  is close to horizontal, and oriented NW–SE ( $N314^\circ \pm 25^\circ$ ), as found by Beldjoudi et al. (2009) for the 2006 Laalam earthquake ( $M_w = 5.2$ ) about 80 km west of the dam region. The extension axis  $\sigma_3$  is also close to horizontal, and oriented NE–SW ( $N212^\circ \pm 25^\circ$ ). The value of the shape factor  $R$  is 0.5, which corresponds to a strike-slip stress regime.

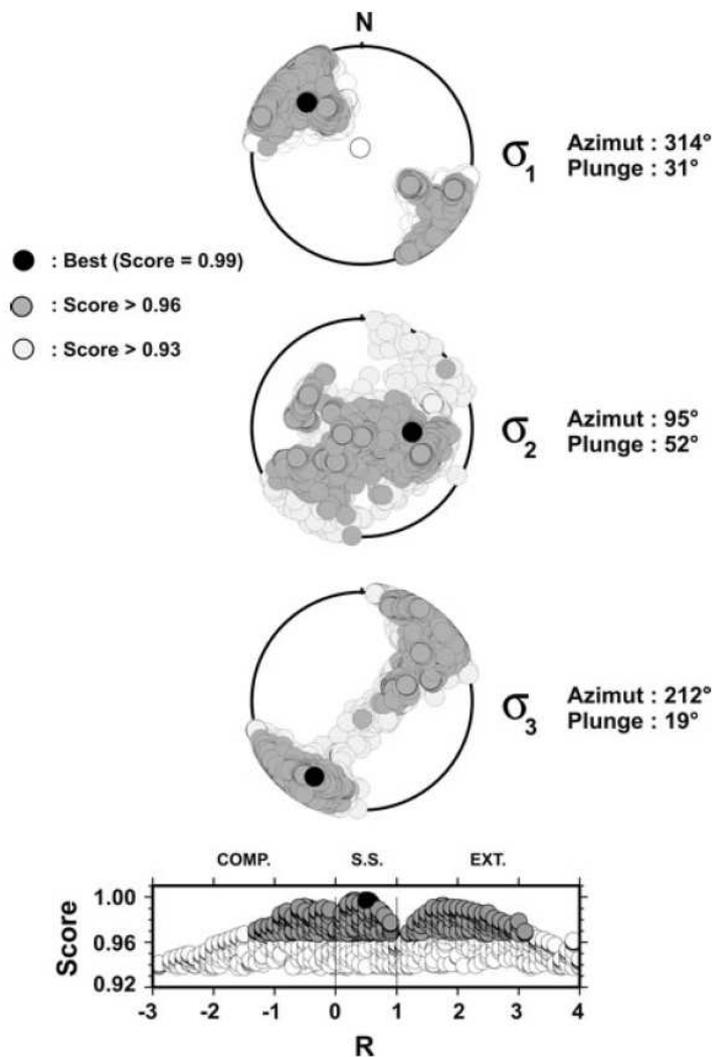
## 5 Discussion and conclusions

According to the Algerian earthquake catalogue, the area around the hydraulic complex is not considered to be very active, and no significant activity around this area had been observed before the 2007 December earthquake swarm. Because the locations where the first events were felt are in the area of the hydraulic construction, the probability that this seismicity could have been triggered is not negligible. In many cases, small and moderate seismic events have been associated with the poroelastic response of the crust to water level changes behind dams and in reservoirs (Gupta 1983, 1985; Talwani 1997, and references therein; Torcal et al. 2005; Valoroso et al. 2009), particularly when the observed seismic activity is located within a 10–25 km radius of the dam (Simpson 1976; Rastogi et al. 1997; Zhong et al. 1997; Torcal et al. 2005). Therefore, it was obvious that we should consider, in our preliminary analysis of the earthquake swarm, that the seismic activity recorded in the Mila region could have been caused by human activity.

The analysis of the temporal water level variation behind the dam versus the seismic activity shows three periods when there is an association with changes in the sign of the

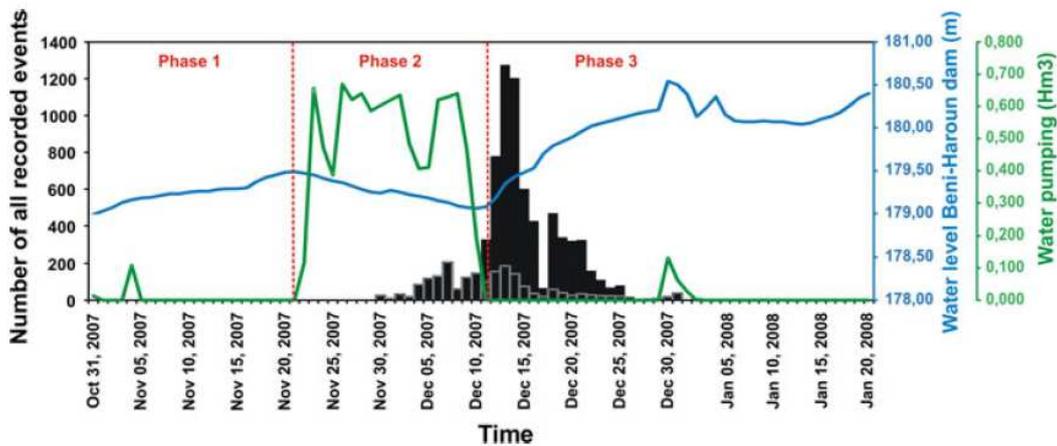
**Table 2** Focal mechanisms parameter calculated for the largest events located between the Beni Haroun dam and the Oued Athmania reservoir

No	Date	Origin time	Md	Location		Depth (km)	Nodal plane A			Nodal plane B		
				Lon (°) E	Lat (°) N		Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1	07/12/12	18:51:31	2.7	6.32276	36.34559	0.568	6.3	54.4	15.7	267.9	77.2	143.4
2	07/12/13	07:06:33	3.3	6.31956	36.36381	1.902	82.1	60.3	-153.2	338.1	66.9	-32.6
3	07/12/13	13:31:13	2.9	6.33669	36.35022	1.731	80.9	88.7	-159.6	350.4	69.6	-1.4
4	07/12/17	22:23:50	3.0	6.32365	36.36763	1.725	2.7	89.0	-11.6	92.9	78.4	-179.0
5	07/12/18	11:49:41	3.9	6.32214	36.37768	9.812	258.6	72.1	154.5	356.6	65.8	19.7
6	07/12/18	20:31:56	3.3	6.31918	36.36984	2.386	90.4	80.3	170.4	182.0	80.6	9.9



**Fig. 5** Stress tensor inversion. Solutions for  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , and  $\sigma_3$  are plotted in three lower hemisphere equal-area projections. The azimuths and plunges of the principal stress directions are shown. The best solution (score) is represented by a *black dot*. The score here is the average of the scalar products of the observed and computed slip vectors. Solutions with a score superior to 0.96 and 0.93 are represented by *dark gray* and *light gray*, respectively. At the bottom, the same solutions are plotted as a function of their  $R$  values. The shape factor  $R = (\sigma_z - \sigma_x)/(\sigma_y - \sigma_x)$ , where  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ , and  $\sigma_z$  are the principal stresses, with  $\sigma_y > \sigma_x$ , and  $\sigma_z$  close to vertical, in order to interpret the shape factor  $R$  in a tectonic sense. The relationship of the non-ordered Eigen values  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ , and  $\sigma_z$  with respect to the ordered Eigen values  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  depends on  $R$ , and is shown in Legrand et al. (2005). For the strike-slip regime ( $0 < R < 1$ )  $\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$ , then  $\sigma_y = \sigma_1$ ,  $\sigma_z = \sigma_2$ , and  $\sigma_x = \sigma_3$ . The domains corresponding to the compressional ( $R < 0$ ), strike-slip ( $0 < R < 1$ ), and extensional ( $R > 1$ ) regimes are labeled, respectively, COMP., S.S., and EXT. Here, the  $R$  factor is equal to 0.5, indicating a strike-slip regime

slope of the water level curve (Fig. 6). From the end of October 2007 till November 21, 2007, the date at which the pumping operation started (for the water conveyance operation), we can observe an elevation in the water level behind the dam (phase 1). During this phase, only the permanent seismic network was operational, and at the nearest seismic station, about 20 km away, no microearthquakes were observed. During the following days, from November 21 to December 11 (phase 2), the date at which the pumping operation was stopped, the water level declined behind the Beni Haroun dam. The first

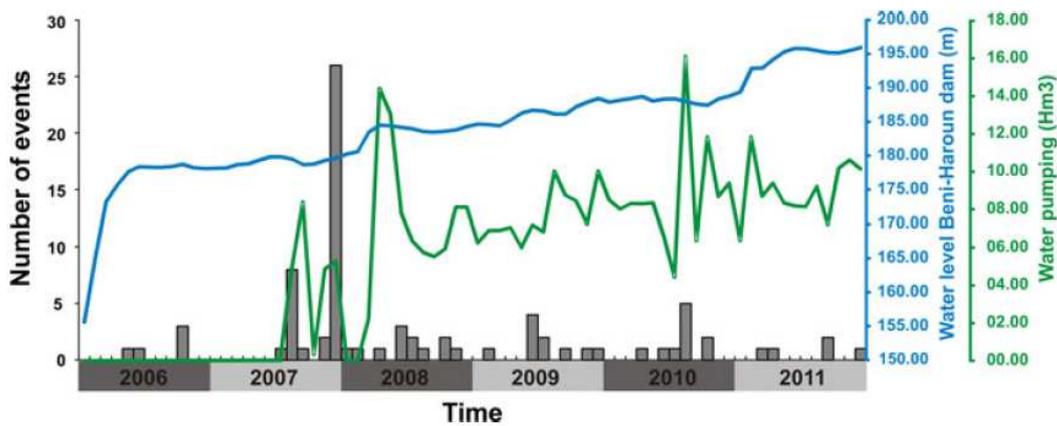


**Fig. 6** Daily number of recorded events. The *black histogram* shows events recorded by the entire network (permanent and temporary), and the *gray histogram* shows events recorded by the entire network minus SP04 (epicentral added station). The water level behind the Beni Haroun dam is shown as a *blue line*, and the pumped water volume as a *green line*. This figure shows the pattern of activity and the timing of peak activity without any artifact due to the installation of the epicentral station (SP04)

triggered events were recorded on November 30, 9 days after the beginning of the pumping operation. After that, the seismic activity continued to increase until it reached its maximum on December 13, after which it declined rapidly and almost vanished completely on December 31 (late phase 3). The correlation of seismic activity with the variations in water level shows that seismic activity did not start during the impoundment (phase 1), but began during the pumping operation (phase 2), a few days after it was launched. The seismic activity continued to increase until reaching a maximum on December 13, even though the pumping operation had been stopped 2 days before that. The fact that seismicity is absent or significantly reduced during the two phases of impoundment (phase 1 and late phase 3) suggests that the seismic activity is not related to the changes in water level behind the dam, but rather to the water pumping operation.

For the purposes of showing the pattern of activity, including the timing of peak activity, and removing any artifact that could have been caused by the installation of the epicentral station (SP04), the gray histogram of Fig. 6 shows the daily number of events recorded by the entire network, minus the events recorded by the epicentral station SP04. The daily number of events recorded by the entire network (including station SP04) is shown by the black histogram. If one compares the black histogram with the pumping curve, one could say that activity peaked significantly when pumping stopped (Fig. 6). However, this is actually an artifact of the SP04 station installation, and the gray histogram shows the activity without that artifact.

From January 2006 to December 2011 (Fig. 7), a long-term comparison of the seismic activity in the region versus the pumping rate and the water levels behind the dam showed clearly that the sudden increase in seismic activity was a one-off event related to the pumping operation. The seismicity shown in Fig. 7 was recorded on the permanent network, and this figure shows a smaller peak of seismicity in August 2007. This date corresponds to a pumping test in early August, before the official start of the pumping operation on November 21, 2007. Seismic activity returned to normal a few months after these pumping operations, and after the problem of the leak in the tunnel had been resolved.



**Fig. 7** Long-term context. The histogram shows the seismic activity in the region recorded by the permanent network ( $M > 2$ ) from January 2006 to December 2011 versus the level of water behind the dam (blue curve) and the pumped volume of water (green curve)

This investigation, carried out in conjunction with the engineers of the Hydraulic Service of the ANBT (National Agency of Dams and Transfers), leads us to conclude that the seismic activity of the studied area was triggered by an unintentional water injection process. This deduction is validated by several findings: (1) during the pumping operation, it was observed that only 45 % of the pumped water was recovered at the Oued Athmania reservoir; (2) a complementary investigation made by the company in charge of the construction of the tunnel through the Jebel Akhal found defective joints between the prefabricated segments of the lined tunnel inside the Jebel Akhal. We concluded, therefore, that the defective joints allowed a large part of the pressurized water to penetrate the Jebel Akhal and its surrounding faults and fractures, triggering the seismicity observed. Another important point is that eyewitness reports noted hot water coming out of the hill through preexisting fissures during the pumping operation phase. The preexisting fractures in Jebel Akhal may have provided effective and favorable conditions for the penetration of pumped water into the ground, with the resultant increase in pore pressure reducing the rock strength and triggering the release of elastic strain of tectonic origin, as seen elsewhere around the world (Bell and Nur 1978; Shapiro et al. 2006). In our case, the triggered seismicity was observed 3–4 km SE of the Jebel where the faults may possibly have been closer to failure. With regards to the heating of the water, we have had to leave this problem for future research, due to a lack of literature and other data related to what might have caused the heating.

Triggered seismicity following the injection of water, mainly from boreholes, has been observed in several places elsewhere. In 1970, in central Japan (Matsushiro), an experimental test for examining the relationship between pore pressure and earthquakes was conducted in a deep well. Several days after the beginning of fluid injection, a series of microearthquakes were initiated around the well at a distance of 2–4 km (Ohtake 1974). Other examples of water injection induced earthquakes include the Nojima fault zone experiment in Japan, and the KTB project in Germany, both of which have some similarities with our case, such as the distance of the epicenters from the injection point (about 3–4 km in all cases). There are also some differences, as for example in the time elapsed after the beginning of water injection. In the Matsushiro area, seismicity was activated between 4.8 and 9.3 days after the beginning of injections (there were three injections), whereas in the case of KTB, it started only 2 h after the beginning of injection. In our case

in Algeria, seismicity started 9 days after the beginning of the unintentional water injection.

The problem of the water leaking inside the tunnel was resolved a few months after these seismic events. Today, the reservoir behind the dam is full to maximum capacity, with 1 billion m<sup>3</sup> of water stored since the fall of 2011, and the transfer of water between the two reservoirs is now regularly done without triggering any more seismic events.

In conclusion, we note that this is the first time that Algeria has experienced seismic activity associated with human activity. The low-magnitude shallow earthquakes, located mainly with the aid of a temporary digital seismic network, showed that the earthquake swarm was concentrated in an area immediately adjacent to the Beni Haroun hydraulic complex. The vertical and horizontal distributions of hypocenters show one main cluster that is aligned in a NNW–SSE direction, consistent with one of the fault plane focal solutions, and which may be related to a strike-slip vertical fault that trends close to the maximum horizontal stress direction. No correlation was found between the changes in water level behind the Beni Haroun dam and the earthquake swarm, but a clear correlation exists between the water pumping operation and the seismic activity. A leakage of pressurized water through defective joints in the tunnel through the Jebel Akhal would have increased the interstitial pore water pressure in the rock matrix and the faults in the vicinity of the Jebel, thus reducing the strength of the rocks and resulting in the releases of tectonic elastic strain. The triggered seismicity was located 3–4 km southeast of the Jebel Akhal, even though faults reportedly exist within the Jebel Akhal itself. This means that the faults within the immediate vicinity of the Jebel are either not active or not close to failure. Today, seismicity levels are back to normal as a result of resolving the leakage problem in the tunnel through the Jebel.

**Acknowledgments** This work was realized with the collaboration of the Algerian Ministry of Water Resources. We thank the ANBT (National Agency of Dams and Transfers) for the technical documents provided. The authors gratefully acknowledge the support of the Beni Haroun dam and Oued Athmania reservoir engineers. We also thank all those people who participated in the installation and maintenance of the portable station. Thanks, also, to our colleagues, in particular Azzeddine Boudiaf, for discussions and suggestions that improved the manuscript. Our special thanks to the Editor-In-Chief, Professor Thomas Glade, for his help and comments in improving the contents of this paper. We would also like to thank two anonymous reviewers for their useful comments and suggestions.

## References

- Abacha I (2009) Surveillance sismique de la région de Constantine par réseau sismologique et GPS. Master Dissertation, University of Sétif (in French)
- Beldjoudi H, Guemache MA, Kherroubi A, Semmane F, Yelles-Chaouche AK, Djellit H, Amrani A, Haned A (2009) The Laâlam (Béjaïa, North-East Algeria) moderate earthquake (Mw = 5.2) on March 20th, 2006. *Pure Appl Geophys* 166(4):623–640
- Beldjoudi H, Delouis B, Heddar A, Nouar OB, Yelles-Chaouche AK, Heddar A (2011) The Tadjena earthquake (Mw = 5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff region (Northern Algeria): waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir Fault. *Pure Appl Geophys* 169(4):677–691
- Bell ML, Nur A (1978) Strength changes due to reservoir induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville. *J Geophys Res* 83(B9):4469–4483
- Carder D (1945) Seismic investigations in the boulder dam area, 1940–44 and the influence of reservoir loading on local earthquake activity. *Bull Seismol Soc Am* 35(4):175–192
- Carder D (1970) Reservoir loading and local earthquakes. *Eng Geol Case Hist* 8:51–61
- Delouis B, Deverchère J, Menlikova V, Radziminovitch N, Loncke L, Larroque C, Ritz JF, 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

- Doser DI, Keller GR, Harder S, Miller KC, Dial PJ (1997) Development of a lithospheric model and geophysical data base for North Africa. Final rept. Texas Univ El Paso Dept of Geol Sci
- Gupta H (1983) Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation: a suggestion. *Bull Seismol Soc Am* 73:679–682
- Gupta H (1985) The present status of RIS investigations with special emphasis on Koyna earthquakes. *Tectonophysics* 118:257–279
- Gupta HK (2011) Artificial water reservoir triggered earthquakes. *Encycl Solid Earth Geophys*. doi:10.1007/978-90-481-8702-7
- Hainzl S, Kraft T, Wassermann J, Igel H, Schmedes E (2006) Evidence for rainfall-triggered earthquake activity *Geophys Res Lett* 33(L19303). doi:10.1029/2006GL027642
- Husen S, Bachmann C, Giardini D (2007) Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005. *Geophys J Int* 171:1126–1134
- Jiménez MJ, García-Fernández M (2000) Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res* 103(1–4):463–468
- Kissling E, Ellsworth WL, Eberhart-Phillips D, Kradolfer U (1994) Initial reference model in local earthquake tomography. *J Geophys Res* 99:19635–19646
- Klein F (2002) User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, USGS Open-File Report 02–171, vers. 1, p 123
- Kraft T, Wassermann J, Schmedes E, Igel H (2006) Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. *Tectonophysics* 424(3–4):245–258
- Legrand D, Baby P, Bondoux F, Dorbath C, Bès de Berc S, Rivadeneira M (2005) The 1999–2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in subandean Foothills. *Tectonophysics* 395:67–80
- Lin CH (2005) Seismicity increase after the construction of the world's tallest building: an active blind fault beneath the Taipei 101. *Geophys Res Lett* 32(L22313). doi:10.1029/2005GL024223
- McGarr A (1991) On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. *Bull Seismol Soc Am* 81(3):948–970
- McGarr A, Simpson D (1997) Keynote lecture: a broad look at induced and triggered seismicity. In: Gibowicz S, Lasocki (eds) *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema, Rotterdam, pp 385–396
- Nur A, Booker JR (1972) Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science* 175:885–887
- Ohtake M (1974) Seismic activity induced by water injection at Matsushiro, Japan. *J Phys Earth* 22:163–167
- Rastogi BK, Mandal P, Kumar N (1997) Seismicity around Dhamni Dam, Maharashtra, India. *Pure Appl Geophys* 150(3–4):493–509
- Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia (1992) The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. *Tectonophysics* 207(1–2):245–267
- Rivera L, Cisternas A (1991) Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull Seismol Soc Am* 80:600–614
- Roth P, Pavoni N, Deichmann N (1992) Seismotectonics of the Eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity. *Tectonophysics* 207(1–2):183–197
- Saar MO, Manga M (2003) Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood. *Oregon Earth Planet Sci Lett* 214:605–618
- Shapiro SA, Kummerow J, Dinske C, Asch G, Rothert E, Erzinger J, Kumpel HJ, Kind R (2006) Fluid induced seismicity guided by a continental fault: injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophys Res Lett* 33(L01309). doi:10.1029/2005GL024659
- Simpson DW (1976) Seismicity changes associated with reservoir impounding. *Eng Geol* 10:371–385
- Tadokoro K, Ando M, Nishigami K (2000) Induced earthquakes accompanying the water injection experiment at the Nojima fault zone, Japan: seismicity and its migration. *Geophys Res Lett* 105:6089–6104
- Talwani P (1997) On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure Appl Geophys* 150:473–492
- Torcal F, Serrano I, Havskov J, Utrillas JL, Valero J (2005) Induced seismicity around the Tous New Dam (Spain). *Geophys J Int* 160(1):144–160
- Valoroso L, Improta L, Chiaraluce L, Di Stefano R, Ferranti L, Govoni A, Chiarabba C (2009) Active faults and induced seismicity in the Val d'Agri area (Southern Apennines, Italy). *Geophys J Int* 178(1):488–502
- Vila JM (1977) Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille n 74, EL ARIA avec notice explicative détaillée (levés de Guellal S et Vila JM). Serv. Carte géol, Algérie/SONATRACH
- Vila JM (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Ph.D dissertation. Université Paris-VI (in French)
- Waldhauser F, Ellsworth WL (2000) A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault. *Bull Seismol Soc Am* 90:1353–1368

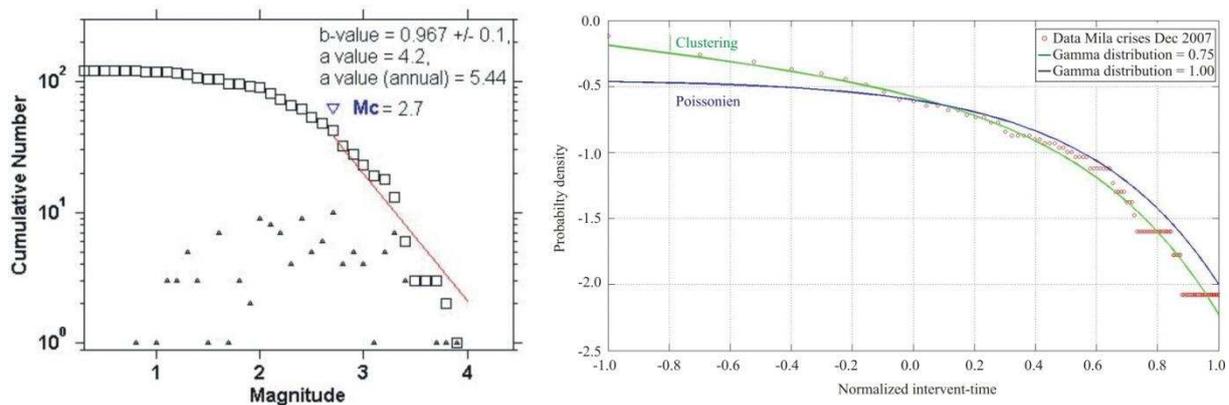
Nat Hazards (2012) 64:1855–1871

1871

- 
- Yelles AK, Boudiaf A, Djellit H, Bracène R (2006) La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Géosci* 338:126–139
- Yelles AK et al (2010) Le Projet SPIRAL: Etude de la structure profonde de la Marge Algérienne, résumé étendu, GEOMAG: first congress on the Maghreb Geology, November 10–12. Tlemcen, Algeria
- Zhong YZ, Gao C, Yun B (1997) Induced seismicity in Liaoning province, China. *Pure Appl Geophys* 150:461–472
- Zoback MD, Harjes HP (1997) Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9-km depth at the KTB deep drilling site, Germany. *J Geophys Res* 102:18477–18491

### V.3.1.2. Statistiques de la crise de Mila

L'analyse statistique de la sismicité se caractérise par des lois en puissance. Ce type de distribution se retrouve pour le taux d'événements secondaires (répliques) suivant un séisme fort (loi d'Omori) et pour l'analyse magnitude-fréquence (loi de Gutenberg-Richter). Nous aborderons chacun des deux domaines d'observation dans ce qui suit :



**Figure V.3 :** (a) (droite) Distribution de Gutenberg-Richter pour la crise de Mila en Décembre 2007 qui donne une pente de 1.0. (b) (Gauche) La représentation Log-Log du temps de récurrence de 122 évènements (la fonction Gamma) d'exposant  $\gamma=0.75$

Dans le cas de notre crise de Mila, la loi de Gutenberg-Richter représentée dans la **Figure V.3.a** donne une valeur de b moyenne égale à 1 valeur qui confirmerait la nature induite de cette sismicité. Celle-ci s'expliquerait donc par une augmentation de la pression des pores résultant de l'infiltration de l'eau pompée dans les roches diminuant la contrainte effective normale.

L'analyse de la loi d'Omori généralisée représentée dans la **Figure V.3.b** et qui donne une pente ( $\gamma = 0.75$ ) (i.e., 75% de séismes indépendants), nous confirme aussi la nature induite de cette sismicité (voir **Figure IV.3**). En effet, cette grande valeur de Gamma suggère un processus non poissonien, indiquant que le déclenchement des séismes n'est pas dû à l'interaction entre séismes, mais est contrôlé par un mécanisme forçant (fluage ou pression de fluide).

### V.3.1.3. Sismicité induite autour du barrage de Grouz et de Béni-Haroun

Dans la région de Mila, nous avons trouvé trois cas de sismicité induite ; il s'agit de la sismicité autour de barrage Grouz à Oued Athemania qui semble liée aux fuites dans le barrage et ce pour trois raisons. (1) Le premier évènement détecté coïncidait avec les

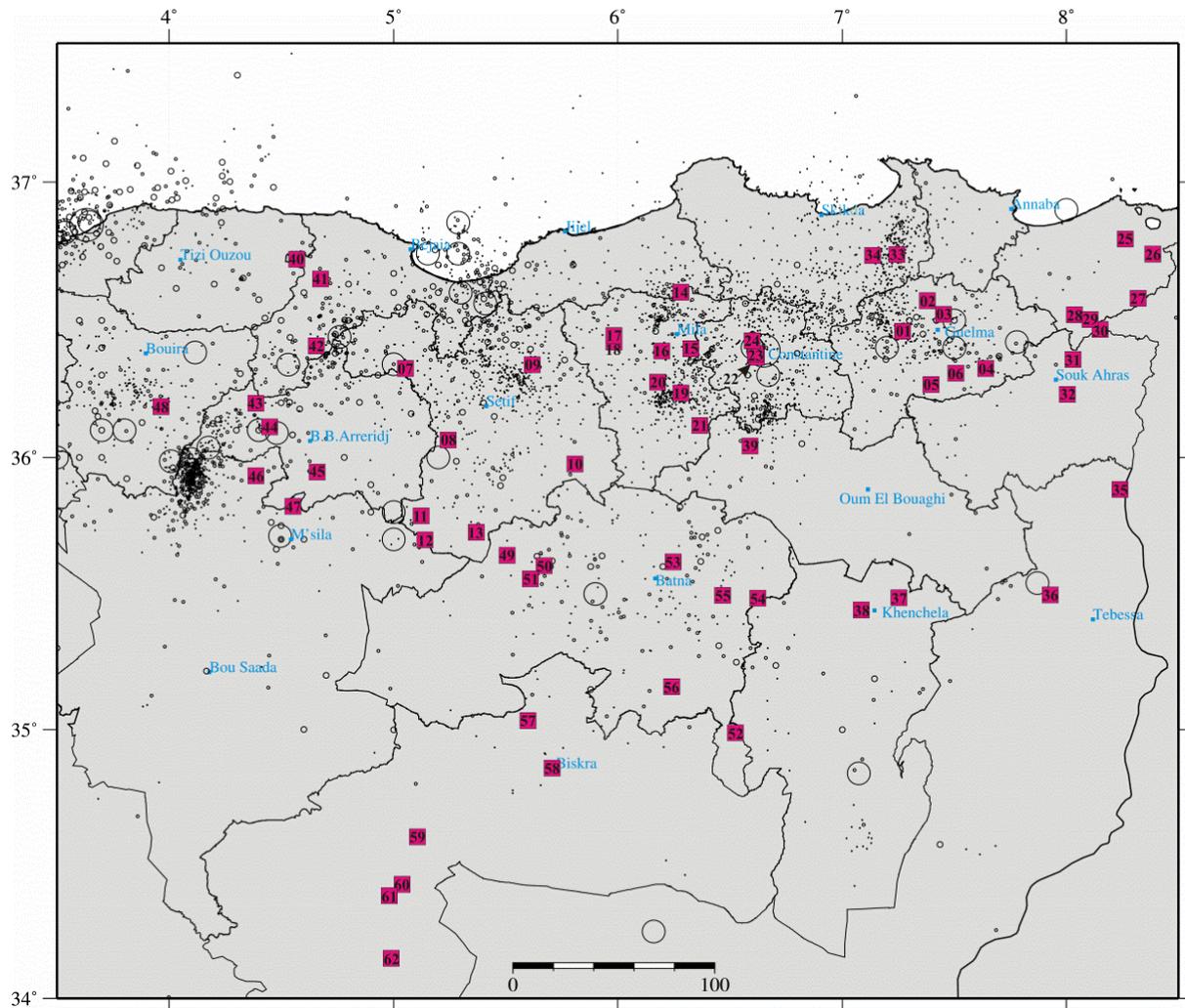
premières fuites constatées puis le nombre d'évènements a augmenté d'une façon considérable à partir de l'année 2007 où les fuites dépassaient les 200 l/s. (2) La valeur de  $b$  qui égale à 1.2. (3) La valeur de Gamma qui représente 70% de séismes indépendants (**Voir la section IV.3.5.2.a**).

Le deuxième cas constaté correspond à la crise sismique de Mila de Décembre 2007 étudiée dans la section précédent.

Le troisième cas est lié à la sismicité autour du Barrage de Béni-Haroun. Les fluctuations du niveau d'eau de ce barrage en raison de fortes chutes de pluie aurait conduit à une surcharge de la zone de remplissage déstabilisant l'équilibre des masses crustales. C'est à ce moment que se sont déclenchées de petites crises sismiques marquées par une série d'évènements. Le rééquilibrage des masses se faisant au moment où le barrage atteint sa capacité maximale (1 milliard de m<sup>3</sup>) (**Voir la section IV.3.2.1**). La valeur de  $b$  pour cette sismicité de Béni-Haroun calculée égale à 1.4 traduit ce phénomène. Il est important de noter que la région de barrage est concernée par un deuxième risque majeur qui est celui des glissements de terrain.

### **V.3.2. Les sources thermales et la sismicité**

La circulation hydrothermale est capable de générer une microsismicité, dont l'origine reste mal connue. Dans la **Figure V.4** nous présentons les principales sources thermales et les Hammams existantes de notre région d'étude ainsi que la sismicité associée à ces zones. Dans le chapitre IV, quatre exemples de sismicité induite liée aux sources thermales ont été mentionnées qui sont:



**Figure V.4 :** Carte des principales sources thermales dans la partie Nord-Est de l’Algérie avec la sismicité. Les numéros représentent les noms des sources qui sont indiqués dans le Tableau V.1

Wilaya	Commune	Hammam
Guelma	01- Hamma D’bagh	D’bagh
	02- Hammam Ouled Ali	Ouled Ali
	03- Héliopolis	Bradaa
	04- Hammam N’bails	N’bails
	05- Ain Larbi	El Mina
	06- Bouhachana	Guerfa Belhachani Assasla Erroumia Ben Tahar Ennakhla
Sétif	07- Guerguour	Guerguour
	08- Mezloug	Ouled Yelles
	09- Dehamcha	Dehamcha
	10- Hammam Esoukhna	Esoukhna
	11- Ouled Tabben	Sidi Mensour
	12- Boutaleb	Boutaleb
	13- Hamma	Hamma
Mila	14- Gueraram Goga	Béni-Haroun
	15- Ain Tinn	Ain Tinn
	16- Mila	Ouled Bouhama
	17- Ouled Achour	Ouled Achour

	18- Beni Guecha	Beni Guecha
	19- Oued Athmania	Grouz
	20- Ain Mlouk	Touama
	21- Teleghma	Teleghma Safsaf Frères Chaouch Ouled Djali
<b>Constantine</b>	22- Constantine	Salah bey
	23- Constantine	Sidi M'cid
	24- Hamma Bouziane	El Hamma
<b>El Taref</b>	25- Lac des Oiseaux	Sidi Djaballah
	26- Bouggous	Mexna
	27- Zitouna	Sidi Trad
	28- Hammam Beni Salah	Beni Salah
	29- Bouhadjar	Zatout
	30- Bouhadjar	Sidi Zid
<b>Souk Ahras</b>	31- Ouled Driss	Ouled Zaid
	32- Taoura	Tessa
<b>Skikda</b>	33- Djendel Saadi Mohamed	Oued Djendel
	34- Azzaba	Salhine
<b>Tébassa</b>	35- Ain Zerga	Sidi Yahia Elmadani
	36- Hammamet	Youks les Bains
<b>Khenchela</b>	37- Baghai	Knif
	38- Khenchela	Essalhine
<b>Oum El Bouaghi</b>	39- Ain M'lila	Ain Djid Malou
<b>Bejaia</b>	40- Aekar	Acif El Hammam
	41- Tifra	Sillal
	42- Tamokra	Sidi Yahia
<b>B. B. Arreridj</b>	43- Ouled Sidi Brahim	Biban
	44- Mansourah	Mansourah Kebira
	45- El Ach	Sed Bel-Abbès
<b>M'sila</b>	46- Hammam Dalaa	Dalaa
	47- M'sila	Belaribi
<b>Bouira</b>	48- Bordj Okhriss	Ksena
<b>Batna</b>	49- Gasbat	Guerjima
	50- Ouled Si Slimane	Ain El Hammam
	51- N'gaous	Saïda
	52- Kimmel	Chabora
	53- Fedis	Kesrou
	54- Ouled Fadel	El Bouzani
	55- Timgad	Oughendja
<b>Biskra</b>	56- Tighanimine	Ouled Aïcha
	57- El Outaya	Ain El-Ouatia
	58- Biskra	Salhine
	59- Doucen	Doucen
	60- Ouled Djellal	Ouled Djellal
	61- Sidi Khaled	Sidi Kheled
	62- Besbes	Besbes

**Tableau V.1 : Liste des Hammams**

**Le 1<sup>er</sup> exemple se situe en zone 1:** Dans cette zone on considère que la sismicité entre la ville de Sétif et Djemila est peut être de nature induite parce que : (1) liée probablement à l'activité de la faille néotectonique du Djemila qui affecte les terrains Quaternaires récents et qui liée également aux sources hydrothermales (Vila, 1980). (2) L'existence du Hammam Dehamcha (numéro 9, **Figure V.4** et **Tableau V.1**) situé sur cette faille de Djemila (2) La valeur de b qui est égale à 2.3. Des tests de laboratoire (Warren et Latham, 1970) ont montré qu'une augmentation de gradients thermiques provoque une augmentation du facteur b de 1.2 à 2.7, valeur proche de celle obtenue pour la région de Djémila.

**Le 2<sup>ème</sup> exemple se situe en zone 2 :** A l'extrémité Ouest de cette zone, au sud de Bouira où on a remarqué une concentration de la sismicité sur environ 30 km<sup>2</sup>. Cette sismicité donne une grande valeur de b (**Figure IV.19**). Ceci peut être expliqué par la circulation hydrothermale du Hammam Ksena situé proche de cette sismicité.

**Le 3<sup>ème</sup> exemple se situe entre les zones 6 et 7 :** dans la zone frontière entre la Petite Kabylie et le bassin d'Annaba se trouve la région de Azzaba marquée par une forte sismicité. Celle-ci peut être subdivisée en deux parties : Le sud d'Azzaba (entre Roknia et Azzaba), qui est peut être la continuité de la sismicité induite de Roknia. Le Nord de Azzaba dont la sismicité est peut être générée par la faille quaternaire de Djebel Safia liée aux sources hydrothermales (Vila, 1980). Sur cette faille, se trouve deux sources hydrothermales, il s'agit du Hammam Oued Djendel et du Hammam Salihine (Numéro 33 et 34 respectivement **Figure V.4**). L'analyse de la distribution de Gutenberg-Richter (**Figure IV.29.c**) confirmerait la nature induite de la sismicité autour de cette faille.

**Le 4<sup>ème</sup> exemple se situe en zone 8 :** La sismicité de la région de Roknia, située proche du bassin de Guelma peut être considérée comme induite et liée à la circulation d'eaux thermales dans le réseau de failles et fractures de cette région. Dans cette zone en effet on trouve près de 8 sources thermales qui sont : Hammam Debagh (numéro 1, **Figure V.4**) avec trois sources (Ain Chedakha, Ain Ben Nadji et Ain Echffa), Hammam Ouled Ali (numéro 2, **Figure V.4**) avec 4 sources (Station 1, 2, 3 et Bir Hammam Ouled Ali) et Hammam Bradaa (numéro 3, **Figure V.4**). Ce nombre important de sources sur une surface de 20 km<sup>2</sup> avec un nombre important de microséismes (**Figure IV.32**) suppose la nature géothermale de cette zone.

D'autre part, nous avons remarqué que l'extrémité Est de notre région représente une faible sismicité, parfois nulle malgré l'existence de nombre important de sources thermales. Donc, cela suppose que la circulation hydrothermale ne génère aucune microsismicité dans cette région.

#### **V.4. Conclusion**

Dans ce chapitre nous avons abordé pour la première fois en Algérie le phénomène de sismicité induite générée dans la région Nord-Est de l'Algérie. Cette sismicité est généralement de faible magnitude (microsismicité) (Mmax calculée ne dépasse pas 5). Deux types de sismicité induite ont été remarqués :

(1) Sismicité liée aux barrages dans région de Mila, soit liée au remplissage brusque des barrages (la sismicité autour du barrage de Béni-Haroun), soit par injection des eaux dans

le sol (cas de la sismicité du barrage Grouz et de la crise sismique de Mila en 2007). Cette sismicité nous a permis de voir comment une erreur technologique pouvait avoir des conséquences en générant une activité sismique dans une région où se situe la deuxième ville du pays et le plus grand barrage d'Algérie. Pour éviter ce type de catastrophe, il faudrait une surveillance étroite de ces barrages par une analyse mensuelle de la sismicité mais aussi par l'installation de dizaines d'accéléromètres dans différents endroits de ces barrages afin de détecter tout mouvement aussi minime soit il. Il faudrait également tenter de quantifier l'aléa généré par les glissements de terrain dans la région de barrage.

(2) Sismicité liée à la circulation d'eaux thermales dans le réseau de failles et fractures (sismicité de Djemila, El Hachimia et Azzaba-Roknia). Pour étudier ce type de sismicité, il faudrait une analyse géochimique de ces sources thermales permettant de suivre le mouvement des fluides en profondeur, ce qui représente un moyen de comprendre le fonctionnement actuel de ces structures.

---

**Chapitre VI : Séquence sismique de Béni-Ilmane (Nord-Central de l'Algérie) en 2010 : localisation et relocalisation des répliques, analyse statistique, paramètres de la source, CFF, analyse statistique et tomographie sismique**

---

- VI.1. Introduction**
  - VI.2. La séquence sismique de Béni-Ilmane (Nord-Central Algérie) en Mai 2010 (Article)**
  - VI.3. Statistiques de cette séquence**
  - VI.4. Etude des paramètres de la source du séisme de Béni-Ilmane en Mai 2010**
    - VI.4.1. Acquisition et méthode de l'analyse**
      - VI.4.1.1. Instruments et traitement des données
      - VI.4.1.2. Estimation de paramètres de la Source
    - VI.4.2. Résultats**
  - VI.5. Variation de contraintes statiques suite à la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010**
    - VI.5.1. Changement de la contrainte de Coulomb sur une faille spécifiée**
    - VI.5.2. Changement de la contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées**
  - VI.6. Tomographie sismique de la région de la séquence de Béni-Ilmane en 2010 (Article)**
  - VI.7. Conclusions**
-

## VI.1. Introduction

Ce chapitre est consacré à étudier la séquence sismique qui a frappée en 2010 la région de Béni-Ilmane précisément dans la zone de transition entre les monts du Hodna orientés NO-SE et la chaîne des Bibans orientée E-O. Cette séquence est marquée par le nombre important des répliques (environ 25 000 pendant une semaine) et par l'occurrence d'une série de trois séismes modérés ( $M_d \geq 5$ ) commençant par l'évènement du 14 mai ( $M_d 5.2$ ) suivi de deux autres chocs après deux et neuf jours respectivement.

Cette étude est divisée en trois parties dont la première se présente sous forme d'article scientifique publié dans la revue **PAGEOPH** et la troisième dans la revue **SpringerPlus**:

- La première partie correspond à une analyse de l'évènement avec ses caractéristiques ainsi que ses effets sur le bâti et sur le sol. Nous présentons également l'évolution spatio-temporelle des premiers 1406 évènements qui se sont produits. Enfin nous présentons les 1403 évènements relocalisés avec les mécanismes aux foyers pour 18 évènements de  $M \geq 4$ , ainsi que les segments de failles à l'origine de cette séquence.

- Dans la deuxième partie, nous poursuivons l'analyse de ce séisme par l'étude spectrale des ondes de volume afin de calculer les paramètres de la source, notamment le moment sismique ainsi que les magnitudes de moment utilisées comme données de base pour calculer la CFF. Cette dernière est étudiée, pour comprendre la séquence des trois chocs importants de  $M \geq 5$  ainsi que la séquence des répliques associées. Pour cela, nous présentons l'effet de la variation des contraintes statiques de Coulomb occasionnée par le premier choc (faille source) sur le déclenchement des deux autres chocs (failles cible) ainsi que l'effet causé par ces trois chocs à la fois, pour déterminer les zones chargées où probablement de futurs séismes pourront être déclenchés. En second lieu, nous présentons le calcul du changement de la contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées.

- Dans la dernière partie, et afin de comprendre les structures crustales de la région de Beni-Ilmane, nous effectuons une inversion tomographique qui utilise la détermination simultanée de la distribution des vitesses P et S ainsi que la relocalisation des répliques.

## VI.2. The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010 (Article)

## The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

A. K. YELLES-CHAOUCHE,<sup>1</sup> I. ABACHA,<sup>1</sup> F. SEMMANE,<sup>1</sup> H. BELDJOUDI,<sup>1</sup> and H. DJELLIT<sup>1</sup>

**Abstract**—Starting on 14 May 2010 and lasting several months, the village of Beni-Ilmane (Msila District, North-Central Algeria) and its surroundings were struck by an important seismic crisis marked by three successive moderate shocks ( $5.0 \leq M_d \leq 5.2$ ). This sequence of events caused severe damage in the Beni-Ilmane village and in the epicentral area. The poor quality of masonry construction and the cumulative effects of the large number of aftershock events played a key role in the destruction. To follow this earthquake sequence, 11 temporary seismic stations, in addition to the permanent stations of the Algerian seismic network, were deployed in the region. A representative set of well located aftershocks in the period of maximum activity (lasting 18 days) were selected. The horizontal distribution of the aftershocks shows two main earthquake clusters located near Beni-Ilmane village, one cluster oriented E–W and the other oriented NNE–SSW, crossing the first cluster at its eastern tip. The aftershocks distribution suggests that the three main shocks ruptured two distinct and adjacent fault segments of about 8 km length. The focal mechanisms of the first and third events, located in the NNE–SSW cluster, show near-vertical left-lateral strike-slip fault planes. In the second cluster, oriented E–W, focal mechanisms show a high-angle reverse fault. A field survey, initiated immediately after the first main shock, identified surface fissures generated by the three largest events in the sequence. The fissures, concentrated in a narrow area at the western termination of the NE–SW Jebel Choukchot anticline (location of Beni-Ilmane village), showed several orientations which were mainly related to gravity instabilities. The 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, located in the Bibans–Hodna Mountains transition zone, demonstrates that the Tellian Atlas–High Plateaus border region is an active seismic zone marked by moderate and possibly strong earthquakes; thus, a reevaluation of the seismic hazard in the region is needed.

**Key words:** Beni-Ilmane, Tellian chain, earthquake sequence, strike-slip fault, high-angle reverse fault.

### 1. Introduction

On 14 May 2010 at 12 h 29 min GMT, a moderate earthquake of magnitude  $M_d$  5.2 struck the

region of Beni-Ilmane, a small village located about 200 km southeast of Algiers (the capital of Algeria) along the southern flank of the Bibans Mountains (Fig. 1). The earthquake resulted in three fatalities and 170 injured. In the epicentral area, the main shock caused substantial damage to houses and local infrastructures, such as schools and new buildings. The earthquake was the second destructive historic event to hit the same village, the first occurring 50 years earlier in February 1960 ( $M$  5.6) (BENHALLOU 1985; BENOUAR 1994). Two days after the first event, on 16 May 2010 at 06 h 52 min GMT, a second moderate earthquake ( $M_d$  5.0), close to the first one, shook the region. Then, a third event of  $M_d$  5.0 happened again on 23 May 2010 at 13 h 28 min GMT, a few kilometers from the two previous ones (Fig. 1b).

The 2010 Beni-Ilmane shock sequence is characteristic of the known moderate seismic activity in northern Algeria, related to the convergence of the African and Eurasian plates. Eleven other moderate earthquakes of approximately magnitude 5 have occurred in the Atlasic region during the past ten years. These events have occurred mainly in the Tellian region, as well as in the High Plateau region (such as the  $M_d$  5.2 Djelfa earthquake in 2006) and in the region of the south Atlasic flexure (such as the  $M_d$  5.1 earthquake in 2006, north of the El-Oued city) (YELLES *et al.* 2006). Information from these recent events has yielded new insights of active fault tectonics of these areas. The last two events occurred at El-Marsa and Beni Haoua ( $M_d$  5.0) in 2012 (YELLES *et al.* 2012, CRAAG field reports), north of the El Asnam Fault region (west-central Algeria).

It is well established that the most active zone in northern Algeria remains the coastal part of the Tellian chain where the most important earthquakes happened during history as the one of Boumerdes of

<sup>1</sup> Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique, CRAAG, BP 63 Bouzaréah, Algiers, Algeria. E-mail: a.yelles@craag.dz

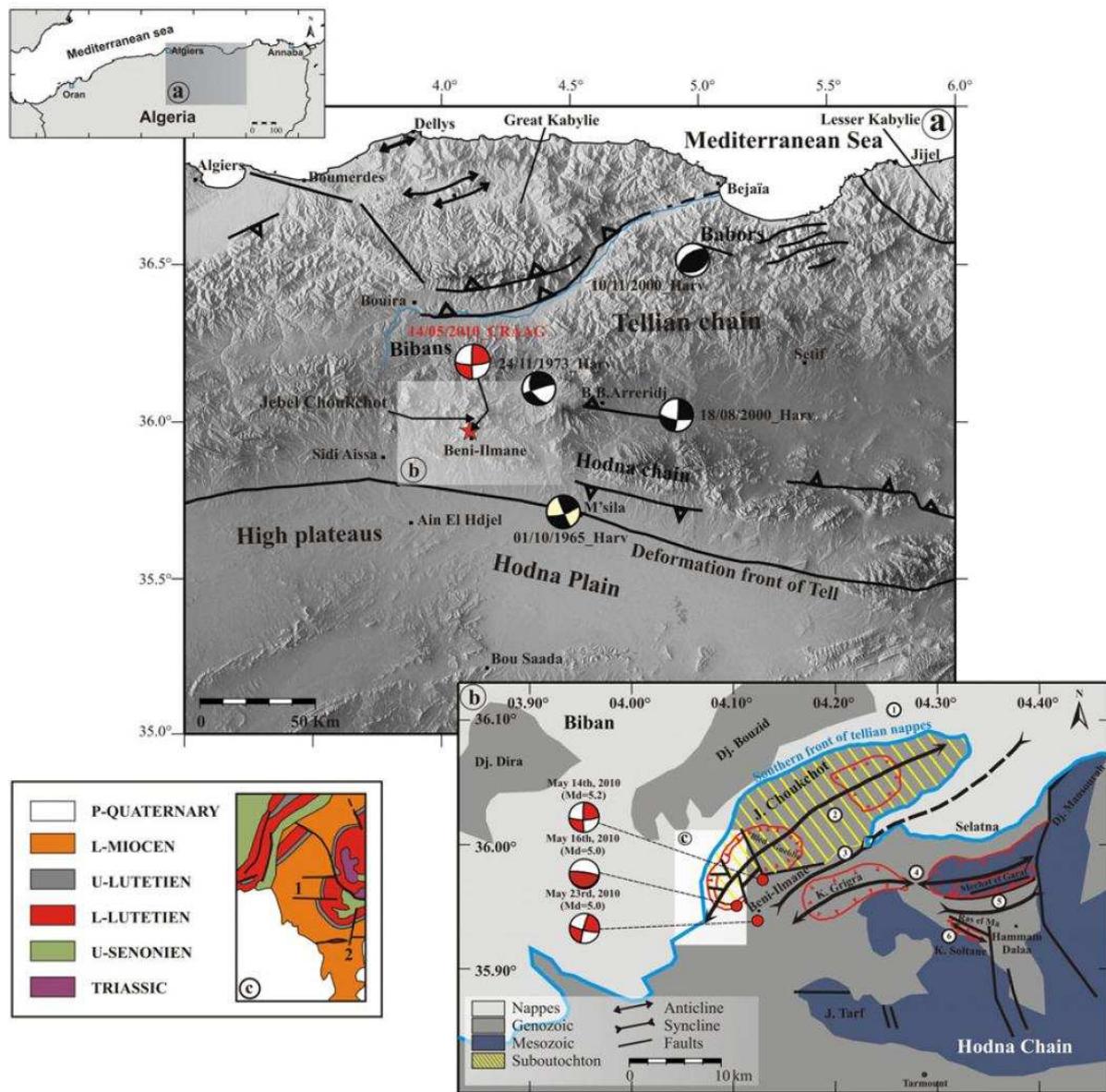


Figure 1

Seismo-tectonic context of the 2010 Beni-Ilmane seismic sequence. **a** Seismo-tectonic map of the central part of the Tellian chain, showing the main active structures in the study area (modified from BODIAF 1996; MEGHRAOUI 1988). The focal mechanism of the first shock (red star) shows a strike-slip fault origin, consistent with previous earthquakes in adjacent regions. **b** Tectonic map of the study area, showing the focal mechanisms of the three main events (modified from the tectonic map of BALDINI 1966). **c** Geology of the epicentral area, showing the main structural lineaments (modified from CHEVILLY *et al.* 1965)

May 2003 (YELLES-CHAOUCHE *et al.* 2003; BOUNIF *et al.* 2004). This could be explained by the likely existence of an incipient subduction zone along this coastal region in its central and eastern part (YELLES *et al.* 2009). In the southern part of the Tellian chain, far from the collision process, seismicity is relatively

low as no major events were reported in the historical catalogues (BENHALLOU 1985; MOKRANE *et al.* 1994). However, since the recent installation of the new digital seismological network of Algeria, more seismic activity has been recorded in this region. Up to now, events have been in general minor and are

mostly concentrated along the transition zone between the Tellian chain and the High Plateaus. This could indicate the existence of several important faults in this zone that are interesting to investigate.

In general, seismicity in northern Algeria is generated by reverse faulting associated with the several massifs of the Tellian chain or the Neogene basins such as the Cheliff and Mitidja basins (MEGHRAOUI 1988). Active faults are mainly oriented NE–SW in the west and central parts of Algeria, and are related to a compressive stress regime associated with convergence of the main African and Eurasian plates. Transpressive faults characterize eastern Algeria, such as that associated with the 1985 Constantine earthquake (BOUNIF *et al.* 1987) or in the region of Guelma (YELLES *et al.* 2006).

The occurrence of the moderate 2010 Beni-Ilmane events ( $5.0 \leq M_d \leq 5.2$ ) and their disastrous effects give for the first time the opportunity to analyze a seismic sequence happening in the southern part of the Tellian region between the Bibans and Hodna mountains. We present here the main results of our seismic data analysis taking into account the tectonic context of the region.

This study allows for the first time to enhance our knowledge of the Beni-Ilmane region seismicity studied previously through the historical event of 1960. The occurrence of the Beni-Ilmane sequence demonstrated that seismic risk in the southern part of the Tellian Atlas is still high and should be investigated more thoroughly.

## 2. Tectonic Setting

The Beni-Ilmane earthquake occurred in the northern region of Algeria more precisely in the transition zone between the Bibans and Hodna Mountains, one of the main southern geological massifs of the Tellian chain (Fig. 1a) (OBERT 1981). In this particular area, the Tellian Chain orientation changes from NE–SW to WNW–ESE. On the other hand, the Beni-Ilmane region is located in the transition zone between the Tell and the High Plateaus where the topography is rather flat and where the seismic activity is lower than the northern region.

From the geological point of view, the epicenter of the Beni-Ilmane event is situated in the Jebel Choukchot (zone 2 in Fig. 1b), a NE–SW massif located south of the nappe front, in the southern part of the Bibans massif composed of Cretaceous material covered in unconformity by lower Miocene formations (BALDINI 1966). The Cretaceous appears as windows in the lower Miocene formations by two anticlines (Kef Soumar and Bled Gueblia), strongly faulted and flexured (zone 3 in Fig. 1b). Furthermore, this subautochthonous Miocene of the Jebel Choukchot thrusts the autochthonous lower Miocene. In its western tip which corresponds to the epicentral area, the anticline is crosscut by several near EW and NS faults (Fig. 1c).

Towards the South, the syncline of Beni-Ilmane faces the Jebel Choukchot. It is marked in its NE extension by the existence of a nappes unit called the Selatna tongue. More south and parallel to the ridge of the Jebel Choukchot, the anticline of Koudiat Grîga and Mechat el Garf limits the syncline (zone 4 in Fig. 1b). This latter anticline appears less deformed than the Choukchot one. Towards the High Plateaus, the Ras El Ma syncline (zone 5) is bounded in its southern flank by the Koudiat Soltane anticline with an orientation NW–SE (zone 6). Finally, one can observe that the influence of the Tellian tectonics is more significant in the north and diminishes gradually to the south.

## 3. Historical Seismicity

To understand the context of the Beni-Ilmane earthquake in the low to moderate level of seismic activity of the Biban–Hodna transition region, it is important to refer to catalogue listings of prior seismic events (ROTHÉ 1950; ROUSSEL 1973; BENHALLOU 1985; BENOUAR 1994; MOKRANE *et al.* 1994). From their study, we remark that a low number of seismic events have occurred in the Beni-Ilmane region during the past two centuries. However, we have to add that prior to the French occupation of Algeria in 1830, no archives are available. Among the historical events, three main ones drew our attention due to their proximity to the study area and their location in the same tectonic environment.

The first historically recorded event occurred on 24 June 1910 at 13 h 27 min GMT in the region of Masqueray (now Sour El Ghozlane), a village located in the Bibans Mountains about 90 km northwest of Beni-Ilmane village (Fig. 2). This 6.4 magnitude event resulted in 81 fatalities, hundreds injured, and many homeless. The maximum intensity was estimated at VIII on the MSK scale (BENOUAR 1994).

The second large historical earthquake, which occurred on 21 February 1960, was of magnitude  $M$  5.6. This earthquake is of particular interest because it appears close to the 2010 Beni-Ilmane event, as it has the same macro-seismic epicenter, close to Melouza (now Beni-Ilmane). This event generated the same macro-seismic effects, and its maximum intensity was VIII (MSK) (BENOUAR 1994). The earthquake, which was felt as far away as Algiers, resulted in 47 deaths and 129 injured; it destroyed about 600 houses and made about 4,900 persons homeless. The earthquake produced severe small landslides and rock falls. Large fissures were

also reported. No indications on the active structure were proposed by BENOVAR (1994) in its study.

The third historical event, of  $M$  5.5, occurred on 1 January 1965 in Msila, located about 50 km southeast of the Beni-Ilmane region. The Msila region seems to be the most active one as several earthquakes have occurred recently close to this city.

The occurrence of several historical seismic events in the Beni-Ilmane region, which is approximately 100 km from the coastline, demonstrates that the region between the Tellian Atlas and the High Plateaus is undergoing active deformation that it is important to investigate.

4. Main Shocks

The first shock ( $M_d$  5.2) occurred on Friday May 14th, 2010 at 12 h 29 min (GMT). It was located by the Algerian digital seismic network (ADSN) at 4.13°E longitude and 35.97°N latitude, 3 km north-east of

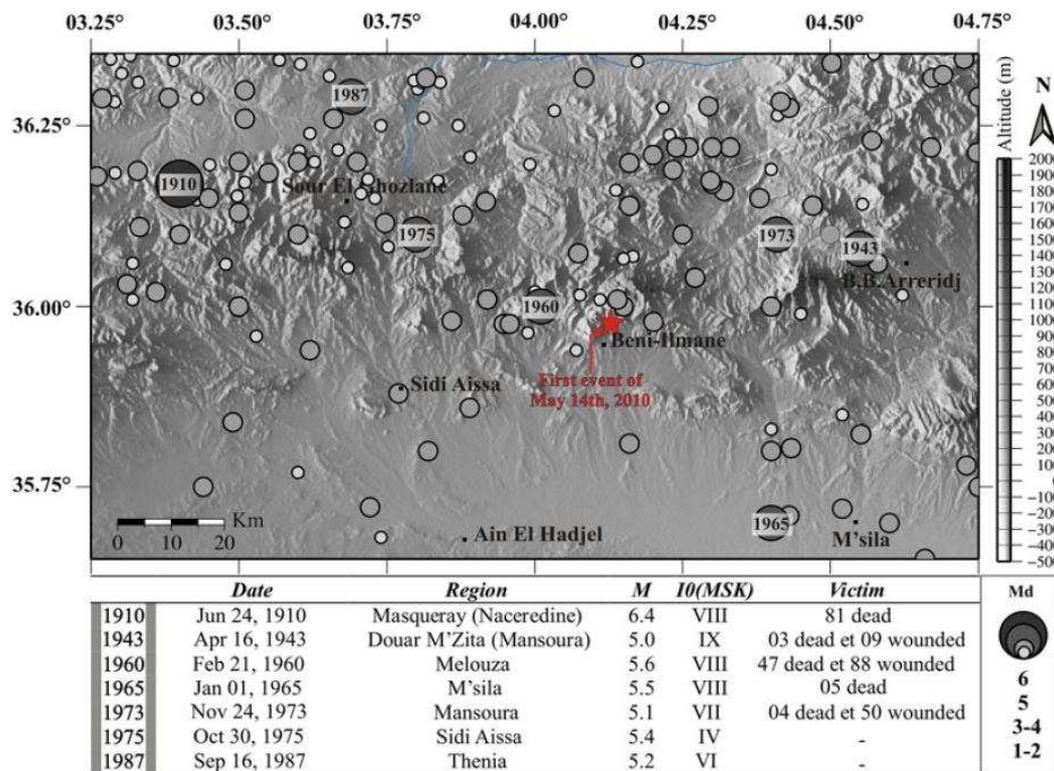


Figure 2  
Seismic map of the study area for the period from 1900 to 13 May 2010

## The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

Beni-Ilmane (Fig. 1), the nearest village where the population strongly felt the event and where the maximum intensity was observed. The location epicentre presented by the foreign seismological observatories (e.g., INGV, USGS and CSEM) is distant many kilometres away from the one suggested by this study (Table 1). The first shock with an estimated depth of 8 km (Table 1) is characteristic of the superficial seismicity of northern Algeria. Its focal mechanism was calculated by using P-wave first motion polarities detected on the vertical component of each recording station of the ADSN. It shows a strike slip faulting (nodal planes oriented at N 180° and N 89°), consistent with the compression axis sigma 1 direction in the north of Algeria. It is also in agreement with the ones determined by the other foreign Institutes except the IGN one which displays a reverse faulting (Table 2).

The second shock ( $M_d$  5.0) occurred on Saturday 16 May 2010 at 06 h 52 min GMT. The shock occurred 4 km southwest of the first shock, at 35.95°N latitude and 4.10°E longitude, at a depth of 7 km (Fig. 1b; Table 1). The focal mechanism shows reverse faulting with nodal planes oriented at N 279° and N 72° (Table 2).

A third shock ( $M_d$  5.0) struck the region on 23 May 2010 at 13 h 28 min GMT, 4.5 km south of the first shock at 35.94°N latitude and 4.12°E longitude,

at a depth of 5 km (Fig. 1b; Table 1). The focal mechanism shows strike-slip faulting on the nodal planes, which are oriented at N 195° and N 104° (Table 2).

### 5. Macro-Seismic Effects of the First Shock

The main shock of the Beni-Ilmane event occurred during the Friday prayer (13 h 29 min local time). At this time, most of the inhabitants were either in the mosque or at home. Even though the earthquake caused great panic, by chance, few deaths occurred in regards to damage.

A few hours after the event, a scientific team of the Centre of Research in Astronomy, Astrophysics, and Geophysics (CRAAG, Algeria), moved onsite to install a temporary seismic network and to conduct field investigations. In the epicentral area, a variety of effects of the shocks were observed as destruction of buildings, surface cracks, small landslides, and water level changes in wells.

Onsite observations also revealed that Beni-Ilmane and the three nearby villages of Ouanougha, Samma and Bendaoud (Fig. 3a) were the most affected by the earthquake. In the epicentral area, three persons died at home due to the destruction of

Table 1

*Locations and magnitudes of the three main shocks, as determined by different seismological observatories*

	Agencies	Location			H0	Magnitude
		Lat (°N)	Long (°E)	Depth (Km)		
First shock May 14th, 2010	EMSC	35.90	4.12	02.00	12 h 29 min 22.30 s	$m_b = 5.2$
	ETHZ	35.88	4.14	18.00	12 h 29 min 23.30 s	$M_w = 5.4$
	GCMT	35.90	4.14	12.00	12 h 29 min 25.50 s	$M_w = 5.3$
	IGN	35.92	4.14	–	12 h 29 min 23.01 s	$M_w = 5.1$
	INGV	36.02	4.21	10.00	12 h 29 min 28.40 s	$M_w = 5.4$
	This study	35.97	4.13	08.18	12 h 29 min 20.92 s	$M_d = 5.2$
Second shock May 16th, 2010	EMSC	35.84	4.05	02.00	06 h 52 min 41.10 s	$M_w = 5.0$
	ETHZ	35.84	4.05	–	–	$M = 5.1$
	GCMT	35.97	4.19	12.00	06 h 52 min 43.10 s	$M_w = 5.1$
	INGV	35.88	3.99	10.00	06 h 52 min 42.60 s	$M_w = 5.0$
	This study	35.95	4.10	07.45	06 h 52 min 41.91 s	$M_d = 5.0$
	Third shock May 23rd, 2010	EMSC	35.86	4.10	10.00	13 h 28 min 17.70 s
ETHZ	35.84	4.12	18.00	13 h 28 min 17.90 s	$M_w = 5.2$	
GCMT	35.88	4.17	12.00	13 h 28 min 20.30 s	$M_w = 5.2$	
IGN	35.92	4.14	–	13 h 28 min 17.00 s	$M_w = 5.0$	
INGV	35.91	4.08	12.00	13 h 28 min 18.70 s	$M_w = 5.2$	
This study	35.94	4.12	05.72	13 h 28 min 15.49 s	$M_d = 5.0$	

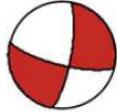
Table 2

*Focal mechanisms of the three main shocks, as determined by different seismological observatories*

	Solutions	Nodal plans	Strike (°)	Dip (°)	Slip (°)	Focal mechanisms
First shock	This study	Plan 1	180	86	15	
		Plan 2	89	75	175	
	GCMT	Plan 1	83	85	167	
		Plan 2	174	77	5	
	EMSC	Plan 1	83	79	-166	
		Plan 2	350	77	-11	
	INGV	Plan 1	82	88	-148	
		Plan 2	351	58	-3	
	ETHZ	Plan 1	85	60	-173	
		Plan 2	352	84	-29	
	IGN	Plan 1	260	59	42	
		Plan 2	146	44	78	
Second shock	This study	Plan 1	279	82	94	
		Plan 2	72	9	64	
	GCMT	Plan 1	245	50	128	
		Plan 2	14	53	53	
EMSC	Plan 1	38	35	91		
	Plan 2	217	55	89		
INGV	Plan 1	45	35	104		
	Plan 2	209	56	80		
Third shock	This study	Plan 1	195	85	10	
		Plan 2	104	80	175	

The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

Table 2  
*continued*

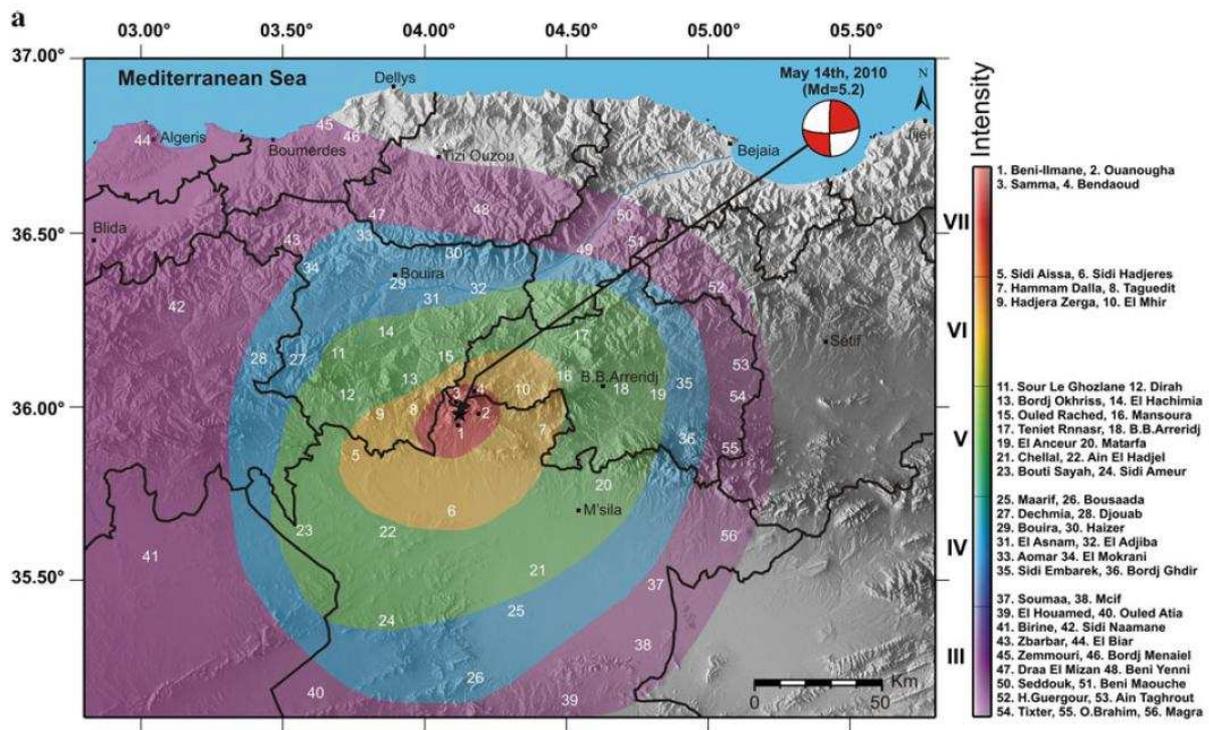
Solutions	Nodal plans	Strike (°)	Dip (°)	Slip (°)	Focal mechanisms
GCMT	Plan 1	101	63	165	
	Plan 2	199	76	28	
EMSC	Plan 1	13	73	-1	
	Plan 2	103	89	-163	
INGV	Plan 1	104	75	-166	
	Plan 2	10	76	-15	
ETHZ	Plan 1	99	63	165	
	Plan 2	196	77	27	
IGN	Plan 1	153	47	101	
	Plan 2	317	44	78	

their houses. Hundreds of houses were affected, by collapsed roofs, or fallen walls and chimneys. In general, the most damaged buildings were old houses built with low-quality local materials (Fig. 3b). A final report provided by the local authorities a few months later, indicates that 481 houses had been partially or totally destroyed and 1,256 other houses were damaged. It is important to note that some modern houses and buildings were also affected by the quake. In Beni-Ilmane, severe cracks were observed on the outside walls of the new central mosque. The recently opened high school was forced to close for several weeks because of damage to classrooms. In Ouanougha village, 8 km east of Beni-Ilmane village, several private houses were evacuated after the earthquake. Similar effects were observed in the villages of Bendaoud and Samma, located north of Beni-Ilmane village.

Field effects were mainly concentrated north of Beni-Ilmane, along the two close Kherrat and Choukchot Jebels whereas only a few surface breaks were observed towards the south. Along the road

between Beni-Ilmane and Ouanougha (formerly Melouza), a large rockfall affected the Jebel Kherrat summit (Fig. 4d). Many surface ruptures were observed, mainly orientated N-S to NNW-SSE and E-W to ENE-WSW (Fig. 4c, e, f). The most spectacular fissures were observed near the village of Melouza (the former administrative center, which is situated 2 km north of the actual village of Beni-Ilmane); these open fractures, oriented NS with average width of 0.5 m, were mostly related to gravity effects (Fig. 4c). Observations along the southern flank of the Jebel Choukchot showed ground fissures of hundreds of meters in length and oriented NE-SW, most of which were related to gravity instabilities (Fig. 4e). Details of these surface fissures were described by ZAZOUN *et al.* (2012).

Based on the field observations, the intensity in the epicentral zone was estimated as VII (EMS-98). Outside the epicentral area, the effects were less pronounced (Fig. 3a). The complexity of the isoseismal map is related to the occurrence and locations of the three main shocks (Fig. 3a).



**Figure 3**  
**a** Isoseismal map (EMS-98) of the Beni-Ilmane seismic sequence. A maximum intensity of  $I_0 = VII$  was attributed to the epicentral zone.  
**b** Damage to buildings in Beni-Ilmane village

*6. Seismic Network and Data Acquisition*

A few hours after the first main shock, a temporary seismic network of eleven three-component short-period temporary stations were deployed in the epicentral area in addition to the permanent station of the Algerian seismic network (Fig. 5). The network recorded a large number of low-magnitude earthquakes, enabling tighter constraints on hypocenter locations. The mean inter-station distance between temporary stations was approximately 10 km. A few days later, the geometry of the temporal network was

slightly rearranged to improve the signal-to-noise ratio.

Two sets of stations belonging to CRAAG were utilized: nine Geodevice EDAS-24IP digitizers coupled with 1-Hz Geodevice FSS-3 sensors (Chinese products) and two Q330 digitizers coupled with 1-Hz SS-1 sensors (Kinometrics). All stations were equipped with solar panels. A sampling rate of 100 sps was selected, and a GPS antenna ensured a time accuracy of 2 ms. The temporary network was deployed for 5 months, during which time intensive activity was recorded (thousands of events). The recording periods

The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

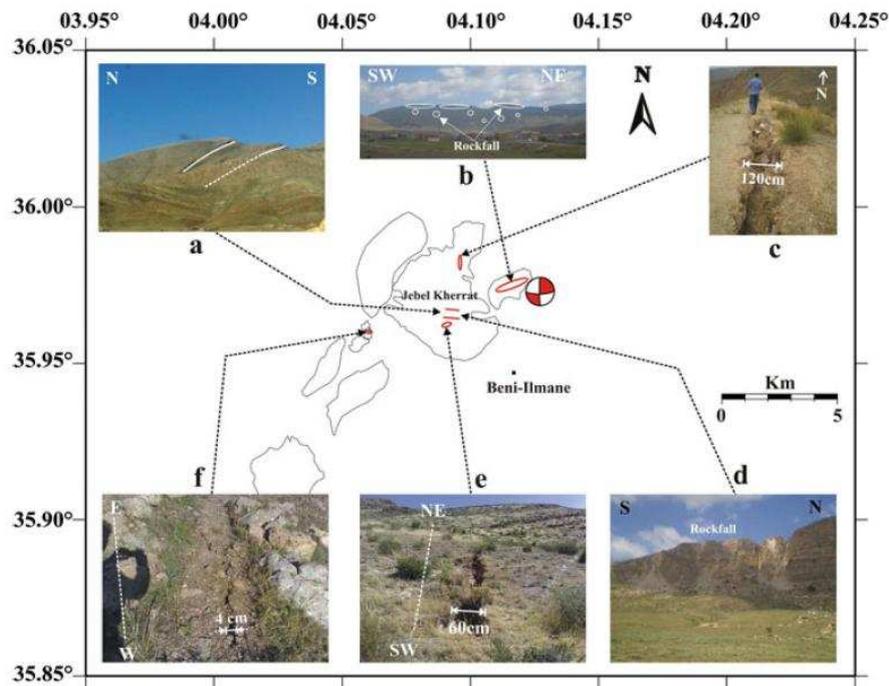


Figure 4

Gravity instabilities in the epicentral area. **a** The Jebel Kherrat near Beni-Ilmane. **c** Open fissures with a N 00° orientation, occurring in weak areas of vertical stratification. **b** and **d** Rockfalls in the Jebel Kherrat. **e** and **f** Large open fissures

at each site are summarized in Fig. 5. The permanent seismic stations used in this study consisted of Geodevice BBVS-60 s and Streckeinsen STS-2 broadband sensors coupled to Geodevice EDAS-24IP and Q330 digitizers, respectively, as well as 1-Hz SS-1 sensors coupled to Q330 digitizers (Fig. 5).

## 7. Data Processing and Analysis of Aftershocks

### 7.1. Data Processing and Velocity Modeling

In order to locate our seismic data and as no local velocity model existed for this region, the three published regional velocity models (DOSER *et al.* 1997; SWEENEY and WALTER 1998; Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia 1992) (Table 3) used by SEMMANE *et al.* (2012) to locate earthquakes in the Mila region was firstly of our interest because the vicinity of the two regions. Unfortunately, no significant results were obtained. Finally, in order to build our own 1D velocity model, the trial-and-error approach methodology was used. Then, a first set of

2,229 reliable events (selected from their record by a minimum of five stations) was chosen as a first input to the earthquake location program HYPO 2000 (KLEIN 2002). Taking into account the selected parameters of an azimuthal gap  $<180^\circ$ ; horizontal error (ERH)  $<1$  km and vertical error (ERZ)  $<2$  km, the most reliable velocity model which consists of five layers with P-wave velocities varying from 3.5 to 8.0 km/s and depths ranging from 0 to 30 km (see Table 3) demonstrates that only 1,406 events among the 2,229 events agree with the previous criteria. This new subset of events was taken into account for our analysis. These events are termed 'accurately located events'.

#### 7.1.1 Aftershocks Distribution

To study the spatio-temporal evolution of the Beni-Ilmane aftershocks, three periods have to be considered based on the dates and times of the three large main shocks that occurred during the earthquake sequence. The location errors for these events summarized in Table 4 and obtained from Hypo 2000

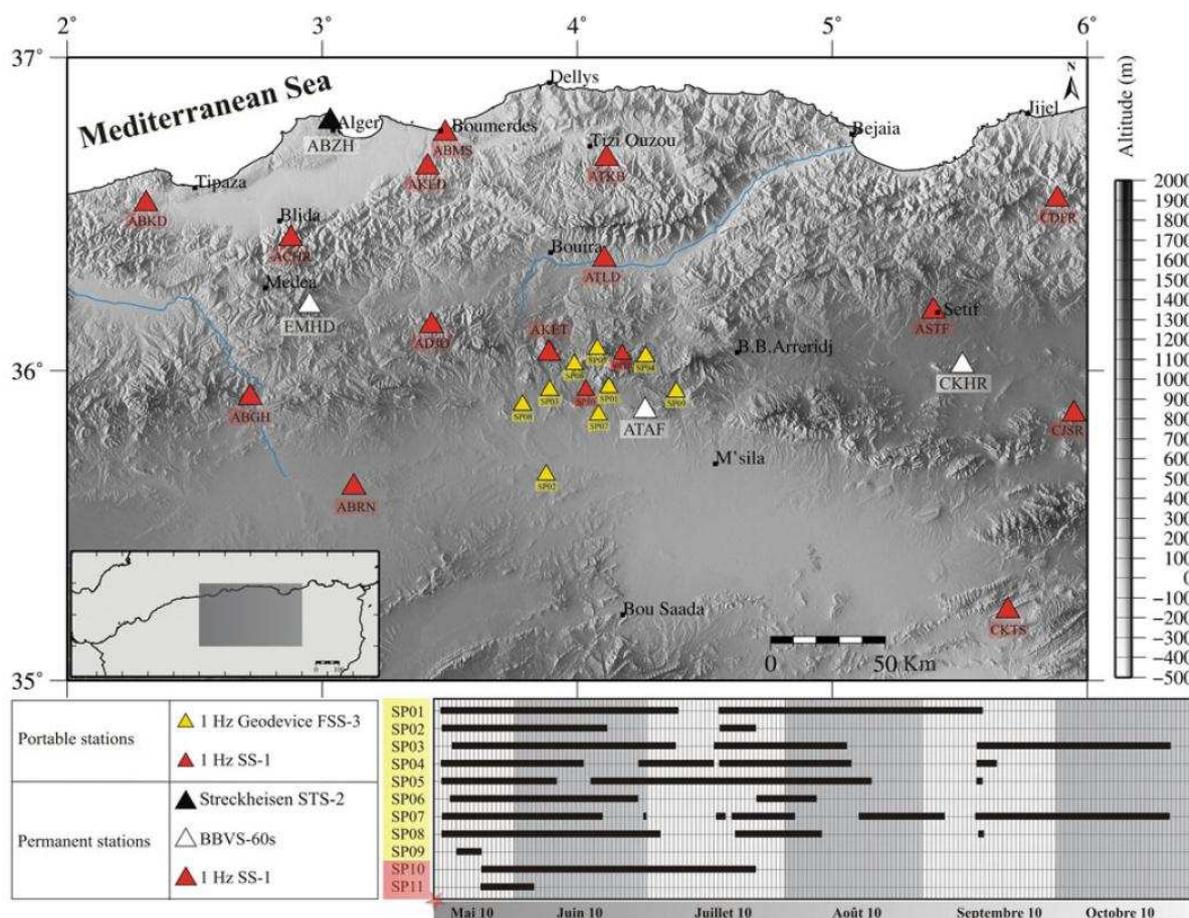


Figure 5  
Seismic networks and operating times of stations

calculations are an indicator of the reliability of the position of the several shocks.

In the first period from May 14th at 12 h 29 min (date and time of the first shock) to May 16th at 06 h 52 min (second shock) 118 events occurred (red color in Fig. 6). During this period, the temporary network was not entirely installed. Taking into account the errors range for the location, the aftershocks events appear relatively diffuse without clear preferential trends. However, a first NE–SW trend of four events of ( $M > 4$ ) including the first shock could be observed. In addition, two small clusters could be evidenced west and south of the first shock (inset in Fig. 6).

The second period, from 16 May at 06 h 52 min (the date and time of the second shock) to 23 May at 13 h 28 min (the date and time of the third shock),

includes 697 events (indicated in yellow in Fig. 6). During this period, analysis of the epicenters distribution shows two main clusters. (Fig. 6, inset, in yellow color). The first one with an extent of about 12 km presents an E–W trend and is located north of the second large shock. The second cluster located south of the second large shock is smaller and more diffuse than the first cluster.

The third period, from 23 May at 13 h 28 min (the date and time of the third shock) to 31 May at 23 h 59 min, integrates 591 events (indicated in green in Fig. 6); during this period, two main clusters are clearly present, one extending in an E–W direction and the other extending NNE–SSW. During this last period, some aftershocks continue to occur on the E–W fault segment; however, most happen on the NNE–SSW fault segment.

## The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

Table 3

Summary of the 1D velocity models for the North Maghreb region

Velocity model	Depth (km)	Thickness (km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Density ( $g/cm^3$ )
EGT85, (1992)	0.00	3.00	4.45		
	3.00	1.00	5.00		
	4.00	6.00	5.40	–	–
	10.0	15.0	6.05		
	25.0		8.10		
DOSER <i>et al.</i> (1997) MAL station	0.00	3.00	4.80	2.8	2.3
	3.00	9.00	6.20	3.5	2.8
	12.0	18.0	6.90	3.9	3.0
	30.0		7.80	4.5	3.3
TOL & PTO stations	0.00	1.00	4.80	2.8	2.3
	1.00	16.0	6.20	3.5	2.8
	17.0	18.0	6.90	3.9	3.0
	35.0		7.80	4.5	3.3
SWEENEY and WALTER (1998)	0.00	0.50	2.50	1.10	2.10
	0.50	0.50	4.00	2.10	2.40
	1.00	11.0	6.00	3.40	2.70
	12.0	12.0	6.60	3.70	2.90
	24.0	10.0	7.20	4.00	3.10
This study	34.0		8.20	4.63	3.40
	0.00	2.00	3.50	2.00	
	2.00	2.00	4.40	2.50	
	4.00	6.00	5.20	3.00	–
	10.0	20.0	6.00	3.40	
	30.0		8.00	4.60	

Table 4

Location errors (*Hypo 2000*), where RMS is root-mean-square travel-time residual, ERH is the horizontal location error and ERZ the depth error

Period	Number of events	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)
Between the first and the second shock	118	42 events < 0.05	07 events $\leq$ 0.5	21 events $\leq$ 0.5
		0.05 < 46 events $\leq$ 0.1	0.5 < 111 events $\leq$ 1	0.5 < 72 events < 1
		0.1 < 30 events $\leq$ 0.15		1 < 17 events < 1.5
Between the second and the third shock	697	118 events < 0.05	163 events $\leq$ 0.5	50 events $\leq$ 0.5
		0.05 < 354 events $\leq$ 0.1	0.5 < 534 events $\leq$ 1	0.5 < 432 events $\leq$ 1
		0.1 < 225 events $\leq$ 0.15		1 < 157 events $\leq$ 1.5
After the third shock	591	09 events $\leq$ 0.05	306 events $\leq$ 0.5	82 events $\leq$ 0.5
		0.05 < 231 events $\leq$ 0.1	0.5 < 285 events $\leq$ 1	0.5 < 474 events $\leq$ 1
		0.1 < 351 events $\leq$ 0.15		1 < 29 events $\leq$ 1.5
				1.5 < 06 events $\leq$ 2

In summary, during the three periods relative to the occurrence of each main shock, two main aftershock clusters can be distinguished: one oriented in an E–W direction and containing the second main shock, and the other oriented NNE–SSW and containing the first and third main shocks.

### 7.1.2 Aftershock Relocation

To obtain a sharper and more detailed image of the two clusters, the event data were relocated by applying the widely used Hypo double-difference algorithm (WALDHAUSER and ELLSWORTH 2000). We

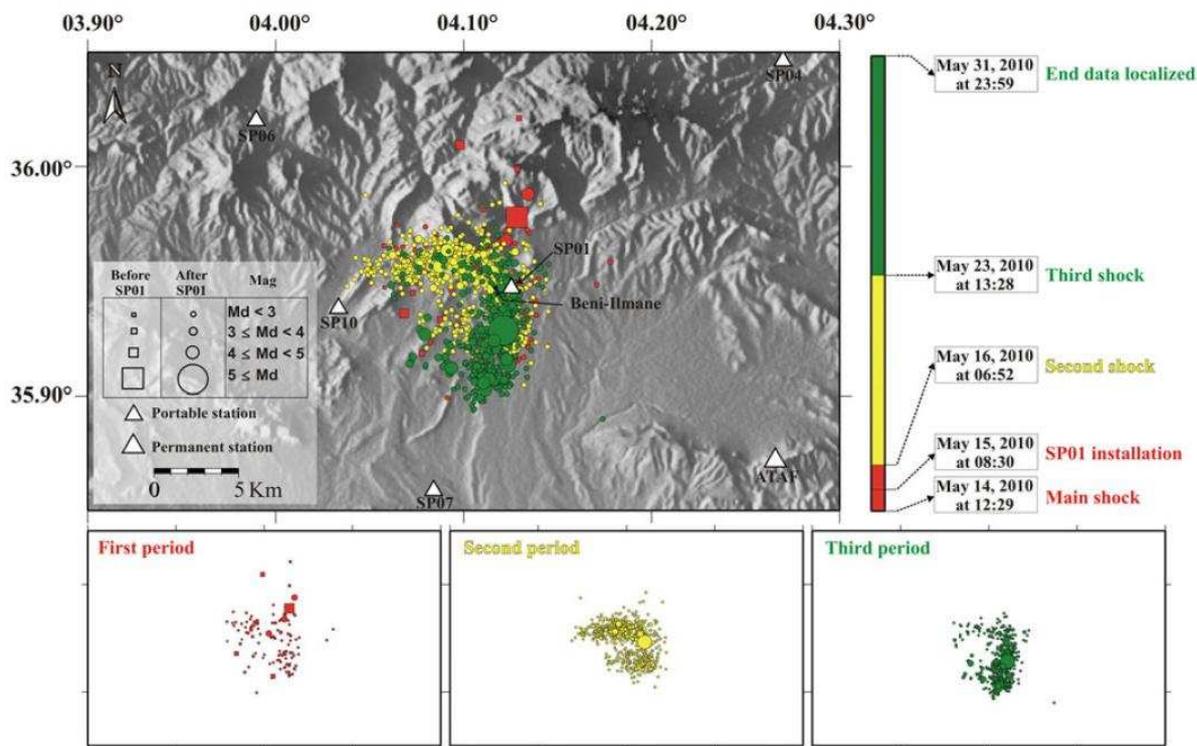


Figure 6

Horizontal distribution of the 1,406 accurately located events. The *red color* for the event of the first period (between the first and second shock), the *yellow* for second period (between the second and third shock) and the *green* for the third period (between the third shock and the end of the data localized). Square epicenters were located using the permanent network (before installation of the temporary network)

performed a number of iterations to optimize the damping and control parameters of the program in order to obtain convergence of the solution. Finally, almost all events (1,403 out of a total of 1,406 events) were relocated. The relocation errors of these events are estimated as: the east–west error ( $E_x$ ) is between 0.007 and 0.105 km, the north–south error ( $E_y$ ) is between 0.006 and 0.096 km and the depth error ( $E_z$ ) is between 0.006 and 0.209 km.

The final horizontal distribution of the relocated events (Fig. 7) shows two main clusters. The first one cluster, oriented E–W (red rectangle, Fig. 7), shows a ruptured fault segment about 8 km long and 3 km wide. Cross sections (A–A' and B–B', Fig. 7) indicate that the foci are distributed on a near-vertical plane, mostly at depths of 5–9 km. The second main cluster is oriented approximately N 15° (blue rectangle, Fig. 7). Vertical cross-sections (C–C' and D–D', Fig. 7) show that the fault segment is near-vertical

and about 8 km long. The foci are distributed mostly at depths of 3–7 km.

### 7.1.3 Focal Mechanisms Determination

Focal mechanisms were calculated for the most accurately located events (i.e., those recorded by a maximum number of stations), using the SPHERA code (RIVERA and CISTERNAS 1991) and taking into account P-wave first motion polarities detected on the vertical component at each station. We selected focal mechanisms of the 18 largest seismic events ( $M > 4$ ); five of the events belonging to the first main cluster (E–W orientation) and 13 relative to the second (NNE–SSW orientation) (Fig. 7; Table 5). The mechanisms in the first main cluster show a high-angle reverse fault with an average strike of 280°, except for the fifth mechanism, which shows a strike-slip fault and is located near the second cluster

The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

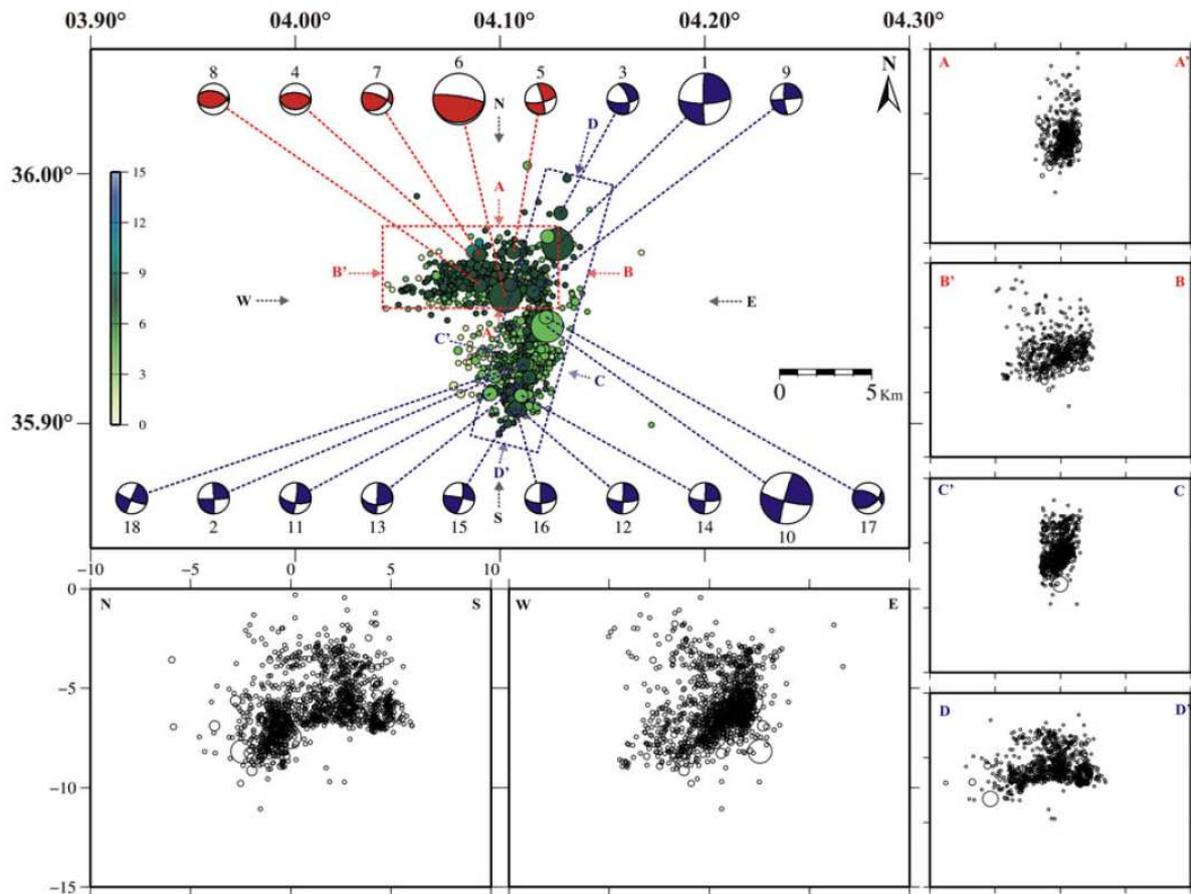


Figure 7

Horizontal and vertical distributions of the 1,403 relocated events, showing focal mechanisms of events with  $M \geq 4$ . The red rectangle ( $\sim 10$  km long and  $\sim 5$  km width) represents the first cluster and the violet rectangle ( $\sim 15$  km long and  $\sim 4$  km width) represents the second cluster

(therefore, the fifth mechanism may belong to the second cluster). In the second main cluster, 12 focal solutions revealed a strike-slip fault with an average strike of  $003^\circ$  and near-vertical dip, except for the 17th mechanism, which shows a reverse fault and is located in the eastern part of the first cluster (therefore, the 17th mechanism may belong to the first cluster).

#### 8. Discussion and Conclusion

The Beni-Ilmane earthquake sequence, which started on 14 May 2010, occurred in a region of low to moderate seismic activity. However, it is known that seismic activity in this region may be

underestimated taking into account the poor coverage of the previous seismic networks. The recent installation of the new ADSN demonstrates that the southern region of the Tellian Atlas and the High Plateaus is more active than previously expected in regards to the important number of events recently recorded.

It is important to note that the shock of the May 14th, 2010 sequence is the second important event to have occurred in the same area in the past 50 years. As the 1960 earthquake was mainly studied by macro-seismic observations, a tectonic link between the two events is at this moment difficult to establish. However, one can surmise that a stress transfer between two adjacent active segments could have occurred.

Table 5

*Fault plane solutions for the 18 main aftershock events*

No	Date	Origin time	$M_d$	Location		Depth (km)	Nodal plan A			Nodal plan B			Score (%)	Quality (%)
				Long (° E)	Lat (° N)		Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)		
1	10/05/14	12:29:20	5.2	4.13	35.97	8.18	180	86	15	89	75	173	100	68.6
2	10/05/14	15:13:13	4.7	4.11	35.92	5.99	88	85	-177	358	87	-5	100	63.4
3	10/05/14	23:43:22	4.4	4.13	35.98	6.89	89	66	-149	343	61	-27	100	64.0
4	10/05/15	00:00:40	4.0	4.09	35.97	9.14	273	58	93	88	32	86	100	73.0
5	10/05/16	03:51:29	4.8	4.11	35.97	8.27	345	82	-19	78	72	-172	100	71.0
6	10/05/16	06:52:39	5.0	4.10	35.95	7.45	279	82	94	72	9	64	100	66.0
7	10/05/16	09:46:01	4.0	4.09	35.97	8.54	292	71	127	45	41	30	100	77.3
8	10/05/19	23:59:50	4.1	4.09	35.95	7.75	283	49	108	76	44	70	100	71.3
9	10/05/21	12:16:18	4.0	4.12	35.95	7.52	85	89	168	176	78	1	100	67.7
10	10/05/23	13:28:15	5.0	4.12	35.94	5.72	195	85	10	104	80	175	100	67.0
11	10/05/23	23:39:54	4.1	4.09	35.91	4.74	7	85	-26	100	64	-174	100	69.5
12	10/05/24	21:00:38	4.9	4.11	35.91	6.71	3	88	-18	93	72	-178	100	69.2
13	10/05/24	23:48:25	4.1	4.11	35.92	6.23	3	89	-35	93	55	-179	100	74.7
14	10/05/25	13:05:09	4.5	4.11	35.91	5.33	3	87	-14	94	76	-177	100	68.8
15	10/05/26	17:49:44	4.2	4.11	35.90	6.39	12	73	5	280	85	163	100	67.0
16	10/05/26	20:47:39	4.3	4.11	35.91	6.46	179	89	25	89	64	179	90	68.5
17	10/05/30	04:48:30	4.2	4.12	35.94	5.49	55	51	40	297	60	133	100	72.0
18	10/05/31	16:05:03	4.6	4.11	35.92	6.66	23	89	-10	113	80	-179	100	69.1

No event number, *Date* date of the event,  $M_d$  duration magnitude; Strike, Dip and Rake are respectively azimuth, dip and slip of the nodal plane; Score and quality are two parameters which measure the misfit (the similarity between polarities observed and predicted by the model)

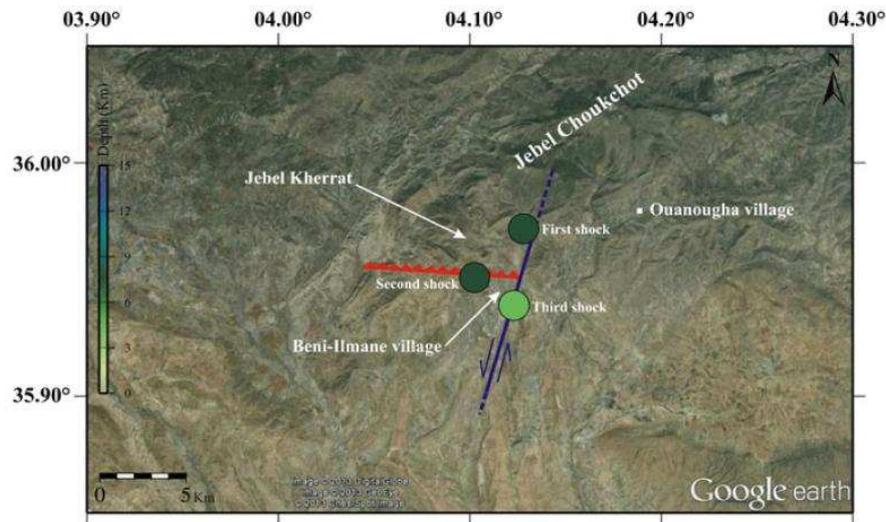


Figure 8

Locations of two fault segments (*continuous lines*) as suggested by the distribution of aftershocks and focal solutions

In other hand, it is important to outline that it is for the first time in Algeria that an event with three main shocks of the same level magnitude has been observed. This pattern suggests that the energy

released in the Beni-Ilmane event was split on the two main faults.

From the aftershock data analysis and the focal mechanisms determinations for the 18 days from 14

## The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010

May to 31 May 2010, it is demonstrated that the seismicity, concentrated in a small area around Beni-Ilmane village, was distributed in two main clusters. The first one, located north of Beni-Ilmane village is oriented E–W and includes the second main shock. This cluster corresponds to the activation of a high-angle reverse fault. The second cluster, located southeast of the first cluster and oriented NNE–SSW, included the first and third main shocks. Events in this cluster correspond to the activation of a near-vertical left-lateral strike-slip fault.

The 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence occurred in a complex zone of faults and folds with NNE–SSW and E–W orientations and controlled by a maximum horizontal compressive stress sigma 1 oriented NNW–SSE. It is likely that the three shocks are interconnected, as they occurred in a confined region and during a very short period of time.

Then; the first shock, which occurred on a NNE–SSW left-lateral strike-slip fault, may have triggered the second shock on an E–W high-angle reverse fault (Fig. 8). The later event could have, in its turn, triggered the third event.

Trends of the two active faults that produced the 2010 seismic sequence are in accordance with those observed along the Jebel Choukchot anticline. This indicates that the present-day deformation pattern in the Beni-Ilmane region is similar to what is observed in the Tellian Chain, and could involve the reactivation of inherited structures. The second step of this work will consist of focusing on the stress transfer between the several active segments around Beni-Ilmane.

The Beni-Ilmane earthquake sequence caused heavy damage despite its moderate magnitude. The Maximum Observed Intensities Map published by BOUGHACHA *et al.* (2004) needs to be refined in relation to these new estimates of earthquake intensity. This also indicates the need for caution regarding the possible occurrence of magnitude five events, which may have disastrous impacts on the cities and villages of northern Algeria.

Finally, this event demonstrates that the Tellian–High Plateaus transition zone is active where moderate to strong earthquakes could occur. However, a more important interest is the need to understand the deformation pattern of this region which extends from west to east along the south Tellian front.

*Acknowledgments*

The authors gratefully acknowledge the local authorities for the support during this seismic crisis. We also thank all those people who participated in the installation and the maintenance of the portable station. Our special thanks to the Editor Tomas Fischer for his help and comments to improve the content of the paper. Thanks also to the anonymous reviewers for their useful comments and suggestions.

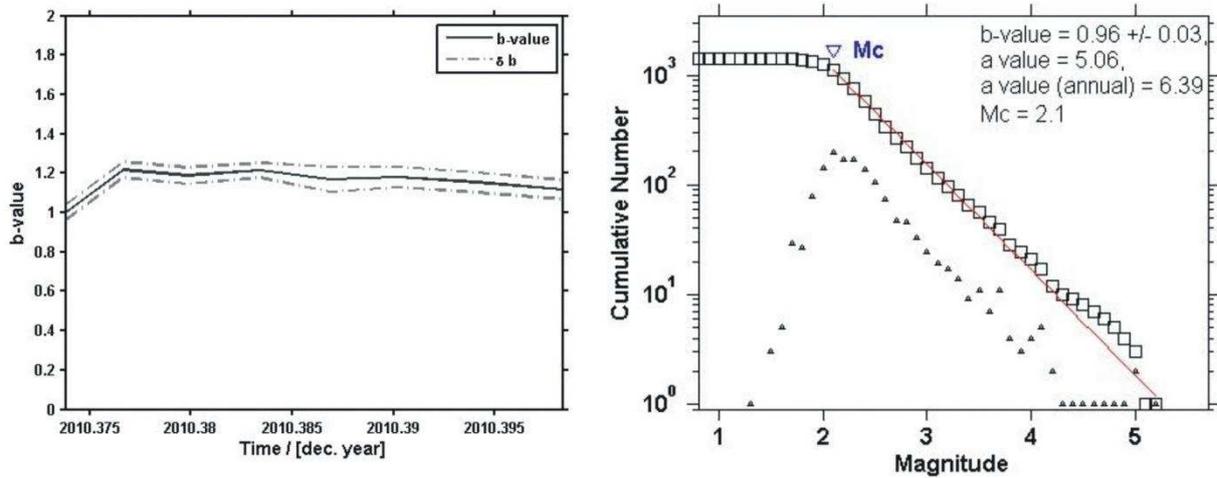
## REFERENCES

- BALDINI, P. (1966), Notice explicative de la carte géologique au 1/50,000 « TARMOUNT » feuille (140), Service géologique de l'Algérie, Alger.
- BENHALLOU, H. (1985), Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie, Thèse d'Etat, USTHB, Alger. 294 p.
- BENOUAR, D. (1994), *The Melouza earthquake of 21 February 1960, Seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century*, Ann. Geofis. 37(4). 862 pp.
- BOUDIAF, A. (1996), Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie), PhD thesis, University of Montpellier, 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.
- 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.
- BOUNIF, A., DORBATH, C., AYADI, A., MEGHRAOUI, M., BELDJOUDI, H., LAOUAMI, N., FROGNEUX, M., SLIMANI, A., ALASSET, J.P., KHERROUBI, A., OUSSADOU, F., CHIKH, M., HARBI, A., LARBES, S. and MAOUCHE, S. (2004), *The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis*, GRL. Vol. 31, L19606, doi:10.1029/2004GL020586.
- CHEVILLY, F., KIEKEN, M. ET SPENGLER, A. (1965), Carte géologique de la région Sidi-Aïssa Boughari, 1/200 000, Publication du service de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin No 8.
- DOSER, D.I., KELLER, G.R., HARDER, S., MILLER, K.C. and DIAL, P.J. (1997), Development of a lithospheric model and geophysical data base for North Africa, Department of Geological Sciences, University of Texas at Paso, TX 79968-0555, PL-TR-97-2136.
- KLEIN, F. (2002), User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, USGS Open-File Report 02–171, vers. 1, p 123.
- 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 Center de Recherche en Astronomie,

- Astrophysique et Géophysique, supervised by Bezzeghoud, M., and Benhallou, H., 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.
- Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia. (1992), *The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures*, Tectonophysics. 207, 245–267.
- RIVERA L, 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, J. (1973), *Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716–1970*, Bull. Soc. Hist. Natur. Afrique du Nord. 64(3), 211–227.
- SEMMANE, F., ABACHA, I., YELLES-CHAOUCHE, A. K., HANED, A., BELDJOUDI, H., and AMRANI, A. (2012), *The earthquake swarm of December 2007 in the Mila region of northeastern Algeria*, Nat Hazards, doi:10.1007/s11069-012-0338-7.
- SWEENEY, J.J., and WALTER, R. (1998), Preliminary Definition of Geophysical Regions for the Middle East and North Africa, National Technical Information U.S. Department of Commerce 5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161. UCRL-ID-132899.
- WALDHAUSER, F., and ELLSWORTH, W.L. (2000), *A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault*. Bull Seismol Soc Am 90, 1353–1368.
- YELLES-CHAOUCHE, A.K., DJELLIT, H. and HAMDACHE M. (2003), *The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May 21st, 2003 (Mw: 6.8)*, CSEM/EMSC Newslett. 20, 3–5.
- YELLES, A.K., BOUDIAF, A., DJELLIT, H., and BRACÈNE, R. (2006), *La tectonique active de la région nord algérienne*. Comptes Rendus Géosciences. 338, 126–139.
- YELLES, A.K., DOMZIG, A., DEVERCHERE, J., BRACENE, R., MERCIER DE LEPINAY, B., STRZERZYNSKI, P., BERTRAND, G., BOUDIAF, A., WINTER, T., KHERROUBI, A., LE ROY P., and DJELLIT, H. (2009), *Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: the Khayr-Al-Din bank*, Tectonophysics. 475, 98–116.
- YELLES-CHAOUCHE A.K., BELDJOUDI, H., SEMMANE, F., KHERROUBI, A., HANED, S., DERAMCHI, A., CHAOU, F., CHOUREF, A., and ALLIL, A. (2012), *The two recent seismic events along the western central coastline of Algeria (The Marsa and Beni Houa events)* CRAAG internal field reports.
- ZAZOUN, R.S., KADRI, M.A., CHERIGUI, A., and BRIEDI, M. (2012), *Le séisme du 14 Mai 2010 de Beni-Ilmane (M'sila, Algérie), (Ms = 5.2), Analyse des traces de surface*. Bulletin du service Géologique National. Vol. 23, no 1, pp 85–101.

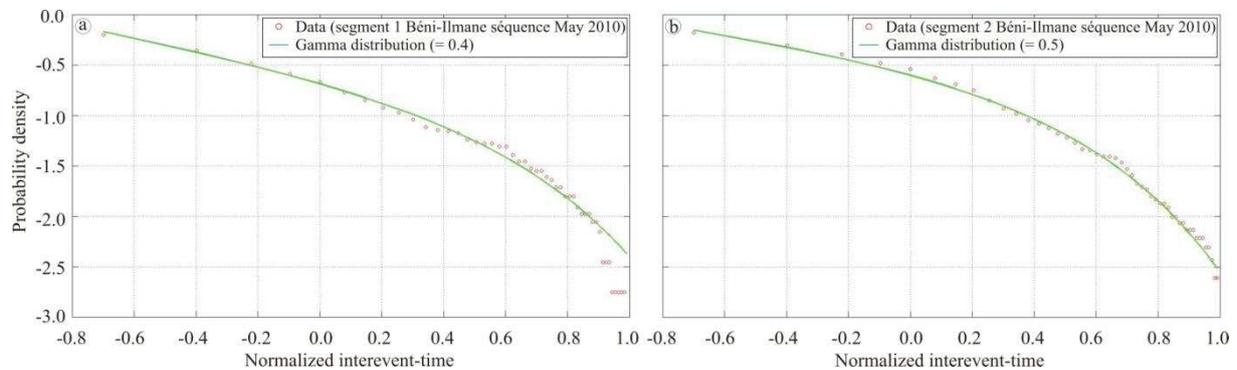
(Received February 12, 2013, revised August 11, 2013, accepted August 13, 2013)

### VI.3. Statistiques de la séquence de Béni-Ilmane



**Figure VI.1 :** (a) b-value en fonction de temps pour la séquence sismique de Béni-Ilmane. La ligne continue est la b-valeur calculée, et les lignes pointillées indiquent l'intervalle de confiance de 95% de la solution du maximum de vraisemblance. (b) Distribution de Gutenberg-Richter pour la séquence ce qui donne une pente de 0.96

La loi de Gutenberg-Richter représentée dans la **Figure V.1** donne une valeur de b moyenne égale à  $0.96 \pm 0.03$ . Ceci suggère que la région est relativement plus homogène, où la contrainte normale effective est grande et propice au déclenchement de séismes modérés à forts.



**Figure VI.2 :** La représentation Log-Log du temps de récurrence (a) d'événements constitués le segment 1 de la séquence d'exposant  $\gamma=0.4$  et (b) segment 2 d'exposant  $\gamma=0.5$

Comme on nous l'avons vu dans la section (VI.2), la séquence sismique de Béni-Ilmane est dominée par deux essaims (segment 1 et 2), générés en quelques jours sur des structures actives de faibles dimensions (quelques kilomètres).

Pour mieux cerner la corrélation physique entre les événements sismiques d'un même essaim, nous avons réalisé un test statistique sur les intervalles de temps entre séismes

successifs (la loi d'Omori généralisée). Cette distribution peut généralement être approximée par une fonction  $\gamma$ , dont les paramètres sont liés à la proportion de séismes indépendants.

L'essai 1 (segment 1) donne une valeur de  $\gamma$  basse ( $\gamma=0.4$ ) (i.e., 40% de séismes indépendants) alors que l'essai 2 (segment 2) donne une valeur de  $\gamma$  égale à 0.5 (i.e., 50% de séismes indépendants) (Figure **VI.2.a** et **b** respectivement). Ceci suggère un processus non poissonien. On note également que la forte concentration en temps et en espace (activité du type réplique) implique que le déclenchement de cette séquence est dû à l'interaction entre séismes.

Après une présentation de la séquence de Beni Ilmane, nous poursuivons ce travail par l'étude des paramètres de source afin de tenter d'expliquer la rupture par le transfert de contraintes entre les différents segments.

#### **VI.4. Etude des paramètres de la source du séisme de Béni-Ilmane en Mai 2010**

Les méthodes utilisées dans la partie précédente (**paragraphe VI.2**) s'appuient sur les temps d'arrivée des différentes phases pour la détermination de l'hypocentre, sur la durée du signal pour l'estimation de la magnitude et sur le mécanisme au foyer pour la détermination du type de faille.

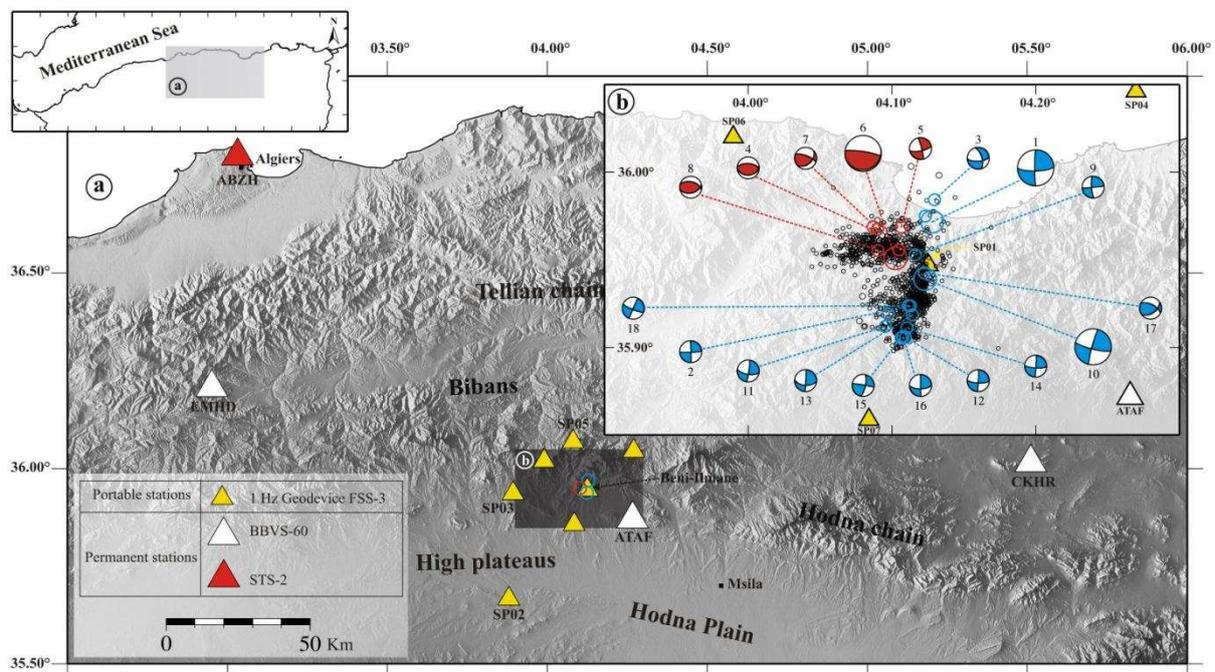
Il existe d'autres informations dans le sismogramme, qui est l'étude du contenu spectral des ondes de volume ou des ondes de surface pour la détermination des paramètres de la source. A partir de certains modèles théoriques tels que les modèles rectangulaires comme Haskell (1964) et Savage (1972) et les modèles circulaires comme (Brune, 1970, 1971), Hanks et Wyss (1972), Randall (1973), Madariaga (1977), Boatwright (1978, 1980) et d'autres, il est possible de calculer la radiation de la source en champ lointain et de comparer les spectres théoriques avec les spectres expérimentaux calculés à partir des signaux sismiques.

Dans cette étude, nous avons estimé les paramètres de la source des dix-huit événements ( $M_d \geq 4$ ) les plus importants (**Figure VI.3**) en se basant sur le modèle de la source circulaire de Brune (Brune, 1970, 1971).

##### **VI.4.1. Acquisition et méthode de l'analyse**

###### **VI.4.1.1. Instruments et traitement des données**

Dans ce travail, nous avons utilisé quatre stations permanentes du réseau Algérien. Il s'agit de la station ABZH équipée d'un capteur Large Bande à trois composantes (Streckheisen STS-2) de fréquence naturelle 0,0083 Hz (120 sec) et d'un numériseur (Kinematics Q330). Les stations ATAF, CKHR et EMHD quant à elles sont équipées par des capteurs chinois Large Bande, à trois composantes (Geodevice BBVS-60) de fréquence naturelle autour de 0,25 Hz (4 sec) couplées avec des numériseurs (Geodevice EDAS-24IP). En plus de ces stations permanentes, sept stations portables du réseau temporaire ont été également utilisées, équipées de capteurs courtes périodes à trois composantes, de fréquence naturelle 3 Hz (Geodevice FSS-3) couplés avec des numériseurs (Geodevice EDAS-24IP) (**Figure VI.3**).



**Figure VI.3:** (a) zone d'étude, et stations sismiques utilisées dans cette analyse. (b) distribution horizontale de 1403 événements avec mécanismes focaux des dix-huit événements ( $M_d \geq 4$ ) les plus importants (**voir paragraphe VI.2**) (taille du symbole est proportionnelle à la magnitude). Les événements en couleur rouge appartiennent au premier essaim E-W les bleus appartiennent au second essaim d'orientation NE-SW

Nous calculons ensuite les spectres des ondes P et S pour chaque événement, chaque station et chaque composante en suivant les étapes suivantes :

- Sélection des fenêtres pour les ondes P et S

- Correction de la ligne de base (rmean)
- Retrait de la tendance linéaire (rtrend)
- Apodisation (taper) afin de lisser les extrémités du signal
- Déconvolution de la réponse instrumentale
- Calcul de la transformée de Fourier

#### VI.4.1.2. Estimation de paramètres de la Source

L'enveloppe du spectre d'un séisme présente toujours une partie plate d'amplitude proportionnelle au moment sismique, suivie d'une décroissance en  $f^{-2}$  à partir de la fréquence coin. Vers les plus hautes fréquences, la décroissance est plus rapide à cause de l'atténuation des ondes de volumes. Cette fréquence coin, à laquelle s'amorce la partie décroissante du spectre, est fonction principalement des dimensions de la faille.

586 spectres ont été analysés. Pour chaque évènement, chaque station et chaque composante nous avons calculé l'amplitude spectrale à basse fréquence  $\Omega_0$  (valeur plateau) et la fréquence coin  $f_c$  correspondante. Nous avons trouvé que la fréquence coin pour les ondes P est supérieure à celle des ondes S; c'est pour cette raison que nous avons estimé les paramètres de la source à partir d'un modèle de source circulaire de Brune (Brune, 1970, 1971) qui est le plus utilisé. L'amplitude spectrale de déplacement pour les ondes P ou S pour la fréquence  $f$  peut être décrite par la relation suivante:

$$A_d(f) = \frac{\Omega_0 e^{-\frac{\pi f t}{Q}} \text{site}(f)}{1 + \frac{f^2}{f_c^2}}$$

$f_c$  est fréquence coin,  $(e^{-\pi f t / Q})$  sont les termes d'atténuation non élastiques et  $(\text{Site}(f))$  est l'effet de site.

Les équations suivantes ont été utilisées pour calculer le moment sismique  $M_0$  (un paramètre de source indépendant de la dynamique de rupture), le rayon de la source  $r$ , la chute de contrainte  $\Delta\sigma$  (représente la différence entre la contrainte tectonique initiale et la contrainte finale à travers une faille après un séisme) et le  $U$  est le déplacement moyen.

$$M_0 = \frac{4 \pi \rho V^3 \Delta \Omega_0}{F R_{(\theta, \phi)}}$$

$$r = \frac{2.34 V}{2 \pi f_c}$$

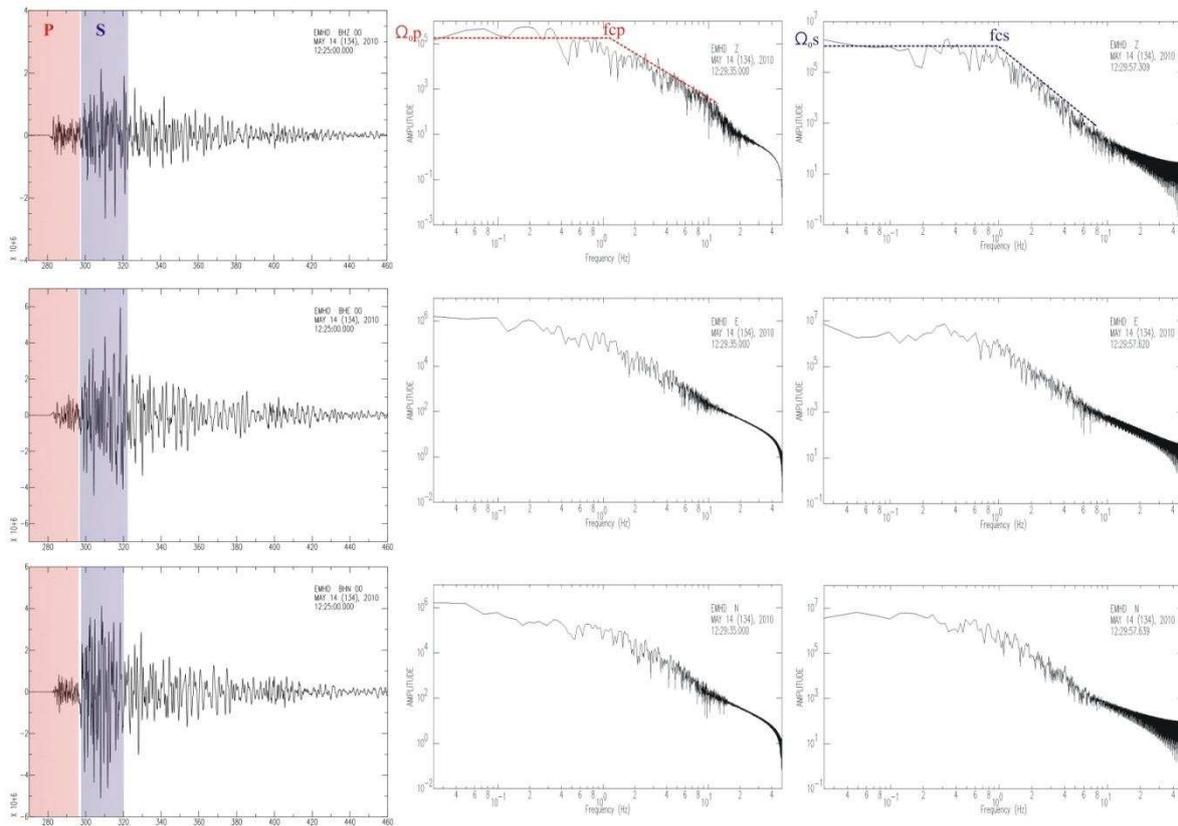
$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 r^3}$$

$$U = \frac{M_0}{\mu \pi r^2}$$

Où  $\rho$  est la densité, ici égale 2.7 g/cm<sup>3</sup>,  $V$  est la vitesse de l'onde P ou S près de la source, ici égale 5.2 km/s et 3 km/s respectivement,  $\Delta$  est la distance de l'hypocentre,  $\Omega_0$  est l'amplitude spectrale à basse fréquence pour l'onde P ou S,  $f_c$  est la fréquence de coupure pour l'onde P ou S,  $R_{(\theta,\phi)}$  est le coefficient de diagramme de rayonnement pour l'onde P ou S. Dans la présente étude, la valeur moyenne du RMS sur la sphère focale est 0.52 et 0.63 pour l'onde P et S respectivement, ont été utilisés par Boore et Boatwright (1984). Le facteur  $F$  a été inclus afin d'examiner l'amplification de l'onde de la surface libre. Une valeur moyenne de 1 a été estimée pour  $F$  (Aki et Richards, 1980), pour les angles d'incidence observée. Toutefois, de petits changements dans  $F$  ne modifient pas sensiblement les valeurs calculées pour le moment et l'énergie.  $\mu$  est le module de cisaillement du milieu de la faille, est supposé être de  $3 \times 10^{10}$  N/m<sup>2</sup>. La magnitude de moment est calculée en utilisant la formule de Kanamori (1977):

$$M_w = (2/3) \log M_0 - 6.0, \text{ where } M_0 \text{ is in Nm.}$$

La longueur de la faille  $L$  pour les sources sismiques est estimée à  $2r$ .



**Figure VI.4:** Exemples représentant les spectres de déplacement de Fourier des ondes P et S pour le premier choc du 14 Mai 2010 (Mw 5.6) enregistré par la station EMHD. Les parties rouges et violettes sur les sismogrammes indiquent les fenêtres d'analyse pour les ondes P et S respectivement. L'épicentre de l'événement et l'emplacement de la station sont présentés dans la **Figure VI.3**

#### VI.4.2. Résultats

Dans cette thèse, nous avons seulement présenté les résultats des moments sismiques et des magnitudes de moment correspondantes. Ces informations ont été utilisées par la suite comme données d'entrées pour calculer le transfert de la contrainte de coulomb (**voir paragraphe V.5**). Concernant les autres paramètres (chute de contrainte, rayon de la source, déplacement moyen) et les lois d'échelle, leur analyse doit être affinées afin d'envisager ultérieurement une note scientifique.

N	$M_0$	$M_w$
1	2.20650E+24	5.6
2	1.97314E+23	4.9
3	2.04761E+23	4.9
4	4.37503E+22	4.4
5	3.59215E+23	4.9
6	1.94463E+24	5.5
7	5.29003E+22	4.4
8	1.30364E+22	4.1
9	2.38994E+22	4.2
10	2.42426E+24	5.6
11	3.30537E+22	4.3
12	4.35255E+23	5.0
13	7.36334E+22	4.5
14	1.05820E+23	4.7
15	4.86100E+22	4.4
16	4.87439E+22	4.4
17	1.69272E+22	4.1
18	3.39553E+23	5.1

**Table VI.1:** Les valeurs moyennes (des ondes P et S) de  $M_0$ , et  $M_w$ .

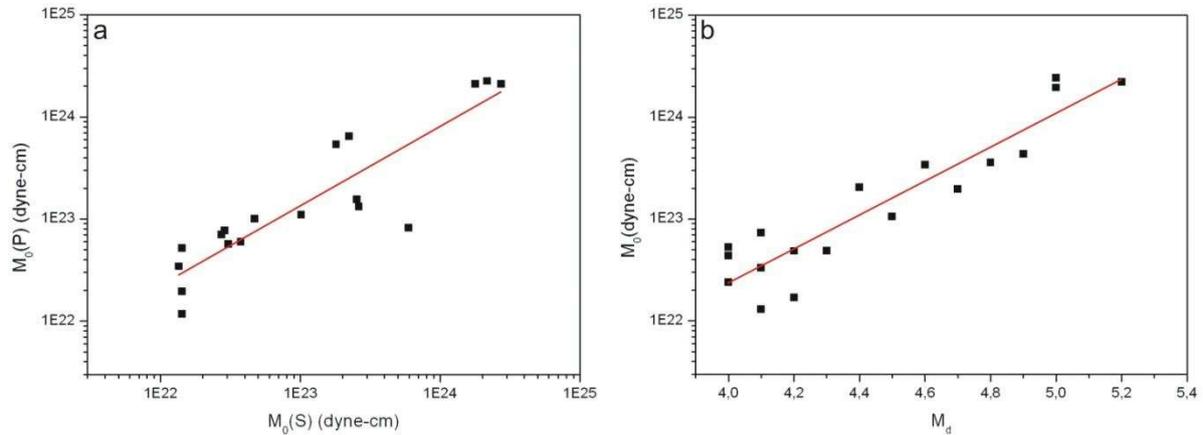
**N:** numéro de l'évènement selon le tableau 4 dans le paragraphe IV.2. Les événements en rouge appartiennent au premier groupe et les événements en bleus appartiennent au deuxième groupe.

**$M_0$ :** le moment sismique moyenne (dyne cm).

Le **tableau VI.1** montre les valeurs moyennes de  $M_0$  à partir des données (P et S). Les moments sismiques  $M_0$  pour les ondes P vont de  $1.18 \times 10^{22}$  au  $2.25 \times 10^{24}$  dyne-cm et pour les ondes S de  $1.42 \times 10^{22}$  à  $2.74 \times 10^{24}$  dyne-cm. Ces résultats sont plus au moins similaires à ceux obtenus par d'autres Centres Internationaux (CSEM, ETHZ, HRV, IGN et INGV) pour ces évènements sismiques. Ils sont comparables également à ceux obtenus pour d'autres séismes de l'Atlas Tellian tel que par exemple le séisme de Laalam en 2006, avec  $M_0=7.2 \times 10^{23}$  dyne-cm et  $M_w = 5.2$  (Beldjoudi et al. 2009), le séisme de Tadjana en 2006 avec  $M_0=3.5 \times 10^{23}$  dyne-cm et  $M_w = 5.0$  (Beldjoudi et al. 2011), le séisme de Boumerdès en 2003 avec  $M_0=2.86 \times 10^{26}$  dyne-cm et  $M_w = 6.9$  (Delouis et al. 2004) et le séisme de Constantine en 1985 avec  $M_0=1.14 \times 10^{24}$  dyne-cm et  $M_w = 6.0$  (Bounif et al. 1987).

La **Figure VI.5.a** présente les relations sur échelle logarithmique entre les résultats des moments sismiques de l'onde P en fonction de l'onde S. La pente moyenne  $M_0(S)/M_0(P)$  calculée est égale 0.8. La cohérence observée entre  $M_0(P)$  et  $M_0(S)$  suggère que la correction

de diagramme de rayonnement a été réalisé de manière adéquate et que la technique d'évaluation du niveau basse fréquence sur le spectre sismique a été correctement appliquée, (Fletcher et Boatwright, 1991).



**Figure VI.5:** (a)  $M_0$  des ondes P en fonction des ondes S et leur relation moyenne (straight line). (b) relation entre le moment sismique  $M_0$  et la magnitude de durée  $M_d$

Les lois d'échelle sont importantes pour définir la relation entre la taille du séisme (moment sismique ou la magnitude), les dimensions de la faille et la chute de contrainte. Il est habituel de trouver des formules empiriques entre le moment sismique et ces paramètres. Les expressions correspondent à une relation linéaire entre  $\log M_0$  et la magnitude de durée, le rayon de la source et la chute de contrainte.

Dans la **Figure VI.5.b** nous avons tracé le moment sismique  $M_0$  en fonction de la magnitude de durée  $M_d$ . Les moments sismiques ont été estimés à partir des ondes P et S. L'analyse de l'écart moyen type est approchée par la relation:

$\log M_0(P, S) = (1.67 \pm 0.17)M_d + (15.71 \pm 0.74)$ , avec un coefficient de corrélation de 0.9. L'interprétation de cette valeur est dépendante des valeurs de chute de contrainte et du rayon de la source qui ne sont pas indiquées dans ce travail.

### VI.5. Variation de contraintes statiques suite à la séquence sismique de Béni-Ilmane du 14 Mai 2010.

Le critère de rupture de Coulomb, critère souvent utilisé pour évaluer les variations de contraintes post-sismiques (Harris, 1998 ; Toda et Stein, 2002), est donnée par :

$$\Delta CFS = \Delta \tau_{SLIP} + \mu(\Delta \sigma_n + \Delta P) \dots (1)$$

$\Delta CFS$  (appelé parfois  $\Delta CFF$  ou  $\Delta \sigma_f$ ) est la variation du critère de rupture de Coulomb. Ce critère est utilisé pour indiquer si le séisme principal a favorisé ou au contraire défavorisé l'occurrence d'autres séismes, proches ou lointains.  $\Delta \tau_{SLIP}$  est la variation de la contrainte tangentielle dans la direction du glissement sur le second plan.  $\Delta \sigma_n$  est la variation de la contrainte normale dans la direction perpendiculaire au second plan.  $\mu$  est le coefficient de friction et  $\Delta P$  est la variation de pression dans les pores.

La variation de pression cosismique dans les pores est quant à elle supposée être proportionnelle au changement de contrainte normale (par exemple Scholz 2002) et est donnée par:

$$\Delta P = -B\Delta \sigma_n \dots (2)$$

Où  $B$ , pour la roche, est similaire au coefficient de Skempton (Skempton, 1954 ; Rice et Cleary 1976). En combinant (1) avec (2) l'expression simplifiée du critère de Coulomb est donnée par (3) :

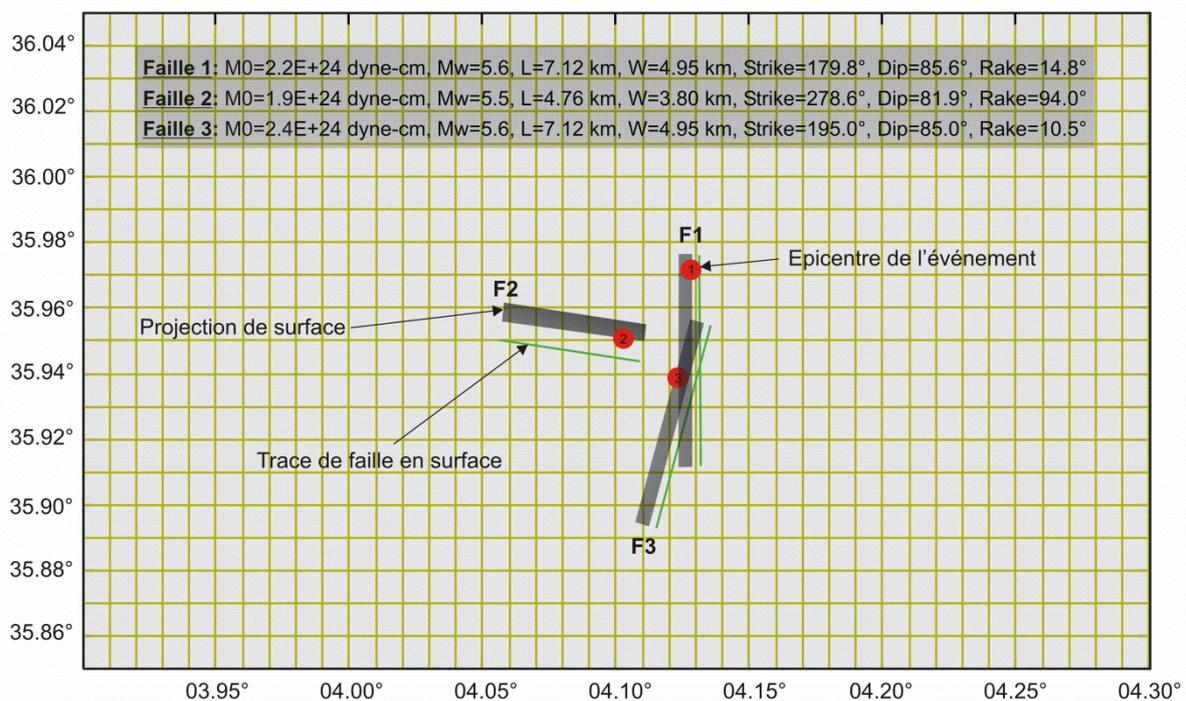
$$\Delta CFS \approx \Delta \tau_{SLIP} + \mu' \Delta \sigma_n \dots (3) \quad \mu' = \mu(1 - B)$$

#### VI.5.1. Changement de la contrainte de Coulomb sur une faille spécifiée

Pour calculer la variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par le choc principal (déplacement de la faille), il faut calculer les composantes tangentielle et normale des contraintes sur le plan de faille cible. La contrainte de cisaillement dépend de la géométrie, position et distribution du glissement de la faille émettrice, et aussi de la position, géométrie et mécanisme (direction de glissement) de la faille réceptrice. La contrainte normale, elle, ne dépend pas de la direction de glissement de la faille réceptrice.

Le but de cette partie est donc de calculer la variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par le premier choc (faille source) du 14 Mai 2010 sur le déclenchement des deux autres chocs du 16 et 23 Mai 2010 (failles cible) de la séquence, ainsi que la variation occasionnée par le deuxième sur l'occurrence du troisième choc et enfin le premier et le deuxième sur le troisième choc. En deuxième lieu nous avons étudié cette variation causée par ces trois chocs afin de déterminer les zones chargées, où probablement les futurs séismes seront déclenchés et en dernière lieu nous avons calculé le changement de la contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées.

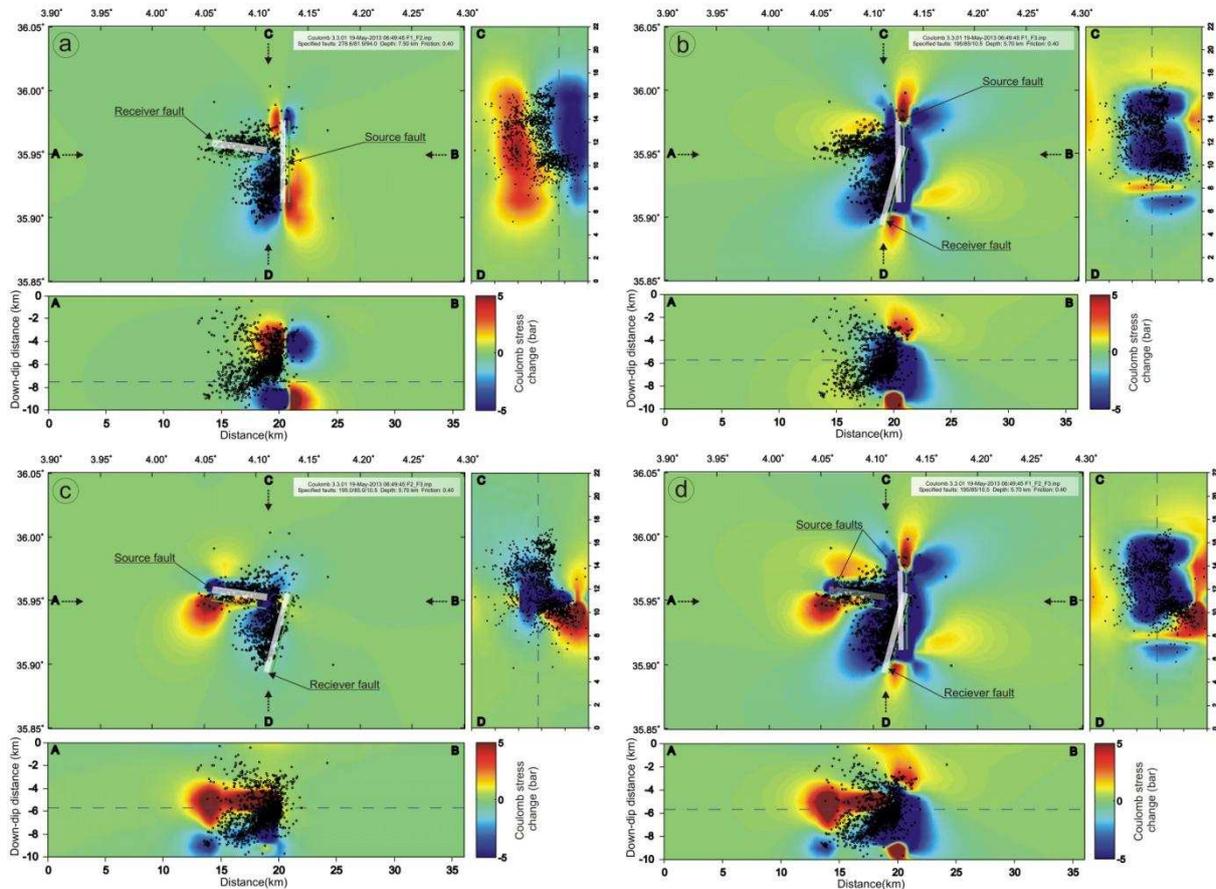
Pour réaliser le calcul de Coulomb, il faut estimer à partir : (1) des moments sismiques obtenus dans la section précédente (VI.4), (2) de relation de Wells et Coppersmith 1994 intégré dans le programme Coulomb 3.3.01 (Toda et al. 2005, Lin and Stein 2004), (3) des mécanismes aux foyers et (4) de répartition spatiale des répliques (Figure VI.6) la géométrie des trois failles à l'origine des trois secousses.



**Figure VI.6:** Géométrie des trois failles provoquant les trois chocs principaux : celui du 14 Mai 2010 ( $M_w=5.6$ ), celui du 16 Mai 2010 ( $M_w=5.5$ ) et celui du 23 Mai 2010 ( $M_w=5.6$ )

Dans la Figure VI.7 nous présentons les différents cas d'occurrence du deuxième et du troisième choc avec: (a) faille 1 émettrice (source) et faille 2 réceptrice (cible), (b) faille 1

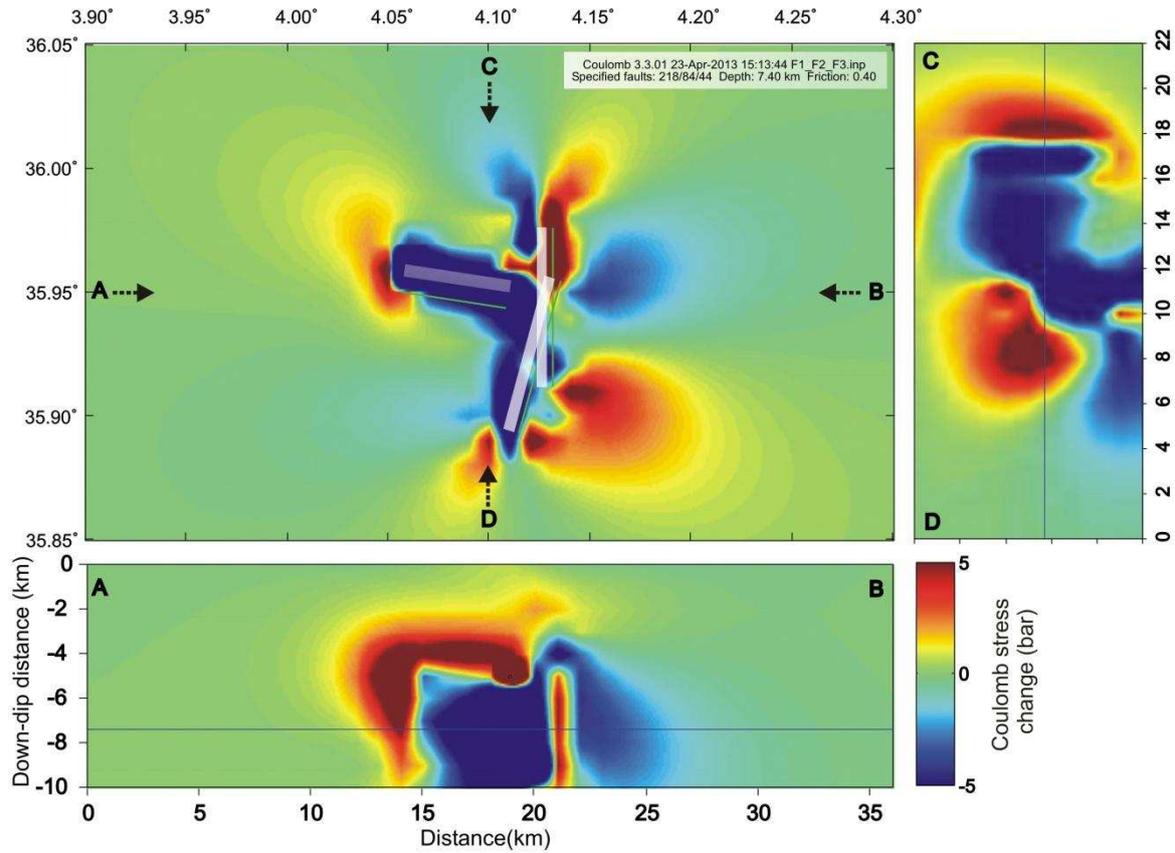
source et faille 3 cible, (c) faille 2 source et faille 3 cible et (d) failles 1 et 2 sources et faille 3 cible.



**Figure VI.7:** Variation de la contrainte statique de Coulomb occasionnée par : (a) le premier choc sur l'occurrence du deuxième choc, (b) le premier choc sur l'occurrence du troisième choc, (c) le deuxième choc sur l'occurrence du troisième choc et enfin (d) le premier et le deuxième choc sur l'occurrence du troisième choc.

A partir de la **Figure VI.7** on observe que l'évolution des contraintes cosismiques n'explique pas l'apparition du deuxième et troisième choc ainsi que leurs sequences de répliques qui sont plutôt situés dans le lobe négatif (bleu) des contraintes statiques.

Dans la **Figure VI.8** nous présentons la variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par les trois chocs à la fois. Cette figure montre que les zones chargés se trouvent aux extrémités des trois failles, où probablement de futurs séismes seront générés.

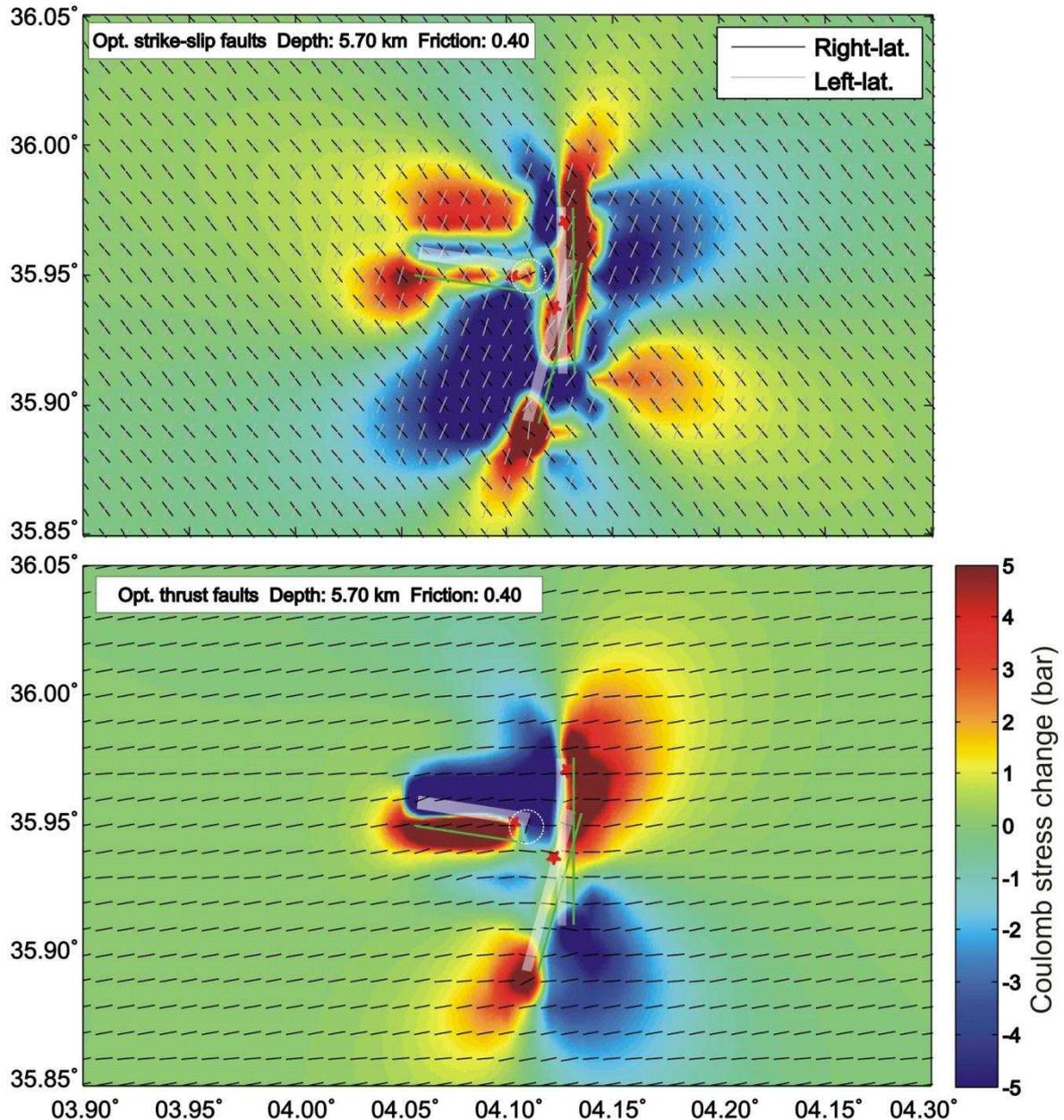


**Figure VI.8:** La variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par les trois chocs (trois failles source)

### VI.5.2. Changement de la contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées

Contraintes régionales	Strike (°)	Dip (°)	En Surf. (bars)
$\sigma_1$	350	0	100
$\sigma_2$	0	90	30
$\sigma_3$	80	0	0

**Tableau VI.2:** Paramètres du champ de contraintes régional (Stich et al. 2006; Ayadi et al. 2008)



**Tableau VI.9:** (a) orientation optimale des failles en décrochement par rapport au champ de contrainte. (b) orientation optimale des failles de type inverse.

Sur les **Figures VI.9.a** et **b** nous présentons les résultats du calcul montrant les orientations optimales et l'amplitude de la contrainte statique de Coulomb. Les lignes noires dans la **Figure VI.9.a** correspondant aux orientations optimales des failles en décrochement dextre et les lignes grises des failles en décrochement senestre. La **Figure VI.9.b** montre les orientations optimales pour des failles de type inverse. Dans les deux figures, on observe que un des plans de glissement optimal se réoriente brusquement près du deuxième choc (du 16 Mai 2010) (cercle blanc pointé), ce qui explique que le séisme a libéré toute la contrainte

régionale. Par contre, les réorientations des plans de glissement optimaux sont plus limitées autour de la première et la troisième faille. Cela suggère que la contrainte régionale est plus grande que la chute de contrainte des deux séismes et donc de futures répliques pourront être déclenchées le long de ces deux failles.

Après avoir développé un modèle de rupture, nous avons poursuivi cette étude par l'exploitation de nos données sismologiques afin de mieux comprendre la répartition en profondeur des accidents crustaux. Une analyse de la tomographie est donc proposée dans ce prochain paragraphe.

#### **VI.6. Seismic tomography of the area of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, north-central Algeria (Article soumis dans la revue SpringerPlus)**

## RESEARCH

## Open Access

# Seismic tomography of the area of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, north-central Algeria

Issam Abacha<sup>1\*</sup>, Ivan Koulakov<sup>2,3</sup>, Fethi Semmane<sup>1</sup> and Abd Karim Yelles-Chaouche<sup>1</sup>

## Abstract

The region of Beni-Ilmane (District of M'sila, north-central Algeria) was the site of an earthquake sequence that started on 14 May 2010. This sequence, which lasted several months, was triggered by conjugate E–W reverse and N–S dextral faulting. To image the crustal structure of these active faults, we used a set of 1406 well located aftershocks events and applied the local tomography software (LOTOS) algorithm, which includes absolute source location, optimization of the initial 1D velocity model, and iterative tomographic inversion for 3D seismic P- and S-wave velocities (and the  $V_p/V_s$  ratio), and source parameters. The patterns of P-wave low-velocity anomalies correspond to the alignments of faults determined from geological evidence, and the P-wave high-velocity anomalies may represent rigid blocks of the upper crust that are not deformed by regional stresses. The S-wave low-velocity anomalies coincide with the aftershock area, where relatively high values of  $V_p/V_s$  ratio (1.78) are observed compared with values in the surrounding areas (1.62–1.66). These high values may indicate high fluid contents in the aftershock area. These fluids could have been released from deeper levels by fault movements during earthquakes and migrated rapidly upwards. This hypothesis is supported by vertical sections across the study area show that the major  $V_p/V_s$  anomalies are located above the seismicity clusters.

**Keywords:** Beni-Ilmane earthquake; Tellian chain; Aftershocks; Seismic tomography; Fluids

## Introduction

Northern Algeria has been the location of many destructive earthquakes, including the recent 21 May 2003 strong ( $M_w$ 6.9) event at Boumerdes (e.g., Yelles et al. 2004). Several recent moderate seismic events have also occurred in this region, such as the 2006 Lâalam earthquake ( $M_w$ 5.2) (Beldjoudi et al. 2009) in the Kherrata fault system north of Setif and the 2006 Tadjena earthquake ( $M_w$ 5.0) (Beldjoudi et al. 2011). In addition, in 2010, an earthquake sequence occurred in the region of Beni-Ilmane (Yelles et al. 2013), a small village located in the southern part of the Tellian Atlas and about 200 km southeast of Algiers (Figure 1a). This earthquake sequence caused 3 fatalities and injured 170 people, and generated substantial damage to houses and local infrastructure in the epicentral area.

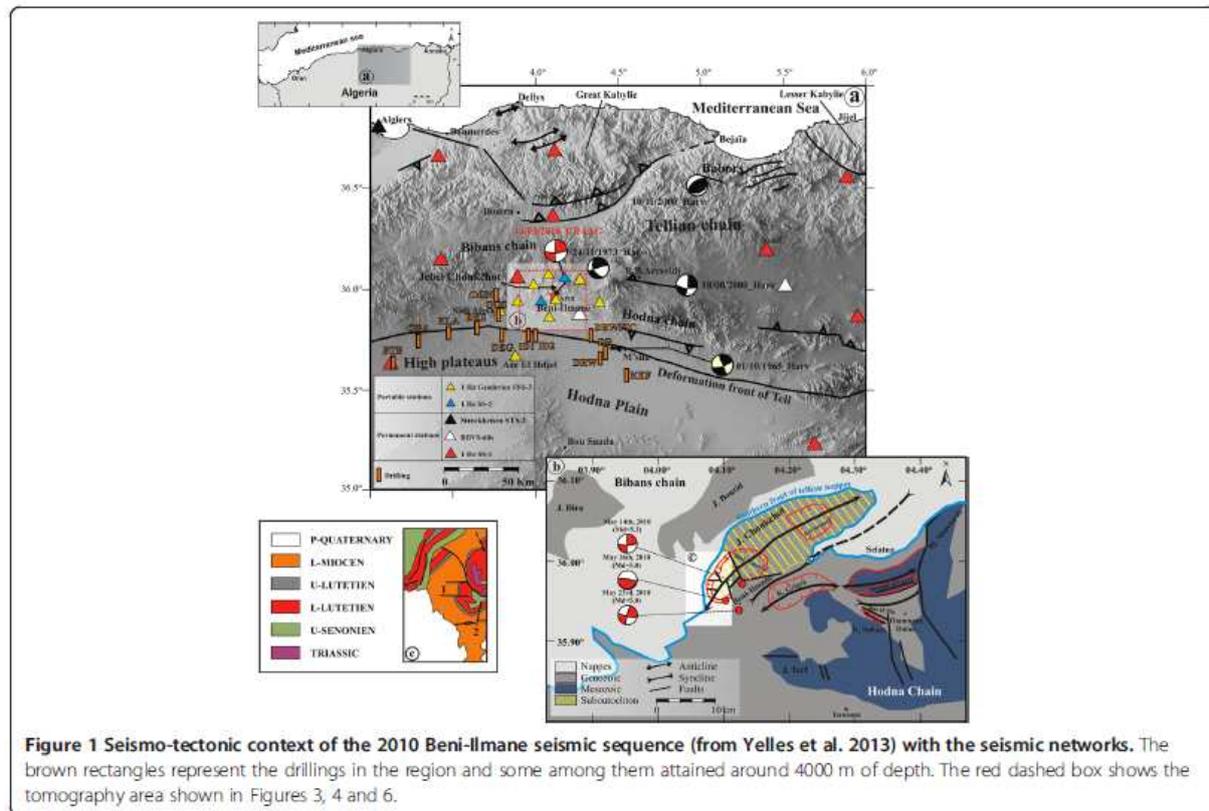
An earthquake sequence such as the 2010 Beni-Ilmane sequence is uncommon in Algeria in several respects. First, the sequence consisted of three main shocks of very similar magnitudes ( $5.0 < M_d < 5.2$ ) over a period of nine days in a localized area. Second, the sequence was characterized by strong aftershock activity (more than 24,000 events were recorded by a temporary seismic network during the first week of the sequence) that lasted for several months. Third, the earthquake sequence occurred in a region of lower seismic activity in northern Algeria, and more precisely between two geological transition zones; namely, the Bibans-Hodna Mountains and the Tellian Chain High Plateaus (Figure 1a).

Prior to the Beni-Ilmane sequence, the study region was characterized by low seismic activity, although some historical events have occurred here. The most notable event occurred close to the epicenter of the 2010 Beni-Ilmane event on 21 February 1960, and was of magnitude M5.6. This event generated similar macroseismic

\* Correspondence: labacha@craag.dz

<sup>1</sup>Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, BP. 63, Bouzareah, Alger, Algeria

Full list of author information is available at the end of the article



effects to those of the Beni-Ilmane event, and its maximum intensity was VIII (MSK) (Benouar 1994).

To understand the crustal structure in the Beni-Ilman region, and to enhance the accuracy of source locations there, we performed a tomographic inversion that uses the simultaneous determination of P- and S-wave velocity distributions as well as the relocation of aftershocks. Local earthquake tomography (LET) is a useful tool for imaging lateral heterogeneities in the upper crust based on the relationship between the pattern of P- and S-wave velocity anomalies and the clustering of aftershocks along active fault zones. LET has been used for studying the distribution of seismic velocity in several major fault systems, including the San Andreas Fault in the western US (e.g., Chiarabba and Amato 1994; Dorbath et al. 1996; Thurber et al. 1997) and the North Anatolian Fault in Turkey (e.g., Salah et al. 2007, 2011; Koulakov et al. 2010; Yolsal-Çevikbilen et al. 2012).

Tomography studies in Algeria have been implemented mainly for studying aftershocks at three sites where the greatest number of large earthquakes have been recorded, namely in the region of the 1980 El-Asnam earthquake (Chiarabba et al. 1997), the region of the 1985 Constantine earthquake (Bounif et al. 1998), and the epicentral area of the 2003 Boumerdes earthquake

(Ayadi et al. 2008). The seismic tomography of the El-Asnam region (west-central Algeria) shows a complex preexisting structure along which the evolution of a rupture is controlled by the heterogeneity of the crust (Chiarabba et al. 1997). Seismic tomography of the Constantine earthquake source region (eastern Algeria) has yielded the 3D P-wave velocity to depths of 12 km. The resulting seismic model revealed the locations of possible fault planes and a segmentation of the aftershocks into three ruptured segments (Bounif et al. 1998). For the Boumerdes earthquake region (offshore Algeria), the high-resolution study of aftershocks and velocity structure helped to constrain the fault geometry and structure (Ayadi et al. 2008).

### Seismotectonic context

In northern Algeria, seismic activity resulting from the convergence of the African and Eurasian plates is concentrated mainly in the Tellian chain, where moderate to large seismic events have occurred. The most seismically active region is the coastal part of the chain along the junction with the offshore part. Many large events have been recorded in this region, including the most recent earthquake in Boumerdes in 2003, and those documented in historical catalogues, such as the Oran

event of 1790, the Algiers events of 1365 and 1716, and the Djidjelli event of 1856.

In the western and central parts of the country, seismicity is related to NE–SW reverse faults or NW–SE conjugate faults, which may be explained by regional compression due to the convergence of Africa with Eurasia. In the eastern part of the country, strike-slip faults are more common, as are found, for example, in the Mila and Guelma basins.

The Beni-Ilmane sequence took place in a transition zone between the Bibans and Hodna massifs, the two main geologic edifices of the Atlasic chain of northern Algeria. More precisely, the event occurred at the western tip of the Jebel Choukchot, one of the southernmost massifs of the Bibans chain.

The Choukchot anticline is cross-cut by several E–W and N–S-trending faults (Figure 1c). Towards the South, the syncline of Beni-Ilmane faces the Jebel Choukchot. It is marked in its NE extension by the existence of a nappes unit called the Selatna tongue (Figure 1b).

As part of the Saharan platform of Algeria, the South Tellian border region, including the Hodna-Bibans region (near Msila) has been of interest to the Algerian Oil Company for several decades. Oil exploration started in this part of Algeria more precisely in the Sidi Aissa region, about 40 km from Beni-Ilmane village, in 1950. Exploration were conducted in two periods: from 1950 to 1962 by Sn Repal (Société Nationale de Recherche et d'Exploitation des Pétroles en Algérie) and from 1963 to the present by Sonatrach (Société Nationale du Transport, de Recherche et de Commercialisation des Hydrocarbures). Seismic profiling and drilling (Figure 1a) performed during these two periods have revealed high hydrocarbon potential in the South Tellian border region. Investigations indicate that oil is contained in the Eocene strata and two reservoir levels have been distinguished. The “A” level is 10–15 m thick and corresponds to the upper Lutetian, and the “B” level (main reservoir) is 40–70 m thick and corresponds to the Thanetian–Ypresian (Kieken 1974 and 1975).

## Data

The data for the study were recorded by a temporary seismic network consisting of 11 three-component short-period portable stations deployed for about five months in the epicentral area of the 2010 Beni-Ilmane sequence, in addition to the permanent stations of the Algerian seismic network (Figure 1b). Three stations of the permanent network are located at distances of less than 50 km from the epicentral area. For a description of the type and technical characteristics of these stations, see Yelles et al. (2013). The arrival times of P- and S waves from local events were manually picked using the Antelope software of Kinemetrics. Figure 2 shows

an example of a seismic record of several aftershocks from three portable stations with indications of the P- and S-wave arrivals. To select the data, we used events with no less than 8 picks having the residuals of smaller than 0.8 s. A total of 1406 events were initially selected for the study, corresponding to 12,380 P-wave and 2604 S-wave picks for the interval between 14 and 31 May 2010 (the period of maximum aftershock activity).

## Methodology

We used the Local Tomography Software (LOTOS), described in detail by Koulakov (2009) and freely available at [www.ivan-art.com/science/LOTOS](http://www.ivan-art.com/science/LOTOS). The version of the code used (version 12) allows for the simultaneous inversion of P-velocities ( $V_p$ ) and S-velocities ( $V_s$ ) (and  $V_p/V_s$ ) and source coordinates.

The input data for the code were the arrival times of local seismicity and station coordinates. The calculations started with the absolute location of sources and estimates of an optimal 1D velocity model. In the version of the code used, the preliminary location of sources is based on a linear approximation of rays, which shortens the calculation procedure. The reference 1D model was defined using a constant  $V_p/V_s$  ratio and a fairly simple representation of the P-wave model. We used three to four velocity values at different depths, and velocity was linearly interpolated between the levels. The preliminary location step was performed for many different reference models. The model that produced the minimal root mean square (rms) of residuals and the maximal number of selected data was selected as a reference model for further 3D tomography modeling. In our final selected model, the  $V_p/V_s$  ratio is constant at 1.68 and P-wave velocities are defined at four levels ( $V_p = 4.8$  km/s at 0 km, 5.2 km/s at 10 km depth, 5.8 km/s at 20 km depth, and 7.0 km/s at 30 km depth).

The tomographic inversion was performed based on an iterative procedure. Each iteration started with source location in the updated 3D model using the bending algorithm for 3D ray tracing. The construction of the parameterization grid was performed only in the first iteration. The nodes of the grid were distributed in the volume of interest according to the ray density. The minimum grid spacing in the vertical and horizontal direction was 2 km. To reduce any effect of grid dependency upon the solution, we performed the inversions for four different grids having different basic azimuthal orientations. Note that the parameterizations used for the velocity representation and 3D ray tracing were completely independent. The inversion was performed simultaneously for P- and S-wave anomalies, source parameters ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ , and  $t_0$ ), and station corrections. The solution was regularized using gradient damping between neighboring nodes. Inversion of the derived

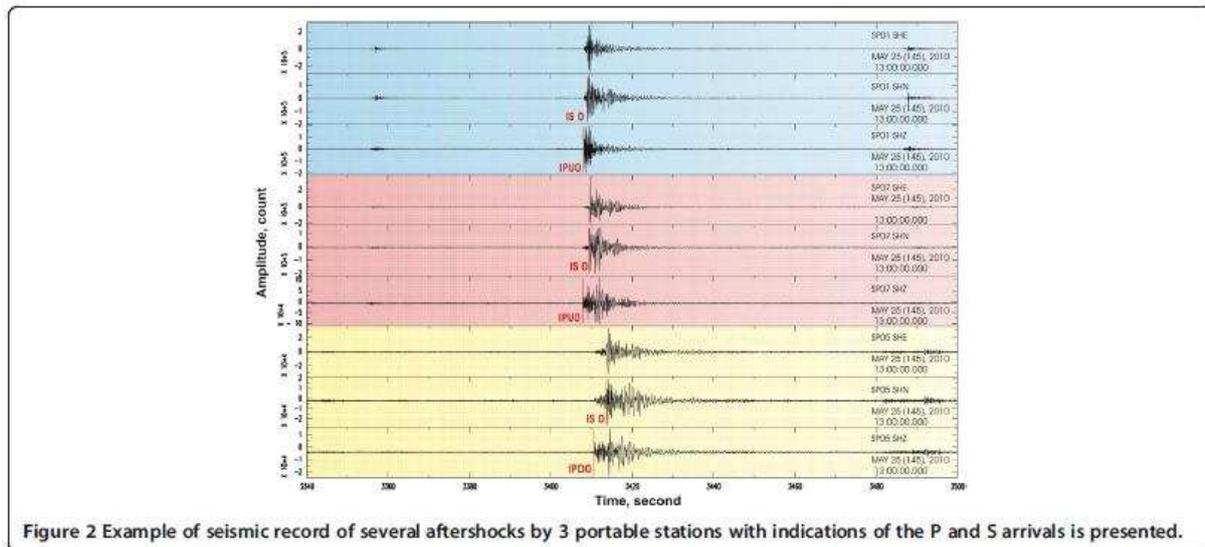


Figure 2 Example of seismic record of several aftershocks by 3 portable stations with indications of the P and S arrivals is presented.

matrix was performed using the LSQR algorithm (Paige and Saunders 1982; Nolet 1987). Optimal values of damping and of weighting parameters were defined based on the results of synthetic modeling.

**Modeling and tomography results**

The analysis starts with estimating the optimal reference velocity model. We considered a number of different 1D velocity models with quite simple definitions (2–3 velocity values at different depth and constant Vp/Vs ratio) and selected among them a model with provides minimal average residuals and minimum of rejected data. In such model, the Vp/Vs ratio was equal to 1.69 and P-velocities at 0, 10, 20 and 30 km depth were 4.8, 5.2, 5.8 and 7.0 km/s, respectively. Between the depth levels, velocity distribution was linearly interpolated. For this velocity model we selected 1136 events with 9885 P-wave and 2165 S-wave picks, taking into account only those events having more than 8 recorded picks and with the criterion that the residuals computed in the 1D model should not exceed 0.8 s. The values of average residuals and variance reduction during three iteration steps are presented in Table 1. The first iteration corresponds to source location in the 1D starting model.

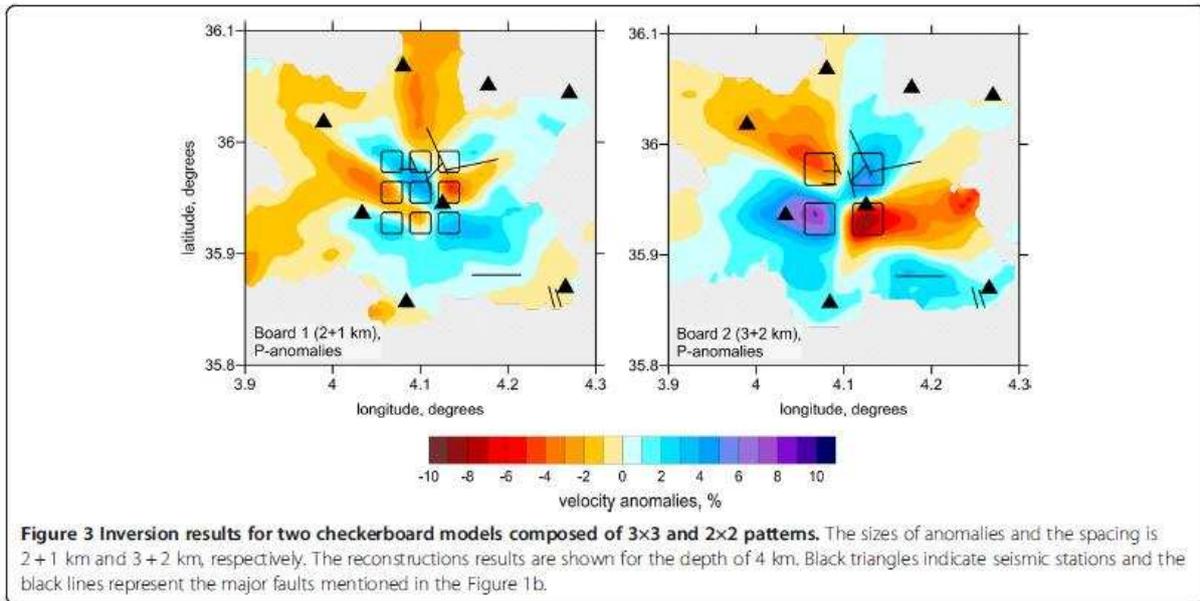
**Table 1 Values of standard deviation variance reduction for the P and S data after the step of source locations at different iterations**

Iteration	P-residual deviation, s	P-residual reduction, %	S-residual deviation, s	S-residual reduction, %
1	0.153	0	0.150	0
2	0.090	40.7	0.070	53.6
3	0.089	41.4	0.067	55.4

After three iterations, the residuals reduce to 0.089 s and 0.067 s for P- and S-wave data, respectively, which is close to the value of picking accuracy. A significant reduction of residuals (41% and 55% for P- and S data), taking into account the relatively small distances between sources and receivers, indicates the high quality of data and the high variation in seismic properties.

To assess the resolution of the results, we performed a series of synthetic tests for which we simulated the conditions of the observed data inversion. In particular, we used identical source–receiver configurations as in the real data experiment. The synthetic travel times were computed using a 3D ray tracing algorithm based on the bending approach. After computing the synthetic data, we ignored the coordinates of the “true” sources, and performed a full calculation workflow, including the source locations, as in the real data case. Thus, in this modeling, we faced the problem of a trade-off between source and velocity parameters, both of which affect the results of passive-source tomography.

Figure 3 presents the results of inversion for two checkerboard models composed of 3 × 3 (model “Board 1”) and 2 × 2 (model “Board 2”) patterns. The sizes of anomalies for these two models are 2 km and 3 km, and the spacings are 1 km and 2 km, respectively. The amplitudes of anomalies in all cases were ±5%. In these cases, the anomalies are unlimited with depth. The results of the checkerboard reconstruction show that in the focal area (Figure 3, center of the map), where most earthquakes are located, the boundaries between anomalies in the 2 × 2 case can be clearly discerned. The outer limits of the anomalies are strongly smeared due to the dominant orientations of rays. The test with the 3 × 3 model shows that the 2-km size anomaly

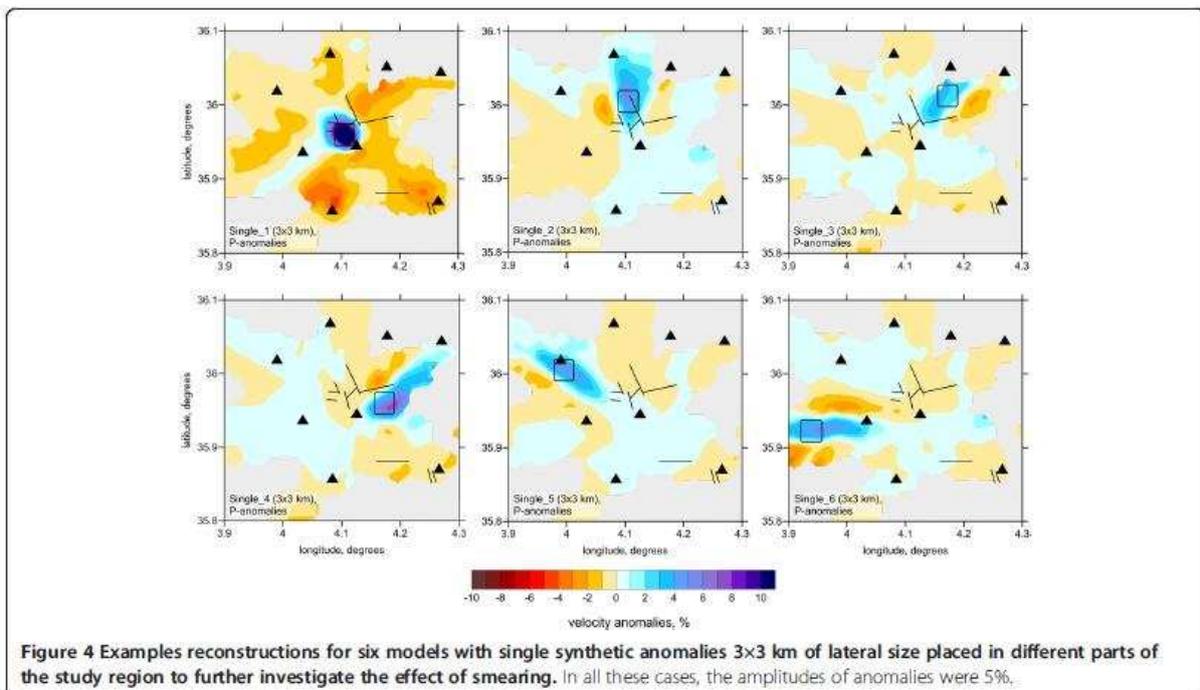


**Figure 3** Inversion results for two checkerboard models composed of 3x3 and 2x2 patterns. The sizes of anomalies and the spacing is 2+1 km and 3+2 km, respectively. The reconstructions results are shown for the depth of 4 km. Black triangles indicate seismic stations and the black lines represent the major faults mentioned in the Figure 1b.

can be resolved only in the center of the aftershock area, but the outer anomalies are strongly biased.

To further investigate the effect of smearing, we performed 12 different tests with single synthetic anomalies of 3 x 3 km lateral size placed in different parts of the study region. In all these cases, the amplitude of anomalies was 5%, and the anomalies were unlimited

with depth. Examples of reconstructions for six of these models are presented in Figure 4. For the case of locating the pattern in the aftershock area (model "Single\_1"), the reconstruction reveals the limits of the anomaly correctly. However, for all other cases of placing the patterns outside the central area, the reconstructed anomalies are strongly smeared in the radial directions. This smearing effect



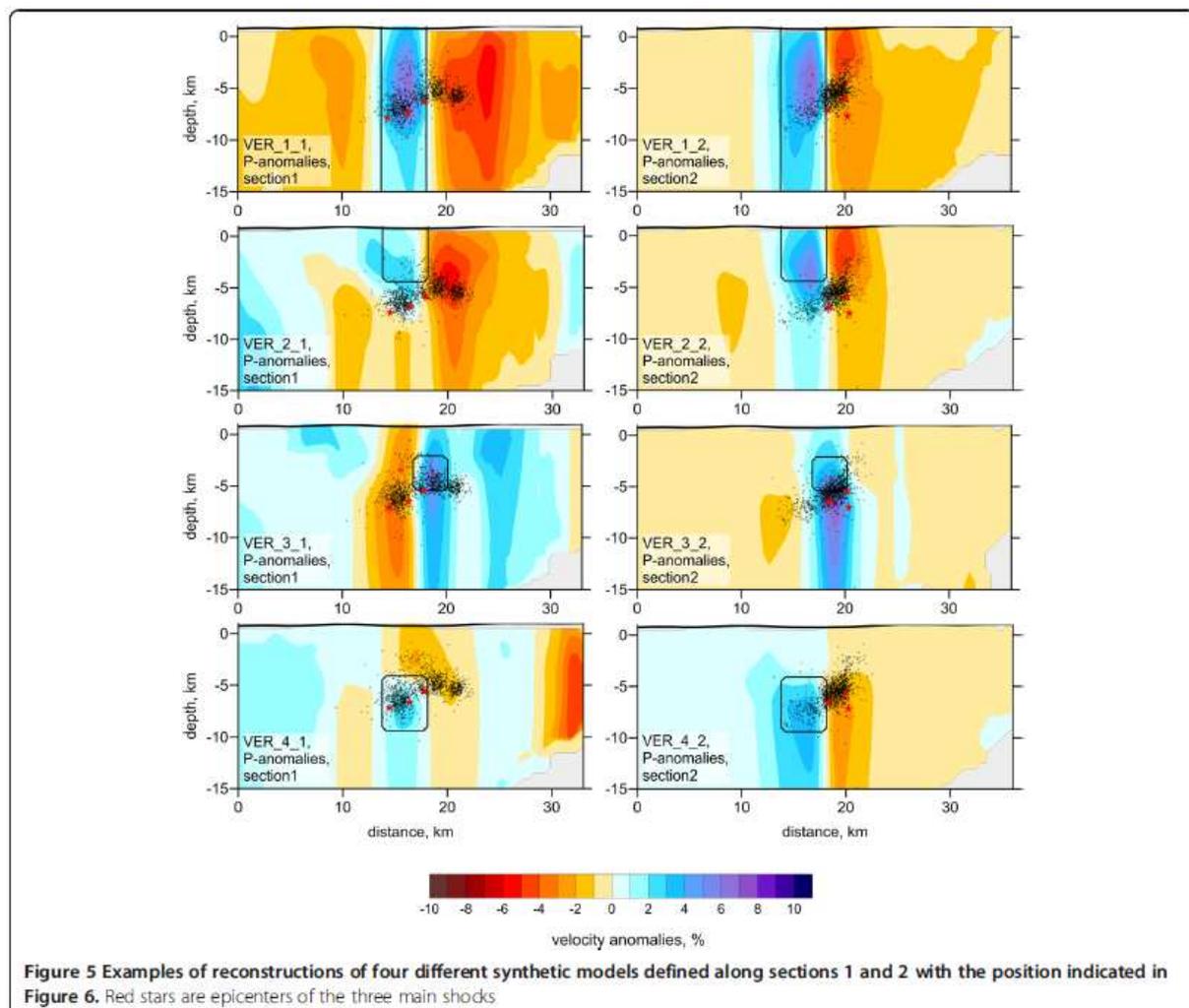
**Figure 4** Examples reconstructions for six models with single synthetic anomalies 3x3 km of lateral size placed in different parts of the study region to further investigate the effect of smearing. In all these cases, the amplitudes of anomalies were 5%.

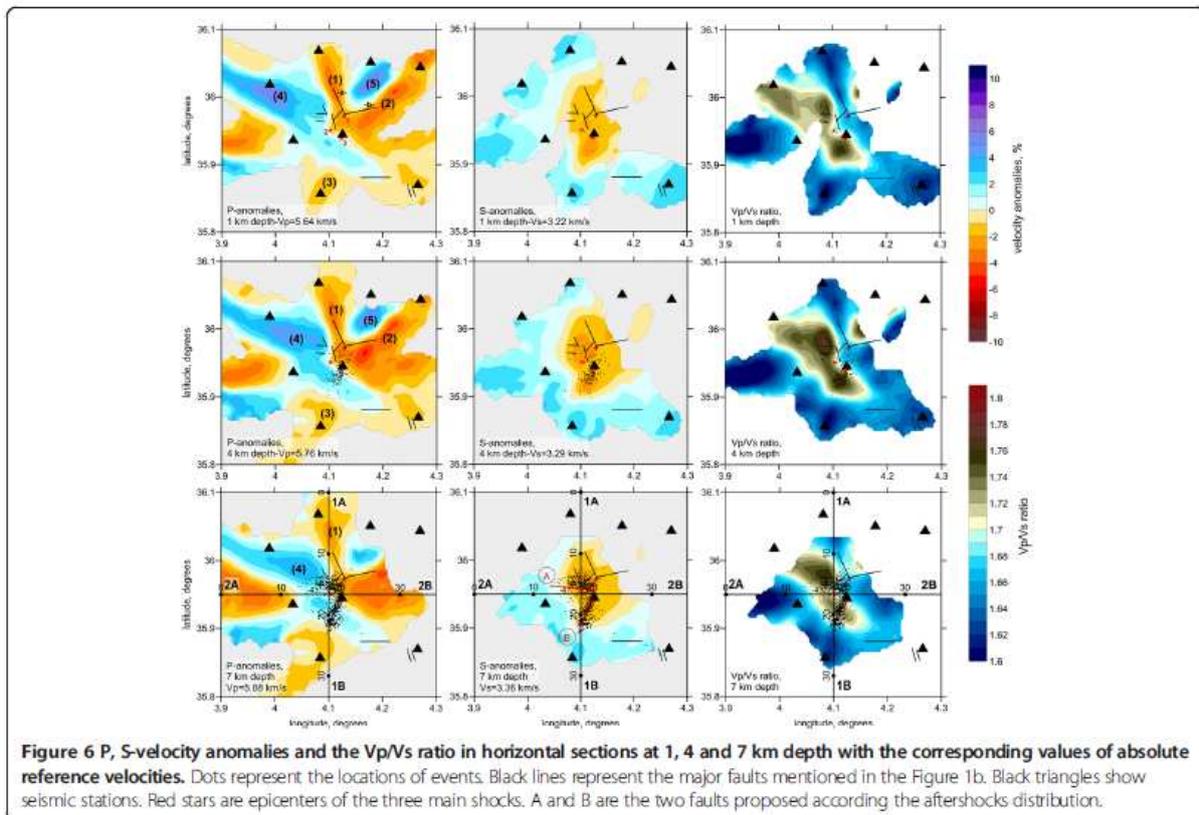
should be taken into account when considering the results of data inversion.

It is well known that the vertical resolution of passive tomography is usually poorer than the horizontal resolution, which can be explained by the effect of the trade-off between seismic velocity and source parameters. This effect is demonstrated in a series of tests presented in Figure 5. In this case, we defined several synthetic patterns across two vertical sections used for presenting the main results (Figure 6). All these eight plots represent different synthetic models, four for each of two sections; thickness of the anomaly in the direction across the section is 5 km. Here we present the reconstruction results for the P-anomalies. We analyzed different depth intervals of the anomalies, and the purpose of the test was to check whether the existing observation system is able to resolve any differences between these models. In fact, the reconstruction results shown in Figure 5 display a very strong vertical smearing of

anomalies, which does not allow the upper and lower limits of the synthetic anomalies to be resolved. These tests show that care is needed when interpreting any vertical changes of structures in real data results.

The results of tomographic inversion, which include P- and S-wave velocity anomalies, the  $V_p/V_s$  ratio, and the locations of sources, are presented in horizontal and vertical sections in Figures 6 and 7, respectively. We show the anomalies only in areas located at distances of less than 4 km from a nearest node of the parameterization grid which was set according to the ray density. Some anomalies in areas outside the network are related to the ray paths travelling to the remote stations of the Algerian network which were also involved in this study (Figure 8). Note that these outside patterns might be strongly smeared and thus should be considered with prudence. Both the P- and S-wave velocity structures appear to differ in shape from those in our model. The P-wave velocity structures





**Figure 6** P-, S-velocity anomalies and the Vp/Vs ratio in horizontal sections at 1, 4 and 7 km depth with the corresponding values of absolute reference velocities. Dots represent the locations of events. Black lines represent the major faults mentioned in the Figure 1b. Black triangles show seismic stations. Red stars are epicenters of the three main shocks. A and B are the two faults proposed according the aftershocks distribution.

are represented by contrasting patterns with radial orientations. However, as was shown by the synthetic tests, these shapes could be artifacts due to smearing outside the aftershock area. The S-wave velocity model is represented primarily by a single low-velocity anomaly in the central part of the study area that is surrounded by high-velocity anomalies. Interestingly, the amplitudes of the S-wave velocity anomalies are around 5%, which is lower than the value for the P-wave velocity anomalies (7%–9%). The S-wave velocity model shows a much larger reduction in variance and a smaller rms of remnant residuals after inversion than does the P-wave velocity model. Thus, the lower amplitude in the S-wave velocity model cannot be due to poorer quality of the S-wave data and consequent stronger damping in the inversion. On the basis of several inversion trials, we conclude that the obtained amplitudes are realistic. The Vp/Vs ratio model is obtained from the division of the resulting P- and S-wave velocities. This model displays a clear feature of high Vp/Vs ratio values, up to 1.78, in the area of the fault. In the surrounding areas, values are generally low (Vp/Vs = 1.62–1.66).

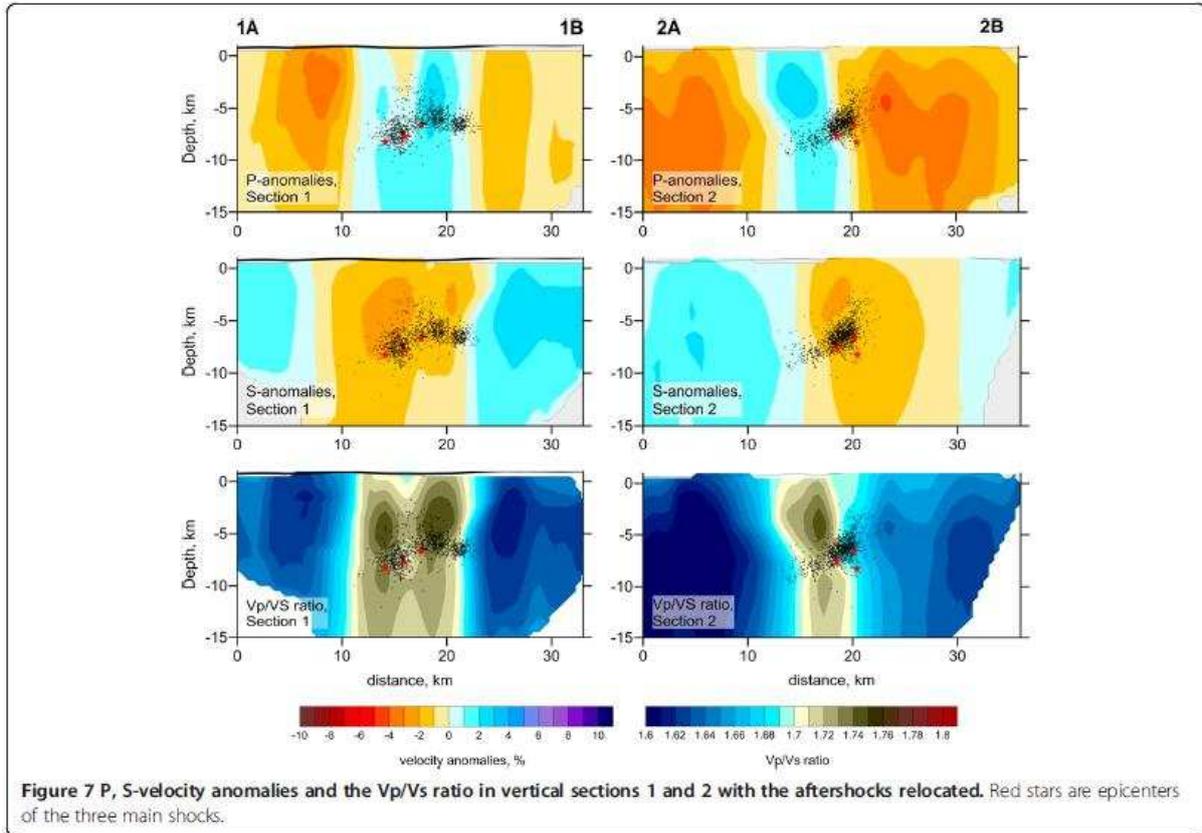
The resulting images of horizontal and vertical sections do not show significant variation in structure with depth. However, as was shown by the synthetic tests in Figure 5,

the existing data do not allow a robust resolution of the vertical variation.

### Discussion

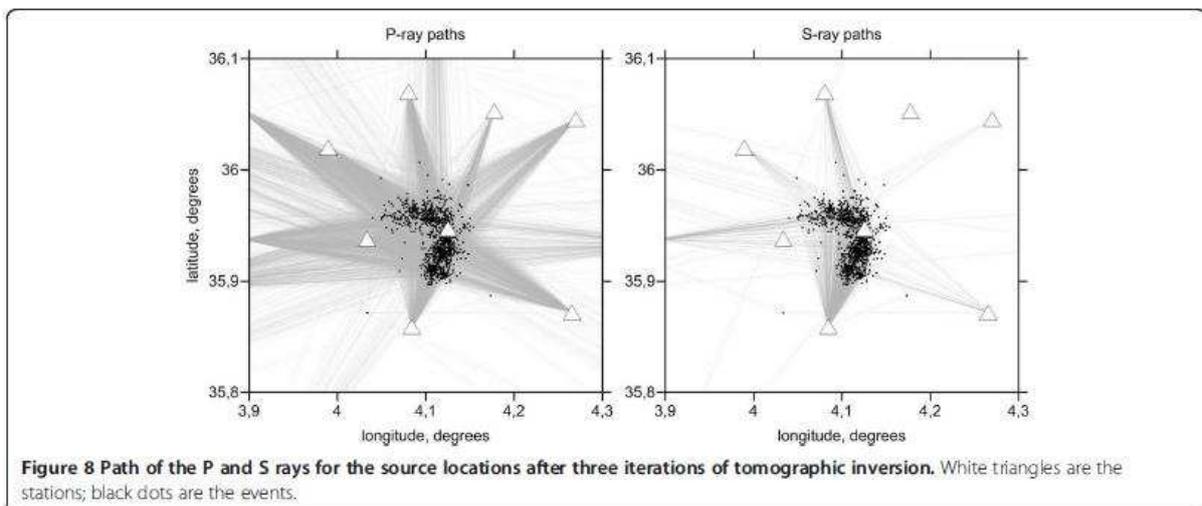
First of all we should note that the accuracy of source locations is quite high due to the favorable deployment of seismic stations around the aftershock area. We observe a rather well-clustered swarm of seismicity that appears to be clearly aligned in two segments. In map view, the events form a “7”-shaped cluster, with one segment oriented E–W showing a fault segment about 7 km long and 3 km wide (A in Figure 6), and another oriented NNE–SSW showing a fault segment about 8 km long and 3 km wide (B in Figure 6).

Two cross-sections were carried out show the vertical distribution of aftershocks and the variation in velocity with depth. Cross-section 1 (1A, 1B in Figure 6) is perpendicular to the first cluster, and cross-section 2 (2A, 2B in Figure 6) is nearly perpendicular to the second cluster. Figure 7 shows the P- and S-wave velocity anomalies and the Vp/Vs ratio in vertical sections 1 and 2 together with the relocated aftershocks. The first cluster (A in Figure 6) is oriented E–W and is distributed on a near-vertical plane 3 km wide (between 13 and 16 km), 8 km long (between 13 and 21 km, see cross-section 2),



and between 5 and 9 km deep (see cross-section 1). The second cluster (B in Figure 6) is oriented NNE–SSW and is also distributed on a near-vertical plane 3 km wide (between 18 and 21 km), 8 km long (15 and 23 km, see cross-section 1), and between 3 and 7 km deep (see cross-section 2).

These results are in agreement to those of Yelles et al. (2013), who relocated the same data and found that the focal mechanisms of the second cluster (B) show near-vertical left-lateral strike-slip fault planes and that those of the first cluster (A) show a high-angle reverse fault.



The spatiotemporal evolution of the Beni-Ilmane aftershocks as defined by Yelles et al. (2013) confirms the three periods of rupture processes that were considered according to the occurrence of the three large main shocks of very similar magnitude (red stars 1, 2, and 3 in Figure 6). The first shock occurred on May 14 on a NNE–SSW-trending, near-vertical, left-lateral strike-slip fault, and may have provoked the second shock that occurred two days later on an E–W reverse fault. The third shock occurred south of the first one nine days after, with the same fault parameters.

No significant differences are observed between the velocity features at different depth levels. This is probably due to poor vertical resolution, as shown by the synthetic tests presented in Figure 5. The structure of P-wave velocity anomalies most likely represents shallow structures and can be associated with the surface geology (black lines in Figure 6). It is widely accepted that P-wave velocity is sensitive mainly to variations in the composition of rocks (e.g., Eberhart-Phillips et al. 1989; Behn and Keleman 2003). Therefore, the resulting P-wave velocity anomalies may represent geological structures of different origins. The low-velocity anomalies marked (1) and (2) in Figure 6 fit with the fault alignments determined from geological evidence (Baldini 1966). Pattern (1) may coincide with fault “a” and pattern (2) with fault “b” and the syncline of Beni-Ilmane (Figure 1b). These two patterns appear clearly for the first two horizontal sections at depths of 1 and 4 km, but start to disappear from the third section at 7 km depth.

No correlation is found between these anomalies and the aftershock distributions that might be explained by a shallow expression of the faults corresponding to the occurrence of seismicity. However, it should be noted that care should be taken with these radial-shaped anomalies, because they can be caused partly by smearing, as was shown by synthetic tests (Figure 4).

Anomaly (3) appears to be located at the prolongation of seismicity cluster B and may represent the end of the strike-slip fault where the second phase of aftershock activity occurred. P-wave high-velocity anomalies (4) and (5) may represent rigid blocks of upper crust that are not deformed by regional stresses. These anomalies are located at Jebel Dira and along of the northern part of Choukchot anticline, respectively (Figure 1b).

The S-wave velocity model appears to differ substantially from the P-wave velocity model. In contrast to the compressional velocity, the shear velocity is generally regarded as being related to the fracturing, porosity, and content of fluids (e.g., Domenico 1984; Eberhart-Phillips et al. 1989). We observe an S-wave low-velocity anomaly in the central part of the study region that coincides with the aftershock area (Figure 6). This pattern is especially clear in maps of the  $V_p/V_s$  ratio. Relatively high values of the  $V_p/V_s$  ratio

(~1.78) compared with the surrounding areas (1.62–1.66) probably indicate the presence of high fluid contents. These fluids can be released from deeper levels due to fault movements and quickly migrate upwards. This hypothesis is supported by vertical sections (Figure 7) that show the major  $V_p/V_s$  anomalies located above the seismic clusters.

Oil exploration conducted in the South Tellian border region during the 1990s indicated that this area could contain important hydrocarbon reservoirs (Bracene 2002). Two hypotheses for the origin of the oil have been proposed. One considers the bedrock as Turonian (British Petroleum 1995: Petroleum evaluation of the Sour El Ghazlane, unpublished) and the other considers it to be upper Albian (Maxus 1994: Convention Sonatrach-Maxus sur L'Atlas Saharien central, unpublished). Our tomographic investigations through the negative S-wave velocity anomaly shown in Figure 6 seem to reveal oil and gas fields content in these levels.

## Conclusion

The 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence represents the most important recent seismic event in the transition seismotectonic zones of the Bibans-Hodna Mountains and the Tellian Chain High Plateaus, where the seismic activity is usually relatively low. This earthquake sequence was marked by three main shocks of very similar magnitude in 10 days, and by strong aftershock activity that lasted for several months. This active seismic phase was triggered by conjugate E–W reverse and N–S dextral faulting.

This study is the first tomographic investigation of the region. We performed inversion using the LOTOS code, which allows for the simultaneous determination of P- and S-wave velocity distributions as well as the relocation of aftershocks. Our selected model was thoroughly verified by various synthetic tests that show an acceptable horizontal resolution in the central part of the study region coinciding with the aftershock area. This is in contrast to the surrounding areas, where the patterns of anomalies are strongly smeared due to the dominant orientations of rays. We also demonstrated the limits of vertical resolution, which can be explained by the effect of the trade-off between seismic velocity and source parameters.

The P-wave velocity anomalies reveal low-velocity patterns that correspond to the fault alignments determined from geological evidence. The derived positive P-wave anomalies may represent rigid blocks of the upper crust that are not deformed by regional stresses.

The S-wave velocity model appears to differ considerably from the P-wave velocity model. We observed a low-velocity anomaly in the central part of the study region that coincides with the aftershock area. This pattern is especially clear in maps of the  $V_p/V_s$  ratio. Relatively high values of the  $V_p/V_s$  ratio (~1.78) in the central area compared with

the surrounding areas (1.62–1.66) probably indicate the presence of high fluid contents. These fluids may be released from deeper levels by fault movements and migrate quickly upwards.

Reports of oil investigations conducted during the 1990s in the South Tellian border region show the existence of hydrocarbon reservoirs (both oil and gas). These reservoirs coincide with the low-velocity anomaly in the central part of the study region tomographic investigations. Then tomographic investigations seem to be a good tool to discuss and reveal presence of oil content in potential hydrocarbon region.

#### Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

#### Authors' contributions

AI collected the data, carried the processing, and participated in the written of this manuscript and the interpretation of the results. KI participated in the written, processing of data and the interpretation of the results. SF participated in the written and the correction of manuscript. YA participated in the written and the coordination between all authors. All authors are read and approved the final manuscript.

#### Acknowledgments

The authors gratefully acknowledge the Editor Max Haring and the three anonymous reviewers for their useful comments and suggestions.

#### Author details

<sup>1</sup>Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, BP. 63, Bouzareah, Alger, Algeria. <sup>2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Prospekt Koptuyuga, 3, Novosibirsk 630090, Russia. <sup>3</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

Received: 23 February 2014 Accepted: 27 October 2014

Published: 4 November 2014

#### References

- Ayadi A, Dorbath C, Ousadou F, Maouche S, Chikh M, Bounif A, Meghraoui M (2008) Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model. *J Geophys Res* 113:B09301, doi:10.1029/2007JB005257
- Baldini P (1966) Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 « TARMOUNT » feuille (140). Service géologique de l'Algérie, Alger
- Behn MD, Kelemen PB (2003) Relationship between seismic P-wave velocity and the composition of anhydrous igneous and meta-igneous rocks. *Geochem Geophys Geosyst* 4:1041, doi:10.1029/2002GC000393, 5
- Beldjoudi H, Guemache MA, Kherroubi A, Semmane F, Yelles-Chaouche AK, Djellit H, Amrani A, Hamed A (2006) The Laalam (Bejaia, Northeast Algeria) moderate earthquake (Mw5.2). *Pageoph*, doi:10.1007/S00024-009-0462-9
- Beldjoudi H, Delouis B, Heddar A, Nouar OB, Yelles-Chaouche AK (2011) The Tadjena earthquake (Mw =5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff Region (Northern Algeria): waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir Fault. *Pageoph* 169:677–691, doi:10.1007/s00024-011-0337
- Benouar D (1994) The Melouza earthquake of 21 February 1960, Seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century. *Ann Geofis* 37(4):862
- Bounif A, Dorbath C (1998) Three dimensional velocity structure and relocated aftershocks for the 1985 Constantine, Algeria (M<sub>s</sub> =5.9) earthquake. *Annali di Geofisica* 41(N.1):93–104
- Bracene R (2002) Géodynamique du Nord de l'Algérie: Impact sur l'exploration Pétrolière. In: PhD. Thesis. Vol 1. Université. De Cergy Pontoise, France
- Chiarabba C, Amato A (1994) From tomographic images to fault heterogeneities. *Annali di Geofisica XXXVII*:N. 6
- Chiarabba C, Amato A, Meghraoui M (1997) Tomographic images of the El Asnam fault zone, and the evolution of a seismogenic thrust-related fold. *J Geophys Res* 102, doi: 10.1029/97 JB01778. Issn: 0148–0227

- Domenico S (1984) Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics* 49(8):1188–1195, doi:10.1190/1.1441748
- Dorbath C, Oppenheimer D, Amelung F, King G (1996) Seismic tomography and deformation modeling of the junction of the San Andreas and Calaveras faults\*. *J Geophysical Res: Solid Earth* (1978–2012) 101(Issue B12):27917–27941, doi:10.1029/96JB02092
- Eberhart-Phillips D, Han D, Zoback M (1989) Empirical relationships among seismic velocity, effective pressure, porosity, and clay content in sandstone. *Geophysics* 54(1):82–89, doi:10.1190/1.1442580
- Kieken M (1974) Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban, Thèse ès Sciences, Paris, Pub. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série, n° 46, t. I, 217 p. et t. II, 281 p
- Kieken M (1975) Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban, Thèse ès Sciences, Paris, Pub. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série, n° 46, t. I, 217 p. et t. II, 281 p
- Koulakov I (2009) LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms. *Bull Seism Soc Am* 99(1):194–214, doi:10.1785/0120080013
- Koulakov I, Bindi D, Parolai S, Grosser H, Milkereit C (2010) Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the North Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography. *Bull Seism Soc Am* 100(1):207–224
- Nolet G (1987) Seismic wave propagation and seismic tomography. In: Nolet G (ed) *Seismic Tomography*. Reidel, Dordrecht, pp 1–23
- Paige CC, Saunders MA (1982) LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM transactions on mathematical software*. *Trans Math Softw* 8:43–71
- Salah MK, Sahin S, Destici C (2007) Seismic velocity and Poisson's ratio tomography of the crust beneath southwest Anatolia: an insight into the occurrence of large earthquakes. *J Seism* 11:415–432, doi:10.1007/s10950-007-9062-2
- Salah MK, Sakir Sahin S, Aydin U (2011) Seismic velocity and Poisson's ratio tomography of the crust beneath East Anatolia. *J Asian Earth Sci* 40:746–761, doi:10.1016/j.jseas.2010.10.021
- Thurber C, Roecker S, Ellsworth W, Chen Y, Lutter W, Sessions R (1997) Two-dimensional seismic image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, central California: evidence for fluids in the fault zone\*. *Geophys Res Lett* 1591–1594, doi:10.1029/97GL01435
- Yelles K, Lammali K, Mahsas A, Calais E, Briole P (2004) Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw =6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophys Res Lett* 31:L13610, doi:10.1029/2004GL019884
- Yelles K, Abacha I, Semmane F, Beldjoudi H (2013) The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010. *Pageoph*, in press
- Yolsal-Çevikbilen S, Biryol CB, Beck S, Zandt G, Taymaz T, Adiyaman HE, AA O (2012) 3-D crustal structure along the North Anatolian Fault Zone in north-central Anatolia revealed by local earthquake tomography. *Geophys J Int* 188:819–849, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05313.x

doi:10.1186/2193-1801-3-650

Cite this article as: Abacha et al.: Seismic tomography of the area of the 2010 Beni-Ilmane earthquake sequence, north-central Algeria. *SpringerPlus* 2014 3:650.

Submit your manuscript to a SpringerOpen® journal and benefit from:

- Convenient online submission
- Rigorous peer review
- Immediate publication on acceptance
- Open access: articles freely available online
- High visibility within the field
- Retaining the copyright to your article

Submit your next manuscript at ► [springeropen.com](http://springeropen.com)

## VI.6. Discussion et conclusion

La séquence sismique de Beni-Ilmane de 2010 représente l'événement sismique récent le plus important dans les deux zones de transition Bibans-Hodna et chaîne Tellienne-Hauts Plateaux, où l'activité sismique est relativement faible. Cette séquence a été marquée par l'occurrence d'une série de trois séismes modérés ( $M_d \geq 5$ ) commençant par l'évènement du 14 mai ( $M_d=5.2$ ) suivi de deux autres chocs après deux et neuf jours respectivement. Cette sismicité a été déclenchée au moins par deux failles : l'une inverse orientée E-W et l'autre décrochement senestre orientée NNE-SSO.

Les résultats de moments sismiques et les magnitudes de moment des trois chocs principaux ( $M_0=2.2 \times 10^{24}$  dyne-cm ;  $M_w=5.6$ ,  $M_0=1.9 \times 10^{24}$  dyne-cm ;  $M_w=5.5$  et  $M_0=2.4 \times 10^{24}$  dyne-cm ;  $M_w=5.6$ ) sont plus au moins similaires à ceux obtenus par d'autres Centres, ou bien celles obtenus pour d'autres séismes de l'Atlas Tellien.

L'analyse de la CFF nous a montré que l'évolution des contraintes cosismiques n'explique pas l'apparition de deuxième et troisième chocs et que la variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par les trois chocs à la fois nous a montré que les zones chargées se trouvent aux extrémités des trois failles, où probablement des futurs séismes seront déclenchés. Le changement de la contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées nous a montré qu'un plan de glissement optimale tourne près du deuxième choc (du 16 Mai 2010) ce qui explique, que le séisme libère presque toute la contrainte régionale. Par contre, les orientations des plans sont plus limitées autour de la première et la troisième faille. Cela suggère que la contrainte régionale est plus grande que la chute de contrainte des deux séismes et donc des futures répliques pourront être déclenchées le long de ces deux failles.

Selon l'analyse spatio-temporelle (section VI.2) et les résultats du changement de contrainte de Coulomb sur des failles optimales orientées (section VI.5.2), on peut imaginer que la rupture est générée selon trois phases:

- Après l'occurrence du premier choc, la rupture est générée le long de la première faille décrochante de direction NE-SW (cela est confirmé par l'essai des répliques observé au sud du premier choc). On peut également suggérer que la rupture est également commencée sur la seconde faille, fait matérialisé par la présence d'un petit essaim dans la zone de deuxième faille.

- L'occurrence du second choc se matérialise par un essaim important observé le long de la seconde faille et par la réorientation d'un des plans de glissement optimaux près du deuxième choc. Ceci explique que la rupture a été générée rapidement sur la seconde faille ce

qui aurait provoqué la libération de presque toute la contrainte régionale sur ce segment. Au même moment un petit essaim se forme sur la partie sud de première faille, ce qui indique une poursuite de la rupture sur cette faille décrochante par l'occurrence du troisième choc.

- Après l'occurrence de ce troisième choc, un grand essaim est observé le long de la troisième faille, prolongation de la première puisque se situant dans son prolongement mais présentant peut être une orientation quelque peu différente. Quelques répliques sont encore observées sur la seconde faille ce qui suppose que cette dernière libérerait le reste de contrainte régionale. On observe enfin que les réorientations des plans restent limitées autour de la première et la troisième faille. Cela suggère qu'une grande partie de contrainte régionale est toujours accumulée sur ces deux failles et donc des futures répliques pourront se déclencher à ces extrémités.

On peut dire en résumé que la libération de l'énergie a été distribuée sur ces trois failles en évitant une catastrophe d'une grande magnitude.

Il est important de noter que ce séisme est produit après 50 ans du séisme important de 1960 qui a été principalement étudié par des observations macro-sismique. On peut supposer qu'un transfert de contrainte entre deux segments actifs adjacents a été produit.

La tomographie sismique effectuée dans la région de séisme de Béni-Ilmane en 2010, nous a quant à elle montré des anomalies de faible vitesse des ondes P correspondent aux alignements des failles observées à partir de données géologiques et des anomalies de grande vitesse des ondes P pouvant représenter des blocs rigides de la croûte supérieure non déformés par les contraintes régionales. Nous avons trouvé aussi, des anomalies de faible vitesse des ondes S coïncidentes avec la zone de répliques et avec les valeurs relativement élevées du rapport  $V_p/V_s$ . Ces valeurs élevées peuvent indiquer l'existence de fluide dans la zone de répliques. Ces fluides auraient été libérés de niveaux plus profonds par des mouvements de faille générés lors de cette séquence sismique puis auraient migré rapidement vers la surface.

## Discussion générale

Cette étude qui porte sur une vaste portion du territoire Nord Algérien va permettre ainsi d'intégrer ces nouveaux résultats pour la compréhension de la sismicité de la région Est algérienne.

Devant l'étendue de cette étude, celle-ci n'avait pas la prétention de comprendre l'ensemble des mécanismes liés à l'occurrence des événements mais d'apporter un éclairage sur l'ensemble des zones sismiques potentielles.

De ce fait, de nombreuses interrogations sur de nombreux sujets liés à cette sismicité persistent.

Au travers ce chapitre, il ne s'agit pas d'ouvrir un débat sur nos certitudes acquises mais de soulever les questions qui restent à élucider à l'avenir, c'est ce à quoi nous essayons d'inviter le lecteur à ce débat et que nous présentons dans ces prochaines lignes :

Tout d'abord sur l'ampleur de la sismicité, il est indéniable que la région Est s'avère plus active que la région Ouest. Le renforcement du Réseau National dans ces régions s'avère des plus nécessaires afin de mieux apprécier l'activité sismique de chacune des zones et sous zones.

Ce renforcement de la surveillance va aussi permettre de mieux connaître la nature de cette sismicité de deux types selon cette étude ; induite ou tectonique. Cette question est fondamentale pour l'évaluation de l'Aléa Sismique et le Zonage car en général la sismicité induite est de nature moins importante que la sismicité tectonique.

En revanche qu'en est-il de la sismicité provoquée qui peut conduire à faciliter la rupture d'une zone et provoquer un séisme important. Cet aspect devra nous le pensons faire l'objet d'une étude particulier car les modèles physiques sont nombreux et proposés par de nombreux chercheurs.

Qu'en est il en revanche de la sismicité tectonique de la région Est ; tout d'abord comme pour la partie Centre ou Ouest, la région Est se déforme du Nord au Sud avec un régime de contrainte plutôt transpressif avec une direction de contrainte légèrement différente que la région Ouest et Centre. Le dernier travail de F. Ouasadou (2014) le démontre.

D'autre part le tout récent travail de thèse de M. Médaouri (2014) ou B. Bouyahiaoui (2014) démontre l'importance des mouvements transcurrents dans cette région en raison de l'évolution géodynamique néogène de la marge marquée par la rotation du bloc Corso-Sarde

et l'ouverture du bassin marginal Algérien Provençal. Cette rotation s'étant exprimée sur la marge par la création d'une STEP fault marqueur d'une subduction du domaine océanique par des mouvements décrochants.

Cette signature particulière se retrouve sur la partie continentale sur le grand accident Est-Ouest qui traverse les zones externes et sur lequel s'enracine le bassin en pull part de Guelma.

En revanche les stigmates de la déformation s'observent très peu dans la région extrême Est qui se caractérise par exemple par une asismicité anormale de la région de Annaba. Comment s'exprime la déformation active dans ces régions. La réponse à cette question reste fondamentale. Cela peut faire également l'objet d'une étude particulière de cette région marquée quand même par des escarpements compressifs en pied de pente de la marge.

Aussi, la question de la sismicité de la bordure Sud Atlasique, la où s'est produit le séisme de Biskra de 1867 reste à être élucider. Le récent séisme de la région d'El-Oued rappelle la déformation active de cette zone.

Des études plus poussées dans ces régions sont nécessaires et notamment des études de tectonique active pour l'identification sur le terrain des nouvelles failles actives car des villes comme Biskra ou El-Oued de par le type de bâti restent encore très vulnérable par rapport à des séismes modérés à importants.

Enfin, il nous faut tenter de mieux comprendre la rupture, soit à l'échelle régionale soit à l'échelle locale. Pour cela, des études de CFF comme cela a été réalisé sur la séquence de Béni-Ilmane le 14 Mai 2010 sont une tentative de mieux comprendre l'occurrence de cette séquence de trois séismes modérés de magnitude pratiquement équivalente. A l'échelle régionale, on est également tenter de mieux cerner l'occurrence d'événements s'étant produits sur deux accidents axes tectoniques que sont :

**Le premier NE-SW** s'étalant de la région de Béni-Ilmane jusqu'à la région de Béjaïa où trois évènements sismiques ont été enregistrées en Novembre 2012, 19 et 26 Mai 2013. Le long de cet alignement, on note l'occurrence de trois séismes, il s'agit de séismes du 18 Août 2000 et celui du 20 Mars 2006 dans la région des Babors et le séisme de Béni-Ouarthilane du 10 Novembre 2000 dans la région de la Soummam. **Le second alignement WNW-ESE** s'étalant de la région de Béni-Ilmane jusqu'à la région de Batna où s'est produit la crise sismique de El-Madher (Avril 2010) en passant par la crise sismique de Bir-Haddada (Juillet 2010). Une question se pose, Quelle pourrait être la relation entre ces évènements en termes de transfert de contraintes le long de ces grandes transversales ?

## Conclusion générale

Cette thèse consacrée à étudier la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie, représente le premier du genre pour la région, En effet, à part les travaux de sismicité historique ou ceux consacrés au séisme qui a frappé la région de Constantine en Octobre 1985, Béni-Ourlilane en 2000 et Laalam en 2006, aucun autre manuscrit ne s'est attardé sur l'activité sismique de la région. Ce travail se base donc sur une approche combinée de la géologie, tectonique et de la sismologie, trois disciplines complémentaires pour approcher l'activité sismique.

Un des résultats remarquables est cette meilleure connaissance de cette activité en rapport avec l'activité historique. En effet comment comparer les quelques événements mentionnés par les catalogues antérieurs avec des milliers des événements qui se produisent dans la région par année. En effet cette région reste parmi la plus active puisque 2/3 des évènements sismiques en Algérie s'y produisent. D'autre part, on peut constater que cette sismicité ne touche pas les différentes régions est de la même façon. On peut dire par exemple que la région (zone sismogène) du bassin de Annaba reste assez calme au contraire de la région du bassin de Guelma, les Babors ou des régions frontière des massifs de Kabylie (la vallée de la Soummama, la faille Nord constantinois et la faille de Djebel Safia). Ces régions de Petite et de Grande Kabylie apparaissent d'ailleurs comme un noyau asismique. La région de Constantine apparaît quant à elle très sismique puisque de nombreux événements se produisent.

Chaque zone sismogène a pût être divisée en plusieurs sous-zones selon la nature de la sismicité qu'on peut regrouper en deux types : zones où la sismicité est induite divisée en sismicité induite naturelle et provoquée et zones où la sismicité est de type tectonique.

Les cartes des zones seismogènes présentées dans cette étude découlent d'une analyse minutieuse de la tectonique active dans la partie Nord-Est de l'Algérie avec une interprétation spécifique du comportement sismique de chaque zone. Par conséquent, il faut être prudent dans l'interprétation de ces cartes, car un nombre important de failles reste méconnue.

Cette étude nous a permis aussi d'établir des cartes sismo-tectoniques pour les régions où se sont produits les séismes important dans la région. Il s'agit du séisme de Constantine en 1985, le séisme de Laalam en 2006, la crise sismique de Mila en 2007 et la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010, car ces évènements, ont été suivis par des campagnes d'enregistrements instrumentales des répliques.

La crise sismique qui s'est produite durant le mois de Décembre 2007 et qui a touché la région de Mila est venue se superposer à l'activité sismique naturelle, habituellement connue. En effet, cette crise a permis d'aborder pour la première fois en Algérie le phénomène de sismicité induite générée par l'être humain. Elle a permis de voir comment une erreur technologique pouvait avoir des conséquences en générant une activité sismique dans une région où se situe la deuxième ville du pays et le plus grand barrage d'Algérie. L'analyse de la sismicité induite nous a démontré comment un réseau de failles pouvait être activé. Fort heureusement, ce phénomène est resté localisé et n'a pas engendré de séisme avec une magnitude significative. Ce phénomène a conduit en revanche à l'affolement de la population.

Il faut également signaler que la faille provoquée cette crise, elle est de 5 km de longueur et 1.5 km de largeur, alignée dans une direction NNW-SSE, et qui peut être liée à une faille décrochement verticale, constitue ainsi la deuxième structure active mise en évidence dans la région de Constantine après celle d'Ain Smara mise en évidence après le séisme de 1985.

Il faut aussi signaler que l'activité sismique au tour du barrage de Béni-Haroun surtout celle enregistrée en Janvier-Février 2012 liée au remplissage brusquement de ce barrage a la suite des importantes chutes de pluie et de neige enregistrées. Ainsi que l'activité sismique au tour du barrage Grouz de Oued Athmania qui supposée induite liée aux fuites détectée dans le barrage. Pour éviter un catastrophique dégât, il faut bien surveiller les barrages par une analyse mensuelle de la sismicité et aussi par l'installation de dizaines d'accéléromètres dans différents endroits du barrage afin de détecter un minimum mouvement.

Un autre type de la sismicité induite recentré dans notre région d'étude concernant la sismicité induite de Roknia, Azzaba, Djemila et peut être El-Hachimia générée par la circulation des eaux thermales dans le réseau de failles et fractures. Pour ce type, il faut une analyse géochimique de ces sources thermales qui permet de suivre le mouvement de ces fluides en profondeur, ce qui représente un bon moyen pour comprendre le fonctionnement actuel de ces structures. Il recommande également d'une étude tomographique afin de comprendre les structures de la croûte dans cette région.

Le deuxième événement étudié dans cette thèse, c'est la séquence sismique qui a frappée la région de Béni-Ilmane précisément dans la zone de transition entre les monts du Hodna orientés NO-SE et la chaîne des Bibans orientée E-O. Cette séquence est marquée par le nombre important des répliques (environ 24 000 pendant les 10 premiers jours) et par l'occurrence d'une série de trois séismes modérés ( $M_d \geq 5$ ) commençant par l'évènement du 14 mai ( $M_d 5.2$ ) suivi de deux autres chocs après deux et neuf jours respectivement.

Il est important de noter que cette séquence est le deuxième événement important au cours des 50 dernières années après le séisme de 1960 qui a été principalement étudié par des observations macrosismiques.

La distribution des répliques a montré deux clusters principaux: un orienté EW contient le deuxième choc, provoqué au moins par une faille inverse de 10 km de longueur et 5 km de largeur et l'autre orienté NNE-SSW contient le premier et le troisième choc, provoqué par une faille de décrochement senestre presque verticale de 15 km de longueur et 4 km de largeur.

Cette analyse des répliques a été suivie par une analyse spectrale pour déterminer les paramètres de la source, CFF et une tomographie sismique effectuée dans la zone épacentrale. Cette dernière étude nous a montré des anomalies de faible vitesse des ondes P correspondent aux alignements des failles observées à partir de données géologiques et des anomalies de grande vitesse des ondes P peuvent représenter des blocs rigides de la croûte supérieure qui ne sont pas déformée par les contraintes régionales. Nous avons trouvé aussi, des anomalies de faible vitesse des ondes S coïncidentes avec la zone de répliques et avec les valeurs relativement élevées du  $V_p/V_s$ . Ces valeurs élevées peuvent indiquer l'existence de fluide dans la zone de répliques. Ces fluides auraient été libérés de niveaux plus profonds par des mouvements de faille lors de cette séquence sismique et migré rapidement vers le haut.

Enfin, cet événement démontre que la zone de transition Tellien-Hauts Plateaux est active où des séismes modérés à forts pourrait se produire. Cependant, un intérêt plus important est la nécessité de comprendre le motif de déformation de cette région qui s'étend de l'ouest à l'est le long du front sud tellien.

Cette thèse représente une des premières contribution à la connaissance de l'aléa sismique et à la réduction du risque de la région de cette région Nord-Est de l'Algérie, L'existence d'une sismicité importante indique laisse supposer de la possibilité d'événements modérés à forts dans la région, C'est pour cela que ce travail devra être poursuivi afin de mieux connaître les différentes structures actives de la région, de mieux évaluer l'aléa sismique. Ce travail doit être accompagné par une meilleure évaluation de la vulnérabilité du bâti dans les grandes villes.

---

**REFERENCES**

1. Abacha, I., 2009. Surveillance sismique de la région de Constantine par réseau sismologique et GPS. Mémoire de Magister, Université de Sétif.
2. Aki, K and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Volume 1, W. H. Freeman, San Francisco, 512 pp.
3. Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B and Boucher, C., 2007. ITRF2005: a new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and earth orientation parameters. *Journal of Geophysical Research* 112, B09401, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB004949>.
4. Altamimi, Z., Collilieux, X and Métivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the International Terrestrial Reference Frame. *Journal of Geodesy* 85 (8), 457–473, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-011-0444-4>.
5. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982. A History of Persian earthquakes (Cambridge University Press, Cambridge), pp. 219.
6. Aoudia, A., F. Vaccari, P., Suhadolc and M. Meghraoui, M., 2000. Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *JOSE*, 4: 79-88.
7. Argus .D.F, Gordon, R.G., DeMets, C and Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-north America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94 : 5585-5602.
8. Aucapitaine, M., 1856. Note sur le tremblement de terre ressenti en Algérie du 21 au 25 août 1856. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 2 ème semestre, T. XLIII, 16, p. 765.
9. Beldjoudi, H., Guemache, M.A., Kherroubi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Amrani, A., and Haned, A., 2009. The Laâlam (Béjaïa, North-East Algeria) moderate earthquake (Mw = 5.2) on March 20th, 2006. *Pure Appl Geophys* 166((4):623–640.
10. Beldjoudi, H., Delouis, B., Heddar, A., Nouar, O.B., Yelles-Chaouche, A.K and Heddar, A., 2011. The Tadjena earthquake (Mw = 5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff region (Northern Algeria): waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir Fault. *Pure Appl Geophys* 169(4):677–691.
11. Benhallou, H., Ferrer, A and Roussel, J., 1971. Catalogue des Séismes Algériens de 1951 à 1970. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie (I.M.P.G.A). Université d'Alger, Alger, pp.198.
12. Benhallou, H., 1985. Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie, Thèse de Doctorat. USTHB. Alger. 294 p.
13. Benouar, D., 1994. The Melouza earthquake of 21 February 1960, Seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century, *Ann. Geofis.* 37(4). 862 pp.

14. Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sebai, A., Ait 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* **1**, ano 1, , Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico National España, 107-114.
15. Boatwright, J., 1987. Detailed spectral analysis of two small NY state earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 1117–1131.
16. Boatwright, J., 1980. A spectral theory of circular seismic sources: simple estimates of source dimension, dynamic stress drop and radiated seismic energy. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 1–27.
17. Boore, D.M and Boatwright, J., 1984. Average body-wave radiation coefficients. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 1615–1621.
18. Boudiaf, M.A., 1996. Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie), Thèse de Doctorat, Université de Montpellier, 274 p.
19. 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.
20. Bouhadad, Y., Nour, A., Laouami, N and Belhai, D., 2003. The Beni-Ourtillane-Tachouaft fault and Seismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria), *J. Seismol.* 7, 79–88.
21. Bouillin, J.P., 1977. Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia (Algérie). Thèse Doctorat, Université. P ; Sabatier, Toulouse.
22. Bounif, M.A., Haessler, H and Meghraoui, M., 1987. The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 451-460.
23. Bounif, M.A., 1990. Etude sismotectoniques en Algérie du nord : contribution à l'étude d'un tronçon de la chaine tellienne à partir des répliques du séisme de Constantine du 27/10/1985. Mémoire de Magister, USTHB, Alger, 155p.
24. Bounif, M.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*, Vol. 41, N.1, April 1998, pp. 93-104.
25. Bounif, M.A., Bezzeghoud, M., Dorbath, L., Legrand, D., Deschamps, A., Rivera, L and Benhalou, H., 2003. Seismic source study of the 1989, October 29, Cheoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong ground motion records. *Am. Geophys.*, 46 (4), PP. 625-646.
26. Bounif, M.A., 2004. Contribution à la sismogénèse : Etude détaillées des mécanismes de rupture au nord de l'Algérie. Thèse de Doctorat, USTHB, Alger.

27. Bracène, R., 2001. Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de Doctorat, université de Gergy-Pontoise, 101 p.
28. Brune, J.B., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009.
29. Brune, J.B., 1971. Correction. *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
30. Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F and Tardy, M., 2002. Current strain regime in the western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001. *Geology*, 30: 651-654.
31. 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. Plan. Sci. Lett.*, **216**, 8–92.
32. Chouet, B., 2003. Volcano seismology, *Pure and Applied Geophysics*, 160, 739–788.
33. Cochard, M., 1867. Lettre sur le tremblement de terre d'Alger, adressée par M. Cochard à M. Wolf et communiquée par M. Le Verrier, *CRAS*, **XLIV**, pp. 34.
34. Coiffait, P.E., 1992. Un bassin post nappes dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord orientale) Thèse de doctorat. univ. Nancy 505p.
35. Cornet, F and Yin, J., 1995. Analysis of induced seismicity for stress field determination and pore pressure mapping. *Pure Appl. Geophys*, 145, 677-700.
36. Cornet, F.H., Bérard, F.H and Bourouis, S., 2007. How close to failure is a granite rock mass at a 5 km depth? *International Journal Rock Mechanics Mining Sciences* 44, 47–66.
37. Coyne and Bellier., 1996. Barrage de Tichi-Haf. Structure géologique et perméabilité: hypothèses le voile d'étanchéité, rapport technique, pp. 34.
38. D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S and Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research* 113 (B12), 12.
39. Delouis, B., Vallee, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahras, A., Briole, P., Benhamouda, F and Yelles, K., 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.
40. DeMets, C.R. Gordon, G., Argus, D.F and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
41. DeMets, C.R. Gordon, G., Argus, D.F and Stein, S., 1994. Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Letters*, 21: 2191-2194.
42. DeMets, C., Gordon, R.G and Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80.

43. Deschamps, A., Bezzeghoud, M and Bounif, A., 1991. Seismological study of the Constantine (Algeria) earthquake (27 October 1985), in *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibro-Maghrebian Region*, edited by J. Mezcua and A. Udias., Monografia n°8, Instituto Geografico National, Madrid, p 163-173.
44. Déverchère, J., et al., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
45. Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de Doctorat. dissertation, 333 pp., Inst. Univ. Eur. de la Mer, Brest Univ., Brittany, France.
46. Durand D.M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la BERBERIE. *Bull. Serv. Carte Géol., Agérie, N. S.*, 39 : 89-131.
47. Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L and Rossetti. F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the central mediterranean, *Geophysical Journal International*, 145 (3), 809–820. 32, 36, 190.
48. Ferdi, S and Harbi., 2014. Roman literary and epigraphie sources for the study of historical seismicity in Algeria circa 42-420 AD. *J Seismol.* 18:277-287. DOI 10.1007/s10950-013-9400-5.
49. Fernandes, R.M.S., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M.J.R., Spakman, W and Govers, R., 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophysical Research Letters* 30 (16), 1828, <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017089>.
50. Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B.A., Bracene, R and Mercier, E., 2000. The two main steps of the atlas building and geodynamics of the western mediterranean, *Tectonics*, 19 (4), 740–761. 25, 27, 28, 36, 38, 39, 40, 41, 58, 106, 108, 134, 189, 190.
51. Gardner, J.K and Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquake in Southern California, with aftershocks removed, poissonian. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 64, 1363-1367.
52. Gelabert, B., Sabat, F and Rodriguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late cenozoic geodynamic evolution of the western mediterranean, *Terra Nova*, 14 (2), 93–100. 32, 36, 37, 38, 108, 110, 134, 190.
53. Girardin, N., Hatzfeld, D and Guiraud, R., 1977. La sismicité du Nord de l'Algérie, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 95-100.
54. Glautier de Claubry., 1856. Sur les effets du tremblement de terre des 21 et 22 Août 1856 dans certaines parties de l'Algérie, *CRAS*, **XLIII**, 589-590.
55. Godano, M., 2009. Etude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard). Thèse à

l'université de Nice-Sophia Antipolis.

56. Guemache, M.A., 2010. Evolution géodynamique des bassins sismogènes de l'Algérois (Algérie) : Approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysiques. Thèse de Doctorat, USTHB, N° d'ordre : 01/2010-D/S.T. Alger.
57. Guiraud, R., 1990. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. D'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Mémoires N°3. Publication de l'Office national de la Géologie. Alger.
58. Gupta, H., 1983. Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation: a suggestion. *Bull Seismol Soc Am* 73:679–682.
59. Grandjean, A., 1954. Séismes d'Algérie de 1940 à 1950 inclus, *Ann. Inst. phys. Globe, Strasbourg*, 3ème partie, Géophysique, IVI, 83 (Le Puy).
60. Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in Californie. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34, 185-188.
61. Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H. and Schmedes, E., 2006. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity *Geophys Res Lett* 33(L19303). doi:10.1029/2006GL027642.
62. Hanks, T and Wyss, M., 1972. The use of body wave spectra in the determination of seismic parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 62, 561–589.
63. Harbi, A., 2001. Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents Actifs dans le Nord-Est Algerien. Mémoire de Magister, USTHB, Alger.
64. Harbi, A., Maouch, S., and Benhallou, Hadj., 2003. Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis. *Journal of Seismology* 7: 221–234.
65. Harbi, A., Antonella, P., and Giuliano F.P., 2010. Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue, *Nat Hazards*, DOI 10.1007/s11069-009-9497-6.
66. Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,347-24,358.
67. Hasegawa, H., Wetmiller, R and Gendzwill, D., 1989. Induced seismicity in mines in Canada - An overIVew, *Pure and Applied Geophysics*, 129, 423–453.
68. Haskell, N.A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soe. Am.* 54, 1811-1842.
69. 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.
70. Healy, J.H., Rubey, W.W., Griggs, D.T and Raleigh, C.B., 1968. The Denver

- earthquakes. *Science* 161, no. 3848:1301–1310.
71. Heaton, T., 1982. Tidal triggering of earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, 72(6), 2181–2200.
  72. Hirata, T., 1987. Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiment. *J. Geophys. Res.*, 92, 6215-6221.
  73. Hée, A., 1950. Catalogue des séismes algériens de 1850 à 1911, *Ann. Inst. Phys. Globe, Strasbourg*, 6, 41-49, Strasbourg.
  74. Husen, S., Bachmann, C and Giardini, D., 2007. Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005. *Geophys J Int* 171:1126–1134.
  75. Jiménez, M.J and Garcia-Fernandez, M., 2000. Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res* 103(1–4):463–468.
  76. Jolivet, L., 1997. La déformation des continents, exemples régionaux. Collection enseignement des Sciences, Hermann, Paris, France.
  77. Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82, 2981-2987.
  78. Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A.K., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracene, 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, *Mar. Geol.*, 261(1–4), 17–32, doi:10.1016/j. margeo.2008.05.016.
  79. Kijko, A. and Sellevoll, M.A., 1992. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Part II. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 82, P.120-134.
  80. Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M and Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 308 (1–2), 211–217.
  81. Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D and Kradolfer, U., 1994. Initial reference model in local earthquake tomography. *J Geophys Res* 99:19635–19646.
  82. Klein, F., 2002. User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, USGS Open-File Report 02–171, vers. 1, p 123.
  83. Koulakov, I., 2009a. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 1, pp. 194-214, doi: 10.1785/0120080013.
  84. Kreemer, C., Holt, W.E., 2001. A no-net-rotation model of present-day surface

- motions. *Geophysical Research Letters* 28 (23), 4407–4410, <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013232>.
- 85.** Lee, W.H.K and Lahr, J.C., 1975. HYP071 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U. S. Geological Survey Open File Report 75-311, 113 pp.
- 86.** Lin, J and Stein, R.S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- 87.** Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F and Thinon I., 2011. Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas, pp. 1–72, pages 72, 1 CD Projet GDR Marges "Eclipses", Actions Marges, Total, BRGM. 48, 49, 50, 110, 143, 144, 146, 191, 203
- 88.** Madariaga, R., 1977. High frequency radiation from cracks (stress drop) models of earthquake faulting. *Geophys. J.* 51, 625–652.
- 89.** Madeira, J and Ribeiro, A., 1990. Geodynamic models for the Azores triple junction; a contribution from tectonics, in *Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins*, eds Boillot, G. & Fontbote, J. M., *Tectonophysics*, **184**(3–4), 405–415.
- 90.** Maouche, S., Benouar, D., Harbi, A and Benhallou, H., 1998. The Algiers (Algeria) earthquake of 4 September 1996. *Eur. Earthquake Engin. Journ.*, 1, PP. 51-55.
- 91.** Marre, A., 1992. Le Tell oriental algérien de Collo à la frontière tunisienne: Etude géomorphologique. O.P.U Alger, Volume II, Pages 413 à 624.
- 92.** Mauffret, A., de Lamotte, D.F., Lallemand, S., Gorini, C and Maillard A., 2004. E-w opening of the algerian basin (western mediterranean), *Terra Nova*, 16 (5), 257–264. 37, 38, 48, 49, 50, 58, 106, 110, 190.
- 93.** Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, Q., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J and Rehault J.P., 2000. Post-collisional neogene magmatism of the mediterranean maghreb margin : a consequence of slab breakoff, *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 331 (3), 159–173. 25, 35, 130, 136.
- 94.** McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D and Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International* 155, 126–138, <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x>.
- 95.** McNamara, D.E., Hutt, C.R., Gee, L.S., Benz, H.M and Buland, R.P.A., 2009. Method to establish seismic noise, *Baselines for Automated Station Assessment*, *Seismological Research Letters* Volume 80, Number 4 July/August.
- 96.** Meghraoui, M., 1988. Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie

- (paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique). Thèse de Doctorat, université de Paris sud, Orsay, France.
97. Miller, A., Foulger, G and Julian, B., 1998. Non-double-couple earthquakes 2: observations, *Rev. Geophys.*, 36, 551–568.
  98. Mokrane. A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Ayadi A and Bezzeghoud, M., 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du CRAAG, Département ESS, Alger-Bouzaréah.
  99. Nocquet, J.M., 2002. Mesure de la deformation crustale en europe occidentale par géodésie spatial. Thèse de Doctorat. Université de Nice Sophia-Antipolis, UFR Sciences.
  100. Nocquet, J.M and Calais, E., 2004. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure appl. geophys.* 161, 000–000.
  101. Nocquet, J.M., Willis, P and Garcia, S., 2006. Plate kinematics of Nubia–Somalia using a combined DORIS and GPS solution. *Journal of Geodesy* 80, 591–607, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-006-0078-0>.
  102. Nocquet, J., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579 (2012) 220–242.
  103. Ousadou, F., Dorbath, L., Dorbath, M., Bounif, M.A and Benhallou, H., 2013. The Constantine (Algeria) seismic sequence of 27 October 1985: a new rupture model from aftershock relocation, focal mechanisms, and stress tensors. *J. Seismol.* 17:207-222. DOI 10.1007/s10950-012-9320-9.
  104. 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.
  105. Pearson, C., 1981. The relationship between microseismicity and high pore pressures during hydraulic stimulations experiments in low permeability granitic rocks. *Journal of Geophysical Research* 86, 7855–7864.
  106. Pelaez, J.A., Hamdache, M., and Lopez Casado, C., 2003. Seismic hazard in Northern Algeria using smoothed seismicity. *Results for peak ground acceleration*, *Tectonophysics* 372, 105–119.
  107. Pelaez, J.A., Hamdache, M., and Lopez Casado, C., 2005. Updating the probabilistic seismic hazard values of northern Algeria with the 21 May 2003 M 6.8 Algiers earthquake included. *Pure Appl. Geophys.* 162, 2163–2177.
  108. Perrey, A., 1848. Note sur les tremblements de terre en Algérie et dans l’Afrique septentrionale. *Mem. Acad. Sci. Arts et Belles-Lettres*, Dijon., 299-323.
  109. Prawirodirdjo, L and Bock, Y., 2004. Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 109, B08405,

- <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002944>.
110. Randall, M.J., 1973. The spectral theory of seismic sources. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 63, 1133–1144.
  111. Reilinger, R.E., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R and Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111 (B5), B05411, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB004051>.
  112. Rice, J.R and Cleary, M.P., 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 227-241.
  113. Rivera, L and Cisternas, A., 1991. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull Seismol Soc Am* 80: 600–614.
  114. Rothé, J.P., 1950. Les séismes de Kherrata et la séismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie*, 4 ème série, Géophysique, N. 3.
  115. Rothe, J.P., 1955. Le tremblement de terre d'Orléansville et la séismicité de l'Algérie. Extrait de la *Nature*, N° 3237, Dunod, 1-9.
  116. Roussel, J., 1973. Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716-1970, *Bull. Soc; Hist. Natur. Afrique du Nord.*, 64 (3), 2pp. 11-227.
  117. Roussel, J., 1973a. L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus. Extrait du *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*. Tome 64 (1973)-Fascicules 3 et 4. Imp. SNED-Alger, 185-210.
  118. Roussel, J., 1973b. Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie (1716-1970). Extrait du *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*. Tome 64 (1973)-Fascicules 3 et 4. Imp. SNED-Alger, 211-228.
  119. Roussel, J., 1974. Note sur le séisme de Mansourah (Biban) du 24 Novembre 1973. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, t. 65, PP. 253-262.
  120. Rutledge, J., Phillips, W and Schuessler, B., 1998. Reservoir characterization using oil-production-induced microseismicity, Clinton County, Kentucky, *Tectonophysics*, **289**, 129–152.
  121. Saar, M.O and Manga, M., 2003. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood. *Oregon Earth Planet Sci Lett* 214:605–618.
  122. Savage, J.C., 1972. Relation of corner frequency to fault dimensions, *d. Geophys. Res.* 77, 3788-3795.

123. Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and faulting*. Second edition. Cambridge.
124. Searle, R., 1980. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 415–345.
125. Sella, G.F., Dixon, T.H and Mao, A., 2002. Revel: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*
126. Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169 (3), 1180–1200.
127. Shapiro, S.A., Kummerow, J., Dinske, C., Asch, G., Rothert, E., Erzinger, J., Kumpel H.J and Kind, R., 2006. Fluid induced seismicity guided by a continental fault: injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophys Res Lett* 33(L01309). Doi: 10.1029/2005GL024659.
128. Sherburn, S., Scott, B., Nishi, Y and Sugihara, M., 1998. Seismicity at White Island volcano, New Zealand: a revised classification and inferences about source mechanism, *J. Volc. Geoth. Res.*, 83, 287–312.
129. Simpson, D.W., Leith, W.S and Scholz, C.H., 1988. Two Types of Reservoir-induced Seismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2025–2040.
130. Skempton, A.W., 1954. The pore-pressure coefficients A and B, *Geotechnique*, 4,143-147.
131. Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P and Mattei, M., 2002. Age of the corsica-sardinia rotation and liguro-provencal basin spreading: new paleomagnetic and ar/ar evidence, *Tectonophysics*, 347 (4), 231–251. 36, 108.
132. Talwani, P., 1997. On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure Appl Geophys* 150:473–492.
133. Toda, S and Stein, R.S., 2002. Response of the San Andreas Fault to the 1983 Coalinga-Nuñez Earthquakes: An Application of Interaction-based Probabilities for Parkfield, *J. Geophys. Res.* 107, 10.1029/2001JB000172.
134. Toda, S., R.S. Stein, K., Richards-Dinger and S, Bozkurt., 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *J. Geophys. Res.*, B05S16, doi: 10.1029/2004JB003415.
135. Tsuruoka, H., Ohtake, M and Sato, H., 1995. Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of the ocean tide loading effect, *Geophys. J. Int.*, 122, 183–194.

- 136.** Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S and Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: implications for the kinematics and dynamics of the Nubia–Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics* 49 (3–4), 123–129, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007>.
- 137.** Vila, J.M., 1977. La carte géologique (1/200 000) de Constantine et sa notice, réalisée en 1977 et publiée par le Ministère de l’industrie et de l’énergie, direction des mines et de la géologie, service de la carte géologique de l’Algérie.
- 138.** Vila J.M., 1980. La chaîne alpine d’Algérie Orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Université P. et M. Curie-Paris.
- 139.** Waldhauser, F and Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault. *Bull Seismol Soc Am* 90, 1353–1368.
- 140.** Warren, N.W and Latham, G.V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *J. Geophys. Res.*, 75, 4455-4464
- 141.** Wells, D.L and Coppersmith, K.L., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- 142.** Wiemer, S. and Benoit, J., 1996. Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. *Geophys. Res. Let.*, 23: 1557-1560.
- 143.** WCC (Woodward Clyde Consultants), 1984. Seismic microzonation of Ech-Chellif region, Algeria. Report prepared for C.T.C., Algiers, 1, CTC, Algeria, 145 pp.
- 144.** Wyss, M. and Stefansson, R., 2006. Nucleation points of recent mainshocks in southern Iceland, mapped by b-value, *Bull. seism. Soc. Am.*, 96(2), 599–608.
- 145.** Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Bezzeghoud, M. and Buforn, E. 2004a, The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999, *Pure Appl. Geophys.* 161, 607–621.
- 146.** Yelles-Chaouche, K., Lammali, K., Mahsas, A., Calais, E and Briole, P., 2004b. Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw = 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L13610, doi:10.1029/2004GL019884.
- 147.** Yelles-Chaouche, A.K., Boudiaf, A., Djellit, H and Bracène, R., 2006. La tectonique active de la région nord algérienne. *Comptes Rendus Géosciences.* 338, 126–139.
- 148.** Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Haned, S., Deramchi, A., Allili, T., Kherroubi, A., Beldjoudi, H., Semmane, F., Amrani, A., Haddana, Z., Chaoui, F., Aidi, A and Allili, A., 2007. The Algerian Digital Network. *CSEM Letter*, N°22.
- 149.** Yelles-Chaouche, A.K., Roger, J., Deverchere, J., Bracene, R., Domzig, A., Hébert, H.,

- and Kherroubi, A., 2009a. The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast. *Pure Appl Geophys.* 166, 283-300. DOI 10.1007/s00024 008 0433 6.
- 150.** Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Beldjoudi, H., Kherroubi, A., Semmane, F., Haned, A., Allili, T., and Aidi C., 2009b. Seismicity in northern Algeria: from 419 AD to present. IASPEI Conference, CapeTown (South Africa) January 10-16 th, 2009.
- 151.** Yelles-Chaouche, A.K., Abacha, I., Semmane, F., Beldjoudi, H and Djellit, H., 2013a. The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) Earthquake Sequence of May 2010 *Pure Appl Geophys* DOI 10.1007/s00024-013-0709-3.
- 152.** Yelles-Chaouche, A.K., Allili, T., Alili, A., Messemen, W., Beldjoudi, H., Semmane, F., Kherroubi A., Djellit, H., Larbes, Y., Haned, S., Deramchi, A., Amrani, A., Chouiref, A., Chaoui, F., Khellaf, K and Nait Sidi Said, C., 2013b. The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): towards an earthquake early-warning system. *Adv. Geosci.*, 36, 31-38. doi: 10.5194/adgeo-36-31-2013.

## LISTE DES FIGURES

- Figure I.1.** Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie (modifié d'après Nocquet, 2002). 12
- Figure I.2.** Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur des modèles géologiques (mouvement moyenne sur 3.16 Ma) et géodésiques (Argus et al. 1989; DeMets et al. 1990, 1994, 2010; Calais et al. 2003; Fernandes et al. 2003; McClusky et al. 2003; Serpelloni et al. 2007; Sella et al. 2002; Altamimi et al, 2007, 2011; Reilinger et al, 2006; Nocquet et al, 2006; D'Agostino et al, 2008; Kreemer et Holt, 2001 et Prawirodirdjo et Bock, 2004). 13
- Figure I.3 :** Contexte tectonique actuel et les principaux domaines structuraux de la Méditerranée (modifié d'après Serpelloni et al. 2007). 14
- Figure I.4 :** Mouvement de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasiennne fixe (Faccenna et al. 2001) et du front de subduction téthysien du Crétacé à l'actuel. 16
- Figure I.5 :** Reconstruction de la Méditerranée Occidentale depuis 35 Ma (Gelabert et al. 2002) impliquant la subduction de la Téthys maghrébine sous l'Eurasie et la formation en arrièrearc d'un bassin océanique: le bassin algéro-provençal, avec un retrait de la subduction vers l'est (Calabre) et l'ouest (Alboran). 17
- Figure I.6 :** Évolution du bassin Est Algérien depuis l'Oligocène et sur un transect NNO-SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne (Frizon de Lamotte et al. 2000). 17
- Figure I.7.a :** Carte de situation des principales régions et structures géologiques en Europe et Méditerranée avec une synthèse cinématique en Europe-Méditerranée occidentale et centrale réalisée à partir des données géodésiques et sismo tectoniques (modifié d'après, Nocquet et Calais, 2004). **b :** Sismicité de la région Europe-Méditerranée occidentale et centrale de la période 2001-Août 2013 (Catalogue ANSS) 19
- Figure I.8 :** **En haut,** Carte des mécanismes aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale (<http://www.globalcmt.org>, 1976–2011). **En bas,** Cartes des principales caractéristiques cinématiques et tectoniques de la frontière entre les deux plaques Nubie et Eurasie (modifié d'après Serpelloni et al. 2007). Taux de déformations sont en mm/an. 21
- Figure I.9 :** **(a)** Carte des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale. **Maghrébides**= Kabylides (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle)) + Rif + Atlas Tellien, **Atlas intra-continental** = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien (Selon, Durand-Delga, 1969). **(b)** Les différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006). 22
- Figure I.10 :** **(a)** (en haut) carte sismo-tectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell (Meghraoui modifié, 1988) ainsi que les grands séismes de  $M \geq 5.5$  avec leurs mécanismes aux foyers (Havard). Les flèches rouges indiquent la direction de convergence (Nocquet et Calais, 2004) et les 24

chiffres en vert sont la variation de vitesse de déformation à longitude d'Alger entre les différents modèles indiqués dans la Figure I.2. Les rectangles en pointillés délimitent les domaines caractérisés par des régimes tectoniques relativement uniformes et les diagrammes de projections horizontales de P (en rouge) et T (en bleu) des axes de déformation (Serpelloni, 2007). **(b)** (en bas) la sismicité du nord de l'Algérie entre 1900 et 2013 (catalogue du CRAAG).

- Figure I.11 :** **(a)** carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973b) 28  
**(b)** carte des intensités maximales observées (Bezzeghoud et al. 1996)  
**(c)** carte des intensités maximales calculées (MCI) (Boughacha et al. 2004).
- Figure I.12 :** PGA moyenne avec une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans 29  
(période de retour 475 années) (Pelaez et al. 2005 modifié)
- Figure II.1 :** Carte topographique montre les différents reliefs de la région Est 33  
Algérienne. Les traits noirs représentent les limites administratives de chaque Wilaya.
- Figure II.2 :** Carte géologique de la région Nord-Est de l'Algérie (Meghraoui, 1988, 35  
modifié). Les structures actives sont inspirées selon (Meghraoui, 1988 ; Harbi et al. 2003 et Domzig, 2006).
- Figure II.3 :** Carte de distribution des épicentres des principaux séismes ( $M \geq 5$ ) 38  
historiques et instrumentaux de notre région d'étude. Les noms en violet correspondent aux noms romains de la ville respective. Numéros 1, 2, 3, etc correspondent à l'événement indiqué dans les **Tableaux II.1** et **II.2**. Sources des mécanismes aux foyers CMT HRVD solution, Girardin et al. 1977, Hatzfeld, 1978 et Yelles et al. 2013a. Les sources actives inspirées selon (Meghraoui, 1988, Vila, 1980, Harbi et al. 2003 et Domzig, 2006)
- Figure III.1 :** La répartition des stations du réseau ADSN dans le nord de l'Algérie. 47  
**a :** Station CKHR (Sétif), **b :** Système d'acquisition, **c :** Sismomètre large bande « Geodevice EDAS-24IP » et **d :** Transmission par satellite (VSAT) des données de la station vers le centre des données (Alger).
- Figure III.2 :** Acquisition de données en temps réel entre la station sismologique 48  
d'acquisition et la centrale des données à Bouzaréah.
- Figure III.3 :** **(a)** Station sismologique de Oued Athmania (SP03) (chinoise), **(b)** 50  
**numériseur :** Geodevice EDAS-24IP avec capacité de stockage allant jusqu'à 2 Go et fréquence d'échantillonnage de 100 Hz **(c) capteur :** 1 Hz Geodevice FSS-3 courte période à tri-composante, **(d) Interface de contrôle et d'acquisition :** RS232 et Ethernet RJ45GPS ; **(e) Système de positionnement :** GPS **(f) Alimentation électrique :** 12 v par un kit de panneau solaire.
- Figure III.4 :** **(a)** l'emplacement des stations portables pour suivi la crise sismique de 51  
Mila en 2007. **(b)** temps de fonctionnement des stations.
- Figure III.5 :** **(gauche)** les événements enregistrés avant l'installation de SP04. 52  
**(droite)** les événements enregistrés après l'installation de SP04.

<b>Figure III.6 :</b> (a) la station SP05 (Chinoise) installée dans l'école de Gerne Safia. (b) la station SP10 (Kinematics) installée dans l'école de Cherchara	53
<b>Figure III.7 :</b> histogramme représente le nombre d'évènements enregistrés par la station SP01 et les évènements localisés par 5 stations au plus sur une période de 10 jours	54
<b>Figure III.8 :</b> Station GPS de OHBA (Ouled Hebaba, wilaya de Guelma)	55
<b>Figure III.9 :</b> (gauche) exemple de dépouillement de la station SP04 pour la crise sismique de Mila en 2007 par le logiciel « msdp », (droite) exemple de dépouillement de la station SP01 pour la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010 par « Antelope ».	55
<b>Figure III.10 :</b> schéma explicatif de différentes étapes de traitements et de l'analyse des données de la crise sismique de Mila en 2007.	57
<b>Figure III.11 :</b> Cet exemple montre la complexité du pointé des phases et des polarités	58
<b>Figure IV.1 :</b> Taux de sismicité de la région Est et Ouest	64
<b>Figure IV.2 :</b> (a) en haut : sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie de 1900 à Décembre 2012 (la période instrumentale). (b) en bas : histogramme de fréquence des séismes correspondant.	66
<b>Figure IV.3.</b> Sismicité de notre région d'étude. (a) (haut-droite) Magnitude de durée. (b) (haut-gauche) Histogramme de la magnitude. (c) (bas-droite) Nombre cumulatif de séismes en fonction du temps.	67
<b>Figure IV.4 :</b> Taux de sismicité en fonction de gamma	69
<b>Figure IV.5 :</b> Procéssus d'élimination des répliques des données sismiques disponibles : (a) données brutes, (b) données nettoyées. Nous avons présenté aussi la valeur moyenne de b pour chaque carte : $b = 0.759$ pour la carte (a) et $b=0.719$ pour la carte (b).	71
<b>Figure IV.6 :</b> Zones sismogènes de la région Nord-Est de l'Algérie, a partir des données sismologiques et structure géologiques.	73
<b>Figure IV.7 :</b> Valeurs de b et Mmax calculées pour les sources sismiques considérées (Pelaez et al. 2005)	74
<b>Figure IV.8 :</b> Zones sismogènes dans le nord de l'Algérie en fonction de la tectonique active, étendue spatiale des failles actives et la sismicité (Aoudia et al. 2000). Les nombres sont les magnitudes maximales enregistrées. Les nombres gras sont les magnitudes maximales estimées à partir des données de failles actives.	74
<b>Figure IV.9 :</b> Vue panoramique sur les Babors.	75

- Figure IV.10 :** (a) sismicité de la région du Babors. Les solutions focales sont obtenues à partir d'Havard-CMT à l'exception de séisme du 1974 (Hatzfeld, 1978). (b) sismicité de la région du 1900 à Décembre 2013. Y figurent les trois séismes historiques les plus importants. Les coordonnées du séisme du 18/08/2000 sont modifiées selon Harbi et al. 2010. 76
- Figure IV.11 :** (a) localisation du choc principal par différentes agences pour le séisme du 28 Novembre 2012 avec la distribution spatiale des 11 évènements enregistrés durant 1 mois, le mécanisme au foyer est obtenu par CMT (Havard). (b) Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales (Domzig, 2006). Ces linéaments ne correspondent pas tous à des failles actives mais peuvent être liés à l'héritage structural. 79
- Figure IV.12 :** (a) Carte des isoséistes du séisme du 11 Novembre 2012. (b) Fissures importantes sur murs porteurs. (c) Ouverture importante sur les murs porteurs. (d) Effondrement total d'un plafond d'une chambre, murs fissurés et infiltrations d'eaux pluviales à travers le plafond. Source des photos <http://www.emsc-csem.org/> 80
- Figure IV.13 :** (a) localisation des deux chocs principaux de la séquence sismique de Béjaïa du 19 et 26 Mai 2013 par différentes agences et ses répliques (09 répliques « bleus » sont enregistrés entre les deux chocs et 47 « jeunes » sont enregistrés après le deuxième choc). Nous avons ploté aussi le séisme du 28 Novembre 2012 et ses répliques (évènements rouges). (b) Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales (Domzig, 2006). Ces linéaments ne correspondent pas tous à des failles actives mais peuvent être liés à de l'héritage structural. Les trois évènements sismiques « rouge » (localisation, CRAAG), « bleu » (ocalisation CSEM) et « jeune » (localisation, CSEM) se sont les chocs principaux des séismes : du 28 Novembre 2012, 19 Mai et 26 Mai 2013 respectivement. 82
- Figure IV.14 :** Synthèse de la zone 1 (Babors et Nappes Telliennes Setifiennes) 85
- Figure IV.15 :** (a) carte de la distribution de b value, dans la zone des Babors (b) et la zone de Sétif et Djemila (c). 86
- Figure IV.16 :** (a) sismotectonique de la vallée de la Soummam. Solution focale du séisme de Béni-Ouartilane du 10 Novembre 2000 (Havard-CMT). (b) Bathymétrie et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales (Domzig, 2006). 87
- Figure IV.17 :** (a) Carte des isoséistes du séisme du 10 Novembre 2000. (b) Fissures observées sur un immeuble à Béni-Ouartilane. (c) Effondrement de maisons en pierres à Fréha. (d) Trace de rupture de glissement de terrain dans la région de Tachaouaft. La trace de rupture est orientée N75°E et de 4 m de longueur (Bouhadad et al. 2003). (e) Troubles du sol le long de la route Tachaouaft-Ighil Ouatou. Les fissures au sol sont orientées N60°E et peuvent être poursuivis pour 50 m (Bouhadad et al. 2003). 91
- Figure IV.18 :** (a) Position géographique des 14 stations du réseau Algérien de la surveillance sismique. (b) Distribution spatiale des 78 principaux évènements 93

sismiques

<b>Figure IV.19 :</b> (a) Sismicité récente d'El Hachimia sud de Bouira. (b) Distribution de Gutenberg-Richter correspondante qui donne une valeur de $b$ égale 1.7	95
<b>Figure IV.20 :</b> Synthèse de la zone 2 (la vallée de la Soummam)	96
<b>Figure IV.21 :</b> sismotectonique de la partie Est des Bibans et la région de Hodna. Solutions focales des séismes de M'sila 1965 et de Mansourah 1973 obtenues par (Hatzfeld, 1978). Mécanismes aux foyers des trois chocs de la séquence sismique de Béni Ilmane (Yelles-Chaouche et al. 2013a).	98
<b>Figure IV.22 :</b> (a) sismicité récente (2000-2014) de la région de Bir-Haddada avec les 4 évènements produits entre 1900 et 1999. Les évènements bleus représentent la crise sismique en Juillet 2010. Sources des accidents tectoniques (Vila, 1977 et Harbi et al. 2003). (b) Nombre cumulatif de séismes (c) Magnitude de durée (d) Distribution de Gutenberg-Richter, avec $b$ est égale 0.9.	101
<b>Figure IV.23 :</b> Synthèse de la zone 3	102
<b>Figure IV.24 :</b> (a) carte tectonique montre les principaux décrochements passent par la région de Batna. (b) carte sismotectonique de la région de Batna.	104
<b>Figure IV.25 :</b> Les erreurs de localisation	106
<b>Figure IV.26 :</b> (a) Distribution spatiale des 20 évènements sismiques localisés. Les évènements rouges, bleus et jaunes sont ceux localisés en 10, 11 et 12 Avril 2010 respectivement. (b) Histogramme représentant le nombre d'évènements enregistrés et localisés en fonction de temps	108
<b>Figure IV.27 :</b> (a) sismotectonique de la zone 1 (bassins de Constantine et de Mila). La coupe géologique (A-B) est inspirée a partir de la carte 1/200 000 de Constantine (Vila, 1977). (b) distribution de $b$ -value de la région.	111
<b>Figure IV.28 :</b> Sismicité induite liée peut être aux fuites au niveau du barrage Hammam Grouz (Oued Athmania).	113
<b>Figure IV.29 :</b> (a) Nombre cumulatif de séismes en fonction du temps. (b) Magnitude de durée. (c) Distribution de Gutenberg-Richter, la droite a une pente qui correspond à une valeur $b = 1.2$ . (d) La représentation Log-Log du temps de récurrence de 151 évènements, qui donne une pente $\Gamma$ de -0.7.	114
<b>Figure IV.30 :</b> (a) Sismicité de la région du Guettar El Aich. Source des accidents tectoniques (Vila, 1977). Ligne blanche correspond à la coupe géologique représentée dans la Figure IV.27.a. (b) Magnitude de durée. (c) Nombre cumulatif de séismes. (d) Distribution de Gutenberg-Richter, avec $b$ est égale 0.7.	115
<b>Figure IV.31 :</b> Sismicité autour du barrage de Béni-Haroun	117

<b>Figure IV.32 :</b> Histogramme montrant le nombre d'événements sismiques enregistrés à la station sismique installée au barrage (CBHR) du Décembre 2011 au Juin 2012, en fonction de niveau d'eau du barrage (courbe bleue) et le volume d'eau pompé (courbe verte).	118
<b>Figure IV.33 :</b> Synthèse de la zone 5	119
<b>Figure IV.34 :</b> (a) sismotectonique de la région de la zone 6 (la petite Kabylie). (b) bathymétrie au large de Djidjelli avec les quatre structures chevauchantes qui sont supposées actives (Domzig, 2006). Les trois failles nommées WS (Segment Ouest), CS (tronçon central) et ES (Segment Est) (Yelles-Chaouche et al. 2009) sont considérés à l'origine des séismes du 21 et 22 Août 1856 et associé a un tsunami modéré. 1 et 2 les deux localisations de séisme du 22 proposés par les différents auteurs. (c) distribution de b-value de la zone 6 : la petite Kabylie avec $b=1$ .	120
<b>Figure IV.35 :</b> (a) Sismotectonique de la région de l'Azzaba. La faille de Djebel Safia est une faille liée aux sources hydrothermalisme actif qui pourrait se prolonger en mer. (b) Magnitude de durée. (c) Nombre cumulatif de séismes. (d) Distribution de Gutenberg-Richter, avec b est égale 1.	122
<b>Figure IV.36 :</b> Synthèse de la zone 6	123
<b>Figure IV.37 :</b> (a) sismo-tectonique de la région de la zone 7 (bassin d'Annaba). (b) Carte structurale au large de la région de Annaba avec les principales caractéristiques tectoniques: les lettres sont les principaux plis-failles, et les numéros sont des bassins perchés sous-marin (Kheroubi et al. 2009). (c) distribution de b-value de la zone 7 : le bassin d'Annaba avec $b=1.6$ .	125
<b>Figure IV.38 :</b> sismotectonique de la zone 2 (bassin de Guelma et ses environs). La coupe géologique (A-B) est inspirée a partir de la carte 1/200 000 de Constantine (vila, 1977).	126
<b>Figure IV.39 :</b> (a) Sismotectonique de la région de Roknia. (b) Magnitude de durée. (c) Nombre cumulatif de séismes.	128
<b>Figure IV.40 :</b> Sismo-tectonique de la zone 10 (Atlas-itra-continentale)	129
<b>Figure IV.41 :</b> (En haut) : Synthèse de la sismicité récente.	133
<b>Figure V.1 :</b> Les processus non tectoniques à l'origine de la sismicité induite	138
<b>Figure V.2 :</b> (a) rupture en cisaillement causée par un chargement tectonique classique. (b) rupture en cisaillement causée par une surpression de fluide. (c) la rupture en traction	140
<b>Figure V.3 :</b> (a) (droite) Distribution de Gutenberg-Richter pour la crise de Mila en Décembre 2007 qui donne une pente de 1.0. (b) (Gauche) La représentation Log-Log du temps de récurrence de 122 évènements (la fonction Gamma) d'exposant $\gamma=0.75$	160
<b>Figure V.4 :</b> Carte des principales sources thermales dans la partie Nord-Est de l'Algérie avec la sismicité. Les numéros représentent les noms des sources qui sont	162

indiqués dans le Tableau V.1

- Figure VI.1 :** (a) b-value en fonction de temps pour la séquence sismique de Béni-Ilmane. La ligne continue est la b-valeur calculée, et les lignes pointillées indiquent l'intervalle de confiance de 95% de la solution du maximum de vraisemblance. (b) Distribution de Gutenberg-Richter pour la séquence ce qui donne une pente de 0.96 184
- Figure VI.2 :** La représentation Log-Log du temps de récurrence (a) d'évènements constitués le segment 1 de la séquence d'exposant  $\gamma=0.4$  et (b) segment 2 d'exposant  $\gamma=0.5$  184
- Figure VI.3:** (a) zone d'étude, et stations sismiques utilisées dans cette analyse. (b) 186 distribution horizontale de 1403 événements avec mécanismes focaux des dix-huit événements ( $M_d \geq 4$ ) les plus importants (**voir paragraphe VI.2**) (taille du symbole est proportionnelle à la magnitude). Les événements en couleur rouge appartiennent au premier essaim E-W les bleus appartiennent au second essaim d'orientation NE-SW
- Figure VI.4:** Exemples représentant les spectres de déplacement de Fourier des ondes 189 P et S pour le premier choc du 14 Mai 2010 ( $M_w$  5.6) enregistré par la station EMHD. Les parties rouges et violettes sur les sismogrammes indiquent les fenêtres d'analyse pour les ondes P et S respectivement. L'épicentre de l'évènement et l'emplacement de la station sont présentés dans la **Figure VI.3**
- Figure VI.5:** (a)  $M_0$  des ondes P en fonction des ondes S et leur relation moyenne 191 (straight line). (b) relation entre le moment sismique  $M_0$  et la magnitude de durée  $M_d$
- Figure VI.6:** Géométrie des trois failles provoquant les trois chocs principaux : celui 193 du 14 Mai 2010 ( $M_w=5.6$ ), celui du 16 Mai 2010 ( $M_w=5.5$ ) et celui du 23 Mai 2010 ( $M_w=5.6$ )
- Figure VI.7:** Variation de la contrainte statique de Coulomb occasionnée par : (a) 194 premier choc sur l'occurrence du deuxième choc, (b) le premier choc sur l'occurrence du troisième choc, (c) le deuxième choc sur l'occurrence du troisième choc et enfin (d) le premier et le deuxième choc sur l'occurrence du troisième choc.
- Figure VI.8:** La variation de contrainte statique de Coulomb occasionnée par les trois 195 chocs (trois failles source)
- Tableau VI.9:** (a) orientation optimale des failles en décrochement par rapport au 196 champ de contrainte. (b) orientation optimale des failles de type inverse.

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau II.1 :</b> Les principaux séismes historiques ( $M \geq 5$ ) de la région Nord-Est de l'Algérie. Leurs épicentres sont matérialisés dans la <b>Figure II.2</b>	38
<b>Tableau II.2 :</b> Les principaux séismes instrumentaux ( $M \geq 5$ ) de la région Nord-est de l'Algérie. Leurs épicentres sont matérialisés dans la <b>Figure II.2</b>	39
<b>Tableau IV.1 :</b> Localisations et magnitudes du choc principal par différentes agences	90
<b>Tableau IV.2 :</b> Paramètres du mécanisme au foyer du choc principal	90
<b>Tableau IV.3 :</b> Failles actives, la valeur b de Gutenberg-Richter et la magnitude maximale pour chaque zone et sous-zone séismogène de la partie Nord-Est de l'Algérie. b1 et Mmax1 représentent la valeur de b et la magnitude maximale pour chaque zone séismogène. b2 et Mmax2 représentent les valeurs obtenues par Pelaez et al. 2005 pour ces 9 zones. b3 et Mmax3 représentent la valeur de b et la magnitude maximale pour chaque sous-zone séismogène.	133
<b>Tableau V.1 :</b> Liste des Hammams	163
<b>Tableau VI.1:</b> Les valeurs moyennes (des ondes P et S) de $M_0$ , et Mw. <b>N:</b> numéro de l'évènement selon le tableau 4 dans le paragraphe IV.2. Les évènements en rouge appartiennent au premier groupe et les évènements en bleus appartiennent au deuxième groupe. <b><math>M_0</math>:</b> le moment sismique moyenne (dyne cm).	190
<b>Tableau VI.2:</b> Paramètres du champ de contraintes régional (Stich et al. 2006; Ayadi et al. 2008)	195

**Résumé :**

Cette thèse est consacrée à l'étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Elle est la première du genre pour cette région, après l'installation du nouveau réseau sismologique Algérien.

Cette étude démontre de façon claire et définitive que cette région est la plus active du Nord de l'Algérie puisque près de 2/3 des événements sismiques s'y produisent. D'autre part, on constate que cette sismicité ne touche pas de la même façon les différentes régions de cette partie de l'Algérie. C'est pour cela qu'à partir des données géologiques, tectoniques et sismologiques 9 zones sismogènes et plusieurs sous-zones ont été considérées. Par ailleurs, pour chaque zone et zones-zone sismogène, les valeurs de  $b$  et  $M_{max}$  ont été déterminées et comparées à d'autres études.

Dans les zones et sous zones sismogènes deux types de sismicité ont été mis en relief: une sismicité de type induite tel que l'exemple de la crise sismique de Mila en 2007 et une sismicité de type tectonique telle que la séquence sismique de Béni-Ilmane en 2010. Ces deux exemples de sismicité ont été révélés à partir d'études approfondies suite à des campagnes d'enregistrements instrumentales d'études approfondies en termes de localisation et relocalisation, mécanismes aux foyers, champs de contraintes, paramètres de la source, CFF et la tomographie sismique.

Dans cette thèse, nous avons également mis en évidence de nouvelles failles actives (failles de Béni-Ilmane et la faille de Djebel Akhal) mais également considérées des failles peu étudiées précédemment (la structure transversale de Kherrata, la faille de Tachaouft, la structure d'El Madher et la structure de Bir-Haddada).

Cette thèse reste un document de référence pour plusieurs études ultérieures d'établir un modèle fiable de l'Aléa sismique dans ces régions.

**Mots clés :**

Atlas Tellien, sismicité, zones séismogènes, mécanisme au foyer, faille active, paramètres de la source.

**ملخص**

كرست هذه الأطروحة لدراسة الحركة الزلزالية في المنطقة الشمالية الشرقية للجزائر. حيث أنها تعتبر الأولى من نوعها في هذه المنطقة بعد إنشاء الشبكة الزلزالية الرقمية الجديدة.

بينت هذه الدراسة بصفة واضحة و أكيدة بأن هذه المنطقة هي الأكثر نشاطاً باعتبار أن ثلثا الهزات الأرضية تحدث فيها. من جهة أخرى، استطعنا أن نلاحظ أن التوزيع الجغرافي لهذه الهزات لا يمس جميع المناطق بنفس الكمية أو الطريقة مما سمح لنا من تحديد تسعة مناطق زلزالية اعتماداً على المعطيات الجيولوجية، التكتونية و الزلزالية. كما قمنا بحساب قيم  $b$  و  $M_{max}$  داخل كل منطقة ومقارنتها بدراسات أخرى.

مكننا هذه الدراسة أيضاً، من تقسيم كل منطقة حسب طبيعة وشدة الحركة الزلزالية إلى: مناطق تكون فيها الحركة الزلزالية محرضة، مثال ذلك النشاط الزلزالي الذي ضرب منطقة ميلة في ديسمبر 2007 و مناطق ذات حركة زلزالية تكتونية كالمنتالية الزلزالية التي ضربت منطقة بني يلمان في 2010. هذان النشاطان تويعا بتسجيلات للهزات الأرضية ودراسات معمقة من حيث مختلف مراحل المعالجة الدقيقة كآليات المنابع، حقول القوى، خصائص المصدر، تغير قوة كولومب و التصوير الزلزالي لمنطقة بني يلمان.

قمنا كذلك بتحديد الفلوق النشطة الجديدة (كفلق جبل الأكل و فلوق بني يلمان) و فلوق في مرحلة التحديد (كالبنية العرضية لخراطة و فلوق كل من تاشوافت، المعذر و بئر حدادة)

تبقى هذه الأطروحة مرجع لكثير من الدراسات المستقبلية لإنشاء نموذج متقن للإحتمال الزلزالي في هذه المناطق.

**كلمات مفتاحية:** الأطلس التلي، الزلزالية، المناطق الزلزالية، آلية المنبع، الفلوق النشط، خصائص المصدر.