

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 EN SCIENCES
Option : Sismologie

EVALUATION PROBABILISTE DE L'ALEA SISMIQUE DANS LA PARTIE NORD
EST DE L'ALGERIE

Présenté par
HAMLAOUI MAHMOUD

Soutenue publiquement le : 21/12/2017
Devant la commission d'examen :

DJAMEL MAOUCHE	Président	Professeur à l'université de Sétif
BADDARI KAMEL	Directeur de thèse	Professeur à l'université de M'Sila
LOUAIL LAYACHI	Co-directeur de thèse	Professeur à l'université de Sétif
BEN ABBES CHAOUKI	Examineur	Professeur à l'université de Constantine
BENAISSA ABDKADER	Examineur	Professeur à l'université de Constantine
SHOT HOCINE	Examineur	Professeur à l'université de Constantine
DEMDOUM ABDESLAM	Invité	Professeur l'université de Sétif

2017/2018

ملخص

هدف الأطروحة هو تطبيق نموذج احتمالي للاستنتاج التسارع الأقصى لحركة الأرض في موقع أو منطقة الشمال الشرقي للجزائر، أيضا المعاملات المختلفة على غرار احتمال التجاوز أو النسبة السنوية الموسطة للتجاوز و بالتالي مختلف مدة الرجوع التقريبية . باختصار الدراسة هي تقدير الحد الأقصى للتسارع الأرضي لزلزال مفترض في مكان معين، علما أن الشدة القصوى و المسافة التي تبعد عن موقع البؤرة هم معطيات معروفة.

تقيم الحد الأقصى للتسارع الأرضي يتوقف على نموذج التخفيف متناسب مع المعطيات السيسموتكتونية لمنطقة معينة و قائمة الزلازل الأساسية (الخالي من الهزات الارتدادية). هذا الأخير تم تكوينه من اجل تمييز النشاط الزلزالي (للمناطق الأكثر عرضة لحدوث الزلازل)، استعملنا قانون غوتنبرغ و ريشتر. هناك عامل يعتبر كذلك من الوسائط المهمة لتمييز النشاط الزلزالي ألا و هو الشدة القصوى. لتقييم هذا الأخير، استعملنا المناهج الاحتمالية مع الافتراض أن الصيغة التحليلية و الوسائط للنموذج حدوث الزلازل هي معطيات معروفة.

ان تطبيق الطريق المنتهجة في هذه الأطروحة على المناطق الزلزالية في الشمال الشرقي للجزائر مكنتنا من الحصول على تماثيل بيانية للاحتمالات التفاوت للتسارع الأرضي أيضا تقييم مدة الرجوع. هذه الأخيرة مكنتنا من تصنيف تسلسلي لهذه المناطق وفقا للنشاط الزلزالي.

Abstract

The objective of this thesis is the application a probabilistic model in order to infer a maximum acceleration of ground motion in a given site, then the different parameters such as the probability of exceedance as well as the mean annual rate of exceedance and consequently the different return periods. The idea consists in evaluating for a given earthquake, the maximum credible magnitude (M_{max}) and distance r from the source. The estimation of the maximum acceleration depends on attenuation model adapted to the seismotectonic context of the region of study and a poissonian catalog of events. This latter is established in order to characterize, since a zoning model, the seismic activity by a Gutenberg –Richter law which gives the number of earthquakes for each source area by integrating the historical and instrumental data. The possible maximum magnitude is also regarded as a parameter of seismicity. However to estimate it according to the probabilistic approach, we suppose that the analytical form and the parameters of the model of occurrence of the earthquakes are known.

The application of methodology, on some zones in the northeastern of Algeria, made in it possible derives the curves for the probabilities of exceedance of acceleration and estimate the returns period. This latter enabled us to make a hierarchical classification of the zone according to their seismic activity.

Remerciements

C'est avec grand plaisir que je présente mes sincères remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé à réaliser ce travail.

Je commencerai par exprimer ma profonde gratitude envers mon directeur de thèse, Kamel BADDARI pour m'avoir proposé ce sujet et de l'avoir encadré. Je tiens également à le remercier pour son dévouement, son aide, ses conseils ainsi que ses encouragements tout au long de ce travail.

Je remercie également Monsieur le Professeur Layachi Louiaïl, co-directeur de ma thèse pour son dévouement, son aide, ses conseils ainsi que ses encouragements tout au long de ce travail.

Mes remerciements les plus sincères vont aussi à Monsieur Kris Vanneste de l'observatoire Royal de Belgique (ORB) avec qui j'ai collaboré étroitement tout au long de ce travail et l'aide précieuse apportée pour son élaboration. Je tiens à le remercier infiniment pour sa disponibilité et ses précieux conseils ainsi que pour son amitié.

Je tiens à remercier le Professeur Djamel Maouche d'avoir accepté de présider mon jury ainsi que les autres membres du jury Messieurs : le Professeur Ben Abbas Chaouki, Le Professeur Ben Aissa Abdelkader, le Professeur Schot Hocine et Le Professeur Demdoun Abdeslam pour le temps accordé à l'évaluation de ce travail.

Je remercie les membres de la section de sismologie de l'observatoire Royal de la Belgique (ORB), le Professeur Thierry CamelBeeck, Professeur Michel Van Camp et Bart Vleminckx, pour l'aide apportée tout au long de cette thèse.

Je tiens à remercier tous ceux avec qui j'ai collaboré durant cette thèse et notamment les chercheurs du CRRAG : Assia Hari, Belallem Fouzi et Layadi Khalissa.

Un grand merci à mes collègues du de l'institut d'architecture et des sciences de la terre et spécialement, le Professeur Demdoun Abdeslam et Docteur Okba Fouad pour leur soutien permanent.

Je remercie infiniment mes parents pour leur soutien.

Enfin je ne saurai remercier mon épouse pour le soutien apporté dans tous les moments faciles et difficiles, sa présence et son réconfort furent plus que précieux.

LISTE DES FIGURES

Figure.I.1	L'ensemble de la démarche utilisée pour l'évaluation de l'aléa sismique d'une Région.....	4
Figure.I.2	Exemple de courbe d'Alea pour un site donnée, exprimé en période de retour et accélération maximale : les points rouges correspondent aux périodes de retour pour les valeurs prédéfinies de l'accélération maximale, et le point bleu correspond à l'accélération correspondant à une période de retour de 475 ans, obtenue par interpolation des valeurs précédentes (Beauval, 2003).....	6
Figure.I.3	Deux types de zones sources, les failles dans les régions caractérisées par une activité sismique importante, les aires géographiques larges dans les régions de sismicité modérée.....	7
Figure.I.4	Exemple de distribution en fréquence et taille de séisme suivant la loi Gutenberg-Richter.....	8
Figure.I.5	Courbe de récurrence, modèle de l'exponentielle tronquée.....	9
Figure.I.6	Calcul de la probabilité de dépassement du niveau A* pour le couple (m,r) et le couple (m+1, r) : à distance fixe r, un séisme de magnitude m+1 a une probabilité plus grande d'engendrer un dépassement de A* qu'un séisme de magnitude m. lnAm représente la loi moyenne (Beauval, 2003).....	11
Figure.I.7	Principe du calcul de la probabilité de dépassement d'un niveau d'accélération (0.1g) donné pour une tranche de magnitude et une distance donnée.....	13
Figure.I.8	Principe du calcul de la probabilité de dépassement d'un niveau d'accélération pour un site donné : sommation en magnitude, distance et zone sources.....	14
Figure.I.9	Exemple d'analyse en arbre logique permettant de prendre en compte différents incertitudes (contours du zonage, paramètre de la loi d'occurrence dans chaque zone source, magnitude maximales, relations d'atténuation, etc).....	16
Figure.I.10	Dispersion sur la courbe d'aléa résultant de l'analyse en arbre logique (Beauval, 2003).....	17
Figure.I.11	exemple de désagrégation pour une accélération du spectre pour une période de 1 sec et une période de retour de 475ans : les contributions essentielles correspondent à des évènements locaux (r<20Km) de magnitude 4 à 5.5 et des évènements de magnitude 5.5 à 6.5 à des distances de 30 à 250km.....	18
Figure.I.12	Subdivision des zones sources en triangles en triangles, avec $R_{min}=3km$ et $F_{min}=11$	20
Figure.I.13	Troncature de la distribution de probabilité normale prédite par la relation d'atténuation ; à gauche : PDF normale non tronquée, à droite : CDF normale non tronquée en gris, tronquée à $+1\sigma$ (trait continu), à $+2\sigma$ (tirets) et à $+3\sigma$ (pointillés). Les CDF tronquées sont re-normalisées (Beauval.2003)	21
Figure.I.14	Exemple d'interpolation de l'accélération correspondant à la période de retour 475ans ; symboles carrés : résultat du calcul de l'aléa, croix : résultat de l'interpolation (105 gal).....	22
Figure.I.15	Découpage des sources en sous-éléments triangulaires dans CRISIS	

	2007.....	23
Figure.II.1	Carte de la répartition géographique des wilayas du Nord Orientale de l'Algérie.....	24
Figure.II.2	(a) Carte des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Maghrébines = Kabylie des (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle)) + Rif + Atlas Tellien, Atlas intracontinentale = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien (Selon, Durand-Delga, 1969). (b) Les différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006).....	27
Figure.II.3	Principaux éléments structuraux du nord de l'Algérie (Durand-Delga, 1969).....	29
Figure.II.4	Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale. Etat des connaissances avant les campagnes MARADJA et les récentes campagnes océanographiques en Mer d'Alboran (d'après Alvarez-Marron, 1999, MediMap Group, 2005, et Gracia et al. 2006).....	33
Figure.II.5	Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie. (Domzig, 2006).....	34
Figure.II.6	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).....	34
Figure.II.7	Contexte tectonique actuel et les principaux domaines structuraux de la Méditerranée (modifié d'après Serpelloni et al. 2007).....	35
Figure.II.8	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.....	37
Figure.II.9	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 arrière arc d'un bassin océanique: le bassin Algéro -provençal, avec un retrait de la subduction vers l'est (Calabre) et l'ouest (Alboran).....	37
Figure.II.10	Évolution du bassin Est Algérien depuis l'oligocène et sur un transect NNW-SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne ((Frizon de Lamotte et al. 2000).....	38
Figure.II.11a	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 sismotectoniques) modifié d'après, Nocquet et Calais, 2004).....	40
Figure.II.11b	Sismicité de la région Europe-Méditerranée occidentale et centrale de la période 2001-Août 2013 (Catalogue ANSS).....	40
Figure.II.12	Principaux régimes tectoniques et cinématiques à la limite de plaque Afrique-Eurasie avec les déformations correspondantes en mm/an (Serpelloni et al. 2007).....	41
Figure.II.13	Carte sismotectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell (Meghraoui.1988) (en haut) ainsi que les grands séismes de $M \geq 5.5$ (en bas). (Abbacha, 2015).....	42
Figure.II.14	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) (Boug hacha et al. 2004).....	
		45
Figure.II.15	Carte géologique de la région Nord-Est de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Les structures actives sont tirés des travaux des auteurs (Vila, 1977, Meghraoui, 1988 ; Harbi et al. 2003 et Domzig, 2006).....	46
Figure III.1	Profondeur des foyers sismiques de la région Nord est de l'Algérie (période 1830-2015).	51
Figure III.2	Carte isoséiste de Djidjelli du seisme de 22 Aout 1856 (Ambraseys 1982).....	53
Figure III.3	Carte isoséiste de Djidjelli du séisme de 22 Aout 1856 (redressé par Harbi 2001).....	54
Figure III.4	Distribution des intensités (MSK-EMS) des séismes de Takitounet du 30 novembre 1862. (Harbi 2001).....	55
Figure III.5	Catre d'intensité du séisme de M'Sila du 3 décembre 1885 indiquant les isoséistes de III, VIII et- IX. (Harbi 2001).....	58
Figure III.6	Catre d'intensité du séisme de Mansourah du 08 janvier 1887.(in Harbi, 2001).....	59
Figure III.7	Sismicité de la région Nord- Est de l'Algérie de 1900 à Décembre 2013 (la période instrumentale).....	64
Figure III.8	Histogramme de fréquence des séismes correspondant.....	65
Figure III.9	Carte des isoséistes du séisme du 27 Octobre 1985 (Bounif 1990).....	66
Figure III.10	Carte montrant la surface de maximum intensité lors du séisme du 10 novembre 2000 de Beni-Ourtilane. En tireté : traces de la faille de Tachauaft, supposée responsable du séisme (d'après Bouhadad et al, 2003).....	69
Figure III.11	Carte isoséiste du tremblement de terre de Laalam. Les points montrent les villes et les villages. L'étoile montre l'emplacement de l'épicentre du choc principal (CRAAG). Les abréviations sont le nom des villes et des villages.(Beldjoudi, 2009).....	71
Figure IV.1	Zones sismotectonique de la partie Nord- Est de l'Algérie adopté pour cette étude.....	73
Figure IV.2	Zonage sismotectonique dans le nord de l'Algérie adopté par Pelaez et al. 2005.....	73
Figure IV.3	Zones sismotectonique dans le nord de l'Algérie en adopté Aoudia et al. 2000.....	74
Figure IV.4	Schéma structural de la région des Babors (Obert, 1984). Les failles sont orientées selon la direction NE-SW.....	83
Figure IV.5	(a) sismicité de la région du Babors. Les solutions focales sont obtenues à partir d'Havard-CMT. (b) sismicité de la région du 1900-2013.....	76
Figure IV.6	a) sismotectonique de la vallée de la Soummam. Solution focale du séisme de Béni-Ourtilane du 10 Novembre 2000 (Havard-CMT). (b) Bathymétrie (Domzig, 2006) et topographie ombrées de la zone de Bejaia indiquant les principales directions structurales.....	80
Figure IV.7	Carte de distribution de la sismicité autour de la faille de Tachauaft (d'après Meghraoui, 1988) ainsi que le mécanisme au foyer correspondant (in Abbacha, 2015).....	80
Figure IV.8	Carte sismotectonique de la partie Est des Bibans et de la région de	

	Hodna. (in Abbacha, 2015.....	82
Figure IV.9	(a) carte tectonique montre les principaux décrochements de la région de Batna. (b) carte sismotectonique de la région de Batna.	85
Figure IV.10	Carte Sismotectonique de la zone Atlas-intra-continentale	86
Figure IV.11	Carte sismotectonique du Bassins de Constantine (Abbacha 2015).	88
Figure IV.12	Carte sismotectonique de la région de la petite Kabylie	91
Figure IV.13	a) Carte de la répartition de la sismicité de la zone offshore ; b) synthèse sismotectonique de la région d'étude.....	91
Figure IV.14	Carte sismotectonique du Bassin de Guelma et ses environs	92
Figure IV.15	Carte de distribution des épacentres des principaux séismes ($M \geq 5$) historiques et instrumentaux dans la partie Nord-est de L'Algérie.....	94
Figure V.1	Carte du réseau de surveillance sismique de l'Algérie (CRAAG).....	97
Figure V.2	Carte de sismicité de l'Algérie du Nord pour la période 2000/2006 (CRAAG).....	97
Figure V.3	Comparaison entre les relations empirique pour l'homogénéisation des magnitudes m_n et M_s . (Lopez Casado , 2000).....	100
Figure V.4	Comparaison entre les relations empiriques pour l'homogénéisation des magnitudes (Paleaz, et al 2005).....	101
Figure V.5	Comparaison entre les relations empiriques pour l'homogénéisation des magnitudes.....	102
Figure V.6	Schéma du principe de l'identification des répliques et précurseurs par un fenêtrage spatial et temporel (Gardner et Knopoff, 1974) dont l'extension est déterminée à partir de la magnitude du séisme possédant la magnitude la plus forte.....	103
Figure V.7	Fenêtrage spatial (gauche) et temporel (droite) en fonction de la magnitude à partir des relations de Gardner et Knopoff (1974) en rouge, Uhrhammer (1986) en vert et Grünthal (2009) en bleu (K.Vanneste et al .2009).....	104
Figure V.8	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gardner-Knopoff 1974; F / a rapport de 0.25, 1586 événements conservées de 2445).....	105
Figure V.9	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gardner-Knopoff 1974; F / a rapport de 0,5, 1467 événements conservées de 2445).....	106
Figure V.10	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gardner-Knopoff 1974; F / a rapport de 0.75, 1467 événements conservées de 2445).....	106
Figure V.11	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gruental 2009; F / a rapport de 0,25, 994 événements conservées de 2445).....	107
Figure V.12	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gruental 2009; F / a rapport de 0,5, 935 événements conservées de 2445).....	107
Figure V.13	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de	

	fenêtre liée, fenêtre de Gruental 2009; F / a rapport de 0,75, 864 événements conservées de 2445).....	108
Figure V.14	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Uhrhammer 1986; F / a rapport de 0,25, 2212 événements conservées de 2445).....	108
Figure V.15	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Uhrhammer 1986; F / a rapport de 0,5, 2200 événements conservées de 2445).....	109
Figure V.16	Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Uhrhammer 1986; F / a rapport de 0,75, 2194 événements conservées de 2445).....	109
Figure V.17	Détermination de la magnitude de complétude à partir du catalogue de sismicité sélectionné pour une profondeur inférieure à 30km.....	111
Figure V.18	Schéma de la méthode « linéaire » de détermination de la période de complétude.....	111
Figure V.19	Magnitudes Versus Années au Nord oriental de l'Algérie (avant et après filtrage des répliques).....	113
Figure V.20	Nombre cumulé de séismes par classe de magnitude.....	117
Figure V.21	Zones sismogènes de la région Nord- Est de l'Algérie, établie à partir des données sismologiques et structure géologiques.....	118
Figure V.22	Relation d'atténuation d'Ambraseys 1996.....	140
Figure V.23	Relation d'atténuation de Berge-Thierry 2003.....	141
Figure V.24	Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone des Babores.....	142
Figure V.25	Schéma de la distribution de Gutenberg-Richter (GR) selon sa forme discrète (A, eq. V.32) et sa forme cumulative (B, eq. V.322) d'après Wesnousky (1994). Le paramètre b correspond à la pente de la distribution.....	143
Figure V.26	a) Distribution de la sismicité pour une faille établie à partir de données sismologiques et géologiques (Youngs et Coppersmith 1985 d'après Schwartz et Coppersmith 1984). b) Schéma du modèle de Youngs et Coppersmith pour la forme discrète et C) pour sa forme cumulée (Wesnousky 1994.....	145
Figure V.27	Courbes de MFD observées et calculées pour catalogue et les zones sources du Nord-est de l'Algérie.....	150
Figure V.28	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 50 ans soit une probabilité de dépassement de 10 ⁻² (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996).....	152
Figure V.29	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 50 ans soit une probabilité de dépassement de 10 ⁻² (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003).....	152
Figure V.30	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 475 ans soit une probabilité de dépassement de 10 ⁻² (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996).....	153
Figure V.31	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 475 ans soit une probabilité de dépassement de 10 ⁻² (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003).....	153
Figure V.32	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 1000 ans soit une probabilité de dépassement de 10 ⁻³ (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996).....	154

Figure V.33	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 1000 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-3} (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003).....	154
Figure V.34	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 2500 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-4} (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996).....	155
Figure V.35	Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 2500 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-4} (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003).....	155
Figure V.36	Courbes d'aléa des régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata. (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996).....	158
Figure V.37	Spectre probabiliste pour les régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata.(Calculé avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996)	159
Figure V.38	Courbe d'Alea pour les régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata.(Calculée avec la loi d'atténuation de Berge-thierry 2003).....	160
Figure V.39	Spectre probabiliste pour les régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata.(Calculé avec la loi d'atténuation d'Berge-Thierry 2003)....	161
Figure V.40	Histogrammes de Contribution des sources sismique à l'aléa sismique pour une période spectrale de 0.2s.....	163

Liste des tableaux

Tableau 1.1	Période de retour correspondant à différentes probabilités de dépassement sur différentes durées de vie.....	14
Tableau III.1	Les principaux séismes historiques ($M \geq 5$) de la région Nord-Est de l'Algérie.....	63
Tableau IV.1	Liste des séismes (sismicité instrumentale) ($M \geq 5$ ou $I \geq V$) de la région des Babors (Mokrane et al, 1994; Benouar, 1994; Boudiaf, 1996; Harbi, 2001).....	77
Tableau.V.1	Résultats de filtrage (declustering).....	110
Tableau V.2	Classes de magnitude et dates à partir desquelles le catalogue est considéré.....	113
TableauV.3	Failles sismogènes de l'Est Algérien (d'après Harbi 2001).....	119
Tableau. V.4	Valeurs de la magnitude et l'accélération maximales possibles pour chaque zone source en utilisant les estimateurs de Kijko-Sellevol.....	142
Tableau V.5	Paramètres d'activité sismiques des zones sources.....	148

Table des matières

Introduction	1
CHAPITRE I : Rappels de notions sur l'aléa sismique	
I.1 introduction	3
I.2. Caractérisation de l'activité sismique d'une région	3
I.2.1 Quantifier la décroissance de l'énergie libérée par les sources avec la distance	4
I.3 Méthodes d'évaluation d'Aléa sismiques	4
I.3.1 Méthode de Cornell-McGuire.....	5
I.3.1.1 L'estimation de l'aléa sismique probabiliste selon Cornell-McGuire.....	5
I.3.1.2 Détail de la méthode de Cornell-McGuire.....	6
I.3.1.3 Identifiacation des lieux d'occurrence des seismes.....	7
I.3.1.4 Modélisation de la récurrence.....	8
I.3.2 Transfert au site : Utilisation d'une relation d'atténuation	10
I.3.3 Sommation au site : Estimation de la probabilité de dépassement.....	12
I.3.4 Prise en compte des incertitudes épistémiques	15
I.3.5 Désagrégation	17
I.4. Le Code de Calcul CRISIS	18
I.4.1 Mode de Calcul	18
I.4.2 Subdivision des zones sources.....	19
I.4.3 Intégration en magnitude	20
I.4.4 Troncature et renormalisation de la distribution des accélérations	21
I.4.5 Accélération cible et interprétation.....	21
I.4.6 Procédure d'intégration spatiale dans CRISIS	22
I.4.7 Procédure du calcul d'alea probabiliste	23
CHAPITRE II : Contexte Géodynamique, Tectonique Et Sismologique du Nord Oriental Algérien	
II.1. Introduction	24
II.2. Cadre Géomorphologique	25
II.3. Cadre Géologique	26
II.3.1. Stratigraphie	26
II.3.2. Aspect structural	27
II.3.2.1 Les accidents majeurs.....	28
II.3.2.2 Les accidents directionnels	28

II.3.3 Accidents transverses.....	28
II.3.4. Domaines morpho-structuraux	28
II.3.4.1 L'atlas saharien	28
II.3.4.2 Le domaine Tellien.....	29
II.3.4.3 L'alloctone	30
II.3.4.4 Domaine interne	30
II.3.4.5 Domaine des flyschs	30
II.3.4.6 Domaine externe	30
II.3.4.7 Les Kabyliques	31
II.4 Les phases tectoniques alpines	31
II.4.1. Phases préliminaires	31
II.4.2. Phases paroxysmales	31
II.4.3. Les Roches mères.....	32
II.4.4. L'Albien supérieur.....	32
II.4.5. Le Cénomane - Turonien	32
II.5. Cadre géodynamique de la Méditerranée	32
II.5.1. Convergence Afrique (Nubie) - Eurasie	33
II.5.2. Grands ensembles structuraux de la Méditerranée.....	35
II.6. Contexte géodynamique et sismotectonique de la Méditerranée occidentale.....	36
I.6.1. Histoire géodynamique récente de la Méditerranée occidentale	36
I.6.2. Cinématique actuelle et sismotectonique de la Méditerranée occidentale	38
II.7 Contexte sismotectonique du Nord de l'Algérie	41
II.7.1 Aléa sismique du nord de l'Algérie	43
II.7.1.1 Les séismes destructeurs les plus récents durant la période instrumentale	43
II.7.1.2 L'intensité maximale observée et calculée	44
II.7.2 Les principales structures actives de la région Est de l'Algérie	46
II.7.2.1 Les structures actives dans le nord-est de l'Algérie	47
II.7.2.2 Structure en mer	47
II.8. Conclusion	48

CHAPITRE III: L'Action Sismique du Nord Oriental de l'Algérie

III.1 Introduction	49
III.2 L'activité sismique dans le nord-oriental de l'Algérie.....	49
III.3 Caractéristiques de la sismicité de l'Algérie	50
III.3.1 Quelques séismes destructeurs dans le temps dans la partie Nord-Est de l'Algérie..	50
III.3.2 Sismicité instrumentale.....	63

III.3.3 Analyse de la sismicité de la région Nord-Est.....	63
--	----

CHAPITRE IV: Zonage Sismotectonique du Nord Orientale Algérien

IV.1. Introduction	72
IV.2. Les Zones Sources	74
IV.2.1 La zone source des Babores.....	74
IV.2.1.1 Cadre sismotectonique.....	74
IV.2.2. La Zone source de la Vallée de la Soumam (Zone2).....	78
IV.2.2.1. Cadre sismotectonique.....	78
IV.2.3. La Zone source des Bibans et Hodna (Zone7).....	81
IV.2.3.1 Cadre sismotectonique	81
IV.2.4 La zone source du Bassin de Constantine (Zone 5)	87
IV.2.4.1 Cadre sismotectonique	87
IV.2.5. La Zone source Offshore (Zone 4).....	89
IV.2.5.1 Cadre sismotectonique	89
IV.2.6. La Zone Source du Bassin de Guelma (Zone 6)	92
IV.2.6.1 Cadre sismotectonique	92
IV.2.7 La Zone source de la Grande Kabylie (zone 3)	93
IV.9 Conclusion	93

CHAPITRE V: Evaluation Probabiliste de l'Alea sismique de la partie Nord Est de l'Algérie

V.1. Alea Probabiliste et réglementation.....	95
V.2. Construction d'un catalogue de sismicité homogène en magnitude	95
V.2.1. introduction	95
V.2.2. Les catalogues sismologiques disponibles en Algérie	96
V.2.3. Source de données sismique de l'Est Algérien	97
V.2.4. Description de quelques catalogues.....	98
V.3. Homogénéisation du catalogue de la partie Nord Est de l'Algérie.....	98
V.3.1 Modèles mathématiques utilisés pour l'estimation de la magnitude.....	99
V.3.1.1 Estimation semi empiriques de la magnitude.....	99
V.3.2. Relations empirique entre la Magnitude et l'intensité épacentrale	99
V.3.3. Relations entre la Magnitude de volume m_b et la Magnitude de surface	100
V.3.4. Relation entre la magnitude de surface (M_s) et l'intensité (I_0)	100
V.3.5. Relation entre la magnitude locale (M_l) et la magnitude de surface (M_s).	101
V.4. Etude du Déclustering du catalogue (Filtrage du Catalogue).....	102
V.4.1 Méthode par fenêtrage	103

V.4.1.1 Principe de la méthode.....	103
V.4.2. Comparaison des Méthodes par fenêtrage	104
V.5. Détermination des périodes de complétude	110
V.5.1 Méthode de détermination des périodes de complétude	111
V.5.2. Résultats de la détermination des périodes de complétudes	112
V.5.3 Analyse des classes de magnitudes pour lesquels le catalogue est complet.	113
V.6. Zonage et relation d'atténuation	115
V.6.1 Le zone sismotectonique	115
V.7 Relation d'atténuation des mouvements de sismiques.....	120
V.7.1. Loi d'atténuation du mouvement fort du sol	120
V.7.2. Corrélation des paramètres d'une source sismique à un paramètre du sol	120
V.7.3. Estimation de l'accélération maximale possible en un site	123
V.8 Définition des modèles de distribution de la sismicité.....	124
V.8.1. Détermination des paramètres de sismicité.....	127
V.8.1.1. Détermination des paramètres a et b	127
V.8.1.2 résultats et analyse des paramètres de sismicité	129
V.8.2. Intégration des magnitudes dans le logiciel CRISIS.....	130
V.8.3. Calcul des Accélérations spectrales	133
V.8.3.1. Paramètres généraux du calcul.....	133
V.8.3.2. Cartes des accélérations spectrales.....	133
V.8.3.3. Courbes d'aléa et spectre probabilistes.....	138
V.8.4. Niveaux d'aléa et incertitudes	138
V.8.5 Contribution des zones sources à l'aléa (désagrégation)	144
V.8.6. Analyse et discussions	146
VI. Conclusion.....	161
Références	164

Le Nord oriental Algérien est une région à sismicité modérée, les séismes destructeurs sont rares mais leur probabilité d'occurrence n'est pas nulle. Le séisme le plus fort du siècle dernier a atteint une magnitude de 6.0 (Séisme de Constantine, 1985 : Bonif et al 1985) ; les archives historiques recensés par ailleurs plusieurs séismes destructeurs sur les dernier siècles (séismes de setifis 418, Djidjelli 1856).

L'estimation de l'aléa sismique en cette partie de l'Algérie est par conséquent indispensable. Estimer l'aléa sismique en un site, c'est déterminer le mouvement du sol contre lequel se prémunir, l'estimation de l'aléa sismique est ainsi un premier pas vers l'estimation du risque sismique qui intègre également la vulnérabilité des bâtiments. Cette thèse analyse, dans le contexte Nord oriental de l'Algérie, la méthode probabiliste l'évaluation de cet aléa.

La méthode d'estimation probabiliste de l'aléa sismique née à la fin des années 60 aux états –Unis. Cornel (1968) propose de calculer des taux annuels de dépassement de niveaux d'accélération du mouvement de sol et d'introduire ces taux dans un processus temporel d'occurrence de poisson : l'aléa sismique probabiliste est un niveau du mouvement du sol ayant une certaine probabilité d'être dépassé sur une certaine période de temps. Le calcul requiert un découpage de la région étudiée en zones sources sismiques, une description de la sismicité des zones sources et un modèle d'atténuation des mouvements du sol.

Les méthodes probabilistes sont arrivées plus tardivement en Algérie : Des études préliminaires datant des années 1994, citons les travaux de Benouar (1994, 1996 et 2002), Palaez et al (1998-2006), Bouhadad (2002,2004), Ayadi (2002,2003), Aoudia (2000), et Harbi (2004). Les régions Est du Nord de l'Algérie était classée en zone de sismicité II (Zone2), ces régions peuvent être soumises à des séismes superficiels et locaux de magnitude Modérée, mais aussi à de forts séismes lointains, lesquels peuvent provoquer raz-de-marée sur les régions côtières et des glissements de terrain dans les régions internes. L'un des traits marquants de l'activité sismique Algérienne est sa concentration à l'Est, ce sont en effet près de 2/3 des évènements sismiques qui se produisent dans cette région qui reste peu étudiée alors que des séismes importants se sont produits (les séismes de Djidjelli de 1856, Constantine 1985, Beni-Ouartilane 2000, Laalam 2006 el celui de Beni-Ilmane 2010).

Le but ultime de cette thèse est l'étude des mesures d'atténuation du risque élevé qui demeure, contribuant ainsi au développement durable de la région. Dans cette optique, la menace sismique au nord-est a été évaluée, constituant la base sur laquelle on prétend élaborer des critères de conception parasismique pour la reconstruction du pays qui pourront être inclus dans la norme antisismique.

Les objectifs spécifiques à atteindre sont : (A) évaluation de l'aléa sismique dans les régions du Nord-est de l'Algérie, on en obtient des cartes de différents paramètres de mouvement pour différentes probabilité de dépassement (ce qui suppose connaître la probabilité associée aux mouvements dus à des tremblements de terre futurs) ; (B) estimation du risque sismique aux principales villes de l'Est Algérien; (C) mesures d'atténuation du risque et de conception parasismique.

Le premier chapitre de cette thèse expose les principes de la méthode de Cornell-McGuire et leur application numérique. Dans le second et le troisième chapitre une analyse et une synthèse des structures tectoniques majeures et de la sismicité est effectuée dans la région d'étude. L'étape permettant l'identification des différentes unités sismotectoniques à prendre en compte pour définir le zonage sismique qui sera utilisé pour l'évaluation de l'aléa sismique régional est traité dans le Chapitre 4.

Les données de la région nord-est de l'Algérie sont ensuite préparées (chapitre 5) : le choix du zonage et de la loi d'atténuation est argumenté, le catalogue de sismicité est construit à partir des catalogues historique et instrumental et les périodes représentatives de chaque magnitude sont déterminées, le calcul des paramètres de sismicité, nécessaire pour modéliser la récurrence, est finalement effectué dans les zones du zonage sismotectonique. Tous les éléments nécessaires à un calcul probabiliste pour cette région sont ainsi définis.

Le calcul d'aléa est effectué selon une approche probabiliste simple sans arbre logique dont l'objectif est de pouvoir caler les niveaux par rapport à ceux retenus en Chelef et Boumerdes, l'approche proposée considère une période de retour à 475 ans et 7 périodes spectrales en plus de l'accélération maximale du sol.

I.1 Introduction

L'aléa sismique peut être défini comme la possibilité pour un site ou une région, d'être exposé à une secousse sismique de caractéristiques données, exprimées autant que possible sous forme de paramètres directement utilisables pour le traitement parasismique d'un projet.

Habituellement, l'évaluation de cet aléa se fait en deux phases, correspondant à deux échelles d'étude :

- l'échelle régionale, à laquelle le milieu est supposé géologiquement homogène et où on se limite au calcul d'un mouvement sismique de référence en conditions standards (« rocher horizontal affleurant »), associé soit à un séisme maximal, soit à une probabilité annuelle de dépassement ou à son inverse, une période de retour;

- l'échelle locale, où sont pris en compte : les effets de site (modifications de ce mouvement sismique de référence dues à la lithologie et la topographie du site considéré), les effets induits (stabilité des pentes et comportements particuliers des sols sous l'effet du mouvement vibratoire) et éventuellement, les déformations cosmiques du sol, lorsque la rupture sismique se propage jusqu'en surface.

La présente étude et le zonage sismique auquel elle aboutit, se situent au niveau de l'évaluation de l'aléa sismique à l'échelle régionale, qui nécessite de résoudre les trois problèmes (1) identification et la localisation des zones sources ; (2) caractérisée l'activité sismique de ces zones sources (3) quantifier la décroissance avec la distance et l'énergie libérées par ces zones sources.

I.2. Caractérisation de l'activité sismique d'une région

A. Identifier et localiser les sources sismiques

C'est l'objet de l'analyse sismotectonique, qui vise à mettre en évidence les liens entre la sismicité et les structures tectoniques actives actuellement, ou dans un passé récent, sous forme soit de failles sismogènes, soit de domaines sismotectoniques, c'est-à-dire de domaines structuraux où la sismicité peut être interprétée par un mécanisme de déformation global, sous l'action du champ de contrainte régional récent à actuel.

B. Démarches de caractérisation

La caractérisation de l'activité sismique peut être faites selon deux types d'approches sont possibles :

- *une démarche probabiliste*, qui décrit l'occurrence future des séismes par une loi de distribution des probabilités annuelles de dépassement de certains seuils de magnitude ;
- *une démarche déterministe*, qui associe à chaque source sismique un séisme maximum et ses caractéristiques (profondeur du foyer, énergie libérée, type de mécanisme à la source). Pour cette dernière, la difficulté majeure réside dans l'estimation fiable du séisme maximal associé

à chaque source. Dans la pratique, le séisme maximal est évalué à partir du séisme le plus fort connu historiquement qui est ensuite majoré de façon forfaitaire (passage du SMHV au SMS).

I.2.1. Quantifier la décroissance de l'énergie libérée par les sources avec la distance

Elle peut être élaborée de diverses manières :

- par des approches empiriques, basées sur l'exploitation statistique d'enregistrement de mouvements forts du sol. Elle exploite des corrélations entre des paramètres caractérisant le mouvement du sol (pic d'accélération, intensité ressentie), des paramètres de la source (magnitude, intensité épicentrale, profondeur) et la distance à la source. De nombreux auteurs proposent ainsi des relations d'atténuation de l'accélération du sol ou de l'intensité ressentie avec la distance et la magnitude, établies à partir d'analyses de régressions effectuées sur une population d'enregistrements de mouvements forts et/ou de données macrosismiques (intensités ressenties à certaines distances de l'épicentre) ;

- par une exploitation directe des données macrosismiques, lorsqu'elles sont suffisamment nombreuses, présentées sous forme de courbes isoséistes ;

- par des approches théoriques qui couplent des modèles de rayonnement de la source, de propagation en milieu hétérogène et de réponse des sites.

I.3. Méthodes d'évaluation d'aléa sismiques

L'évaluation de l'aléa sismique par l'approche probabiliste consiste à calculer le taux annuel de dépassement d'une intensité (ou d'une accélération) en un site pour une période de retour donnée.

L'ensemble de la démarche utilisée est résumée dans le schéma suivant : figure.I.1.

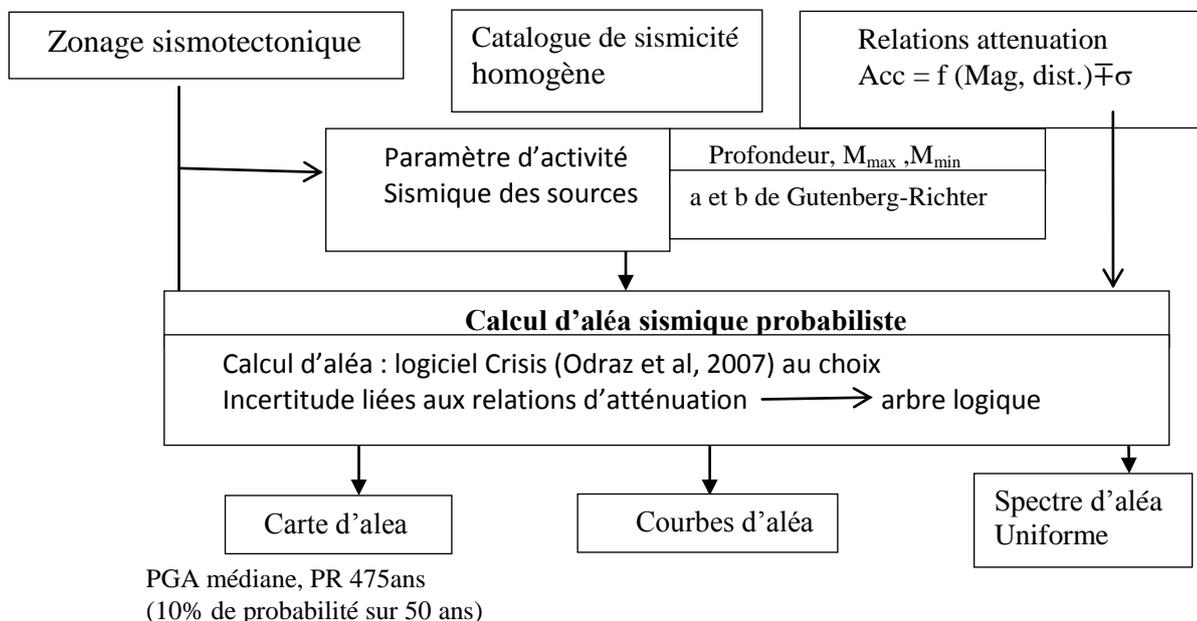


Figure.I.1 : L'ensemble de la démarche utilisée pour l'évaluation de l'aléa sismique d'une Région

I.3.1 Méthode de Cornell-McGuire

Dans l'approche développée par Cornell (1968), l'activité sismique est supposée aléatoire à la fois dans le temps et dans l'espace. On modélise des zones sources à l'intérieur desquelles la probabilité d'occurrence d'un séisme est la même en tout point de la zone et à tout moment. Les zones sources sont choisies sur la base de critères géologiques, tectoniques ou de données de sismicité instrumentale ou historique.

I.3.1.1 L'estimation selon Cornell- McGuire

Estimer l'aléa sismique probabiliste en un site, c'est déterminer les taux annuels d'occurrence de paramètres du mouvement du sol. A cette fin, la méthode de Cornell-McGuire commence par modéliser les lieux d'occurrence des séismes, leurs tailles et leur taux annuel d'occurrence, puis, pour un site donné, calcule l'aléa en sommant les contributions de tous les scénarios possibles (toutes les combinaisons de magnitude et de distance), pour estimer la courbe reliant les niveaux d'action sismique avec leur probabilité de dépassement.

Le paramètre du mouvement du sol le plus utilisé dans les études probabilistes est le pic d'accélération ; mais bien d'autres paramètres, comme les accélérations spectrales $S'_a(f)$, la vitesse, le déplacement ou l'intensité d'Arias peuvent également caractériser le mouvement.

Pour une accélération cible donnée A^* , le taux annuel de dépassement de cette accélération cible (λ_{A^*}) est calculé par la formule suivante (eq.1.1) :

$$\lambda_{A^*} = \sum_{i=1}^N \lambda_i \int_{m=M_{min}}^{M_{max}} \int_r P[A > A^* | m, r] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) dm dr \quad I.1$$

Où

- λ_i est le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à la magnitude de minimale choisie M_{min} , pour la zone source i .
- $f_{M_i}(m)$ et $f_{R_i}(r)$ sont les fonctions de densité de probabilité en magnitude et distance de la source i , elles sont supposées indépendantes.
- $P[A > A^* | m, r]$ est la probabilité qu'un séisme de magnitude m à la distance r du site engendre une accélération supérieure à A^* , cette probabilité est calculée à partir de la relation d'atténuation.
- N est le nombre de zones sources.
- En pratique, il est plus facile (mathématiquement) de se référer à la période de retour de la valeur cible plutôt qu'à un taux annuel, la période de retour étant l'inverse du taux annuel. Cette opération est répétée pour une série d'accélération cible, de façon à obtenir une courbe d'aléa pour le site (Figure I.2).

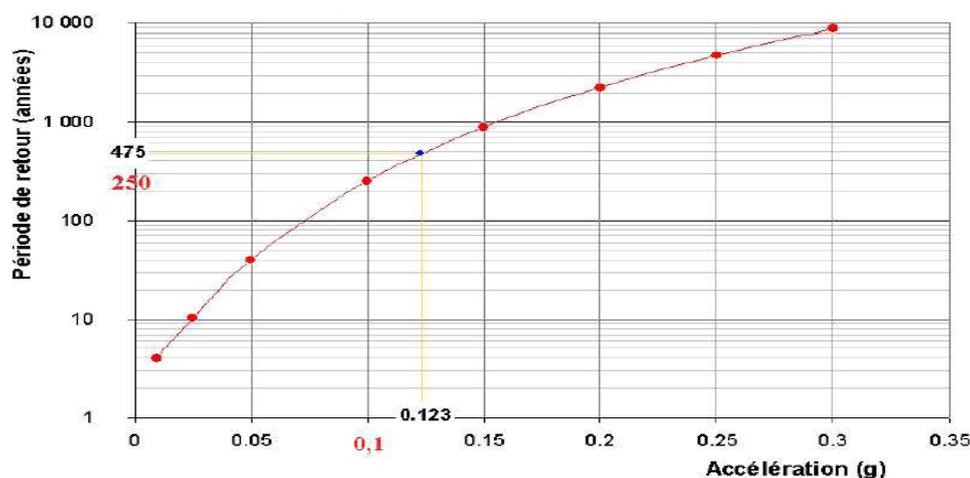


Figure.1.2: Exemple de courbe d'Alea pour un site donnée, exprimé en période de retour et accélération maximale : les points rouges correspondent aux périodes de retour pour les valeurs prédéfinies de l'accélération maximale, et le point bleu correspond à l'accélération correspondant à une période de retour de 475 ans, obtenue par interpolation des valeurs précédentes (Beauval. 2003).

Les résultats des estimations probabilistes se présentent en général en termes d'accélération spectrales $S'_a(f)$ correspondant à des périodes de retour précises (100, 500, 1000 ans...), ces accélération s'obtiennent par interpolation à partir de la courbe d'aléa.

I.3.1.2 Détails de la méthode de Cornell-McGuire

La première étape consiste en l'identification des zones source, et la détermination pour chacune d'entre elles de la loi de récurrence, c'est-à-dire la distribution de probabilité de la magnitude des séismes (par exemple la loi de Gutenberg-Richter [1944]). Celle-ci permet d'obtenir les paramètres sismologiques qui définissent la probabilité d'occurrence d'un séisme de magnitude m dans une zone donnée. Cette étape a pour préalable indispensable la constitution d'un catalogue de sismicité (historique et instrumentale) aussi complet que possible.

L'étape suivante consiste à choisir, puis appliquer une ou plusieurs relations d'atténuation, pour quantifier le mouvement produit au site considéré. Ces relations donnent la valeur moyenne du paramètre du mouvement du sol produite au site par un couple donné de magnitude et distance épacentrale. Elles sont définies par des ajustements empiriques aux données disponibles, dont l'analyse montre que les résidus suivent une distribution log-normale. On obtient ainsi la probabilité qu'un séisme de magnitude m survenant à une distance (R) occasionne au site un mouvement A supérieur au niveau cible A^* .

La probabilité de dépasser un tel niveau est obtenue ensuite pour toute la gamme de magnitudes en multipliant les densités de probabilité de la loi de récurrence de la magnitude par la distribution qui décrit la variabilité du mouvement du sol. De cette manière on obtient le taux annuel de dépassement du niveau cible. En répétant la procédure pour des niveaux cibles différents on construit la courbe d'aléa.

Il ne reste à ce point qu'à effectuer le choix d'un temps d'observation (en fonction de la durée de vie de l'ouvrage) et de la probabilité de dépassement tolérée sur cette période. Cela

nous donne la période de retour, avec laquelle on entrera dans la courbe d'aléa pour obtenir le mouvement de projet (figure I.2).

Dans toute la suite, le paramètre choisi pour représenter le mouvement du sol sera l'accélération. L'approche probabiliste s'applique cependant de façon semblable pour tous les autres paramètres estimés représentatifs de la nocivité des actions sismiques.

I.3.1.3. Identification des lieux d'occurrence des séismes

Selon la connaissance de la tectonique active de la région étudiée, les zones sources peuvent être de deux types (Figure I.3). Dans les régions à forte sismicité, les séismes se produisent fréquemment, leur distribution en surface et en profondeur délimite les failles qui les génèrent. Les zones sources sont alors des bandes étroites délimitant ces failles.

Dans les régions à sismicité modérée comme le Nord de l'Algérie surtout sa partie Nord-est, la sismicité est diffuse et les failles responsables des séismes sont très mal identifiées. Les zones sources sont alors des aires larges, homogènes du point de vue de différents critères (épaisseur de croûte, mécanismes au foyer, champ de contrainte, distribution de la sismicité...).

En pratique, les zones sources y sont donc des polygones, pour lesquels il n'y a pas de formulation analytique pour les fonctions de densité de probabilité en distance ($f_{Ri}(r)$, équation 1.1). Les zones sources sont par la suite subdivisées en sous-zones pour lesquelles l'hypothèse de source ponctuelle est possible (distance source-site suffisamment grande par rapport à la taille de la sous-zone).

Les courbes de récurrence sont modélisées à l'intérieur de chaque zone source. Les scénarios magnitude-distance sont assimilés à des points sources et les hypocentres sont supposés uniformément distribués dans chaque zone, à la profondeur moyenne déterminée pour la zone.

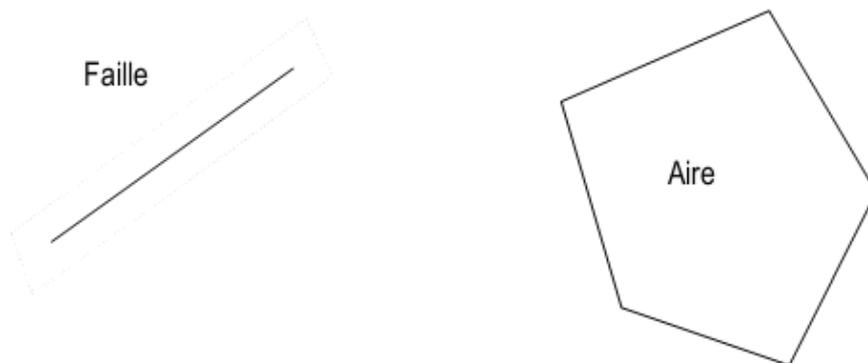


Figure.I.3 : Deux types de zones sources, les failles dans les régions caractérisées par une activité sismique importante, les aires géographiques larges dans les régions de sismicité modérée.

I.3.1.4 Modélisation de la récurrence

Dans chaque zone source, une loi de récurrence est modélisée à partir du catalogue de sismicité de la zone. Cette loi de récurrence fournit pour une magnitude M le nombre annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M , λ_M . (Figure.I.4).

Gutenberg-Richter (1944) a montré que le nombre de séismes dans une zone donnée et sur une période donnée décroît exponentiellement en fonction de la magnitude, selon la loi suivante à 2 paramètres :

$$\log_{10}N = a - bM \text{ ou } \log_{10} n = a - bM \quad I.2$$

- N est le nombre de séismes de magnitude supérieur ou égale à M (nombre « cumulé »), et n le nombre de séismes de magnitude comprise entre m et $m+\Delta m$.
- M est la magnitude.
- a et le logarithme du nombre de séismes de magnitude 0,
- b est la pente de la droite (appelée « b-value ») dans un diagramme semi logarithmique, et a une valeur proche de 1.

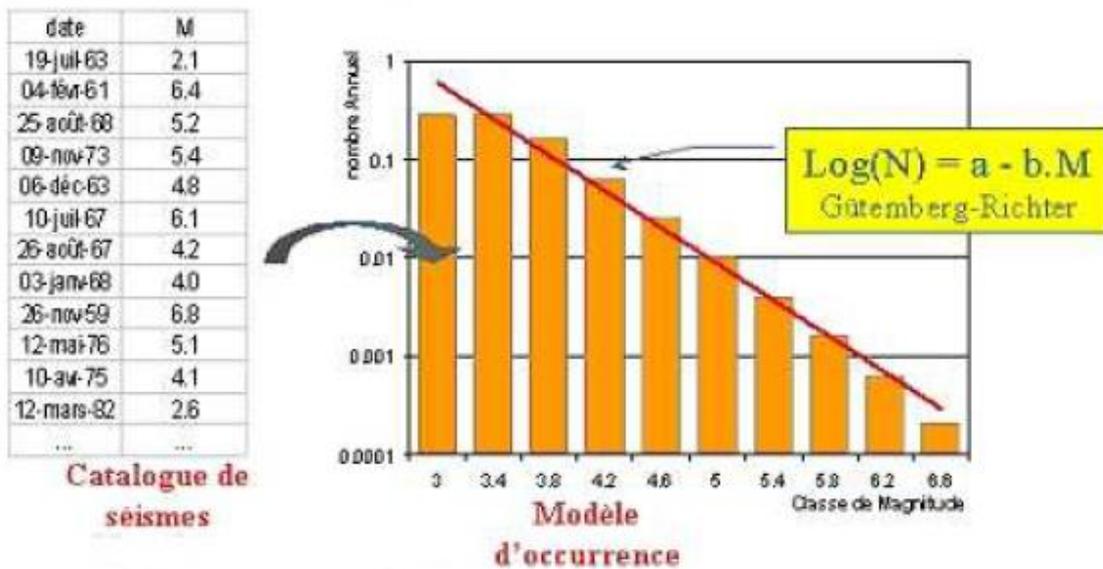


Figure.I.4 : Exemple de distribution en fréquence et taille de séisme suivant la loi Gutenberg-Richter.

L'équation (1.2) peut se reformuler comme suit en termes de taux d'occurrence annuel :

$$\lambda_M = e^{\alpha - \beta M} \text{ avec } \alpha = a \ln 10 \text{ et } \beta = b \ln 10 \quad I.3$$

En pratique cependant, on peut appliquer la loi de Gutenberg-Richter telle quelle, car elle se heurte à des impossibilités physique du côté des très fortes magnitudes (une zone source de surface limité ne peut donner lieu à des séismes dont la magnitude implique le jeu

de faille de taille supérieur à celle de la zone source) et à des difficultés de mesure du côté des faibles magnitudes (seuil d'exhaustivité).

Un catalogue sismique ne peut en effet être complet qu'au-delà d'une magnitude « de coupure » M_c : tous les séismes de magnitude supérieur ou égale à M_c sont reportés de manière exhaustive dans le catalogue. Au final, les magnitudes sont utilisées à partir d'une magnitude minimale M_0 supérieure ou égale à la magnitude de coupure.

On exprime alors le taux annuel sous la forme :

$$\lambda_M = \lambda_{M_0} e^{-\beta(M-M_0)} \quad I.4$$

Avec $\lambda_{M_0} = e^{\alpha-\beta M_0}$, les deux paramètres de sismicité λ_{M_0} et β sont calculés à partir du catalogue de sismicité de chaque zone source, le seuil de complétude M_0 pouvant (théoriquement) varier d'une zone à l'autre.

Un troisième paramètre doit aussi être introduit afin de fournir une borne maximale aux magnitudes pouvant se produire dans la zone source, la magnitude maximale M_{max} .

La loi de récurrence la plus fréquemment utilisée en pratique est donc une exponentielle tronquée (équation 1.5, représentation graphique sur la figure.I.5), caractérisée par 3 paramètres dont les fonctions de densité et de densité de probabilité correspondante sont décrites par les équations 1.6 et 1.7.

$$\lambda_M = \lambda_{M_{min}} \frac{e^{\beta(M-M_{min})} - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}}{1 - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}} \quad I.5$$

Où

- M_{min} est la magnitude minimale (nécessairement supérieure au seuil de complétude M_0) ;
- M_{max} est la magnitude maximale (le taux d'occurrence strictement nul pour $M > M_{max}$) ;
- β est le coefficient de décroissance exponentielle ($b \cdot \ln 10$).

$$F_M(m) = P[M < m | M_{min} \leq m \leq M_{max}] = \frac{1 - e^{-\beta(m-M_{min})}}{1 - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}} \quad I.6$$

$$\text{et } f_M(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-M_{min})}}{1 - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}} \quad 1.7$$

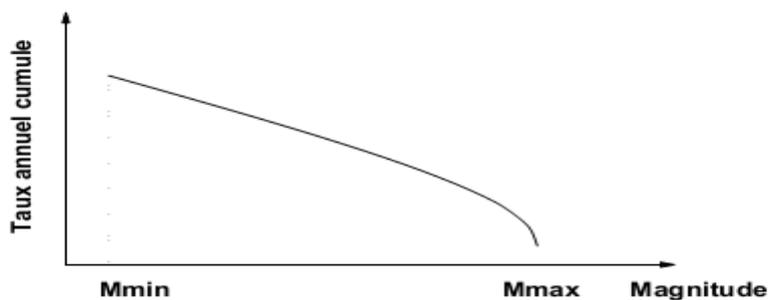


Figure.I.5 : Courbe de récurrence, modèle de l'exponentielle tronquée.

Remarque : il importe de bien distinguer les magnitudes M_0 et M_{min} , et une attention particulière doit être consacrée à leur choix. M_0 est la magnitude minimale utilisée pour

calculer les paramètres de sismicité λ_{M0} et β , M_{\min} est la magnitude minimale prise en compte dans le calcul probabiliste (généralement comprise entre 4 et 5). L'intervalle de magnitude qui va contribuer à l'aléa est déterminé par les choix de M_{\min} et M_{\max} . Le choix de la première influe notablement sur l'aléa à faible période de retour, celui de la seconde sur l'aléa à très grande période de retour.

I.3.2. Transfert au site : Utilisation d'une relation d'atténuation

La probabilité pour un couple magnitude-distance (m,r) d'engendrer sur le site une accélération supérieure à l'accélération cible A^* est calculée à partir d'une relation d'atténuation. Celle-ci prédit, pour une magnitude $M=m$ à la distance r du site, l'accélération (sous forme de log) ressentie sur le site. Une forme générique de relation d'atténuation est indiquée par l'équation (I.8).

$$\ln A = g(m, r, \theta) + \varepsilon \sigma_{\ln A}, \quad \varepsilon \in [-\infty, +\infty] \text{ I.8}$$

La variable θ correspond par exemple au type de sol (rocher, sol sédimentaire). A chaque triplet (m,r, θ) correspond une distribution de probabilité normale du logarithme de l'accélération $\ln A$, de moyenne $\overline{\ln A} = g(m, r, \theta)$ et d'écart-type $\sigma_{\ln A}$. La fonction $g(m; r; \theta)$ peut par exemple être de la forme (I.8a) :

$$g(m, r, \theta) = C_1 m + C_2 r - C_3 \ln r + C_4(\theta) \text{ I.8a}$$

Les paramètres C_i sont calculés par régression à partir d'enregistrements réels. Les accélérations étant dispersées, les logarithmes des accélérations sont supposés distribués selon une loi normale ; et de fait, les analyses statistiques montrent qu'ils sont en règle générale ; l'écart-type de cette distribution $\sigma_{\ln A}$ est calculé à partir des résidus entre valeurs observées et valeurs calculées (après détermination des coefficients). Les paramètres C_i et l'écart-type $\sigma_{\ln A}$ varient avec la fréquence ; dans certaines relations d'atténuation, l'écart-type varie également en fonction de la magnitude (Campbell, 1997). Le coefficient C_4 est fonction de la nature du sol, les classifications les plus simples séparent les sites rocheux des sites sur sol sédimentaire. Certaines relations récentes établies à partir de larges bases de données proposent une classification des sols plus détaillée distinguent les types de failles ou des phénomènes plus complexes liés à la source.

On obtient alors, à partir la relation d'atténuation (et de sa dispersion) la probabilité pour que le couple (m,r) engendre une accélération A supérieure à A^* en utilisant l'équation 1.9.

$$P(A > A^* | m, r) = 1 - \Phi \left[\frac{A^* - \overline{\ln A}}{\sigma_{\ln A}} \right] \quad \text{I.9}$$

Où la fonction Φ désigne la distribution de probabilité normale standard cumulée. Cette probabilité correspond à l'aire sous la courbe de la figure 1.6.

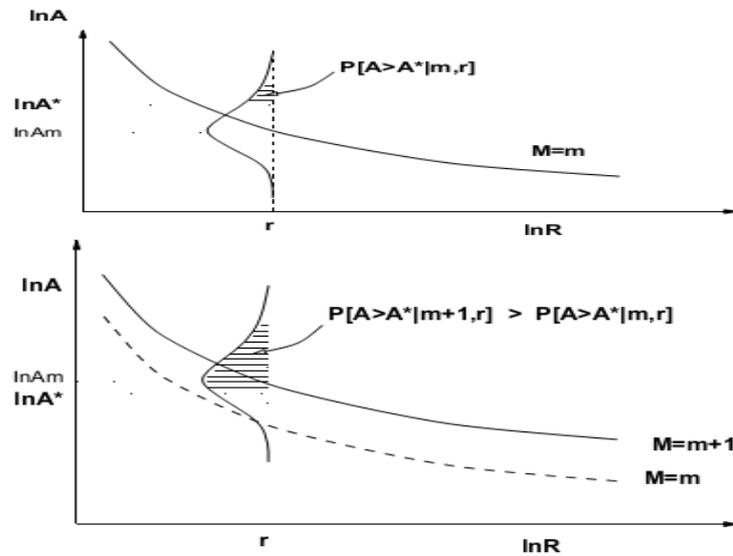


Figure.I.6 : Calcul de la probabilité de dépassement du niveau A^* pour le couple (m,r) et le couple $(m+1, r)$: à distance fixe r , un séisme de magnitude $m+1$ a une probabilité plus grande d'engendrer un dépassement de A^* qu'un séisme de magnitude m . $\ln A_m$ représente la loi moyenne (Beauval, 2003).

Cette distribution appelle deux paramètres importants :

- Moyenne et médiane : supposer que les logarithmes des accélérations suivent une loi normale revient à supposer que les accélérations suivent une loi log-normale ; si $A_{\text{médiane}}$ est la médiane des accélérations :

$$\overline{\ln A} = \ln A_{\text{médiane}} \quad \text{I.10}$$

- Valeurs extrêmes : Toute valeur d'accélération entre -1 et $+1$ a donc une probabilité non nulle d'être engendrée par le couple (m,r) . En pratique, les accélérations très peu probables situées à deux ou trois écart-types au-dessus de la moyenne $\ln(A_m)$ peuvent contribuer notablement à l'aléa, surtout à très grande période de retour : des valeurs extrêmement fortes peuvent être obtenues pour des probabilités annuelles de 10^{-5} ou moins. Pour éviter les valeurs irréalistes, certaines études (Reitre, 1990, Anderson & Brune, 1999, Abrahamson, 2000) tronquent la distribution de probabilité à une certaine valeur au-delà de la moyenne : en général la moyenne augmentée d'un multiple entier ou demi-entier de l'écart-type ($\ln A_m + N\sigma_{\ln A}$, $N = 1, 2, 3, \dots$). Les études récentes montrent que, dans certains cas, il peut être imprudent, car non conforme aux données, de tronquer en dessous de 2 à 2.5σ (in Beauval.2003)

La distribution n'est tronquée qu'aux valeurs supérieures ; le problème de la participation des accélérations très peu probables ne se pose pas pour les niveaux cibles localisés à $-\varepsilon\sigma$ en dessous de la moyenne.

I.3.3. Sommaton au Site : Estimation de la probabilité de dépassement

La dernière étape consiste à appliquer la triple sommation de la formule (I.1), c'est-à-dire à multiplier les probabilités d'occurrence des séismes de magnitude m et r dans toutes les zones source contribuant à l'aléa au site considéré, avec les probabilités de dépassement du niveau cible conditionnelles à l'occurrence d'un événement de magnitude m à une distance r : la sommation se fait sur les magnitudes (avec la distribution en exponentielle tronquée), les distances, et le nombre de sources, et permet d'obtenir la probabilité de dépassement au site considéré, d'un niveau prédéfini de mouvement sismique. Le principe de cette sommation est illustré sur les Figures I.7 (contributions "élémentaires") et I.8 (contribution totale par triple sommation).

On obtient ainsi, pour une accélération cible prédéfinie, le taux annuel d'occurrence d'une accélération supérieure à cette cible. Cependant, l'objectif d'une analyse probabiliste est soit une courbe complète de niveau *d'aléa/probabilité annuelle d'occurrence* (pour pouvoir multiplier avec des probabilités de défaillance et obtenir une évaluation probabiliste du risque), soit le niveau d'aléa correspondant à un taux annuel donné (ou inversement à une période de retour donnée). Le calcul de l'aléa est donc effectué pour une série d'accélération et l'accélération correspondant au taux annuel d'intérêt est ensuite obtenue par interpolation.

Il convient de signaler une hypothèse implicite importante dans cette approche probabiliste selon Cornell et McGuire : l'occurrence des séismes dans le temps est supposée suivre un processus poissonien, ce qui entraîne de facto le même processus pour le mouvement du sol au site. En d'autres termes, la probabilité d'occurrence d'un séisme (comme d'une accélération supérieure à un niveau cible) ne dépend pas du temps écoulé depuis le dernier séisme, chaque occurrence de séisme étant considérée comme indépendante et aléatoire. Cette hypothèse n'est pas forcément très physique, mais l'introduction de processus "à mémoire" rajoute d'autres paramètres très incertains dans les modèles, et ne permet donc pas, à l'heure actuelle, d'aboutir à des estimations probabilistes mieux contrôlées, surtout dans les zones à sismicité modérée.

En effet, ces processus à mémoire n'ont de justification physique que pour des failles bien identifiées et à chargement assez rapide (cycle de quelques centaines d'années au plus). Or, dans le cas de notre région d'étude, les taux de chargement sont très faibles (inférieurs au mm/an), et la sismicité ne peut pas - sauf cas très exceptionnel - être attribuée à des failles préalablement identifiées. On la répartit donc, dans les approches probabilistes, sur des "zones sources" au sein desquelles les séismes sont considérés comme ayant une égale probabilité de se produire n'importe où : cela renvoie implicitement à l'idée de zones complexes, avec des failles multiples et très mal connues, dont le comportement global et cumulé peut être approché par un processus de Poisson sans mémoire, même si individuellement sur chacune des failles les processus élémentaires sont à mémoire.

La probabilité d'occurrence, sur un laps de temps t , d'un phénomène poissonien se produisant avec un taux annuel moyen m , est régie par l'équation I.11 :

$$P = 1 - e^{-\mu t} \qquad I.11$$

Si λ_{A^*} correspond au taux annuel de dépassement de A^* , la probabilité P qu'il se produise sur le site au moins une fois une accélération supérieure à A^* pendant un temps t est donc donnée par l'équation 1.12.

$$P = 1 - e^{-\lambda_{A^*}t} = 1 - e^{-t/T_{A^*}} \quad I.12$$

Où $T = 1/\lambda$ désigne la période de retour du niveau d'accélération A^* .

Si donc l'objectif recherché est un niveau de probabilité P sur une période de temps considérée τ , alors, le taux annuel λ , et donc la période de retour T sont donnés par l'équation I.13.

$$\lambda_{A^*} = \frac{1}{T_{A^*}} = -\frac{\ln(1 - P)}{\tau} \quad I.13$$

M+dM	N(m,Md M)	Acc	P(a>A)	N(a>A)
5.4 5.8	0.0024	0.082	0.3850	0.0009

Découpage en classe de magnitude

Nombre annuel de séismes dans la classe de magnitude selon $\text{Log}(N)=a-bM$

Accélération médiane $\text{Acc}=f(M,R)$

Probabilité de dépasser l'accélération A
Loi de Gauss

Nombre moyen annuel induisant un dépassement de A dans la classe de magnitude
=
 $(N(m,MdM) \times P(a>A))$

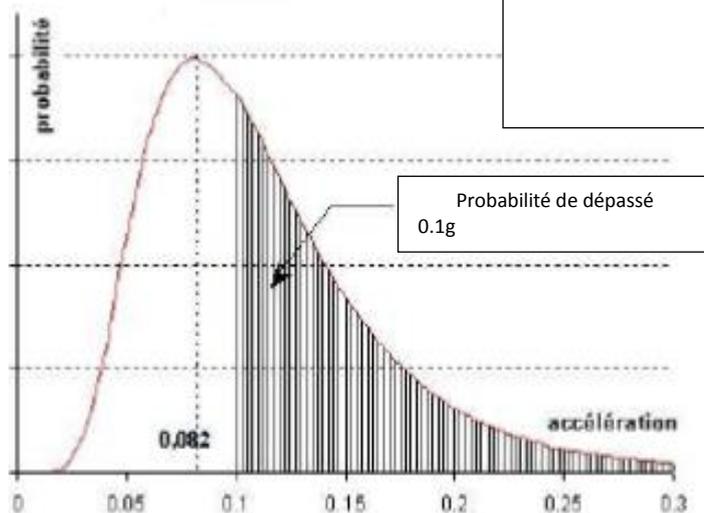
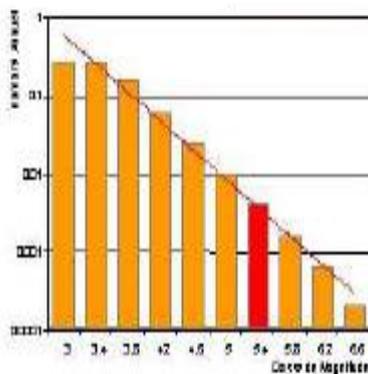
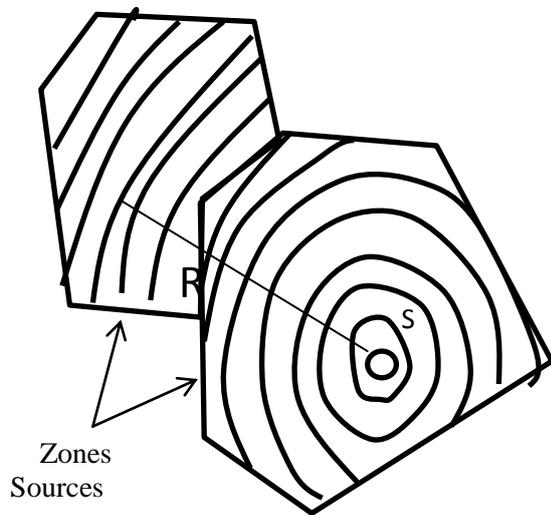


Figure. I.7: Principe du calcul de la probabilité de dépassement d'un niveau d'accélération donné (ici 0.1g) pour une tranche de magnitude et une distance donnée.

$$\lambda_{A^*} \sum_{i=1}^N \lambda_i \int_{m=M_{min}}^{M_{max}} \int_r P[A > A^* | m, r] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) dm dr$$



Relation de Cornell- McGuire

Figure.I.8 : Principe du calcul de la probabilité de dépassement d'un niveau d'accélération pour un site donné : sommation en magnitude, distance et zone sources.

Le choix de P et t combine les aspects économie et sécurité. La période de retour de 475 ans résulte du choix d'une probabilité P de 10% pour une période de temps t de 50 ans (le taux annuel correspondant est 0,0021). Une probabilité plus faible, ou une durée de vie plus importante, conduisent à des taux annuels plus faibles ou des périodes de retour plus grandes, comme indiqué dans le tableau ci-dessous.

Tableau 1.1 : Période de retour correspondant à différentes probabilités de dépassement sur différentes durées de vie.

		Durée de vie considérée			
		10ans	50ans	100ans	200ans
Probabilité de dépassement	1%	995	4 975	9 950	19 900
	2%	495	2 475	4 950	9 900
	5%	195	975	1 950	3 900
	10%	95	475	949	1 898
	63.2%	10	50	100	200

Ainsi, si l'on souhaite dimensionner pour un niveau qui n'a que 1% de chances d'être dépassé sur une durée de fonctionnement de 50 ans, il faut considérer une période de retour d'environ 5 000 ans. Si l'ouvrage fonctionne effectivement pendant 100 ans, la probabilité de dépassement de ce même niveau ainsi déterminé sera de 2%.

I.3.4. Prise en compte des incertitudes épistémiques

Un des intérêts majeurs de l'approche probabiliste est son aptitude à prendre en compte les (multiples) incertitudes dans l'estimation de l'aléa. L'approche simple présentée ci-dessus permet de prendre en compte la variabilité intrinsèque du mouvement sismique (ou incertitudes "aléatoires") au travers de la dispersion sur la relation d'atténuation. Mais on peut aussi prendre en compte les incertitudes d'ordre épistémique sur les contours du zonage, sur la magnitude maximale possible dans chaque zone source, les profondeurs des séismes, les relations d'atténuation à appliquer, au travers de la notion d'arbre logique comme représenté sur la figure 1.9 : chaque hypothèse "plausible" est ainsi associée à une branche de l'arbre logique, et dotée d'un poids correspondant à son degré de plausibilité, tel qu'estimé soit par un seul expert, soit (mieux) par un panel d'experts, (La somme des poids de différentes branches issues d'un branchement identique doit naturellement être égale à 1) (*in Beauval.2003*)

Il suffit alors de répéter les calculs selon toutes les possibilités de l'arbre logique, et de stocker les résultats correspondants assortis du poids du branchement suivi (dont la somme totale est aussi égale à 1): leur combinaison permet alors, in fine, d'obtenir non pas une courbe d'aléa, mais une distribution de valeurs d'aléa pour une période de retour donnée comme indiqué sur la Figure I.10.

On représente en général cette dispersion au moyen des courbes d'aléa correspondant à un certain "fractile" (par exemple 10%, 50% et 90%), et aussi la courbe d'aléa moyenne (généralement assez sensiblement supérieure au fractile 50%, c'est-à-dire à la médiane). Le tracé du fuseau compris entre les fractiles 5% et 95%, ou 16% et 84%, permet en particulier de visualiser la dispersion et le degré de confiance que l'on peut avoir dans les résultats, et donc peut permettre d'orienter le choix final du niveau de dimensionnement, qui doit également prendre en compte bien d'autres considérations

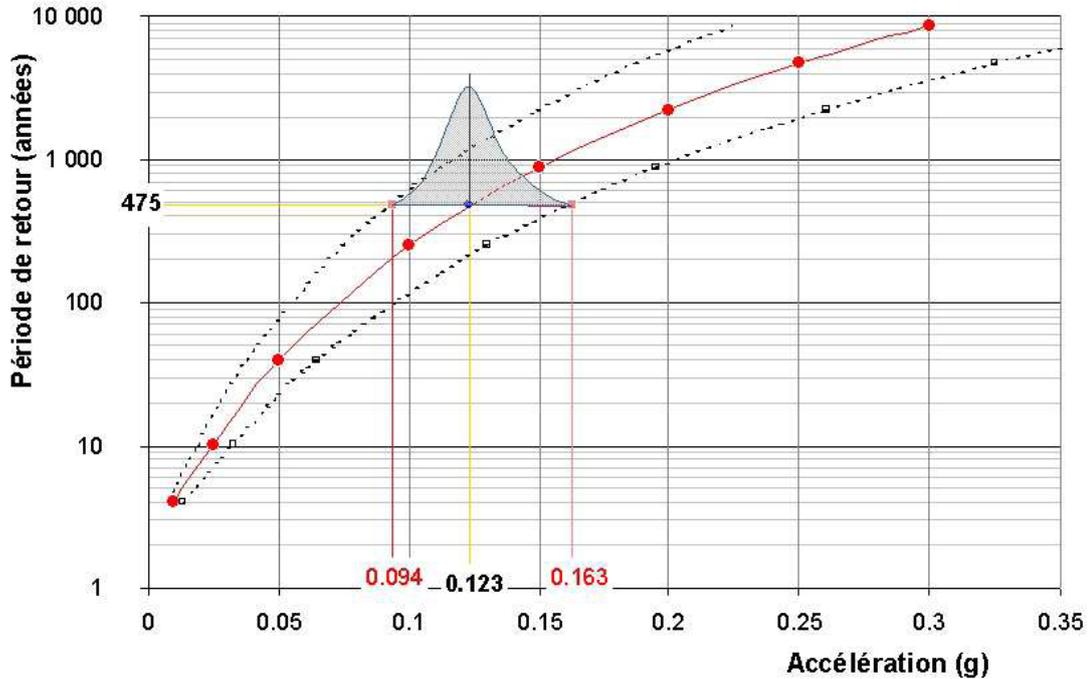


Figure.I.10 : Dispersion sur la courbe d'aléa résultant de l'analyse en arbre logique (Beauval, 2003).

I.3.5. Désagrégation

Parce qu'elle regroupe les effets combinés de toutes les magnitudes et de toutes les distances, ainsi que ceux de la variabilité intrinsèque du mouvement sismique, une courbe d'aléa "brute" ne donne aucune indication sur les événements les plus contributifs : magnitudes modérées très proches, ou plus fortes et plus distantes ?

Dans le but d'y remédier, afin de pouvoir mieux comparer notamment avec l'approche déterministe, la "désagrégation" est devenue une pratique courante : elle consiste à rechercher les contributions des différents triplets magnitude-distance-e, pour mettre en évidence ceux qui sont les plus importants dans la constitution de l'aléa, pour un niveau de mouvement sismique donné (ou une période de retour donnée).

Aucun calcul complémentaire n'est nécessaire à cette fin : il suffit de stocker les contributions à un niveau d'aléa donné, puis d'analyser les distributions statistiques correspondantes en terme de magnitude, de distance et du paramètre "e" – qui situe l'aléa cible dans la gaussienne prédite par la relation d'atténuation. Concrètement, cela revient à passer en revue les uns après les autres tous les couples possibles (m,r) , et à les retenir chaque fois que l'un d'eux a une probabilité non nulle d'engendrer un dépassement, en notant également la valeur du paramètre $\varepsilon = (\ln A^* - \ln Am(m,r))/s \ln A$. Puis ensuite à effectuer des statistiques sur ces événements contributeurs, en comptabilisant leur contribution par intervalles de magnitude, distance et/ou ε .

Les contributions des triplets (magnitude-distance- ε) évoluent selon la période de retour ou la période spectrale considérée. Des études indiquent que ce sont majoritairement les séismes proches qui contribuent à l'aléa, et que cette tendance se renforce avec l'augmentation de la période de retour (à 475 ans, 98% des contributions sont contenues dans un rayon variant

entre 50 et 120 km suivant les zones, ce rayon diminuant à 40 à 80 km quand on considère une période de retour de 10000 ans). Quant au paramètre ε , son ordre de grandeur est généralement autour de 1 à 2, ce qui explique l'impact significatif du choix éventuel de tronquer les prédictions de la loi d'atténuation.

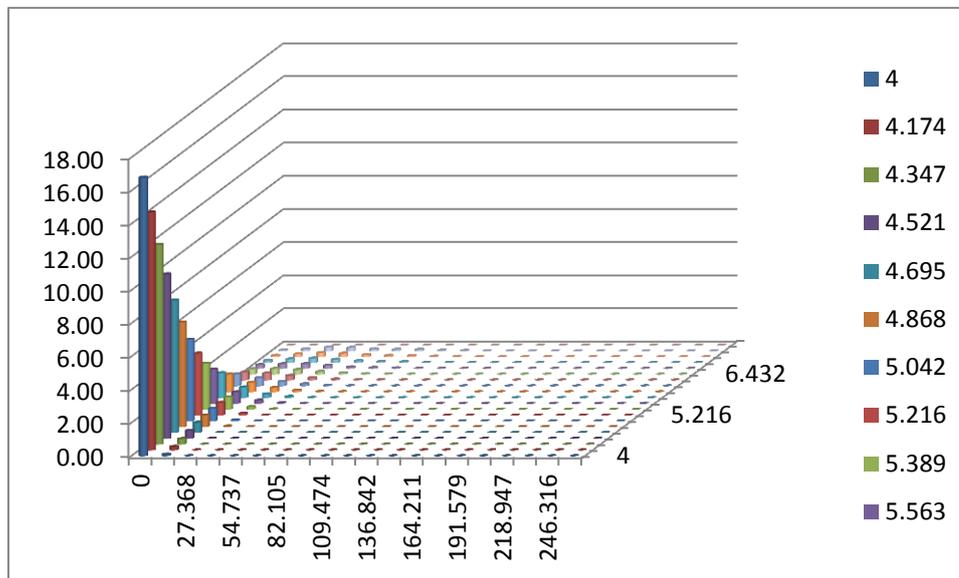


Figure.I.11 : exemple de désagrégation pour une accélération du spectre pour une période de 1 sec et une période de retour de 475ans : les contributions essentielles correspondent à des évènements locaux ($r < 20\text{Km}$) de magnitude 4 à 5.5 et des évènements de magnitude 5.5 à 6.5 à des distances de 30 à 250km.

I.4 Le code de calcul CRISIS

Le calcul d'aléa sismique probabiliste est effectué avec le logiciel CRISIS version 2007 développé par M.Ordaz et al (2001) à l'université de Mexico.

Dans ce logiciel, les sources sismiques sont représentées sous forme de surface polygonale. Une intégration spatiale est effectuée de manière à tenir compte de toutes les positions possibles des foyers à l'intérieur de la source.

Cette partie décrit comment le code CRISIS met en pratique la méthode de Cornell-McGuire, en reprenant les étapes du calcul : subdivision des zones sources, intégration en magnitude, troncature des prédictions de la relation d'atténuation et interpolation des accélérations.

I.4.1 Mode de calcul

Pour une accélération cible A^* , le code calcule le taux annuel d'occurrence d'une accélération supérieure à A^* (taux annuel de dépassement), les intégrales en magnitude et distance de l'équation 1.14 sont discrétisées (Ordaz; 2001):

$$\lambda_{A^*} = \sum_{i=1}^N \lambda_i \sum_{m=M_{min}}^{M_{max}} \sum_r P[A > A^* | m, r] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) \Delta m \Delta r \quad \text{I.14}$$

Les informations suivantes sont fournies en entrée du programme CRISIS :

- Les coordonnées du site,
- La magnitude minimale M_{\min} et les taux de sismicité associés de chaque zone source i : $\lambda_i = \lambda_i(M \geq M_{\min})$,
- Les magnitudes maximales M_{\max} ,
- Les pentes des lois de récurrence β ,
- Les sommes des polygones qui délimitent les zones sources,
- Les paramètres qui contrôlent les discrétisation en magnitude (Δm) et en distance (F_{\min} , R_{\min} , D_{\max} , etc...),
- Les coefficients de la relation d'atténuation,
- Les accélérations cibles et les périodes de retour d'intérêt.

Le programme CRISIS calcule λ_{A^*} :

- En subdivisant chaque zone source en sous zone afin d'obtenir les f_{R_i} ,
- En calculant les f_{M_i} à partir de β , M_{\min} et M_{\max} , (modèle d'exponentielle tronquée,
- En calculant $P[A > A^* | m, r]$ à partir de la relation d'atténuation pour toutes les combinaisons (m,r).

Le code permet d'introduire des incertitudes sur les paramètres de sismicité et sur la magnitude maximale et de tenir compte de ces incertitudes dans le calcul.

I.4.2 Subdivision des zones sources

Dans la méthode de Cornell-McGuire, la courbe de récurrence modélisée pour une zone source est répartie uniformément sur l'ensemble de la zone. En pratique, la zone source est subdivisée en sous zone considérées comme des zones sources ponctuelles et leurs taux de sismicité sont proportionnels à leurs surface. La distance source-site est alors la distance entre le barycentre de la zone et le site (Ordaz.2001).

Le code CRISIS subdivise les zones sources en triangles, la taille des triangles varie avec la distance source-site : les triangles ont des dimensions d'autant plus grandes qu'ils sont loin du site ; cette triangularisation permet ainsi un gain de temps de calcul. Pour chaque triangle sont calculés une dimension caractéristique D_c (la racine carrée de l'aire du triangle) et le rapport R_p entre la distance source-site et D_c . dans un premier temps, les polygones des zones sources sont subdivisés en triangles (les somme des triangles correspondent aux sommes des polygones) ; puis ces triangles «primaire » sont à nouveau subdivisés, et ainsi de suite. Les subdivisions s'arrêtent lorsqu'une des deux conditions suivantes est remplie (Ordaz.2001):

$$D_c \leq R_{\min},$$

$$R_p \geq F_{\min} \text{ (Hypothèse de source ponctuelle).}$$

Note : Les paramètres R_{\min} et F_{\min} sont définis en entrée du code CRISIS.

Dans notre étude, nous avons utilisé les paramètres de R et de respectivement : $R_{\min} = 11$ km et $F_{\min} = 3$.

La subdivision s'arrête lorsque la dimension caractéristique du triangle est inférieure à 11 km ou lorsque la distance source-site est supérieure à 3 fois la taille du triangle. De plus, une

distance maximale D_{max} est fournie en entrée du code CRISIS : les triangles ne seront pas pris en compte au-delà de D_{max} , car les contributions au-delà de D_{max} sont négligeables. Nous avons utilisé une distance maximale de 250 km ce qui est largement suffisant au vu des études de désagrégation, l'essentiel des contributions provient en effet de sources à moins de 100 km.

La subdivision des zones sources diffère d'un site à l'autre. La Figure.I.12 montre une subdivision du zonage utilisé dans cette étude, pour le site de coordonnées (3 ; 33) dans la région est. Les zones sources correspondent aux traits épais, les subdivisions aux traits fins.

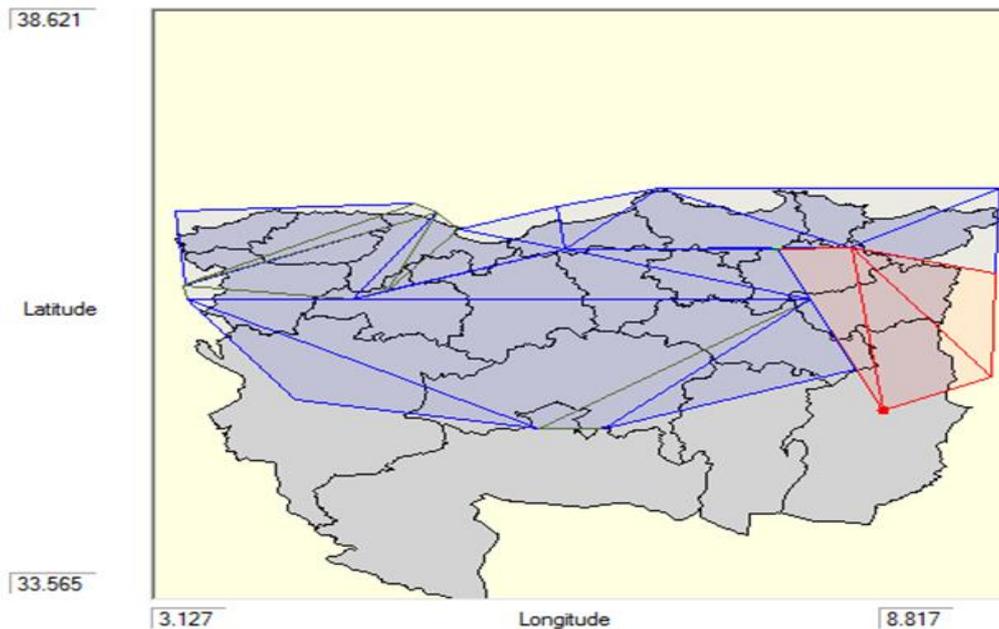


Figure.I.12 : Subdivision des zones sources en triangles en triangles, avec $R_{min} = 3km$ et $F_{min} = 11$ (CRISS.2007)

Les paramètres par défaut de CRISIS produisent une subdivision suffisamment précise pour notre cas de figure (les zones sources sont à des profondeurs de 10 et 15 km).

I.4.3 Intégration en magnitude

Le choix du pas en magnitude Δm est important, l'intégration en magnitude dans le code CRISIS est effectuée avec la méthode de Simpson.

La probabilité de dépassement $P[A > A^* | m, r]$ est calculée pour chaque magnitude échantillonnée : plus le pas en magnitude est petit et plus le calcul de l'aléa est précis. Dans le code CRISIS, le pas en magnitude Δm est par défaut égal à $(M_{max} - M_{min}) = 9$.

Nous avons modifié le code afin d'imposer un pas de 0.1 quelles que soient les valeurs de M_{min} et M_{max} .

La méthode de Simpson interpole sur trois points par un polynôme du second degré. Par suite, utiliser la méthode de Simpson pour intégrer la densité de probabilité en magnitude impose une largeur minimale de $2\Delta m$ pour le stockage des contributions en magnitude. Nous avons donc modifié le mode d'intégration de la magnitude : la densité de probabilité de l'intervalle $[m, m + \Delta m]$ est calculée à partir de la fonction de densité cumulée (équation

1.13). Le stockage en magnitude peut alors être effectué avec la même précision que l'intégration (Ordaz.2001).

I.4.4 Troncature et re-normalisations de la distribution des accélérations

Dans le code CRISIS, la troncature des prédictions de la loi d'atténuation est implémentée. Pour un couple magnitude-distance (m,r) , la relation d'atténuation fournit une fonction de densité de probabilité normale (PDF), centrée sur la valeur moyenne $\ln(A_m)$ et d'écart-type $\sigma_{\ln A}$. (Figure.I.13)

Afin de ne pas tenir compte des accélérations très peu probables, la PDF peut être tronquée à $N\sigma$ au-dessus de la moyenne $\ln A_m$: les probabilités des accélérations supérieures à $A_m e^{N\sigma}$ deviennent nulles.

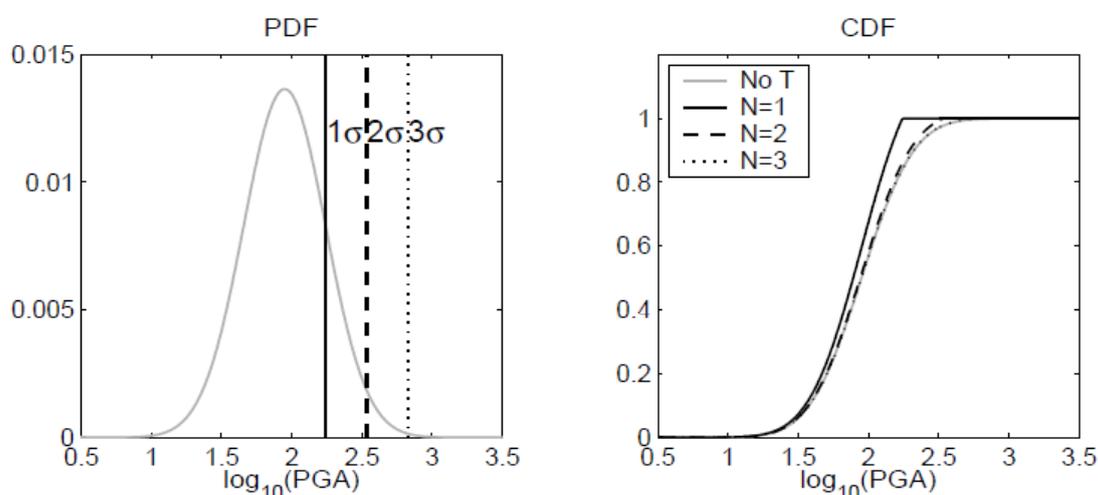


Figure 1.13 : Troncature de la distribution de probabilité normale prédite par la relation d'atténuation ; à gauche : PDF normale non tronquée, à droite : CDF normale non tronquée en gris, tronquée à $+1\sigma$ (trait continu), à $+2\sigma$ (tirets) et à $+3\sigma$ (pointillés). Les CDF tronquées sont re-normalisées (Beauval.2003).

I.4.5 Accélérations cibles et interpolation

Le code CRISIS détermine les accélérations cibles pour lesquelles le calcul du taux annuel est effectué à partir de trois paramètres d'entrée : une accélération minimale A_{min} , une accélération maximale A_{max} et un nombre de cibles. Les cibles sont distribuées dans l'intervalle $[A_{min}-A_{max}]$ avec un pas qui augmente de manière logarithmique avec l'accélération. Le code calcule les taux annuels de dépassement de ces cibles puis interpole les accélérations correspondant aux taux annuels d'intérêt. Il importe de choisir judicieusement les bornes minimales et maximales des accélérations cibles, ainsi que le nombre requis, afin que les taux annuels soient correctement interpolés. Dans cette étude, les taux annuels de dépassement sont calculés pour 80 accélérations entre 30 et 3000 gal. Sur la figure 1.14 est représenté un exemple d'interpolation sur la courbe d'aléa. Les symboles carrés correspondent aux taux annuels calculés, la croix correspond au résultat de l'interpolation pour la période de retour de 475 ans. Le pas en accélération est très fin, le calcul des taux

annuels sur cette série d'accélération assure une interpolation très précise pour toutes les périodes de retour de 100 à 100000 ans.

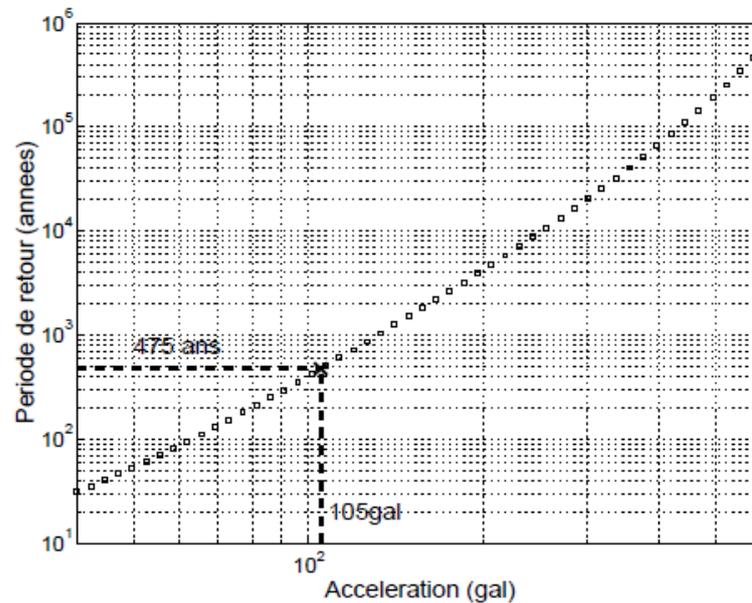


Figure.1.14 : Exemple d'interpolation de l'accélération correspondant à la période de retour 475ans ; symboles carrés : résultat du calcul de l'aléa, croix : résultat de l'interpolation (105 gal).

I.4.6 Procédure d'intégration spatiale dans CRISIS

Chaque source sismique est ici représentée sous forme d'une surface polygonale en3D. La surface est définie par des points de coordonnées longitude, latitude et profondeur. La source sera subdivisée en sous-éléments de forme triangulaire dont la taille dépendra de la distance entre le sous-élément et le point de calcul de l'aléa.

Une fois partagée en sous-sources triangulaires, CRISIS assimile la sismicité associée à ce sous-élément comme une source ponctuelle. L'intégration spatiale d'une source est alors remplacée par la somme des contributions de chaque élément.

Deux paramètres permettent de limiter la subdivision de la source :

- la taille minimale du triangle (valeur par défaut 11 km) ;
- le rapport distance minimale/taille du triangle (valeur par défaut 3 km).

Autour d'un point de calcul donné, le nombre de sous-éléments sera élevé avec des surfaces petites à courte distance. La taille des sous-éléments sera de plus en plus grande lorsque la Distance augmente. La Figure.I.15 montre un exemple de subdivision pour une source carrée et un point de calcul situé au centre de la source.

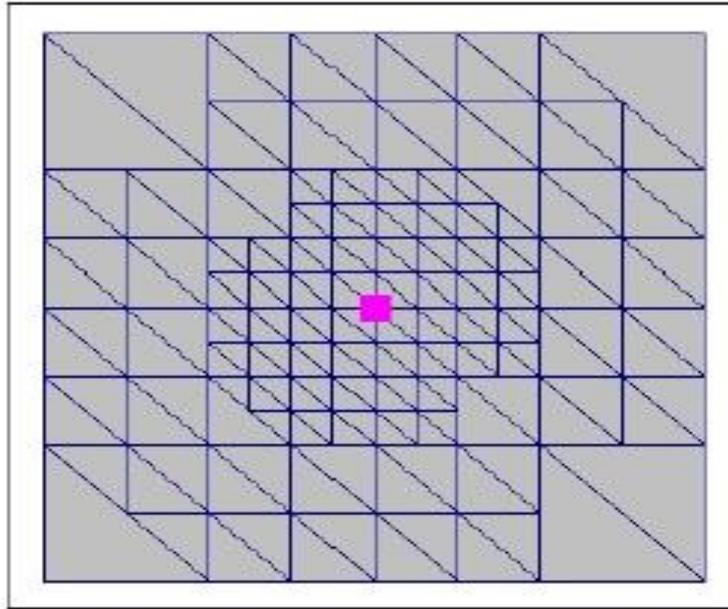


Figure .I.15 - Découpage des sources en sous-éléments triangulaires dans CRISIS 2007.

I.4.7 .Procédure du calcul d'aléa probabiliste

Pour aboutir à des cartes d'aléa sismique probabiliste quatre principales étapes de calcul sont nécessaires :

Étape 1 : description et délimitation spatiale de chaque zone source

À partir du contexte géodynamique et sismotectonique décrit dans le chapitre IV, 07 zones ont été définies. Les caractéristiques utilisées pour le calcul sont résumées dans le paragraphe I.5.

Étape 2 : évaluation des caractéristiques sismiques de chaque zone source

Cette évaluation nécessite un certain nombre de traitements :

- choix des catalogues de sismicité et homogénéisation des magnitudes ;
- filtrage des répliques et précurseurs ;
- évaluation des périodes de temps pour lesquels les catalogues sont complets ;
- calculs des paramètres d'activité λ_0 et b ;

Étape 3 : choix des modèles d'atténuation à utiliser.

Étape 4 : calcul des accélérations spectrales

Les paramètres des étapes 1 à 3 sont introduits dans le logiciel de calcul. Des paramètres généraux de calculs indépendants des sources sont définis.

À l'issue du calcul, des cartes d'aléa sont produites pour chaque période spectrale et pour une période de retour de 475 ans.

autres. Elle est limitée au Nord par plus de 440 km de littoral et se caractérise par un relief complexe résultant de la conséquence de plusieurs phases tectoniques. Le relief dans cette partie de l'Algérie, est constitué par des zones de plaines (bassins), des zones montagneuses, de collines et des piémonts.

II.2.1 Cadre Géomorphologique.

Au nord, l'Atlas tellien forme avec l'Atlas saharien, plus au sud, deux ensembles de reliefs parallèles se rapprochant en allant vers l'est, et entre lesquels s'intercalent de vastes plaines et Hauts-Plateaux. Les deux Atlas tendent à se confondre dans l'est de l'Algérie. Vers l'intérieur de l'est algérien, les vastes chaînes montagneuses des Aurès (Batna, Khenchela, Oum-El Bouaghi, Aïn M'lila, Souk Ahras, Sétif, Guelma, Biskra, etc.) et de Nememcha (Tebessa) occupent la totalité de l'est algérien et elles sont délimitées par la frontière tunisienne. (voir Figure II.1).

La bande du Tell, large de 80 km à 190 km, s'étend sur près de 1 622 km de côte méditerranéenne. Elle est formée de chaînes de montagnes longeant le littoral de près (le Chenoua, les Babors, etc.) ou de loin (l'Ouarsenis, le Djurdjura, les Bibans, etc.) . Ces montagnes sont souvent séparées par des vallées, riches par leur flore et leur faune, abritant des cours d'eau comme la vallée du Chelif ou la vallée de la Soummam.

Entre les massifs de Tell et l'Atlas saharien, un grand ensemble de plaines et de Hauts-Plateaux semi-arides sont creusés par de nombreuses étendues d'eau salée, les chotts asséchés en fonction des saisons. Le point le plus bas d'Algérie, atteint au Chott Melrhir, descend à – 40 m. L'ensemble court depuis les frontières marocaines à l'Ouest jusque dans la vallée du Hodna dont les monts relient parfois les Atlas tellien et saharien.

L'Atlas saharien, relie le Haut Atlas marocain jusqu'à la frontière tunisienne en passant, d'Ouest en Est, par les massifs du Ksour, Djebel Amour, des Ouled-Naïl, des Zibans et les monts du Hodna, qui rejoint la bande du Tell, et continue dans les Aurès culminant à plus de 2 300 m. Il est limité au sud par plusieurs oasis constituant ce qui est souvent appelé « La porte du désert ».

L'Algérie est le premier pays d'Afrique par sa superficie en fonction de la géologie et de la topographie, le pays se compose de quatre grandes unités structurales : le Tell, les Hauts Plateaux, l'Atlas Saharien et le Sahara et qui se succèdent du nord au sud:

- le Tell, est un ensemble constitué par une succession de massifs montagneux, côtiers et sublittoraux, et de plaines. Les plaines sont discontinues et de largeur variable (80 km à 190 km). Cette région abrite la grande majorité des terres agricoles du pays. L'Atlas tellien est une chaîne de montagnes qui limitent ses plaines
- Les Hauts Plateaux, sont une zone steppique localisée entre l'Atlas Tellien au nord et l'Atlas Saharien au sud à des altitudes plus ou moins importantes de 900 à 1 200 m. Ils sont parsemés de dépressions salées, chotts ou sebkhas et ils sont séparés du Sahara par l'Atlas saharien.

- L'Atlas saharien, qui forme une succession de chaînes au caractère aride, s'étend d'est en ouest depuis le Maroc jusqu'en Tunisie. Il est formé de deux parties distinctes: à l'ouest et au centre l'Atlas Saharien proprement dit, qui culmine au Djebel Aïssa à 2 236 mètres d'altitude et à l'est l'Aurès, un massif aux hivers très froids et aux étés très chauds, dont le point le plus haut est le Djebel Chélia.
- Le Sahara algérien est un immense désert qui s'étend au sud de l'Atlas saharien. Il représente 84 % de la superficie du pays. Le Sahara se compose de plaines (regs et ergs) et de dépressions (sebkhas et gueltas). Deux vastes régions de sables, le Grand Erg occidental et le Grand Erg oriental constituent les principaux ensembles de reliefs dunaires du désert saharien. Au sud du Sahara s'étend le massif volcanique du Hoggar, qui est une succession de hauts-plateaux désertiques, qui culminent à 2 908 m d'altitude au mont Tahat.

II.3 Cadre Géologique

Le nord de l'Algérie est constitué du sud au nord par les entités tectono-sédimentaires suivantes :

- Au sud, l'Atlas saharien, une chaîne de montagnes d'origine alpine.
- Au centre, des plates-formes rigides et stables comme la Meseta oranaise à l'ouest et le môle Constantinois à l'est.
- Dans la partie septentrionale, l'Atlas tellien qui est une zone complexe constituée de massifs anciens (séries Paléozoïques et plus anciennes) généralement métamorphisés et de séries sédimentaires allochtones, mises en place au Miocène inférieur, et sur lesquelles des bassins néogènes post orogéniques comme le Chelif et le Hodna se sont installés.
- Le domaine Offshore qui s'étale au nord des côtes algériennes. Il est caractérisé par un plateau continental réduit, et est constitué par une couverture sédimentaire d'âge essentiellement mio-plio-quadernaire. Il repose sur un socle volcanique ou métamorphique mais peut, en certains endroits (offshore oriental probablement), reposer sur un substratum sédimentaire allochtone à l'image de ce qui est connu dans le Chelif. (Figure II.2). (Durant delga, 1971)

II.3.1 Stratigraphie

Le nord de l'Algérie s'insère dans l'évolution géologique du bassin mésogéen. L'avant-pays comporte quatre ensembles paléogéographiques ou structuraux (Durant Delga, 1971): la Meseta oranaise

- l'Atlas saharien au sens large
- Sud-Est Constantinois
- le domaine tellien et le domaine Offshore.

La stratigraphie du nord de l'Algérie a été définie dans ces domaines à partir des données de terrain et de sondage.

II.3.2 Aspect structural

La structure du nord de l'Algérie est caractérisée par des reliefs jeunes et une sismicité active. On observe en plusieurs endroits du Tell, à la lisière du Sahara, des terrains pliocènes

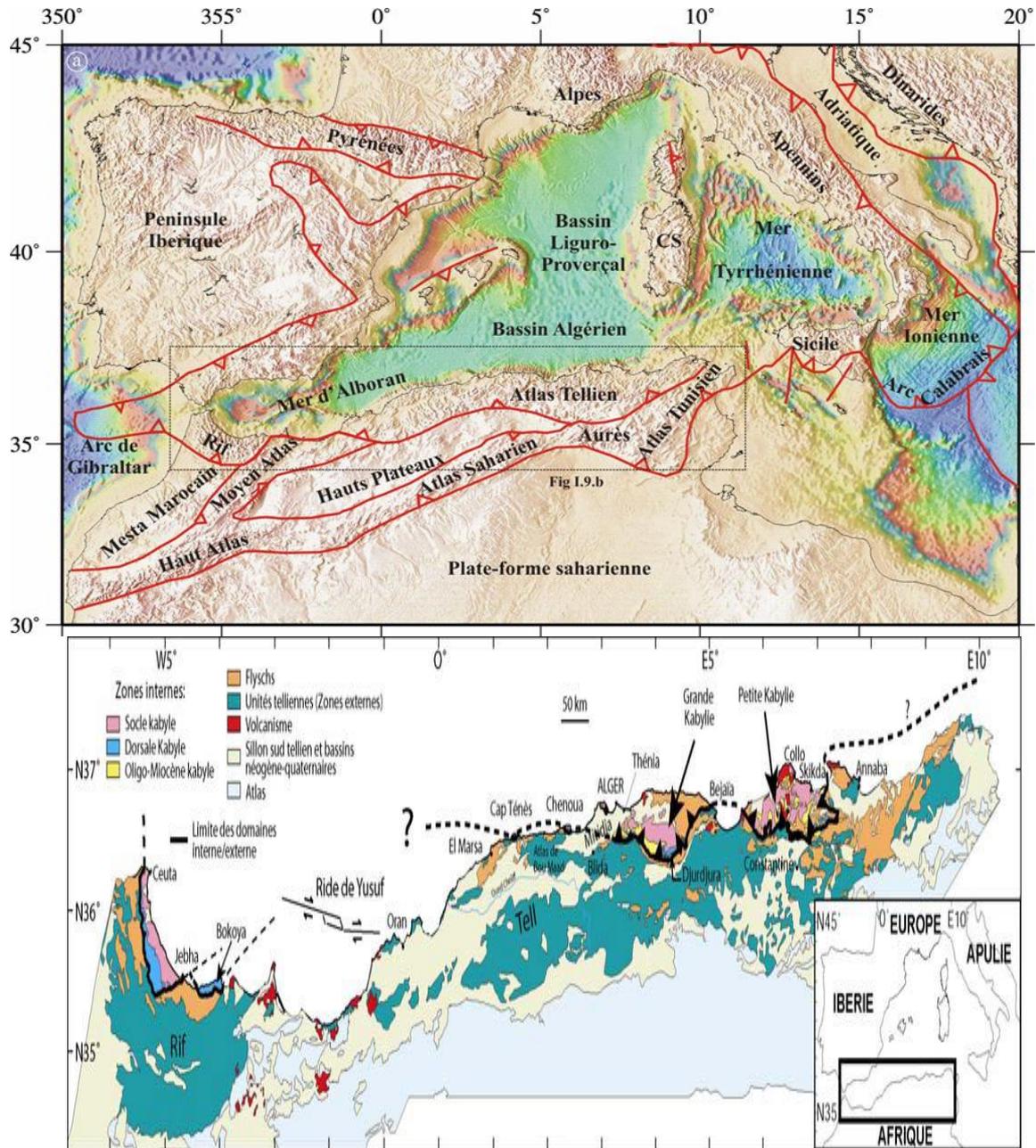


Figure II.2: Carte des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Maghrébines = Kabylie des (Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle)) + Rif + Atlas Tellien, Atlas intracontinentale = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien (Selon, Durand-Delga, 1969).

et quaternaires redressés à la verticale. La morphologie est caractérisée par deux longues chaînes plissées situées au sud et au nord du 35^{ème} parallèle et culminant vers 2 000 m. L'une, correspondant à l'Atlas saharien, allongée dans la direction NE-SO, l'autre à l'Atlas tellien, de direction Est-Ouest.

Le nord de l'Algérie fait partie de l'orogène alpin d'Afrique du Nord appelé aussi chaîne des Maghrébines. Cet orogène est compris entre le bassin océanique de la Méditerranée occidentale, dont l'ouverture a commencé à l'Oligocène, et la Flexure sud-atlasique qui le sépare de la plateforme saharienne. (Figure. II.2)

II.3.2.1 Les accidents majeurs

Outre les limites structurales définies, l'édifice orogénique est marqué par l'existence de plusieurs familles d'accidents d'importance régionale et de direction parallèle aux chaînes ou franchement transverse à celles-ci.

II.3.2.2 Accidents directionnels

Outre l'accident sud-atlasique séparant le domaine alpin de la plate-forme saharienne relativement bien connu, dont le tracé est assez net et le fonctionnement bien reconstitué, deux autres accidents sont identifiés dans la partie nord de la chaîne de l'Atlas saharien :

1. L'accident sud-mésétien, véritable frontière entre le sillon subsident de l'Atlas saharien et la Meseta oranaise, formant une plate-forme rigide durant le Mésozoïque.
2. L'accident nord atlasique qui divise la chaîne Atlasique en deux parties :
 - Une zone pré-atlasique au nord moins subsidente et moins structurée que la partie sud.
 - Une zone dite atlasique au sud plus subsidente, plus large et plus structurée que la précédente, à dépôts plus épais, et constituant l'Atlas saharien stricto sensu.

L'accident nord-atlasique est la limite où s'arrête la dalle carbonatée du Lias - Dogger des Hauts Plateaux. Celle-ci cède la place à la puissante série argilo gréseuse qui se dépose dans le sillon méridional dès le Toarcien. Cet accident est considéré comme l'axe tectonique de la chaîne de part et d'autre duquel les structures sont à vergence opposée. Ainsi, il a joué un rôle paléogéographique dès le Trias, séparant des zones différentes et influençant leur sédimentation et leur comportement géodynamique (subsidence) lors de l'extension et du remplissage du bassin ; puis il a dû jouer un rôle de niveau de décollement lors des épisodes de serrage et de raccourcissement de ce même bassin. (*Selon, Durand-Delga, 1969*)

II.3.3 Accidents transverses

Ils sont connus depuis longtemps et bien étudiés grâce aux observations de terrain et aux interprétations sismiques. Les plus notables sont la transversale de la Tafna qui détermine la morphologie linéaire de la côte oranaise. Elle a été reconnue jusque dans les îles Habibas où elle s'accompagne de diverses manifestations volcaniques miocènes. De même il peut être noté la présence de nombreux accidents transverses majeurs, généralement parallèles et décrochant dextres, de direction N140° et cela de la frontière occidentale à la frontière orientale de l'Algérie (faille Négrine-Béjaia, faille de Gafsa, etc.). L'existence d'accidents

transverses de direction N50° ayant pu jouer un rôle structural mégarégional, à l'image de la faille de Kossou, peut être également suspectée. (Selon, Durand-Delga, 1969)

II.3.4 Domaine morpho-structuraux

La chaîne alpine est formée par 03 domaines morpho-structuraux : l'Atlas tellien au Nord, les hauts plateaux au centre et l'atlas saharien au sud. (Figure.II.3).

II.3.4.1 L'Atlas saharien

Il est caractérisé par des plis de grande taille, aux terminaisons périclinales brutales. Les anticlinaux, longs et étroits, sont séparés par des synclinaux larges et à fonds plats. Mis bout à bout, ces plis se relayent sur une distance dépassant les 500 km. Le style des anticlinaux est éjectif. Ils sont souvent affectés par des failles ayant des directions orthogonales et des rejets variables dont certains ont permis aux séries plastiques du Trias d'arriver en surface au cœur de certains anticlinaux. (Selon, Durand-Delga, 1969)

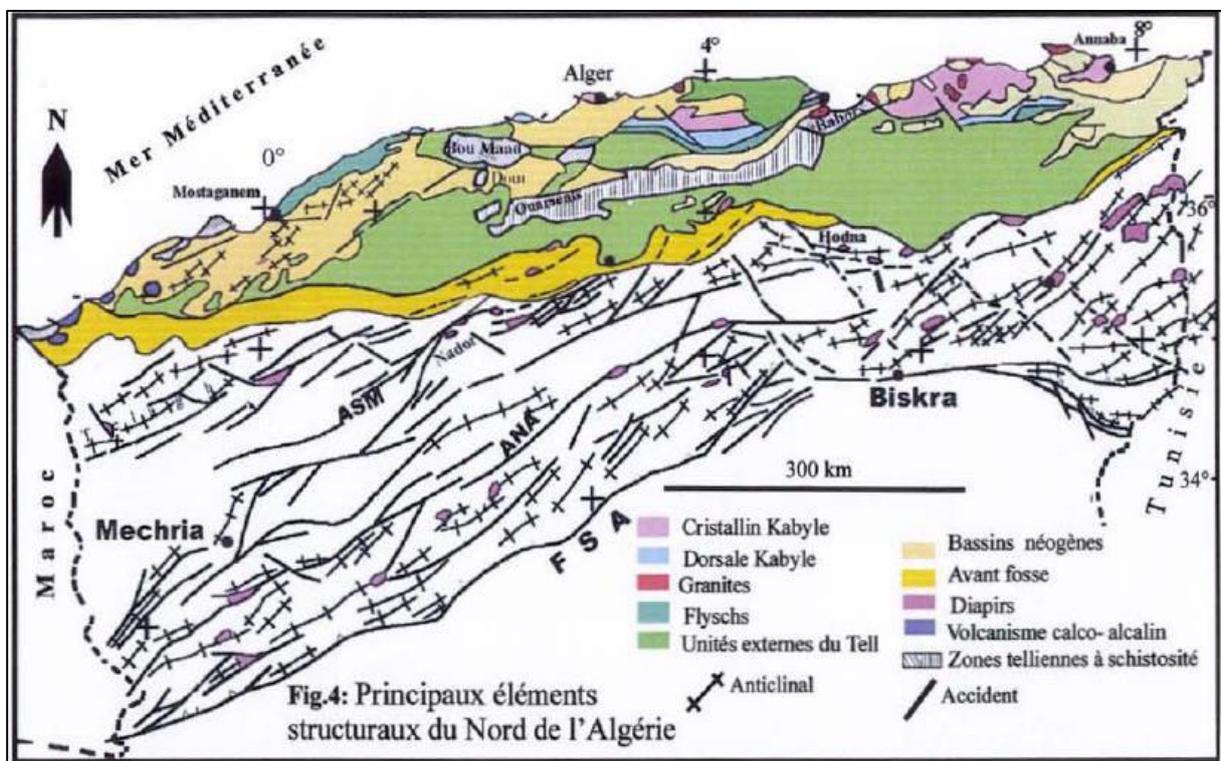


Figure.II.3 : Principaux éléments structuraux du nord de l'Algérie (Durand-Delga, 1969).

D'autres structures comme Rass El Guenatis sont purement halo-cinétiques et se sont développées dès le Dogger. D'une manière générale, les plis sont une succession de décollements sur rampes et paliers suivant un dispositif à double vergence à partir de l'axe tectonique de la chaîne. Seules les extrémités des chevauchements se terminent en pli de propagation, comme le pli de Djebel Nador à vergence NW ou les plis à vergence SE dans la région de Tadjerouna-El Abiod Sidi Cheikh. Les plans de décollement les plus probables et les plus importants correspondraient à des formations qui sont à la fois épaisses, plastiques et connues pour être présentes dans le Trias et éventuellement dans le Kimméridgien et le Cénomanién.

II.3.4.2 Le Domaine tellien

Il correspond à la zone comprise entre la mer Méditerranée au nord et l'autochtone présaharien au sud. Cette limite sud est soulignée par une suite de bassins miocènes s'étalant d'ouest en est depuis la plaine des Ghossels à Sellaoua. La succession de bassins constitue les restes d'une avant fosse actuellement recouverte par les nappes de charriages (Durand-Delga, 1969).

II.3.4.3 L'Allochtone

du domaine tellien comprend un chapelet de massifs anciens bordés par une dorsale calcaire qui, par ses caractères originaux, garantit l'unité orogénique de ce domaine. Ce domaine, découpé en blocs, se compose d'un socle gneissique et d'une couverture phylladique discordante. Ces éléments sont suivis en discordance par les termes sédimentaires d'un Paléozoïque à peu près complet. Le processus tectonique se termine par une phase fini-Eocène / Oligocène qui façonne de façon quasi définitive le domaine. Les structures acquises sont fossilisées sous une puissante série dite oligocène. Enfin, une phase tardive du Miocène supérieur déforme de nouveau l'ensemble de cette couverture et permet les dernières mises en place des nappes et le remplissage des bassins miocènes (Durand-Delga, 1969).

II.3.4.4 Domaine interne

Ces zones internes sont formées de massifs anciens d'origine continentale et sont bordées du côté externe, méridional, par la dorsale calcaire. En Algérie orientale, sur la transversale du constantinois, le socle Kabyle constitue l'élément le plus interne des Maghrébides. Plus au sud on a la Dorsale kabyle ou « Chaîne calcaire ». On attribue au socle trois ensembles lithologiques :

- Un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites.
- Un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant «des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes oeillés».

• La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur (Bouillin, 1982).

II.3.4.5 Domaine des flyschs

Il forme une bande presque continue située au nord et surtout au sud des massifs anciens. Il est scindé en trois unités affleurant dans trois positions, soit en bandes coincées entre domaines kabyle et tellien, soit en superstructures tectoniques reposant sur l'allochtone tellien (flysch numidien), et enfin en éléments re-sédimentés, dans les olistostromes nord et sud-kabyles (Bouillin, 1982).

II.3.4.6 Le domaine externe (Domaine tellien)

La nomenclature adoptée ici tient compte de la position des éléments dans l'édifice structural, de leurs faciès et de leurs positions paléogéographiques d'origine. Les nappes de flysch (Numidien, Mauritanien, Massylien) sont nommées d'après leur faciès. Les nappes ultratelliennes sont constituées de formations d'âge crétacé. Les nappes épi-telliennes sont,

pour leur part, faites des séries d'âge crétacé et éocène. Enfin, les nappes méso telliennes sont constituées des faciès néritiques éocènes proches de l'autochtone présaharien. Cette classification a été établie par les chercheurs universitaires et pétroliers et appliquée au domaine sud-tellien (chaîne des Bibans et monts du Hodna). L'allochtone s'est mis en place au Burdigalien et au Langhien inférieur. La mise en place fut plus tardive au sud qu'au nord où les dépôts post-nappes indiquent un âge anté-burdigalien supérieur. Une phase antérieure a été récemment reconnue dans la zone de Beni Chougrane dans des bassins synoro-géniques priabono-oligocènes (Durand-Delga, 1969).

II.3.4.7 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. 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).

II.4 Les phases tectoniques alpines

L'histoire alpine d'Afrique du Nord comprend les événements paroxysmaux d'âge Eocène supérieur-Miocène et les phases préliminaires et tardives qui les encadrent.

II.4.1 Phases préliminaires

Une première phase, définie dans les Babors à la limite Jurassique-Crétacé (phase néo-cimmérienne), marquée par des discordances, est connue dans l'Atlas saharien et au Sahara. La seconde phase, dite Autrichienne, survenue à l'Albien moyen, est responsable de plis d'orientation NNW-SSE. Enfin, la troisième phase, dite Emscherienne, survenue au Sénonien inférieur, a été mise en évidence dans le Hodna et le Sud-Est Constantinois.

II.4.2 Phases paroxysmales

À la fin de l'Eocène, le rapprochement des plaques Afrique - Europe produit une chaîne de collision. La phase majeure ou phase Pyrénéenne, rapportée au Lutétien supérieur-Priabonien, est connue comme étant celle qui a généré l'essentiel de l'architecture actuelle des séries dans le Tell et dans le domaine atlasique. Dans les Aurès et le reste de l'Atlas saharien, elle ébauche des anticlinaux vite démantelés par l'érosion et des synclinaux où viennent s'accumuler les produits d'érosion. L'analyse des séries continentales locales montre que la déformation est progressive. Dans l'avant-pays atlasique et aurésien, cette phase est responsable des grandes structures coffrées, orientées NE-SO. Elle est suivie par une distension anté- Miocène/Oligocène qui est à l'origine des petits grabens transverses aux directions des structures atlasiques. Une nouvelle phase, d'âge Miocène, s'exprime par la poursuite des flambages et par de grands décrochements entraînant des plis, ainsi que des torsions et des décalages des axes des structures. La dernière phase, une compression N-S affecte les séries post-villafranchiennes. Ses effets sont visibles sur toute l'Algérie, le long de la flexure saharienne entre Négrine et Biskra et dans l'Oranais (Taфраoui).

II.4.3 Roches mères

Les séries argileuses ou micritiques du Cénomaniens-Turonien, de l'Albien supérieur (Vraconien) et éventuellement de l'Eocène inférieur (Yprésien) constituent les roches mères principales au nord et au nord-est de l'Algérie.

II.4.4 L'Albien supérieur (Vraconien)

Les dépôts de marnes et de calcaires de l'Albien supérieur qui succèdent aux faciès gréseux de l'Albien inférieur annoncent la transgression majeure du Crétacé supérieur. Cette roche vraconienne présente des teneurs en matières organiques importantes (Tamesmida, Tunisie) ; par contre elle n'est présente que localement dans le Sud-Est Constantinois, au Djebel Darmoun et dans le Hodna à Kef El Asfar. La matière organique est amorphe à mixte. Le faciès est purement pélagique riche en faunes avec la présence des ammonites vers le nord-est des monts du Hodna.

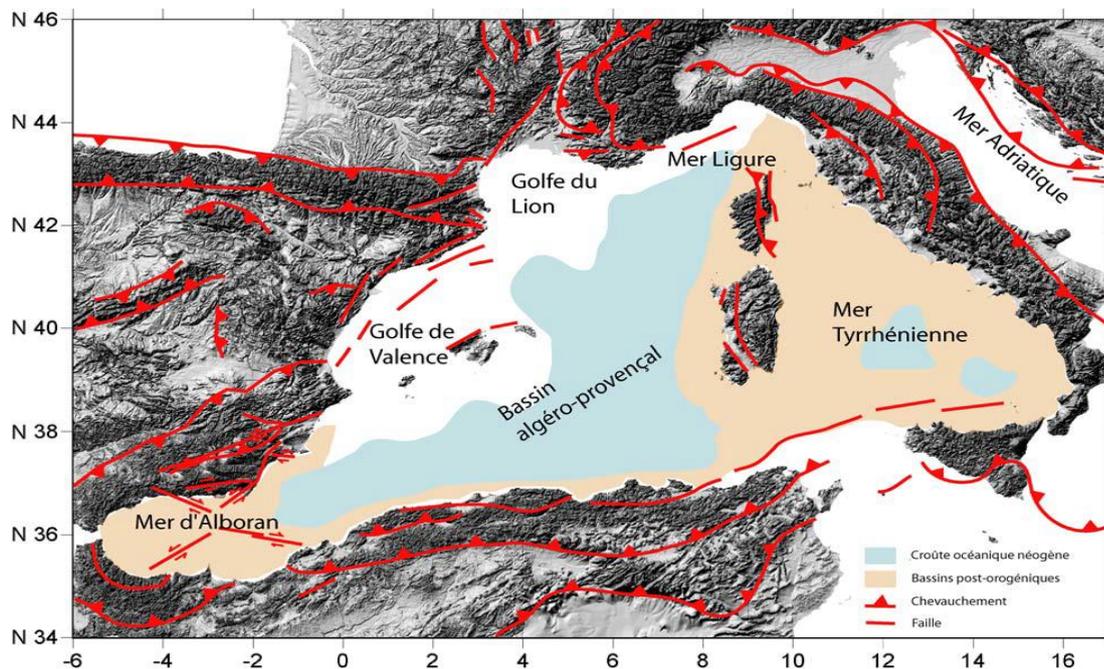
II.4.5 Le Cénomaniens-Turonien La principale roche mère mésozoïque est située au passage Cénomaniens-Turonien, elle semble surtout confinée à la partie NE de l'Algérie. La transgression marine amorcée dès l'Albien supérieur a permis le dépôt de niveaux argilo-carbonatés d'épaisseur variable à bonnes caractéristiques géochimiques. Ils correspondent au calcaire noir marneux en plaquettes à structure laminée de la formation de Bahloul définie en Tunisie. Son microfaciès est une micrite à globigérines et pithonelles, riche en matière organique et pyrite. Les épaisseurs utiles atteignent quelques dizaines de mètres dans le Sud-Est Constantinois ainsi que dans le sillon Aurès-Kef et deviennent nettement plus faibles et moins enfouies dans la zone de la voûte de Talemzane sur la plate-forme saharienne. Cet ensemble existe également dans la région de Biskra (Djebel Bou Rhezal), de Ouled Djelal et au sud de Négrine où il est cependant plus dolomitique et perd ainsi de ses qualités de roche mère

II.5. Cadre Géodynamique de la méditerranée

Les plaques africaine et eurasiatique s'affrontent dans les régions méditerranéennes, la frontière de plaques associée à cette convergence correspond à une déformation qui s'étale du point triple des Açores jusqu'à la région anatolienne et vers la Yougoslavie, conduit à la création des chaînes de montagnes qui entourent la Méditerranée. La déformation de la région méditerranéenne est associée à une sismicité qui touche un certain nombre de pays des deux rives, elle 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 sismiques sont évoqués dans les catalogues comme l'événement d'Oran de 1290, les événements d'Alger de 1365, 1206, l'événement Djidjelli de 1856 et le dernier celui de Boumerdès en 2003 (in Domzig 2006).

II.5.1. 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 de l'Atlantique Nord de 25 mm/an alors qu'elle atteint 40 mm/an pour l'Atlantique sud. 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 NUVEL 1A (DeMets et al. 1990) qui propose un pôle situé à (longitude -20.6°E , latitude 21.0°N , $0.13 \pm 0.02^{\circ}/\text{Ma}$) (Figure II.4). La plupart des études récentes sont en accord avec un pôle Eulerien, 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 $0.06 \pm 0.01^{\circ}/\text{Ma}$).



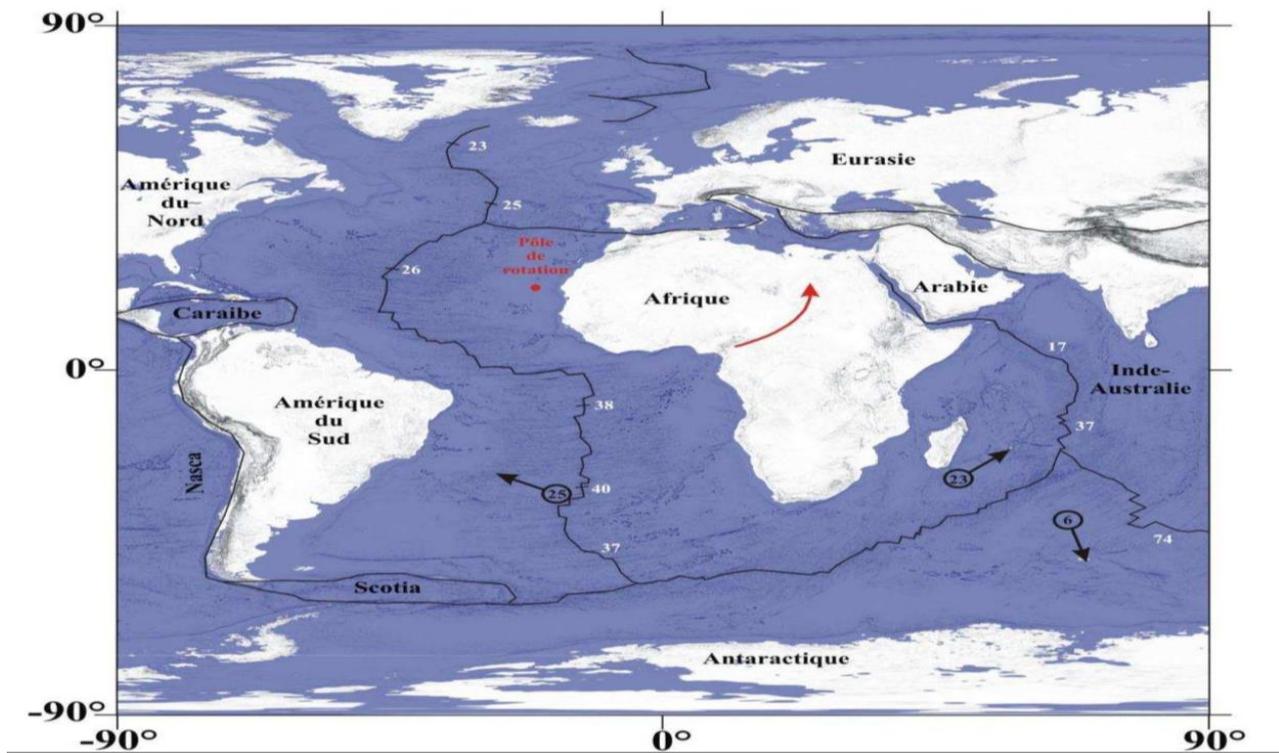


Figure II.5 : Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie. (Domzig, 2006)

La direction de convergence en Méditerranée orientale est comprise entre N0 et N330, et en Méditerranée occidentale, entre N350 et N300. Le mouvement relatif de la Nubie par rapport à l'Eurasie, en Méditerranée occidentale est de 5.3 ± 0.1 mm/an dans une direction $N46 \pm 2^\circ W$ à la longitude de la Sicile et de 4.5 ± 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).

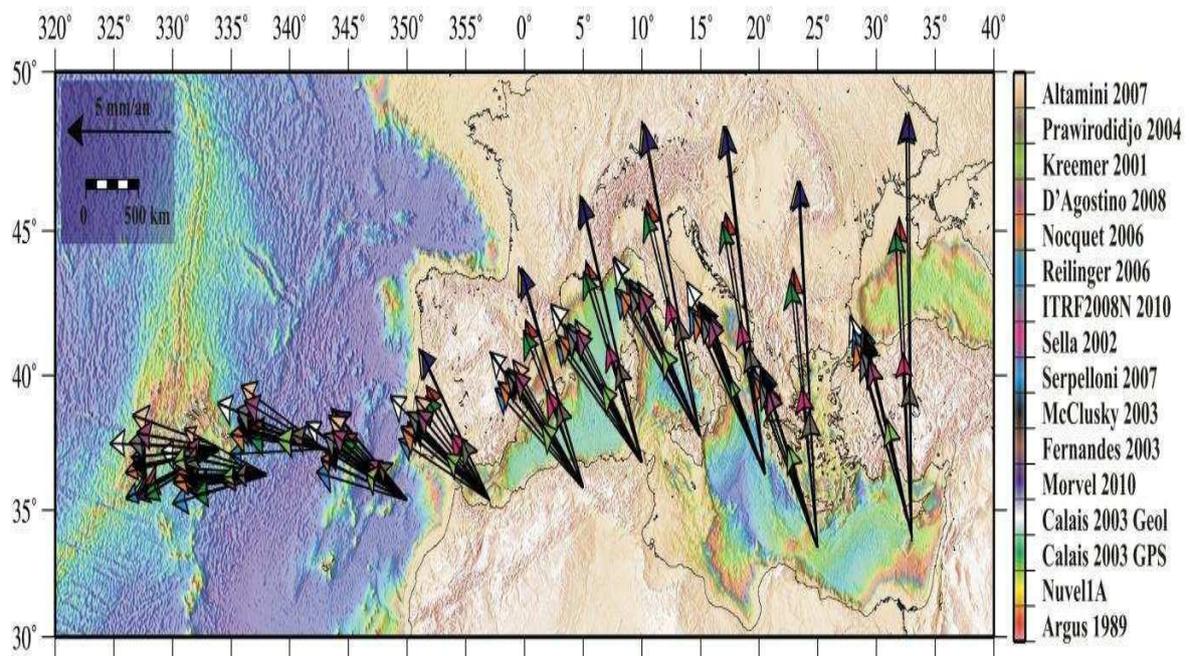


Figure II.6. Les vitesses prédites par des différents modèles sur l'ensemble de la frontière de plaques basées sur des modèles géologiques (mouvement moyenne sur 3.16 Ma) et géodésiques (Argus et al. 1989 ; DeMets et al. 1990, Calais et al. 2003;

II.5.2 Grands ensembles structuraux de la Méditerranée

La géologie de la Méditerranée occidentale est caractérisée par une ceinture de 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 II.6). Associé à l'existence de ces bassins, les différents processus géodynamiques qui marquent actuellement la région Méditerranéenne (Jolivet, 2000) sont :

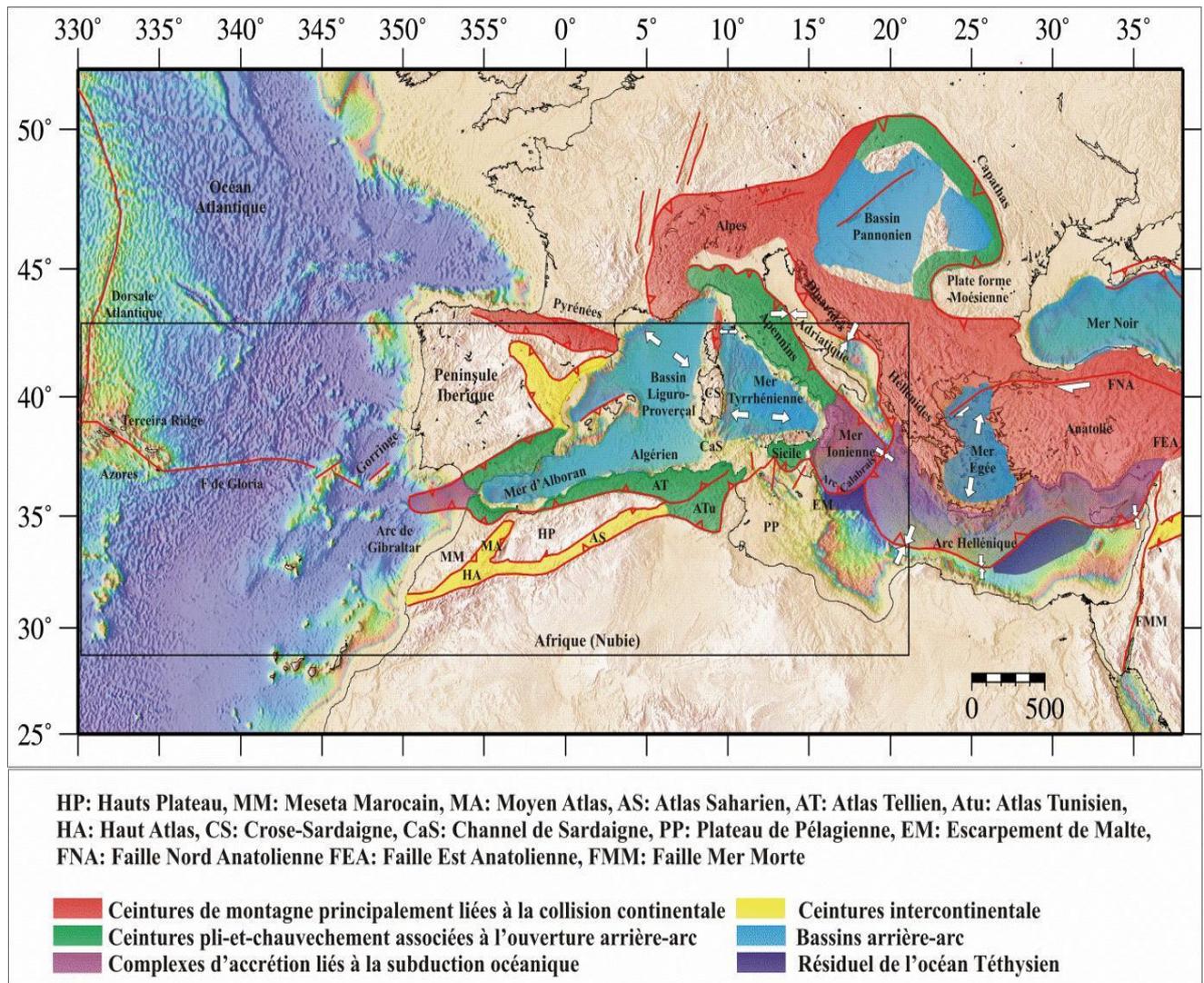


Figure II.7: Contexte tectonique actuel et les principaux domaines structuraux de la Méditerranée (modifié d'après Serpelloni et al. 2007)

- **Les zones de subductions** : La lithosphère océanique de la Méditerranée orientale subducte sous les deux arcs Hellénique et Calabrais. Les fosses Helléniques (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 zone de collisions** : La chaîne Dinaro-Hellénique, elle se prolonge à l'Est par la chaîne des taurides en Turquie 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.
- **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, 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.

II.6. Contexte géodynamique et sismotectonique de la Méditerranée occidentale

II.6.1. 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.8). C'est dans ce contexte général de convergence que vont se former les bassins de Méditerranée occidentale.

L'oligocène, extension et compression affectent simultanément le domaine méditerranéen menant 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 (figur.II.5) 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.II.5).

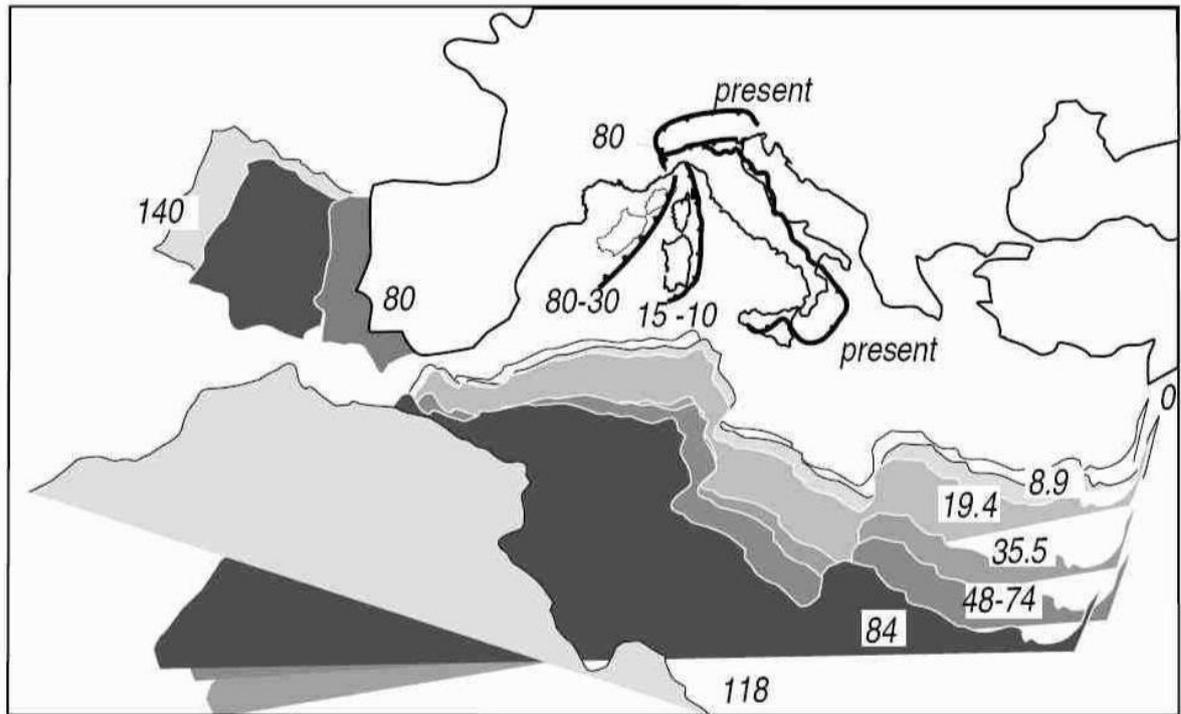


Figure II.8: Mouvement de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasiennne fixe (Faccenna et al. 2001) et du front de subduction téthysien du Crétacé à l'actuel.

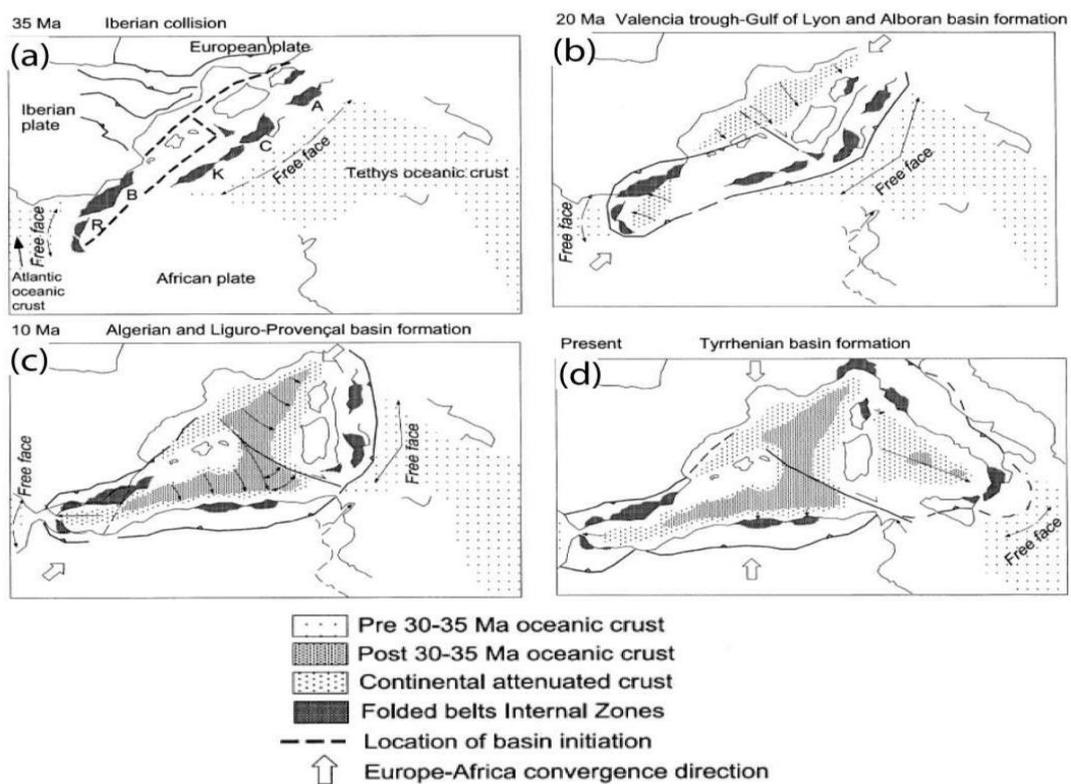


Figure II.9: Reconstruction de la Méditerranée Occidentale depuis 35 Ma (Gelabert et al. 2002) impliquant la subduction de la Téthys maghrébine sous l'Eurasie et la formation en arrière arc d'un bassin océanique: le bassin Algéro -provençal, avec un retrait de la subduction vers l'est (Calabre) et l'ouest (Alboran).

Des reconstructions récentes par mesures paléo-magnétiques 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 l'est-est approximativement entre 30 et 15 Ma (figure.II.9 et 10). L'ouverture du bassin Algérien se termine au moment où les Kabylies sont totalement accrétées à la plaque africaine entre 13 et 18 Ma. 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. 2007) 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 décrochant entraînent le bloc Alboran vers l'ouest.

II.6.2 Cinématique actuelle et sismotectonique 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, la sismicité, les mécanismes aux foyers et les moments sismiques ont été réalisés. Une synthèse cinématique en Europe-Méditerranée occidentale et centrale réalisée à partir des données géodésiques (VLBI, SLR et GPS) et sismotectoniques (Nocquet et Calais, 2004), et ceci afin de matérialiser les zones de déformation (Figure I.11.a).

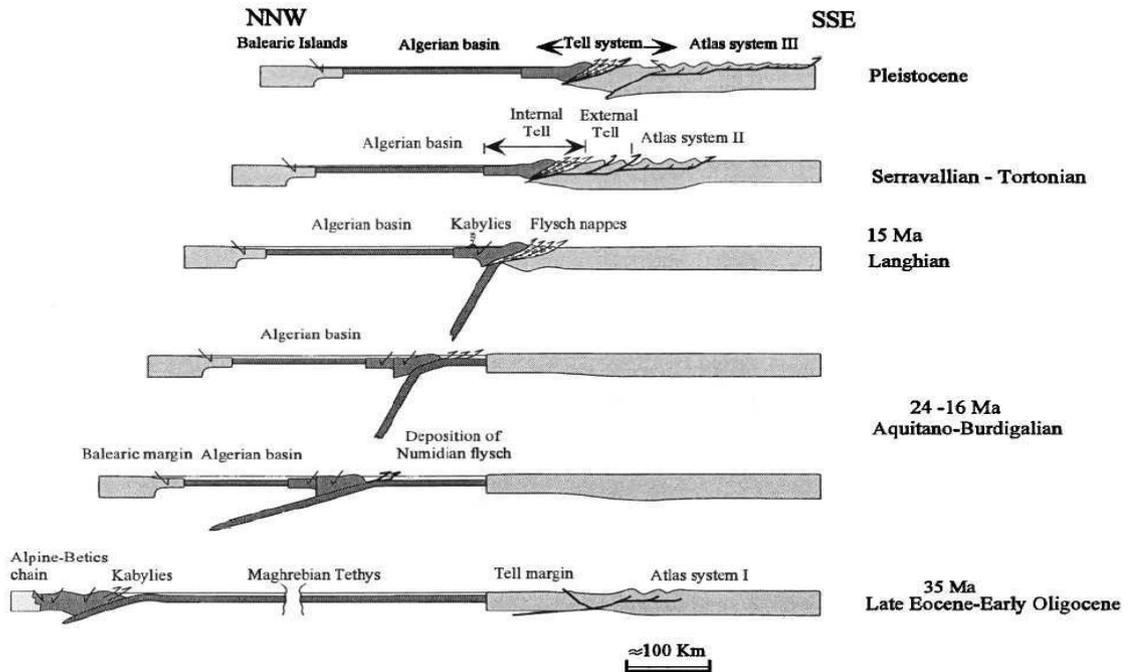


Figure.II.10 : Évolution du bassin Est Algérien depuis l'oligocène et sur un transect NNW-SSE allant des Baléares à la plate-forme saharienne ((Frizon de Lamotte et al. 2000).

- **La direction de convergence**, indiquée par la plupart des modèles, est $N45W \pm 20-30^\circ$ et 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.
- **La région de Gibraltar, Rif, Bétique et Mer d'Alboran** : L'existence d'une faille transformant 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 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 liaison 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-SW (failles de Jebha et du Nekor) avec un taux de déformation de 4 mm/an. Les régions d'Alboran et des Bétiques se caractérisent principalement par des régimes de décrochement et tensionnelle à transtension. Les données spatiales, montrent une extension E-W à ENE-WSW dans la région Alboran-Bétique (Figure I.11.a) de l'ordre de 7.0 ± 0.2 mm/an (Serpelloni et al. (2002) 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 ± 0.1 mm/an et aucune déformation interne n'a eu lieu (Fernandes et al. 2007).

- **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-SW. La déformation le long du Moyen et Haut Atlas est encore active avec un taux de raccourcissement orienté WNW-ESE (Serpelloni et al. 2007) pouvant aller jusqu'à 0.2 ± 0.8 m/an. Le séisme d'Agadir de 0960 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-SW, là où se sont produits les deux séismes d'El Hoceima de 2004.

En Algérie, la sismicité se concentre dans la région Tellienne où 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 NW-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 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 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). Les Haut Plateaux

prolonge dans les chaînes du Maghreb parallèlement à la côte. Au niveau de la Tunisie, la zone sismique bifurque brutalement vers le nord-est formant un arc le long de la Sicile et de la Calabre pour remonter vers l'Italie le long des Apennins. Le long de cette frontière de plaques, un passage 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.II.12).

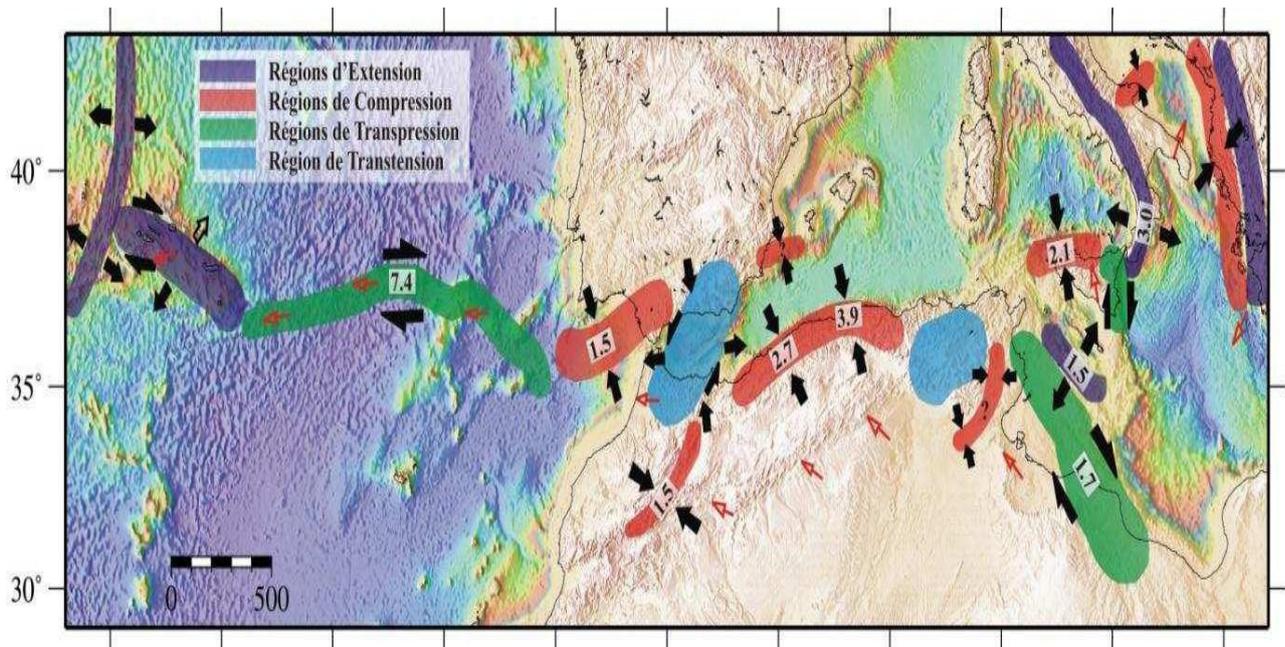


Figure.II.12: Principaux régimes tectoniques et cinématiques à la limite de plaque Afrique-Eurasie avec les déformations correspondantes en mm/an (Serpelloni et al. 2007).

II.7.Contexte sismotectonique du Nord de l'Algérie

Le contexte géodynamique régional a engendré dans le Nord de l'Algérie sur une bande d'environ 700 à 300 km de large, un ensemble de structures tectonique (plis, failles) de direction perpendiculaire à la direction de convergence (NNO-SSE) des plaques tectoniques (Figure I.13.a). Ces structures tectoniques actives sont ainsi responsables de la répartition spatiale de la sismicité de cette région de l'Atlas Tellien.

A partir de l'analyse de la sismicité régionale dans le nord de l'Algérie, des forts séismes sont enregistrés avec des magnitudes supérieures à 5.5, les directions principales de contrainte sismiques sont présentées comme des projections horizontales de compression (en rouge) et de traction tectoniques relativement uniformes(en bleu) (Figure II.13). On peut distinguer : (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 séisme a été enregistré (Orléanville, 1954; El Asnam, 1980; Tipaza, 1989; Boumerdès, 2003). (2) une zone plus distribuée où la déformation est principalement

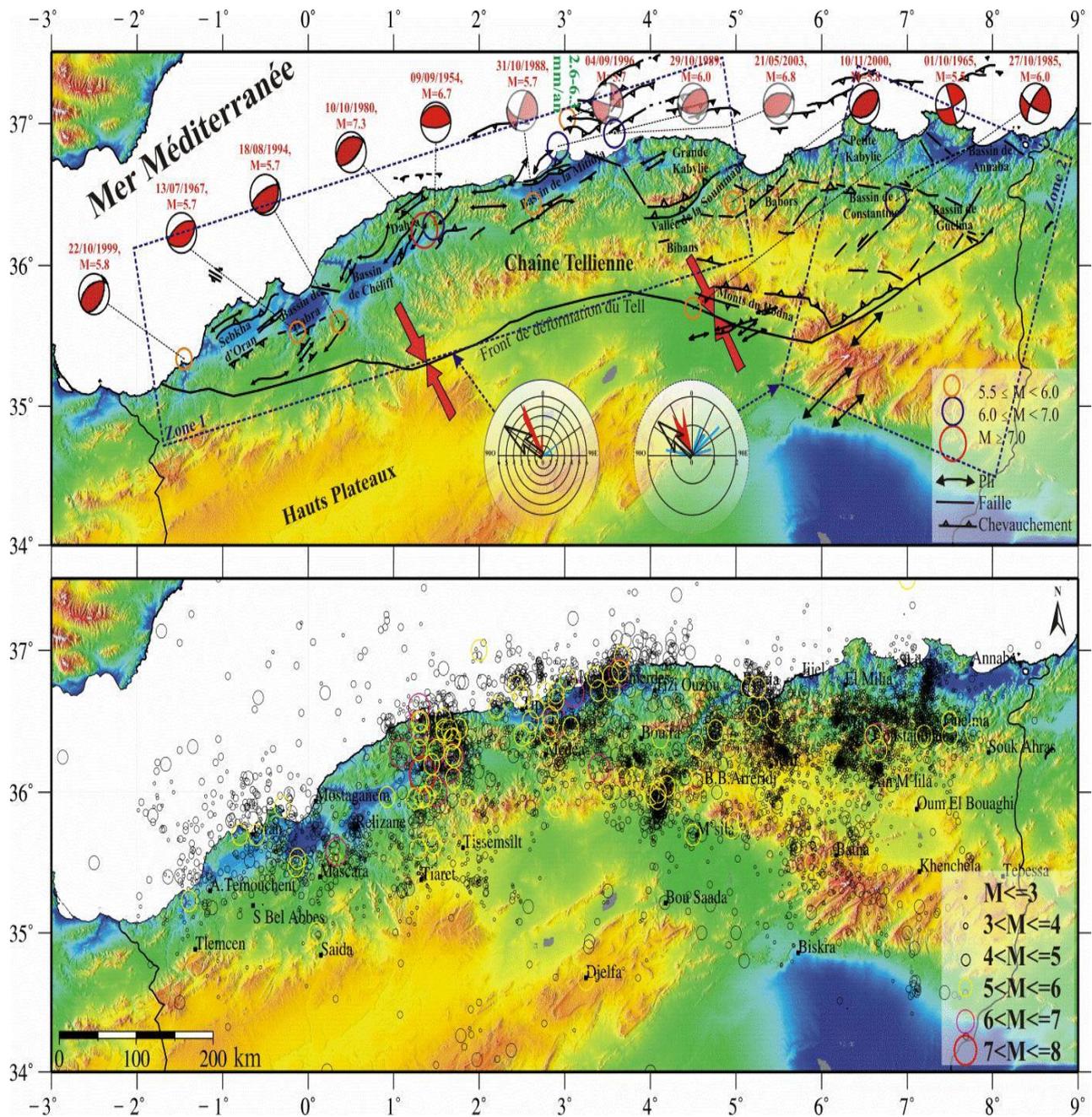


Figure II.13 : Carte sismotectonique du nord de l'Algérie montrant les principales structures actives observées dans le Tell (Meghraoui, 1988) (en haut) ainsi que les grands séismes de $M \geq 5.5$ (en bas). (in Abbacha, 2015)

liée aux failles de décrochement dextres E-O à NO-SE et sénestres N-S à NE- SO dans la parties orientale (séisme de Constantine le 27 Octobre 1985).

La sismicité de l'Algérie du Nord se focalise principalement sur sept zones d'Ouest en Est qui sont:

(1) La région de l'Oranie, où se sont produits les séismes de Ain Temouchent du 22/12/1999 et celui de Mascara du 18/08/1994, caractérisé par des séries d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction NE-SW à ENE-WSW, ainsi que deux bassins orientés ENE-WSW (le bassin post-nappes de Sebkhah d'Oran et le bassin néogène de Habra).

(2) La région de Chleff, où se sont produits les séismes d'Orléansville du 09/09/1954, et d'Al Asnam du 10/10/1980. L'activité sismique est marquée par des plis-failles de la partie sud des monts du Dahra.

(3) La région d'Alger (bassin de la Mitidja), où se sont produits les séismes de Boumerdes du 21/05/2003, de Chenoua du 29/10/1989, de Ain Benian du 04/09/1996 et d'OuedDjeer du 31/10/1988. Cette Zone caractérisée le massif de Chenoua et le massif d'Alger composés de zones internes et qui sont reliés par l'anticlinal du Sahel orienté ENE-WSW formant la limite Nord du bassin néogène de la Mitidja. Au sud on trouve l'Atlas Blidéen formé par, des anticlinaux déversés vers le nord.

(4) La région de la Soummam où s'est produit le séisme de Beni-Ouartilane du 10 Novembre 2000. 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.

(5) La région de Hodna et les Bibans, où se sont produits les séismes de M'sila

Du 01/01/1965, de Mansourah du 24/11/1973 et celui de Béni-Ilmane du 14/05/2010 produit dans la partie sud de la chaîne des Bibans, plus précisément dans la zone de transition entre les Bibans et les monts de Hodna.

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

(7) La région du Constantinois constituée essentiellement par le bassin de Constantine marqué par le séisme du 27/10/1985, et celui de Guelma où la crise sismique de Roknia 2009-2010 a été enregistrée.

II.7.1 Aléa sismique du nord de l'Algérie

I.7.1.1 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 Orléansville ($M_s=6.7$), 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.

II.7.1.2 L'intensité maximale observée et calculée

A.\ *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 II.14.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.II.14.b). La carte du (MOI) montre des changements notables induits par l'activité de 1920 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, MSK).

B.\ *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 II.14.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, $I_0 = X$)

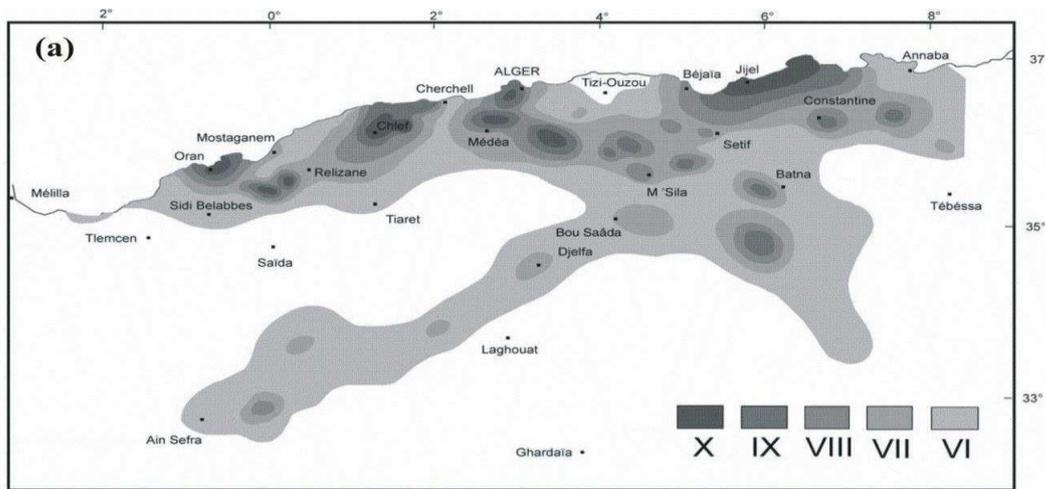


Figure II.14 : a) carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973b).

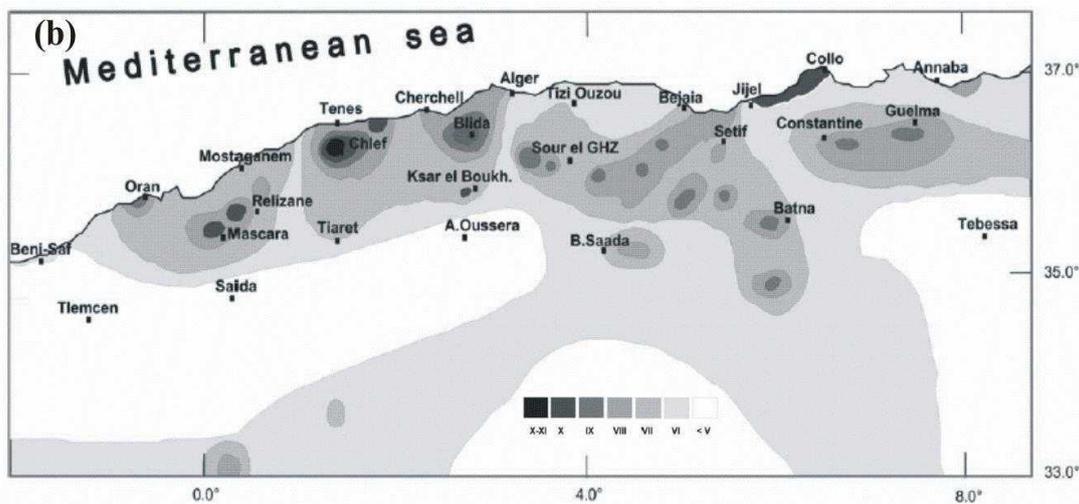


Figure II.14 : b) carte des intensités maximales observées (Bezzeghoud et al. 1996)

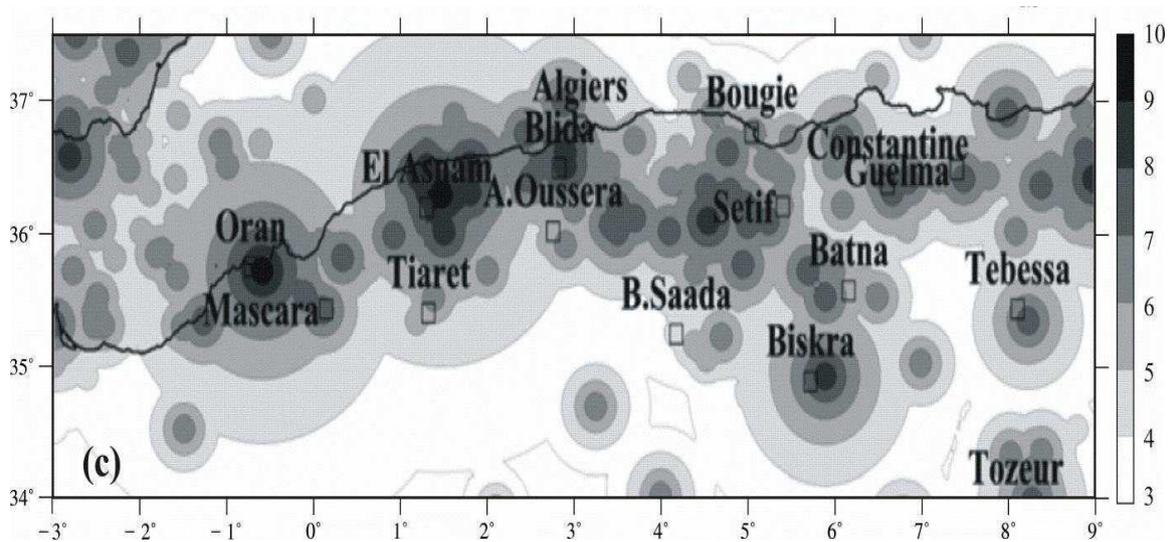


Figure II.14 : c) carte des intensités maximales calculées (MCI) (Boug hacha et al. 2004).

II.7.2 Les principales structures actives de la région Est Algérienne

La sismicité du Nord oriental de l'Algérie 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.7.2.1 Les structures actives dans le nord-est de l'Algérie

Les principales structures actives reconnues dans la région Nord oriental de l'Algérie sont :

- 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-SW 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-SW, avec un caractère décrochant attesté par le mécanisme focal du séisme de Constantine du 27 octobre 1985 (Bounif et al. 1987).

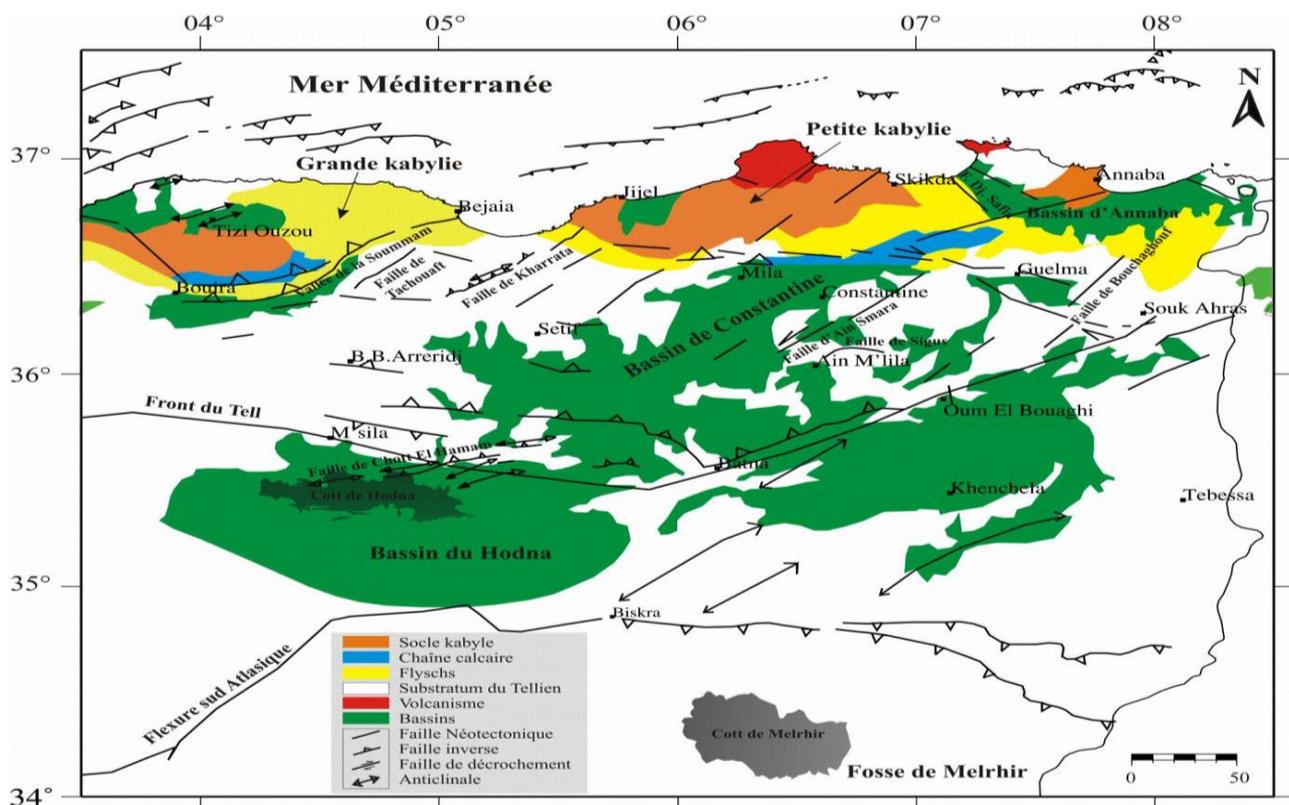


Figure II.15 : Carte géologique de la région Nord-Est de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Les structures actives sont tirées des travaux des auteurs (Vila, 1977, Meghraoui, 1988 ; Harbi et al. 2003 et Domzig, 2006).

- 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-SW et qui affectent les dépôts quaternaires (Vila, 1980).
- La faille quaternaire de Djebel Safia orientée NW-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-SW et est capable de générer un tremblement de terre d'environ (Mw = 7.0) (Meghraoui, 1988). Cette faille a généré le plus grand séisme dans le bassin du Hodna, le séisme de M'siladu01/01/1965.
- La faille néotectonique de Djebel Youcef de type inverse, d'orientation E-W à NE-SW et de longueur de 60 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-SW et plongée à environ 40° 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-SW 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-SW et de 35km de longueur (Marre, 1992).

II.7.2.2 Les structure 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 rejet 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 WNW-ESE et WS-ENE ont été mis en évidence (Domzig, 2006).

II.8. Conclusion

A travers l'analyse de ces différentes cartes de sismotectonique, 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. Cette convergence causée probablement 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. Effectivement, les valeurs d'Aléa importantes témoignent ainsi des zones où sont produits les grands séismes destructeurs de l'Algérie à savoir le séisme d'Orléan-ville 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. Le reste de la région nord ne semble pas être marqué par des niveaux d'Aléas élevés.

III. 1 Introduction

Les régions du Nord-Est de l'Algérie qui s'étendent de la vallée de la Soummam à l'extrême Est de Algérie et de la ceinture littoral (Bejia – Etaref) vers l'atlas saharien sont caractérisées par une activité sismique faible par comparaison à celle observée dans le centre du pays et dans le monde. Pourtant, presque chaque année, des tremblements de terre sont ressentis par la population et régulièrement, certains d'entre eux provoquent localement des dégâts qui peuvent être significatifs. Ce fut, le cas dans la région de Constantine le 27/10/1985 de magnitude (6.0) et dans la région de Bni Ouartilane le 10 novembre 2000 de magnitude (5.4). Les dégâts provoqués par ces deux événements, ont montré la vulnérabilité de nos villes vis à vis de l'action sismique, mais les recherches historiques nous apprennent aussi que des tremblements de terre bien plus importants, de magnitude pouvant atteindre (6,5), se sont produits dans le passé.

La sismologie nous enseigne qu'ils se reproduiront de tels événements auront des conséquences sérieuses, en termes de vies humaines et en termes économiques : coût de réparations ou reconstructions, manque à gagner durant la période de crise dans les entreprises victimes de dégâts ou de destructions d'unités de travail.

Les risques liés aux tremblements de terre sont généralement sous-estimés ou ignorés dans l'Algérie. Mais des études de risque effectuées par des chercheurs (CRAAG et Universitaires) montrent que ce risque est pour un bâtiment donné, le même que celui d'un incendie par exemple. La différence de perception des deux risques est le résultat d'une différence entre ces deux actions néfastes : des incendies surviennent régulièrement, mois après mois, et de façon dispersée sur tout le territoire ; un séisme affecte en une seule fois beaucoup de constructions dans une région donnée. Mais globalement le risque par construction est le même. Il n'y a donc pas de raison de se préoccuper de l'incendie (ou de l'inondation ou de la tempête de vent) et de ne pas prendre en considération les séismes. Dans ce chapitre, nous apportons des éléments d'information sur l'action sismique au Nord-est de l'Algérie, sur ses effets estimés et sur les diverses formes de prévention possibles dans le domaine de la construction.

Pour la clarté de ce qui suit, il convient de donner ici la définition de 4 notions fondamentales :

L'**aléa sismique** d'une région ou d'un site donné définit les caractéristiques des mouvements sismiques susceptibles de s'y produire dans le futur en tenant compte de la durée de vie des constructions concernées et des types d'activité qui y sont réalisées.

La **vulnérabilité** d'une construction définit la sensibilité d'une construction à l'action sismique; on la caractérise par un indice lié à la géométrie (dimensions, hauteur, forme en plan, caractéristiques architecturales) et aux matériaux de la construction. Cette notion de vulnérabilité inclut l'importance des bâtiments en termes de 'coût', mais aussi en termes de 'valeur immatérielle' et de 'vies humaines menacées'.

Le **risque sismique** lié à l'impact sur les constructions définit l'importance et le coût des dégâts que peut faire un séisme d'un niveau donné dans une construction donnée.

Ce « **risque sismique** » est d'autant plus grand que l'**aléa sismique** et la **vulnérabilité** sont grands et on a :

$$\text{Risque sismique} = \text{aléa sismique} \times \text{vulnérabilités}$$

De manière plus générale, on parle des risques sismiques, parce que lors d'un tremblement de terre, les conséquences ne se calculent pas uniquement en termes de dégâts aux constructions. Les enjeux concernent également l'impact en termes de vies humaines et du nombre de personnes blessées, du coût économique lié à la perturbation ou l'arrêt de l'activité de certaines entreprises, du coût social résultant des populations ayant perdu leur logement,...

La **prévention** concerne les actions à mener, connaissant les risques sismiques, de manière à diminuer l'impact des tremblements de terre futurs. Diminuer le risque ne peut se faire qu'en diminuant la vulnérabilité, parce que l'aléa découle des contraintes de notre environnement naturel et ne peut être modifié. Le scientifique essaie de l'évaluer au mieux. Le rôle de l'ingénieur est de fournir des procédés de construction ou de réhabilitation qui permettent de réduire la vulnérabilité des nouvelles constructions ainsi que du bâti existant.

III.2. L'activité sismique dans le Nord oriental de l'Algérie

L'activité sismique en Algérie et dans les régions voisines est considérée comme modérée par les spécialistes. Presque chaque année, des secousses sont suffisamment fortes que pour être ressenties par la population et régulièrement, des tremblements de terre sont destructeurs.

En Algérie, l'activité sismique remonte au séisme de Sitifis de 419 reporté par Guidoboni (1994), Alger en 1365 et 1716, Oran en 1790, Gouraya en 1891. Dans une période plus récente, Nous pouvons citer les séismes d'Orléans ville du 09/09/1954, d'El Asnam du 10/10/1980, de Constantine du 27/10/1985, de Tipaza du 29/10/1989, Mascara du 17/08/1994,

séisme d'Alger du 04/09/1996, de Ain Temouchent du 22/12/1999 et de laalam du 20 mars 2006, Boumerdes du 21/05/2003. L'étude de cette sismicité historique et contemporaine a permis d'élaborer les différents catalogues de sismicité (Roussel, 1967, Benhallou, 1985, Mokrane et al., 1994, Bennouar, 1994; Boudiaf, 1996, Yelles et al., 2002, Harbi et al 2010) mais aussi différentes cartes de sismicité telles que celle des Intensité Maximale (Bockel, 1972, Roussel, 1973, Bezzeghoud, 1996). D'autre part, l'étude de quelques séismes récents (El Asnam, 1980, Boumerdes, 2003) ont permis de préciser les caractéristiques des séismes qui se produisent en Algérie.

III.3 Caractéristiques de la sismicité de l'Algérie.

La sismicité de l'Algérie est caractérisée par des séismes superficiels, elle est localisée dans les 20 premiers kilomètres. Cette sismicité est généralement marquée par des séismes faibles à modérés. Ces séismes sont produits généralement par des plis, plis failles ou failles inverses de direction NNE-SSW (Ouyed et al, 1983 ; Meghraoui, 1988 & 1996 ; Bounif et al, 2004, Delouis et al, 2004 ; Yelles-Chaouche et al, 2004) témoignant du raccourcissement, comme l'indiquent les différents mécanismes au foyer calculés dans le Nord Algérien. Dans la région Est, les séismes semblent plutôt décrochants du fait d'une réorientation du champ de contraintes (Bounif et al 1987, Meghraoui, 1988, Beljoudi et al (2009)).

Les séismes Algériens sont d'autre part superficiels ne dépassant pas en profondeur les 15 km (Figure.III.1), ce qui les rend plus dangereux et perceptibles par la population. Leur faible profondeur témoigne de l'absence de zone de subduction (Meghraoui, 1986, Meghraoui, 1988). Tous les séismes récents qui se sont produits ont souvent mis en relief des structures actives non connues précédemment, indiquant la complexité de l'identification des structures actives profondes. Il est donc important de noter que des efforts importants doivent être réalisés pour localiser de nouvelles structures actives.

III.3.1 Quelques séismes destructeurs dans le temps dans la Partie Nord-Est de l'Algérie

En remontant dans le temps, par la recherche des documents du passé et leur critique par des historiens, les Auteurs des catalogues Algériens (Rothé (1950) ; Hée (1950), Moktane (1994), Harbi (2001), Ben Hallou (1985) et autres), ont retrouvés les traces de tremblements de terre beaucoup plus importants que les tremblements de terre modérés, localement destructeurs, mentionnés ci-dessous. Des études récentes montrent que, depuis le 17^{ème} siècle, au moins trois tremblements de terre ont dépassé la magnitude 6.0 dans la région Nord Est de l'Algérie. Dans les zones à sismicité modérée, comme la région d'étude, la période de retour

de tels séismes, qui sont destructeurs sur l'ensemble du territoire, est de l'ordre d'un à quelques siècles, ce qui explique que ces phénomènes naturels sont pratiquement absents de la mémoire collective.

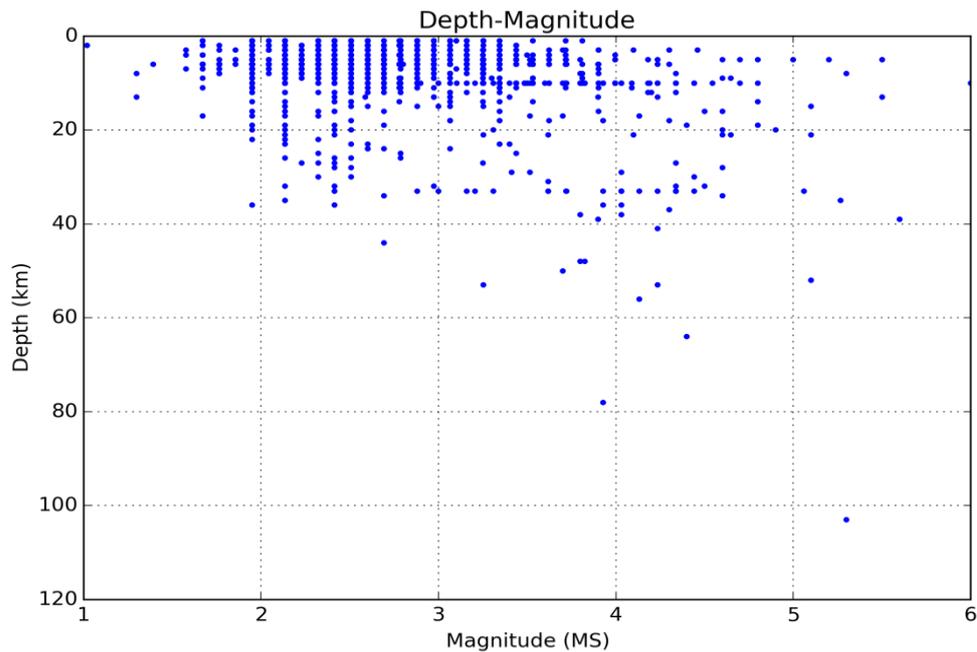


Figure III.1: Profondeur des foyers sismiques de la région Nord est de l'Algérie (période 1830-2015).

Voici quelques descriptions des effets du tremblement de terre (période avant 1900), reprises des publications de (Rothé (1950), Hée (1950), Mokrane(1994), Benouar (1994) et Harbi (2001). (Voir tableau III.1):

- 1- **Séisme de Zamora-El Genzet du 9 février 1850** ; Dans la nuit du 9 février 1850 la région de Zamora située dans les Bibans a été touchée par un tremblement de terre de magnitude de surface calculée ($M_s=4.6$) et une intensité de VIII-IX (MM). Ce séisme a été ressenti jusqu'à Alger et à Douéra à 170 km de l'épicentre qui serait selon Rothé (1950) à $36.3^\circ\text{N}-4.8^\circ\text{E}$. Il a été suivi, pendant six jours consécutifs, par de «*violentes secousses qui ont agité le djebel Bellout* ». Les maisons voisines de cette même montagne ont été détruites chez les Béni-Iala, à Zemmora et à Guenzet, comme il a causé quelques dégâts à Bordj Bou Arréridj. une intensité de VII à Guenzet, à Bordj Bou Arréridj et III à Alger et Douéra.
- 2- **Séisme d'Héliopolis du 17 décembre 1850** ; Le 17 décembre 1850 à 12h 30m, un séisme a été ressenti très fortement à Guelma et dans les villages de, Petit, Héliopolis

et moins fortement à Bône. Ce tremblement de terre est de magnitude probablement modérée. Plusieurs maisons de Jemmapes situé à 30 km au sud-est de Philippeville ont été lézardées. Il en est de même pour des maisons de Guelma ainsi que dans la gorge de Hamma-Berda selon Rothé (1950), une intensité de (VI) a été attribué à Héliopolis, Guelma et Hamma Berda et (V) à Jemmapes, III à Philippe ville et Bône. La magnitude Ms calculée égale à 4.2. .

- 3- **Le séisme de Jijeli du 22 Août 1856**: Le 22 août 1856, à 11h 40m, un fort tremblement de terre d'une durée de 40s a frappé la région de Djidjelli causant de très sérieux dégâts, détruisant presque entièrement la ville et entraînant la mort de cinq (05) personnes. Ce choc fut précédé la veille à minuit moins dix par un précurseur presque aussi fort. Ce séisme qu'Ambraseys (1982) compare à celui d'El Asnam du 10 octobre 1980 fut ressenti d'après ce même auteur dans une zone de 410 000 Km² (Figure II.5). La zone de perceptibilité de ce séisme est limitée à l'est par La Calle, au sud par Batna, à l'ouest par Alger et au nord dans le bassin méditerranéen par Gênes en Italie. La destruction de nombreuses maisons aussi bien traditionnelles que coloniales ainsi que celle des édifices publics a touché 27 sites. Cet événement sismique a été suivi par plusieurs répliques, des signes de liquéfaction, des fissures, des éboulements de roches et des glissements de terrains ont été observés. Le séisme de Djidjelli du 22 août 1856 est considéré le plus destructeur qu'ait connu la région.

En 1982, Ambraseys publie une carte isoséiste du séisme du 22 août 1856 en reportant toutes les localités touchées ainsi que le réseau hydrographique. Il a attribué à une intensité de VIII -X (MSK) sur l'échelle de Mercalli (reporté dans les différents catalogues (Rothé, 1950, USGS/NEIC data files; Mokrane et al, 1994).

Sur la base de l'information macrosismique, une carte d'intensité est redressée par Harbi et al. 2001. L'examen approfondi et l'analyse des différents phénomènes responsables de l'ampleur des dégâts enregistrés a conduit à une re-estimation de l'intensité maximale à VIII MSK à Djidjelli et ses environs immédiats: El Maad, Chahana et Ziama, et aussi Collo. Cette intensité est attribuée aux zones où le maximum de dégâts tels que l'effondrement des structures, la mort de personnes aussi bien que les phénomènes de liquéfaction, les fissures et crevasses dans le sol et les éboulements sont observés. L'intensité VII MSK est attribuée à Philippeville,

Gastonville, Robertville, Stora et Bougie où la variation du flux des fontaines aussi bien que les fissures dans le sol sont les principaux phénomènes observés. L'intensité VI MSK est assignée à Ain Roua, Amizour, Condé-Smendou et à Annaba et l'intensité (V) MSK à Constantine et Setif. L'intensité (IV) MSK est attribuée à Guelma où la sonnerie des cloches et les petites fentes dans le sol n'entraînant aucun accident sont particulièrement observées. L'intensité (III) MSK est estimée uniquement dans les régions où le séisme a été ressenti sans causer de réels dégâts à La Calle, Batna et Alger. La figure III.(2 et 3) illustre la carte d'intensité du séisme de Djidjelli du 22 août 1856 où les intensités réévaluées dans chaque site sont apposées. L'épicentre macrosismique est localisé à 36.82°N, 5.79°E et la magnitude des ondes de surface sont estimés à 5.7 ± 0.17

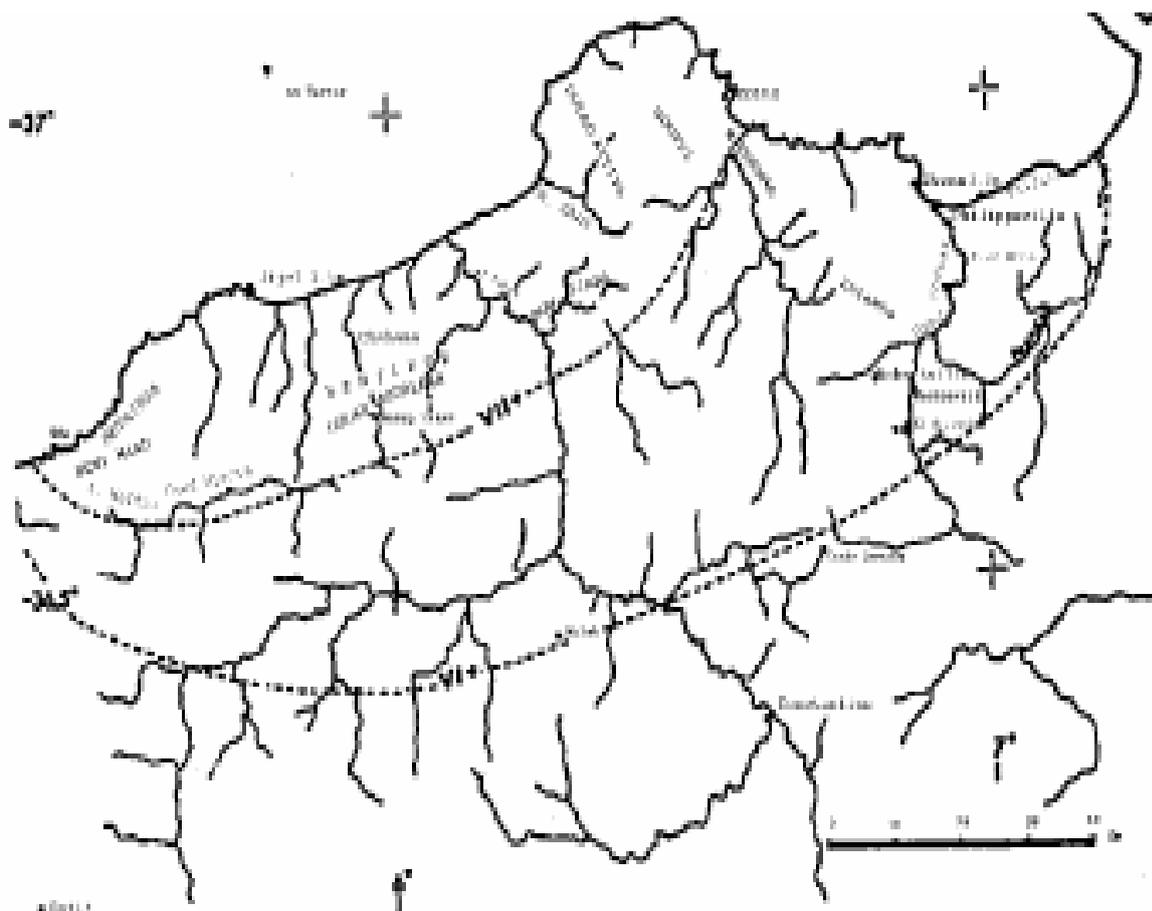


Figure.III.2 : Carte isoséiste de Djidjelli du séisme de 22 Aout 1856 (Ambraseys 1982)

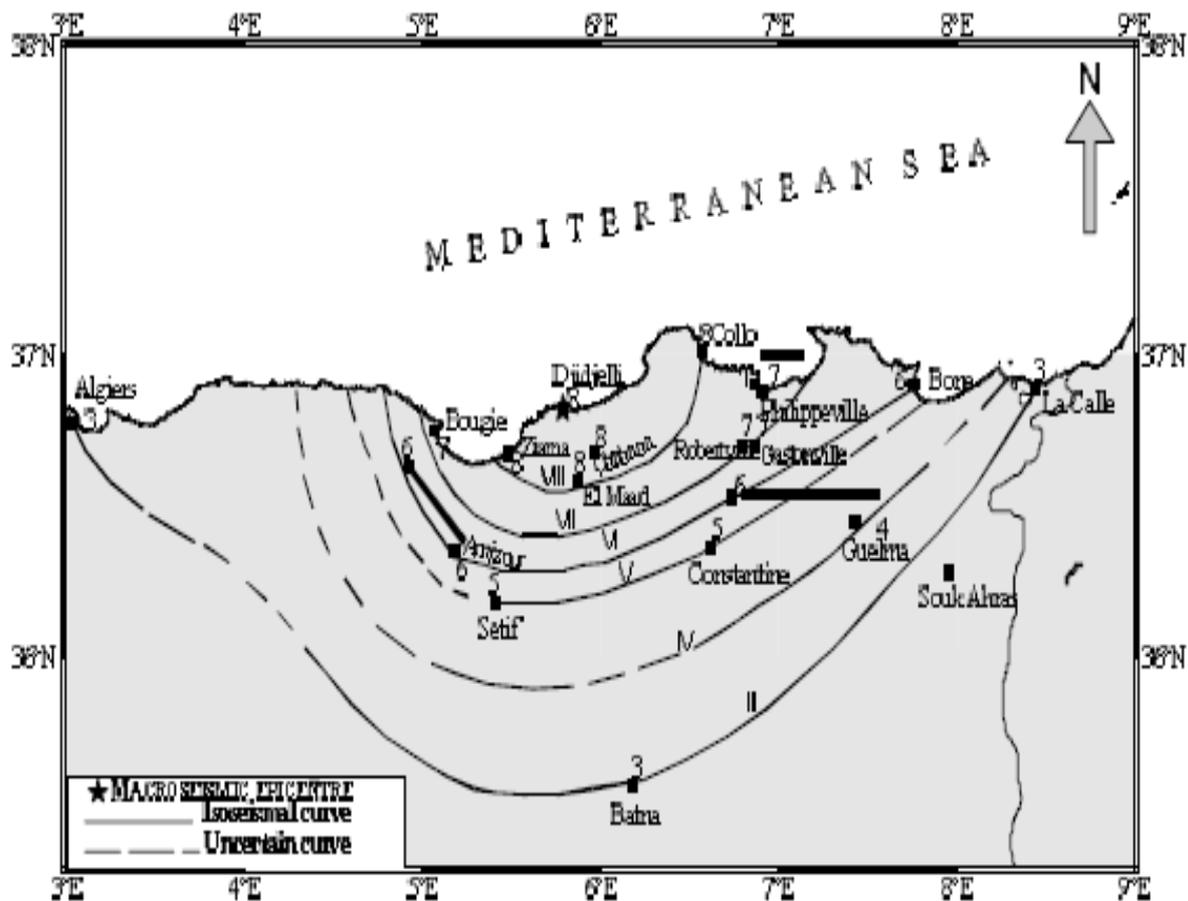


Figure.III.3 : Carte isoséiste de Djidjelli du séisme de 22 Aout 1856 (Harbi 2001)

4- Le séisme de Takitount (Tizi n'Bechar actuellement) du 30 novembre 1862 : Le 30 novembre 1862 à 0h 25m une secousse sismique d'une durée de 3 à 4 secondes a été ressentie à Sétif et a réveillé les personnes qui se trouvaient dans leur premier sommeil sans causer d'accidents ou de dégâts sauf que les pendules s'étaient arrêtées. Ce séisme a aussi été ressenti à Bougie, Djidjelli et Philippeville. Quelques murs ont été lézardés et des cheminées renversées à Takitount dans les Babors (région de Kherrata). Il a été signalé que vers 15h 30m, deux secousses qui seraient probablement des répliques aussi, ont frappé Aïn Roua, Béni Abdallah et Dra-El-Arba, caravansérails situés sur la route de Bougie. Une intensité de VI (MSK) a été attribuée à Takitount où le maximum de dégâts fut observé et IV à Sétif. L'intensité III est attribuée aux régions qui ont ressenti, sans aucun accident, le séisme, i.e. à Bougie, Djidjelli et Philippeville. La magnitude M_s est estimée à 4.2. La Figure II.8 montre l'aire de perceptibilité probable du séisme du 30 novembre 1862

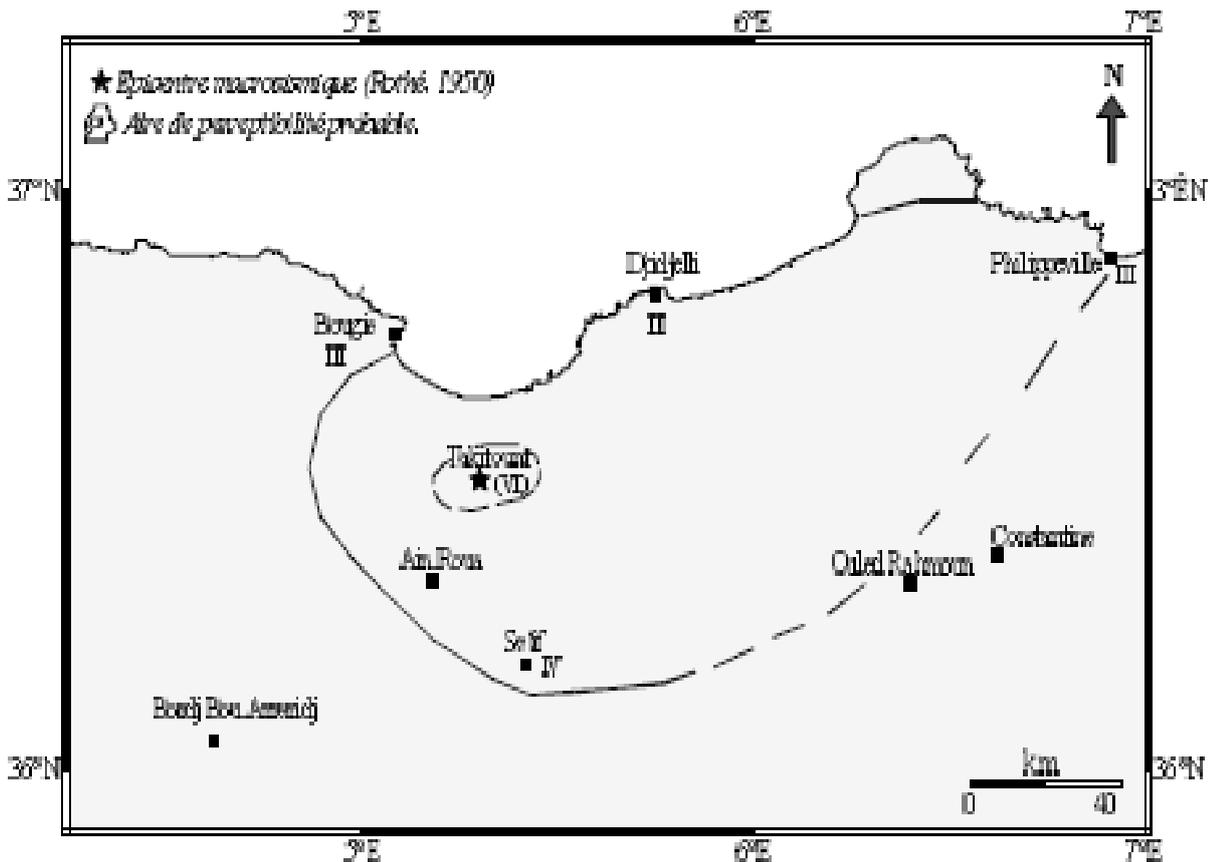


Figure.III.4 : Distribution des intensités (MSK-EMS) des séismes de Takitounet du 30 novembre 1862. (Harbi, 2001)

5- **Le séisme de Biskra du 16 novembre 1869** : Le mardi 16 novembre à 12h 45m, un tremblement de terre a frappé la région de Biskra située dans l'Atlas saharien. 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, Hée, 1950). Cette secousse a causé des dégâts considérables aux constructions. A Biskra, la caserne et les autres bâtiments ont été fortement lézardés ainsi que deux maisons respectivement celle d'un colon et celle d'un caïd; plusieurs maisons se sont écroulées au vieux Biskra mais aucune victime n'est à déplorer. Il a été également ressenti à Sid Okba et dans les oasis avoisinantes Branis, Djemorah, Béni-Souk et Béni Frah sans qu'aucun dégât n'ait été constaté. A Sétif, située à 194 km de Biskra, la secousse a été faiblement ressentie alors qu'elle l'a été plus fortement à Batna. Bien que précédé par aucun précurseur, cet événement a été suivi par plusieurs répliques du 16 au 20 novembre dont la plus forte fut celle du 19 novembre à 3h du matin ressentie aussi bien à Batna, Biskra, El Hebal où plusieurs maisons sont tombées en plus des éboulements de pierres (falaises selon

Mme Hée, 1950, escarpement selon Le Moniteur de l'Algérie) que dans les oasis voisines : Seriana, Sidi-Okba, Garta, Tehouda, Droh, M'Chounech, Branis, Djemorah, Béni Souk et Béni Frah ; d'autres répliques ont été ressenties ce même jour à 7h 13m et 7h 25m à Batna où l'on a enregistré quelques lézardes aux murs, au Souf et à Sadouri. On compte au total onze secousses à Biskra dont, en plus de celles citées plus haut, celle du 16 novembre à 15h et enfin celles qu'ont éprouvé tout aussi que Biskra les localités de Branis, Djemorah, Béni Souk et Béni Frah le 18 novembre à 16h 30m. Des secousses plus faibles ont continué jusqu'au 28 novembre 1869 ; Mme Hée cite celles du 20 novembre 1869, respectivement à 1h et 4h. Une intensité de VIII (MSK) a été attribuée aux localités où l'on a enregistré le plus de dégâts en prenant en considération le fait que certaines de ces oasis comptent une population très minime (comme Tehouda, Droh et M'Chounech), sans oublier les localités de Biskra, Sidi Okba, Seriana, Garta, Droh, Tehouda, M'Chounech et El Hebal où des éboulements ont été observés. L'intensité V (MSK) est attribuée à Batna et l'intensité III (MSK) à Sétif.

- 6- **Le séisme de N'Gaous du 17 janvier 1885** : Le 17 janvier 1885, un séisme a frappé le douar des Ouled Bou Adjina au sud est de N'Gaous où trois maisons se sont écroulées ; « *Le sol s'est affaissé sur une longueur de 100 mètres sur 6 m de large, produisant une crevasse de 8 mètres de profondeur* ». Cette observation est en faveur d'un glissement de terrain. La secousse de M'sila du 30 janvier 1885 à 9h 30m ressentie à Bougie, Sétif, Bordj Bou Arréridj et Bou-Saada serait selon Rothé (1950) une réplique. L'intensité donnée dans le catalogue USGS/NEIC est de VIII MM (liée à l'observation relative au glissement).
- 7- **Le séisme de M'sila du 3 décembre 1885** : Ce séisme est l'un des plus forts du Nord-Est Algérien, à l'instar de celui de Djidjelli du 22 Août 1856 et celui de Bordj Bou Arréridj du 8 janvier 1887, puisqu'il a été ressenti jusqu'à 800 km selon Rothé (1950). La presse contemporaine titre « le séisme de Bou-sâada » alors que Rothé, 1950 cite Bordj Bou Arréridj où l'on a compté 40 secousses du 3 décembre au 31 mai 1886 et Mme Hée (1950) 52 répliques toujours à Bordj Bou Arréridj du 3 décembre au 10 février 1886. Par ailleurs les effets du séisme ont été plus désastreux à M'sila. Le 3 décembre 1885 vers 20 h 30 m, une secousse sismique a frappé la région de M'sila tuant 33 personnes et en blessant 17 et en détruisant les $\frac{3}{4}$ du village de M'sila. Sur les 1200 maisons de M'sila, 341 ont été détruites et 284 lézardées, « *le reste menace ruine* ». La route reliant M'sila à BBA a été coupée par des

éboulements. Cette secousse a été ressentie à Bousâda au sud de M'sila où elle a semé la panique parmi la population qui a passé la nuit dehors, Bordj Bou Arréridj est la troisième ville ou commune mixte (selon la terminologie de l'époque) fortement éprouvée. Dans la commune des Bibans, on signale 4 maisons détruites, aucun mort mais de nombreuses pertes en grains et bestiaux ; seul le village de Mansourah a quelques maisons lézardées. Selon la presse, *des onze villages européens que comptent la commune mixte de BBA, seul Bordj Ghdir a sérieusement souffert où 4 maisons de colons ont été détruites* (Harbi, et 2001). A Sétif où la secousse a été assez bien ressentie, les dégâts sont peu importants (sauf la croix du clocher est tombée). Et bien que la population soit sortie dehors, on n'a eu aucun accident à déplorer. A Batna à l'Est de M'sila, les malades se sont levés à l'hôpital, quelques plâtres ont été détachés. On signale quelques faibles lézardes dans diverses maisons de la ville. A Blida au NW de M'sila, la durée du séisme aurait été de 12s, on a enregistré un bris de vaisselle et de bouteilles avec renversement d'étagères dans les établissements publics, les gens se sont précipités dehors. D'autres localités situées plus ou moins loin de M'sila ont aussi senti la secousse sismique. On notera, Boghar où plusieurs maisons se sont écroulées sans produire d'accidents, Mascara, Saida, Djelfa, Alger où peu de personnes s'en sont aperçues, Médéa, Aumale, Orléans-ville, Fort-National, Boufarik, Maison Carrée, puis Touggourt et Biskra qui l'ont senti faiblement, Méner-ville, Corso, Bougie, et enfin Hamam Righa où les gens se sont précipités dehors. Bien que précédé par aucun précurseur, le séisme de M'sila du 3 décembre 1885 a été suivi par une série de répliques qui ont été ressenties dans plusieurs localités, Rothè (1950) et Hée (1950) parlent respectivement de 40 et 52 répliques à Bordj Bou Arréridj, la presse quant à elle, mentionne particulièrement, les trois premières répliques de 21h 5m, 21h 45m et 23h 5m du 3 décembre et celles de 3h et 5h 45m le 4 décembre et dont la plus forte est celle de trois heures du matin du 4 décembre. Ces secousses sismiques ont été ressenties à M'sila, Bousâada, Sétif, Djelfa, BBA, Alger, Médéa, Blida, Aumale, Fort-National, Mener-ville qui n'a senti que la plus forte, Biskra et Batna. Le 7 décembre des répliques ont été signalées à BBA ; les 11 et 12 décembre d'autres secousses ont été ressenties à M'sila, Bousâada, BBA, Sétif et Bougie qui n'a senti que le choc principal et la réplique du 11 décembre à 22 h. L'intensité VIII (MSK) est attribuée est de IX (MSK) à M'sila, Bordj Bou Arréridj et leurs environs immédiats (Oued Ksob, Ksour, Bordj Ghdir ...) ; une intensité de VIII (MSK) est

attribuée à Bousâada et Mansourah. L'intensité III est assignée (là où les effets se limitaient à la perception dudit séisme) à Bougie, Biskra, Touggourt, Djelfa, Saïda, Mascara, Orléans-ville, Boufarik, Alger, Corso, Méner-ville et Fort National.

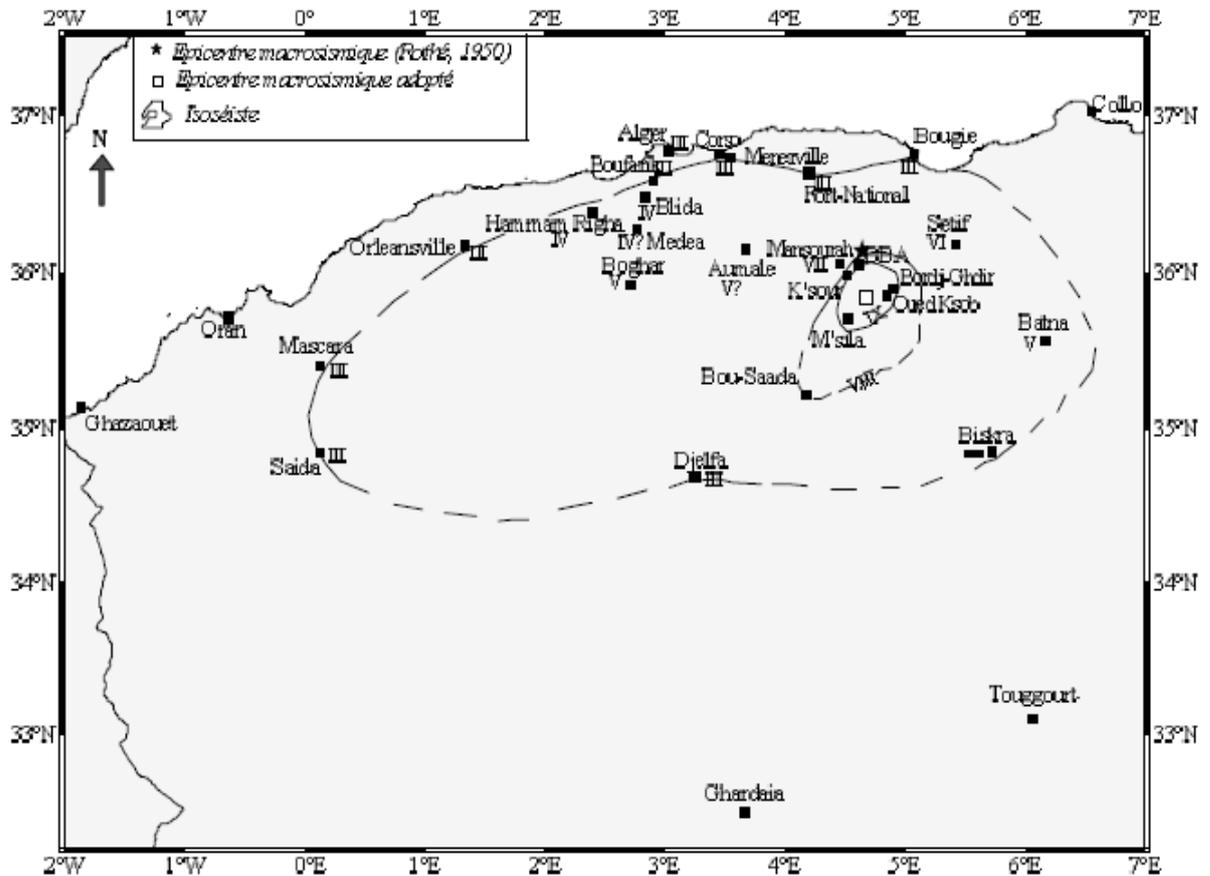


Figure III.5: Carte d'intensité du séisme de M'Sila du 3 décembre 1885 indiquant les isoséistes de III, VIII et- IX. (Harbi 2001)

8- **Le séisme de Mansourah du 8 janvier 1887** : Le 08 janvier 1887 à 20h (19h 30 selon certaines sources) un violent tremblement de terre a frappé la région de Bordj Bou Arréridj semant la panique particulièrement à Mansourah où la population Européenne a passé la nuit dehors, 40 gourbis se sont effondrés, de nombreuses maisons ont été lézardées, quelques plafonds sont en partie effondrés, à El Achir des murailles se sont écroulés. Cette première secousse fut ressentie aussi bien à Bordj Bou Arreridj, Sétif, M'sila, Aumale qu'à Azazga, Fort-National, Rebeval et probablement Bougie. Ce séisme aurait été précédé par une secousse d'une durée de 15 secondes ressentie à M'sila le 02 janvier 15 h 30 m sans qu'on ait déploré Rothé (1950), qui serait certainement un autre choc principal et non un précurseur. Elle fut également suivie, d'abord de près, à 20h 15m par une secousse

ressentie à Sétif, Bordj, Mansourah et M'sila puis par plusieurs répliques dont on compte 17 à 19. De ce fait une intensité VIII sur l'échelle MSK est attribuée à Mansourah, l'intensité VII à BBA et ses environs les plus proches tel que K'sour. Enfin l'intensité III est estimée là où le séisme a été ressenti, c'est à dire à Sétif, Fort National, Aumale, M'sila, Azazaga et Bougie.

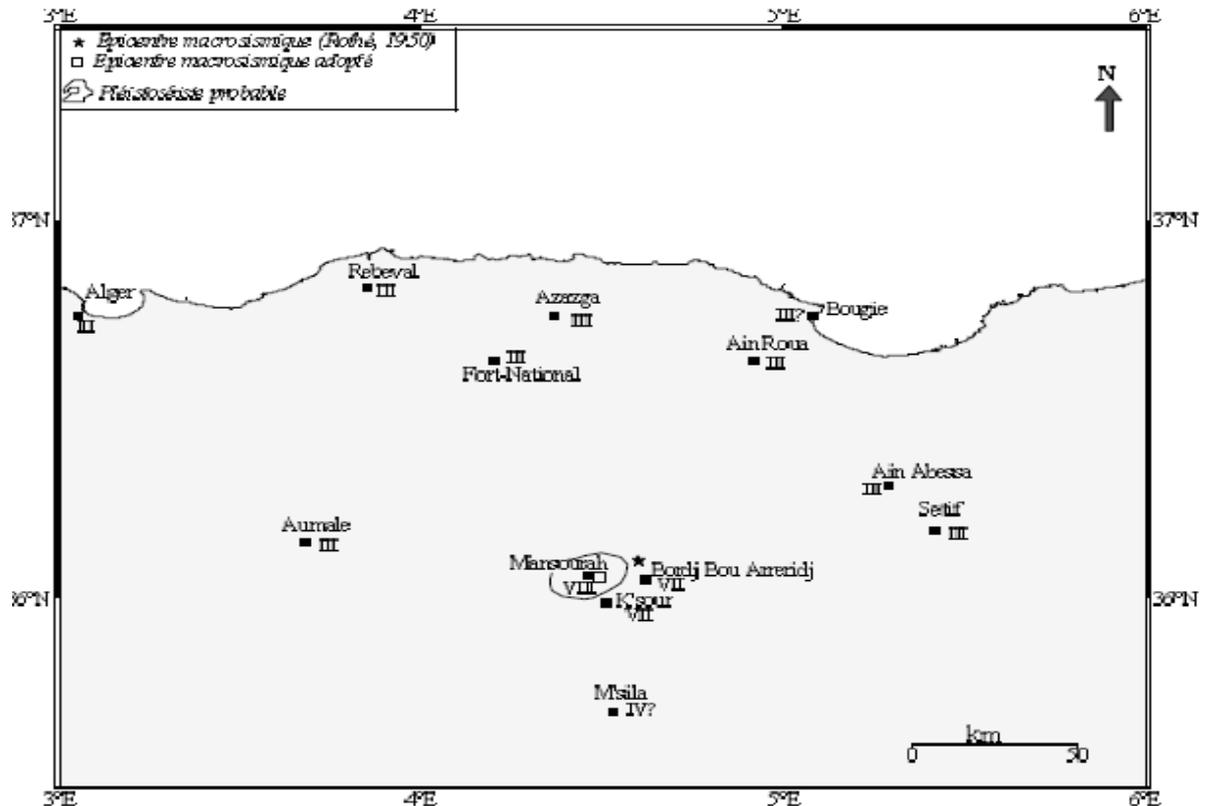


Figure.III.6 : Carte d'intensité du séisme de Mansourah du 08 janvier 1887.(Harbi, 2001)

9- **Le séisme de Fort National du 23 octobre 1891** : Une forte secousse sismique s'est produite à Fort National le 23 octobre à 20h 45 m en jetant l'émoi parmi la population qui s'était précipitée dehors. Cette secousse a été ressentie à TiziOuzou, Dellys, Rouiba qu'Alger et aurait été suivie par une deuxième plus faible à 21h 50 m et une troisième assez intense le 24 février à 4 h 45 m du matin. Hée (1950) parle plutôt d'un séisme le 24 à 13 h 40 m. une intensité macrosismique de (VII) (MSK) à Fort National, Michelet et probablement dans certaines localités du Djurdjura. L'intensité (VI) (MSK) est attribuée à Ighil Ali et l'intensité III là où le séisme a été ressenti (à TiziOuzou, Dellys, Rouiba et Alger).

10- **Le séisme de Bougie du 25 Février 1865** : On lit dans l'Akhbar le passage suivant (Harbi, (2011)) : «Bougie: dans la nuit du vendredi 24 février dernier, 3 secousses de tremblement de terre se sont fait ressentir dans notre localité. La première qui a été

presque imperceptible a eu lieu à 2h 5m, la seconde à 2h 14 m. Celle-ci a été plus sensible. On a ressenti la troisième à 2h 49m. Cette dernière a été des plus fortes qu'on n'ait jamais éprouvées depuis l'époque du tremblement de terre qui a détruit Djidjelli (22 août 1856). Elle a été précédée d'un bruit semblable à un éboulement souterrain. L'oscillation a duré 5 secondes quoique la commotion ait été assez forte pour réveiller presque la moitié de la population à en juger par les nombreuses lumières que l'on apercevait à cette heure aux fenêtres, et par quelques personnes saisies de crainte qui avaient quitté leur domicile, il n'y a néanmoins aucun dégât à signaler, si ce n'est quelques crevasses dans l'intérieur de quelques habitations ». Le catalogue Mokrane et al,(1994) ne mentionne que le séisme du 25 février 1865 de 2h 14 en lui affectant l'intensité VIII MM (source SSIS). Suivant les informations que j'ai pu récolter, ce dernier serait probablement un précurseur du séisme du 25 février 1865 à 2h 49m qui a été plus fort. L'intensité que l'on pourrait attribuer à Bougie est évaluée à V (MSK) et la magnitude Ms. L'épicentre macrosismique adopté dans les différents catalogues est situé à Bougie. Cet événement a été précédé par deux précurseurs mais je n'ai malheureusement aucune information sur les localités qui l'auraient éventuellement ressenti.

11- **Le séisme d'El Eulma du 19 juillet 1867**: Ce séisme dont l'épicentre (36.17N, 5.42E, à Sétif) est estimé dans le catalogue USGS/NEIC n'a fait l'objet d'aucun écrit de presse. Rothé, 1950 dont la source est Perrey, 1924 cite : « secousse très forte à Sétif et surtout dans le voisinage où le moulin de l'Oued Kerma a éprouvé quelques dommages ; plusieurs maisons ont été fortement ébranlées au village des Eulma ». C'est ce qui nous amène à localiser l'épicentre macrosismique plutôt à El Eulma. L'intensité I_0 serait probablement de V (MSK) et la magnitude selon l'équation (I.29) $M_s = 3.7$

12- **Le séisme de Constantine du 19 septembre 1894** Le 19 septembre 1894 à 6h 45m, une forte secousse sismique a été ressentie à Constantine «causant la chute de plusieurs meubles et produisant en ville une très vive émotion surtout dans le quartier israélite où tout le monde avait quitté les maisons». Hée (1950) ainsi que Mokrane et al,(1994), donnent le degré VI MM que je ré-estime (à l'aide du peu d'informations récoltées) à V MSK. La magnitude Ms est de 3.7.

13- **Le séisme de Batna du 06 Octobre 1856** Sources d'information macrosismique: Mme Hée, le journal *Akhbar* « On lit dans l'*Akhbar* du 21 octobre 1856 : « Batna 6

octobre vers 7h du matin, on a ressenti une forte secousse provenant d'un tremblement de terre, qui a été plus sensible que toutes celles qu'on avait éprouvées jusqu'à ce jour ». Il est vrai que Batna a ressenti les premières répliques du séisme de Djidjelli mais celui du 6 octobre n'a été signalé nulle part ailleurs par la presse qui, vu l'ampleur des dégâts enregistrés par le séisme du 22 août 1856, relataient tous les détails qui lui sont relatifs. Ainsi je pense que l'événement du 6 octobre est un choc principal dont l'épicentre macrosismique se situerait dans la région de Batna. Mme Hée mentionne le séisme mais l'heure d'occurrence est de 18h 45m

14- **Le séisme de Philippeville du 10 octobre 1856**: Sources d'information macrosismique : Hée (1950) le journal *Akhbar*. Ce séisme soulève les mêmes questionnements que le précédent : serait-il une réplique ou un choc principal ? En effet, on lit dans l'*Akhbar* du 21 octobre 1856 : « *Vendredi 10 octobre, à 3 h après-midi, on a ressenti à Constantine une nouvelle secousse de tremblement de terre. Elle a été peu sensible en ville, mais on l'a sentie beaucoup plus vivement dans la banlieue au Djebel-Ouahch (au nord de Constantine) en particulier. Le même jour et à la même heure, Philippeville a été émotionné par une secousse terrestre dont l'intensité a été, dit-on plus forte qu'à Constantine, sans qu'elle ait produit néanmoins d'autres effets que celui d'effrayer les habitants* ». Selon Hée, 1950, cette secousse signalée à Constantine et Philippeville aurait entraîné le détachement des plâtres de la voûte de l'église de Philippeville. L'épicentre macrosismique est probablement situé à Philippeville.

15- **Le séisme du 12 novembre 1875 d'Ain Taghrout**. Source d'information : Hée (1950), les journaux *La Vigie Algérienne*, *Le Moniteur de l'Algérie*. Les deux journaux reprennent le *Courrier de Sétif* qui annonce une légère secousse à Sétif le 12 novembre à 11 h 25'. Cette secousse a été aussi ressentie à Ain Taghrout où elle a été plus forte puisqu'elle a semé la panique parmi les habitants qui « *craignaient que les maisons ne s'écroulent sur eux* ». L'épicentre macrosismique serait donc de 36.12N-5.08E, l'intensité I_0 de V MSK et la magnitude M_s de 3.7.

Ces descriptions montrent bien que les risques liés aux tremblements de terre dans nos régions ne sont pas limités à des dégâts aux constructions, mais qu'il est nécessaire également de prendre en compte les conséquences environnementales possibles.

Les cartes des intensités montrent que les destructions sont très étendues, à titre d'exemple, si on prend la carte d'intensité du séisme de M'sila du 1885, on peut remarquer que l'étendu

des courbe isoséistes est très large et s'étende de M'sila vers Alger au nord (III), vers Saida à l'ouest (III) et Batna à l'est (III), Ce tremblement de terre est un des plus importants ressentis durant l'époque historique en Algérie.

L'estimation de l'intensité dans la zone épacentrale pose des problèmes dus au manque d'informations précises sur la vulnérabilité des constructions, le degré des dégâts ainsi que la quantité des constructions affectées. De même, les édifices comme les écoles et hôpitaux, qui sont généralement ceux pour lesquels on dispose du plus grand nombre d'information, n'entrent pas en ligne de compte dans la description des dégâts sur l'échelle MSK.

La relation de l'événement dans la zone épacentrale, la région de Sétif, indique une intensité importante supérieure à VII, et il n'est pas impossible que l'intensité IX ait été atteinte.

L'intensité VIII dans l'échelle MSK correspond à une défaillance sérieuse des murs ainsi qu'une défaillance structurale partielle des toits et des planchers pour de nombreuses constructions de mauvaise qualité et quelques constructions saines. Les constructions les moins solides peuvent subir un effondrement total ou presque total.

De bonnes constructions peuvent déjà subir des dégâts sensibles à importants. Les mouvements du sol sont si forts que la plupart des personnes ont des difficultés à se tenir debout, même à l'extérieur.

L'intensité IX correspond à des destructions généralisées dans les constructions de mauvaise qualité, mais également des dégâts structuraux importants dans de bonnes constructions. La violence des secousses provoque une panique générale et des personnes peuvent être projetées sur le sol. On peut même observer des vagues sur des terrains peu consolidés.

Le tremblement de terre à Asnam en 1980 a montré la nécessité d'une surveillance de l'activité sismique dans nos régions. Un réseau sismique moderne a progressivement été installé par le CRRAG. Il comporte actuellement 35 stations sismiques télémétrie et 45 stations digitales. Les stations sismiques permettent d'enregistrer et localiser avec précision tout tremblement de terre en Algérie, même de faible magnitude. Ce réseau permet de fournir rapidement toutes les informations concernant les événements sismiques ressentis dans nos régions et peuvent contribuer ainsi à permettre une mise en œuvre rapide des secours aux endroits adéquats lors de séismes destructeurs.

Tableau III.1 : Les principaux séismes historiques ($M \geq 5$) de la région Nord-Est de l'Algérie. (Harbi et al 2001)

Archéosismicité				1850-1900			
° :	Date	Site	N° :	Date	Site	orts	
1) :	L'ancien temps	Theveste (Tebassa)	(1) :	22/08/1856	Jijel	.7	III 5
2) :	L'ancien temps	Calama (Guelma)	(2) :	27/09/1860	Akbou	.2	II
3) :	L'ancien temps	Saladae (Béjaïa)	(3) :	25/02/1865	Béjaïa	.7	III
4) :	42	Rusucurru (Dellys)	(4) :	16/11/1869	Biskra	.5	X 0
5) :	267 ?	Lambaesis (Tazoult-Lambese)	(5) :	03/12/1885	M'sila	.9	X 3
6) :	267 ?	NigrensesMajores (Negrine)	(6) :	22/09/1886	S.ElGozlane	.2	II
7) :	355 ?	ThubursicuNumidarum (Khemissa)	(7) :	08/01/1887	Mansourah	.7	III
8) :	365 ?	Cuicul (Djemila)					
9) :	419	Sitifis (Sétif)					

III.3.2 Sismicité instrumentale

L'ère instrumentale en Algérie a débuté en 1910 avec l'installation de la première station sismologique à Bouzaréah. De ce fait, on peut distinguer deux périodes instrumentales : la première s'étale de 1910 à 1999, la seconde de l'an 2000 à nos jours.

Dans la Partie Nord Est de l'Algérie, la première période est marquée par 23 événements sismiques de magnitude ≥ 5 dont le plus important reste celui de Constantine de 27 Octobre 1985 avec une magnitude égale à 6. On note aussi le séisme de Berhom dans la wilaya de M'sila du 12 février 1946 de magnitude égale à 5.5 causant la mort (au moins 277) Harbi (2001). Tandis que, la seconde période (2000-2015), 10 événements sismiques de $M \geq 5$ ont été enregistrés, dont le plus important est celui de Bni-Ouartilane du 10 Novembre 2000 dans la région de la Soummam de magnitude 5.4.

III.3.3 Analyse de la sismicité de la région Nord-Est.

Une grande partie de la sismicité du Nord Algérien est concentrée particulièrement dans sa partie centre et Est. En effet, cette dernière reste parmi la plus active puisque 2/3 des

évènements sismiques en Algérie s'y produisent. La Figure III.7, représente la répartition des 4958 évènements enregistrés entre 1900-Décembre 2015 (période instrumentale) pour la zone [34-37.5°N, 3.5-8.5°E]. Pour une meilleure appréciation de l'activité sismique de la région Nord-Est de l'Algérie, un histogramme indique le nombre d'évènements sismiques enregistrés jusqu'à Décembre 2003, pour la zone [34-37.5°N, 3.5-8.5°E]. L'analyse de cet histogramme indique que deux périodes peuvent être distinguées.

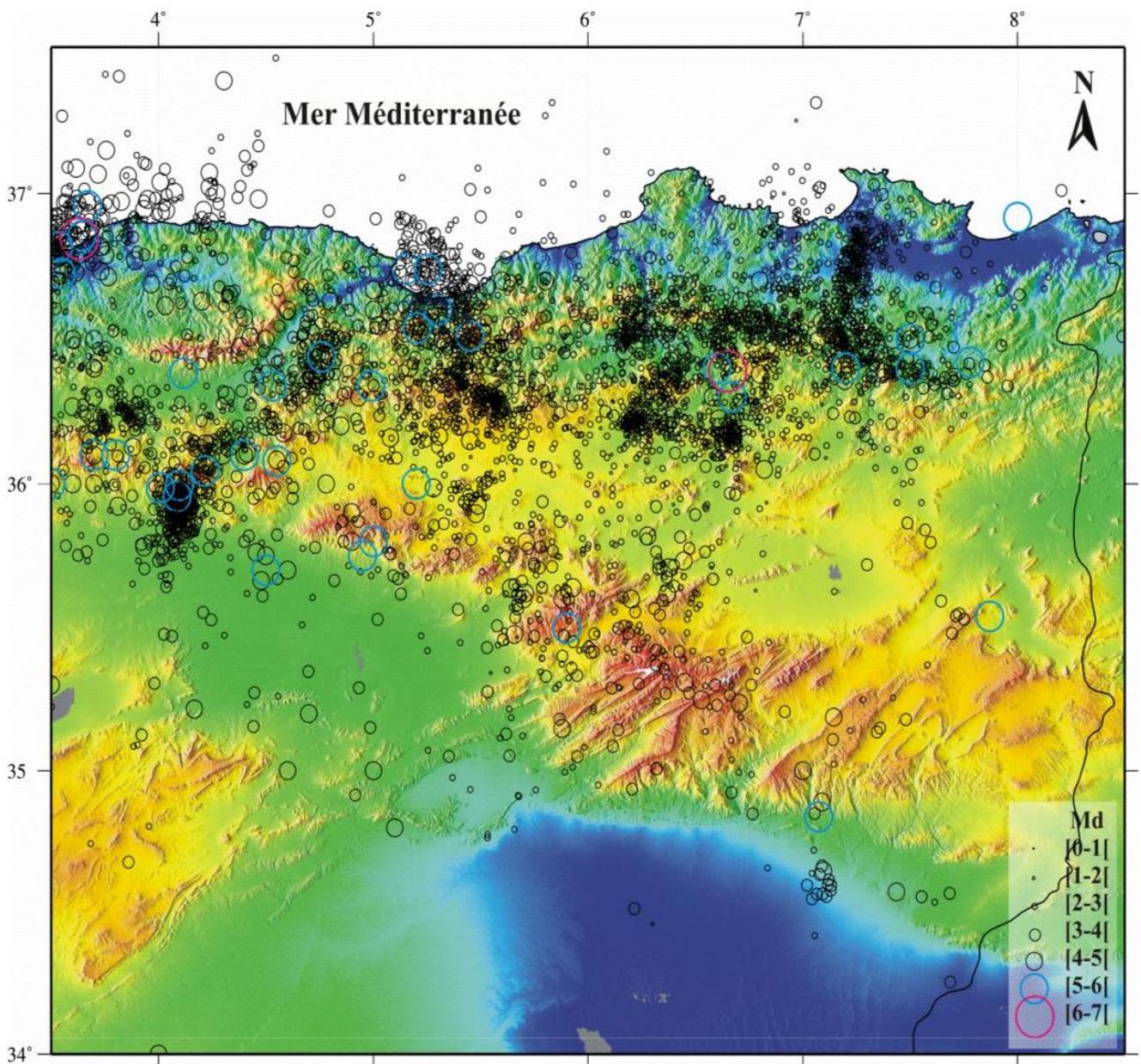


Figure III.07: Sismicité de la région Nord- Est de l'Algérie de 1900 à Décembre 2013 (la période instrumentale)

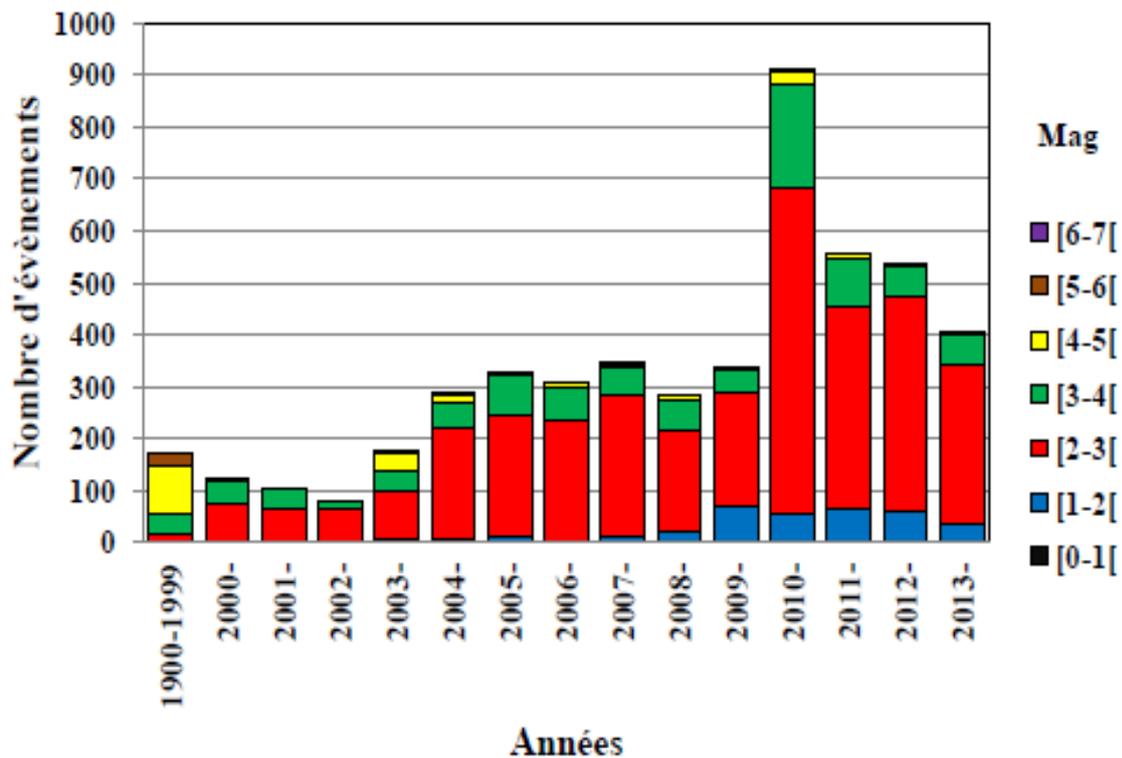


Figure III.08 : Histogramme de fréquence des séismes correspondant (in Abbacha, 2015)

- ✓ La première période (1900-199), 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 pût être identifiés d'une façon ou répertorier. Ainsi, aucun évènement de magnitude inférieure à 7 n'a pu être enregistré en raison 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 (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. 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.

La différence constatée sur le nombre de séismes enregistrés entre les deux périodes s'explique par le niveau de développement du réseau de surveillance.

Actuellement le réseau détecte des séismes de magnitude $M_d \geq 0$). Ceci fait que le nombre cumulatif de séismes a considérablement augmenté depuis l'année 2000.

Voici quelques descriptions des effets du tremblement de terre (période après 1900), reprises des publications de (Mokrane (1994) et Harbi (2001), Yelles et al (2006)).

1- **Le séisme du 27 Octobre 1985**:(source Bounif 1990), Le 27 octobre 1985, la ville de Constantine a été ébranlée par un séisme de magnitude $M_w = 5.9$, les pertes humaines ont été évaluées à une douzaine de victimes essentiellement dans les régions d'El Aria, Beni Yacoub et Kef-Tassenga. Cet événement est le plus important ressenti dans l'Atlas Tellien depuis le séisme de Chlef ($M_s = 7.3$, CSEM).

Le choc principal a été enregistré par toutes les stations sismologiques (474 stations, ISC), il a été ressenti à 120 Km de rayon à l'Est d'El Kala, à l'Ouest de Setif, au sud de Batna et au Nord de la côte où l'intensité est évaluée à $I_0 = III$ sur l'échelle de MSK.

Le tremblement de terre a causé la mort de cinq personnes et 300 blessés et endommagé plusieurs vieilles constructions, les plus importants dégâts ont été enregistrés dans la région d'El Aria située entre El Khroub, Constantine et Beni Yakoub, l'intensité I_0 a été évaluée à $I_0 = VIII$ dans cette région (figure.III.09).

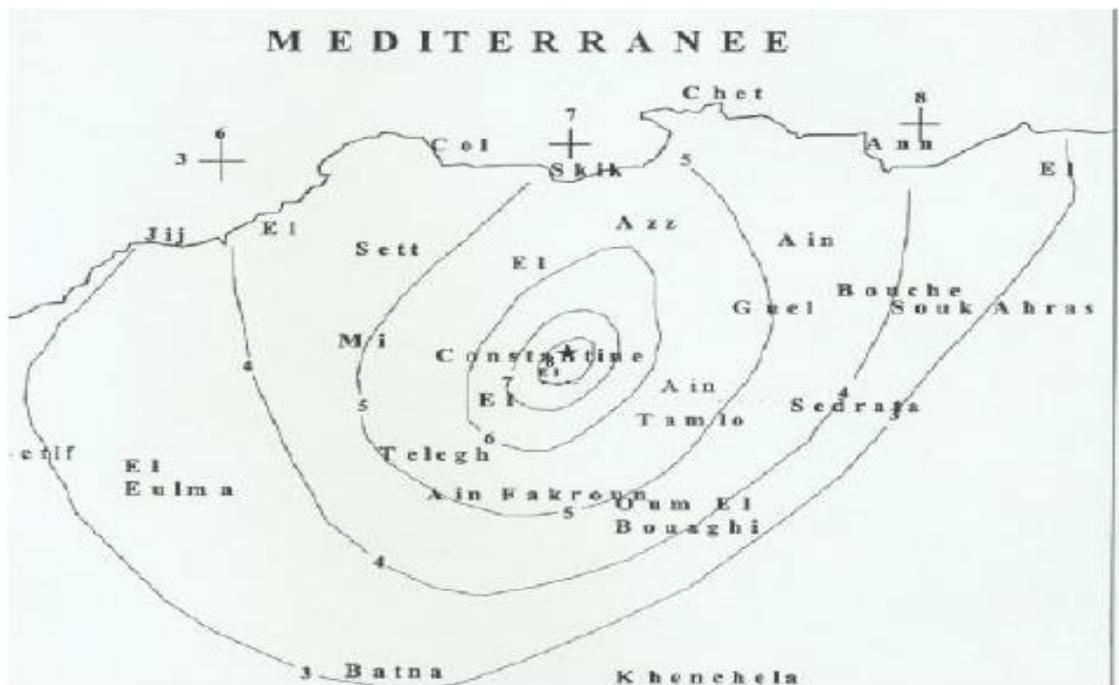


Figure.III.09 : Carte des isoséistes du séisme du 27 Octobre 1985 (Bounif 1990).

Des dégâts de moindre importance ont été observés entre Ain Fakroun, Skikda, Chelghoum Laid et Cuelma avec une intensité $I_0 = V$. Le choc principal a été précédé par deux petites secousses et suivi par des répliques qui ont persisté jusqu'à la fin novembre 1985, les plus importantes sources de données ont été publiées par Bounif (1990), Bounif et al (1987) ; Ils ont étudié la surface de rupture et l'activité des répliques ils évaluent l'intensité à $I_0 = VIII-IX$ (MSK) dans la zone située entre El Khroub et Beni Yakoub, cependant, Bounif dans sa thèse (1990) réévalue les intensités et attribue $I_0 = VIII$ (MSK) dans la région d'El Aria et publie la carte isoséiste.

Sur le plan géologique les traces de surface n'ont été observées que sur quelques Kilomètres seulement (4.5 Km), la distribution des répliques permet l'évaluation plus précise de la partie active de la faille (36 Km) qui peut être associée à la partie Nord de la faille de Ain Smara qui peut être divisée en trois segments de même longueur.

L'alignement de ces ruptures de direction $N55^\circ$ ainsi que la distribution des répliques observées sont des indices d'une faille active de dur coulissage. Ainsi, la plus longue des ruptures de surface observée comme branche active de la faille (3.8 Km) et les structures géologiques récentes indiquent que la zone affectée est active durant le Quaternaire.

Les dégâts les plus importants ont été observés dans la région située entre El Khroub, Constantine et Beni Yakoub, ce séisme a causé la perte de 10 personnes et 300 blessés et détruisant un nombre important de constructions anciennes et récentes. Les dégâts ont été décrits dans plusieurs régions de l'Est :

- A Souika, la majorité des constructions ont été sérieusement touchées, surtout les vieilles bâtisses de particuliers.
- A 25 Km au SE de Constantine dans le village d'El Aria des constructions et des fermes ont subi le maximum de dommage, cinq personnes ont trouvé la mort par les effondrements de leur maisons et d'autres sont blessées au moment de leur fuite hors des domiciles.
- A Beni Yakoub, à 9 Km au NE d'El Aria, les dommages sont très importants ; des maisons sont complètement détruites, dans cette région une fissure de 700 Km de long a été observée la longueur varie de 2 à 20 cm, le déplacement horizontal est estimé à 18 m et que le déplacement vertical à 28 cm.
- Dans la région d'El Abid à 14 Km au SE d'El Aria, plusieurs maisons ont été sérieusement touchées, des fissures d'un cm d'ouverture ont été observées.
- A Chalghoum Laid, à 60 Km à l'Ouest d'El Aria, le choc a duré 5 secondes et a semé la panique au sein de la population.

- Des dommages de moindre importance ont été observés dans les régions de Skikda, Ain Fakroun et Guelma.

- La même choc est ressenti dans les régions de Souk Ahras, Batna, Sétif, et Jijel.

L'intensité maximale I_0 est réévaluée à VIII (MSK) et est attribuée à la région située entre El Aria et Beni Yakoub sur un rayon de 8 Km. $I_0 = VII$ dans les régions de Constantine, El Khroub et El Meridj. $I_0 = VI$ dans les régions de Ibn Ziad, Hamma Bouziane, Ain Abid, El Harrouch et Azzaba. $I_0 = V$ dans les régions de Skikda, Mila, Chelgoum Laid, Ain Fakroun et Guelma. $I_0 = IV$ dans les régions de Chekfa, Djamilia, El Eulma, Oum El Bouaghi et Sedrata. $I_0 = III$ dans les régions de Souk Ahras, Batna, El Taraf ; El Kala, Sétif et Jijel.

L'intensité $I_0 = VII-VIII$ est évaluée dans des sites où nous observé des dommages importants, des pertes humaines et des blessés.

L'intensité $I_0 = III-IV$ est évaluée dans des sites où nous avons observé la destruction de vieilles constructions.

2- Le séisme de Beni-Ourtilane du 10 novembre 2000 Le vendredi 10 novembre 2000 à 19h10mn (GMT), un séisme de magnitude 5,7 sur l'échelle Richter frappa la région de Beni-Ourtilane. Il a fait 2 morts, 50 blessés et à causer des dommages importants à plus de 3000 habitations. Il a provoqué une grande frayeur chez la population locale qui a dormi dehors pendant plusieurs jours. Le choc principal a été précédée de deux séismes précurseurs et par des répliques pendant plusieurs jours, dont une réplique de magnitude 4,5 le 16 novembre. L'épicentre macrosismique est de $36.71^\circ N, 4.69^\circ E$ (EMSC) ou $36.434^\circ N, 4.903^\circ E$ (USGS). L'intensité maximale I_0 est de VII MSK (figure III.10). L'étude de ce séisme indique qu'il a été provoqué par la réactivation de la faille de Tachaouaft, longue de 20 km, qui est avec la faille de Kherrata, les principales sources des séismes dans le secteur des Babors (Bouhadad, 2003).



Figure III.10 : Carte montrant la surface de maximum intensité lors du séisme du 10 novembre 2000 de Beni-Ourtilane. En tireté : traces de la faille de Tachaouaft, supposée responsable du séisme (d'après Bouhadad et al, 2003).

3- **Séisme de LAALM du 20 mars 2006** : (source Djamel Machane 2006), le 20 mars à 20 h 44, un séisme a ébranlé Laalam, situé entre Béjaïa et Jijel. Sa magnitude varie, selon les organismes, entre 3,6 et 5.8 : USGS 5.0 (M_w), IGN 5.1 (M_b et M_w), INGV 5.2 (M_b et M_w), ETHZ 5.3 (M_b et M_w), CRAAG 5.8 (MI), Allemagne 4.5 (M_b) et 3.6 (MS). Une accélération maximale (PGA) de 0.18 g a été enregistrée par la station de Ziama, sur un site ferme, dans la direction E-W (Laouami et al. 2006). L'épicentre du séisme est localisé dans les monts des Babors appartenant aux zones externes de l'orogène alpin algérien, près du village de Laalam, petite localité sise dans les montagnes (entre 600 et 700 m d'altitude), surplombant la baie de Béjaïa. Quelques constructions bâties essentiellement sur des terrains marneux de cette localité et de ses environs immédiats ont subi des dégâts et quatre personnes sont décédées suite à ce séisme. Les mécanismes au foyer des différents organismes internationaux de sismologie sont quelques peu différents, mais indiquent une faille à jeu principalement décrochant.

Le séisme de Laalam, bien que de magnitude modérée ($M_w = 5$), à causer des dégâts conséquents dans cette localité. Les résultats H/V-bruit de fond montrent qu'il n'y a

pas eu d'amplification sismique locale au niveau du sol. Les destructions ne sont pas liées à des effets de site, les différences de temps d'arrivées S-P des répliques sont relativement faibles (0.25 à 1 seconde), indiquant que la faille qui a engendré le séisme est proche de Laalam (probablement) de (2 à 8 km) et que le séisme est superficiel. Les vibrations provoquées par la proximité de l'épicentre ont été une des causes des constructions. Non pas parce que ces vibrations étaient fortes, mais parce que les constructions sont très vulnérables. Les effets induits, tels que fissures au niveau des sols et des routes, chutes de blocs et un glissement de terrain réactivé et accéléré par le séisme, sont la seconde cause des dégâts. Là aussi, l'importance des effets induits peut être directement reliée à la proximité de l'épicentre, ce qui conforte l'importance qui doit être accordée aux études sur les effets induits par les séismes modérés, qui n'ont pratiquement jamais été réalisées en Algérie. Pour ce qui est de l'effet topo- graphique, même si l'on ne peut exclure son existence, il n'est nullement la cause des destructions.

4- Séisme de Beni Ilmene du 14 Mai 2010 : le 10 mai 2010 à 12h29 mn, un séisme modéré de magnitude 5.2, mais destructeur s'est produit dans la wilaya de M'sila. L'épicentre se situe sur le djebel Kharrat dans la localité de Béni Ilmène (Figure III. 11). L'observation des traces de surface de longueur métrique à décamétrique et l'analyse de la déformation ont montré l'existence de fractures en échelon, reliées parfois par des structures de pression de type « push-up ». des fractures bordières de falaise ou parallèles aux oueds, apparaissent souvent sous forme d'affaissements. Selon le NEIC, la profondeur du foyer est environ 10Km. De vue géologique, le séisme s'est produit au niveau du front sud des nappes telliennes et du miocène autochtone et à l'ouest de la terminaison périclinale des Monts du Hodna, dans la région de termount.

Selon le constat effectué par les autorités locales, ce séisme a provoqué la mort de 3 personnes, plus de 170 blessés et des milliers de personnes en état de choc ainsi que l'effondrement total et/ou partiel de plus de 481 habitations (classées rouge 5 selon le service de CTC). 1256 maisons ont été classées orange (3-4), c'est à dire ayant subi de sérieux dégâts, synonyme de la nécessité de les récupérer via des travaux de réhabilitation. 2862 autres ont été néanmoins jugées habitables. L'ensemble des hameaux de Béni Ilmène et de Ouanougha (Melouza) dans la wilaya de M'sila et Samma dans la wilaya de Bordj Bou Arréridj ont été touchés.

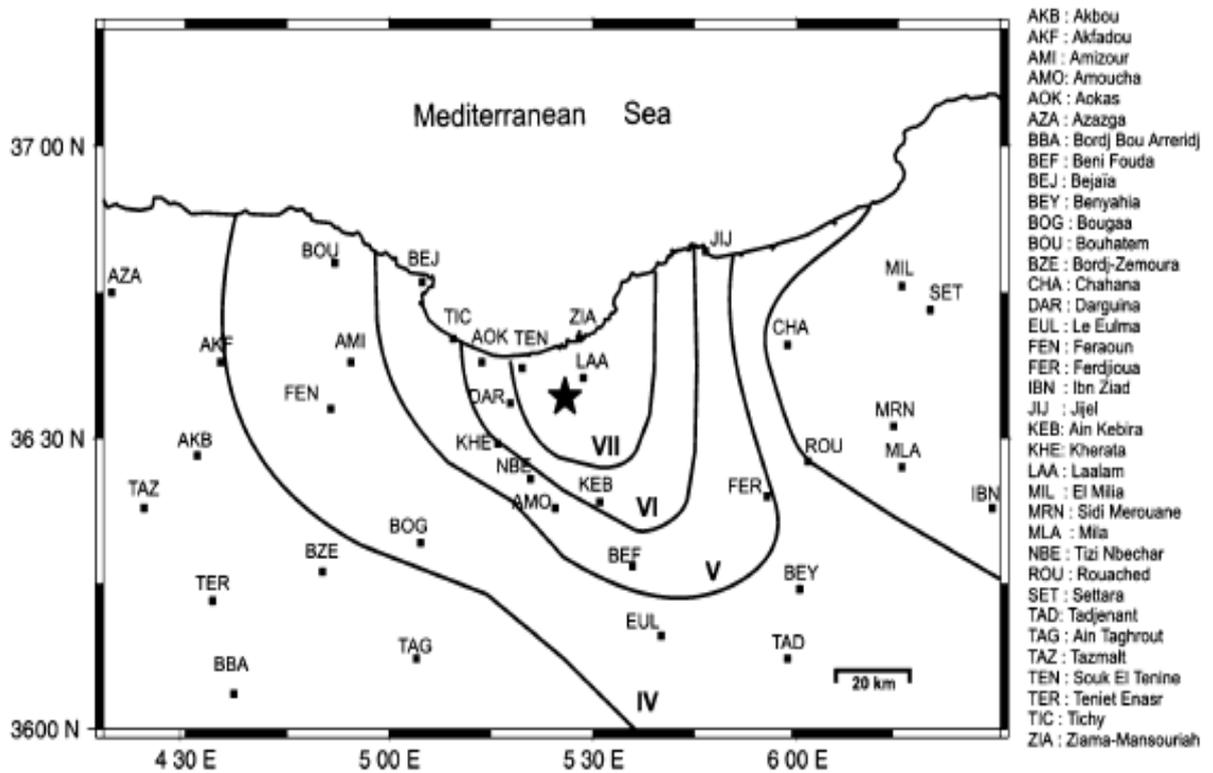


Figure.III.11 : Carte isoséiste du tremblement de terre de Laalam. Les points montrent les villes et les villages. L'étoile montre l'emplacement de l'épicentre du choc principal (CRAAG). Les abréviations sont le nom des villes et des villages. (Beldjoudi, 2009)

Le séisme de Béni Ilmén est suivi d'environ 160 répliques, d'inégales intensité, dont les magnitudes oscillent entre 1.9 et 5.2 ont été enregistrées. Cette région a été frappée par un séisme le 21 février 1946 de magnitude 5.6 (Benouar, 1994 ; Mokrane et al, 1994 ; Harbi et Maouche 2009), ce dernier avait causé la mort de 264 personnes et 1000 maisons furent détruites et bien plus tard, le 1 janvier 1965, sa magnitude à l'époque fût estimée à 5.5 et il aurait provoqué la mort de 5 personnes et la destruction de 1300 maisons (Garndjean et al 1966).

IV. 1 Introduction

La sismicité locale de la région Nord-est Algérien est faible par rapport à celle des régions centres, les séismes associés à cette zone peuvent atteindre des magnitudes maximales observées égale à 5 ou 6 (exemple du séisme de Constantine, 1985), l'évaluation de l'aléa sismique régional s'appuie sur un découpage en unités ou zones sismotectoniques à partir des données géologiques, géodynamique et sismologique.

Les études antérieures [Harbi et al (2001), Benhallou (1985), Benouar (1993), Mokrane, (1994)] ont permis de mettre en évidence quatre zones sismogènes sans l'atlas Tellien, une autre de moindre importance dans l'Atlas Saharien et une sixième à la limite des deux Atlas et enfin une septième le long de la bordure septentrionale de l'atlas Tellien, la frange côtière. Cette répartition suit deux tendances majeures, l'une Est-Ouest parallèlement à la côte et l'autre NE-SW concorde parfaitement avec les accidents tectoniques connus dans la région d'étude.

La figure.IV.1, montre le découpage en zone sources adopté dans cette étude qui suit le même raisonnement faites par Pelaez et al. (2005) ; Figure IV.2 et Aoudia et al (2000) ; Figure.IV.3 et qui est comme suite :

1. La zone des Babors;
2. La zone de la vallée de la Soummam ;
3. La zone de la Grande Kabylie ;
4. La zone de la Petite Kabylie et le bassin d'Annaba (Offshore) ;
5. La zone des Bassins de Constantine et les Nappes Telliennes Setifiennes ;
6. La zone du bassin de Guelma et ses environs ;
7. La zone de Hodna (Monts et Bassin), les Bibans, la région de Batna (Plate-forme d'Ain Regada), Atlas intracontinental Atlas Saharien (Monts des Ouled Nail) et les Aurès (Massif d'Aurès et l'Aurès Nemencha).

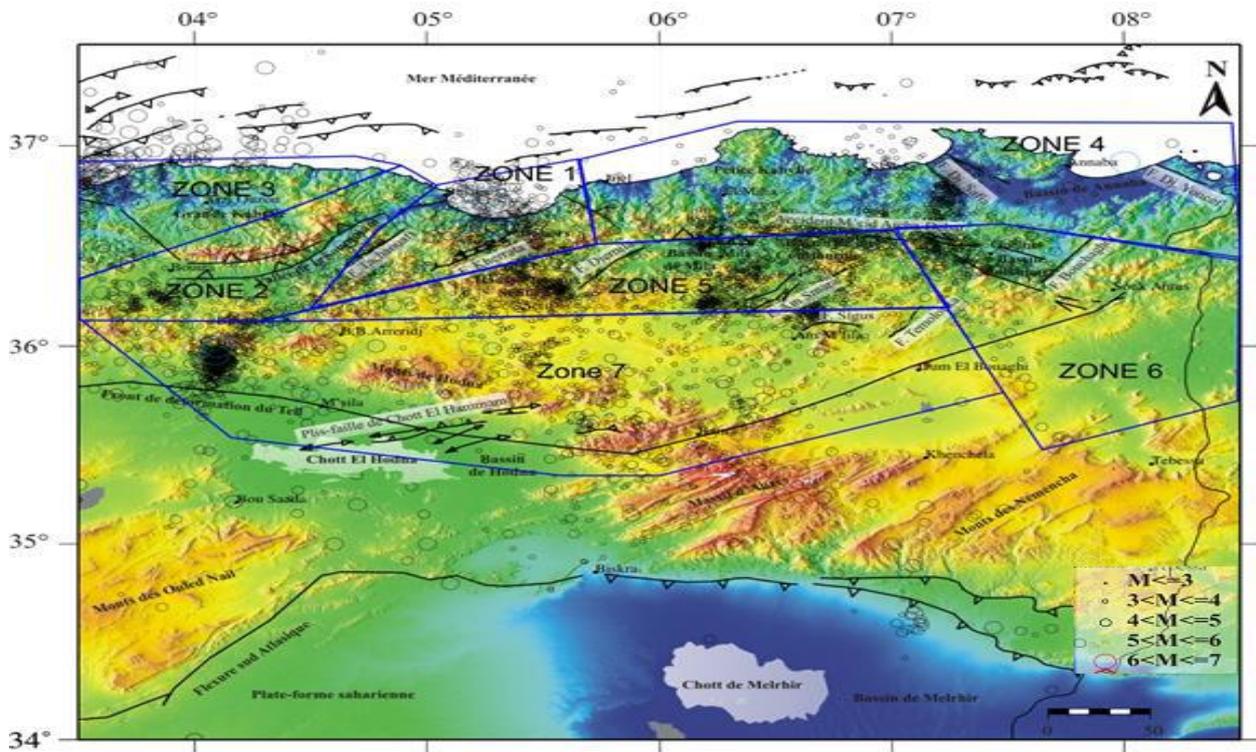


Figure IV.1: Zonage sismotectonique de la partie Nord- Est de l'Algérie adopté pour cette étude.

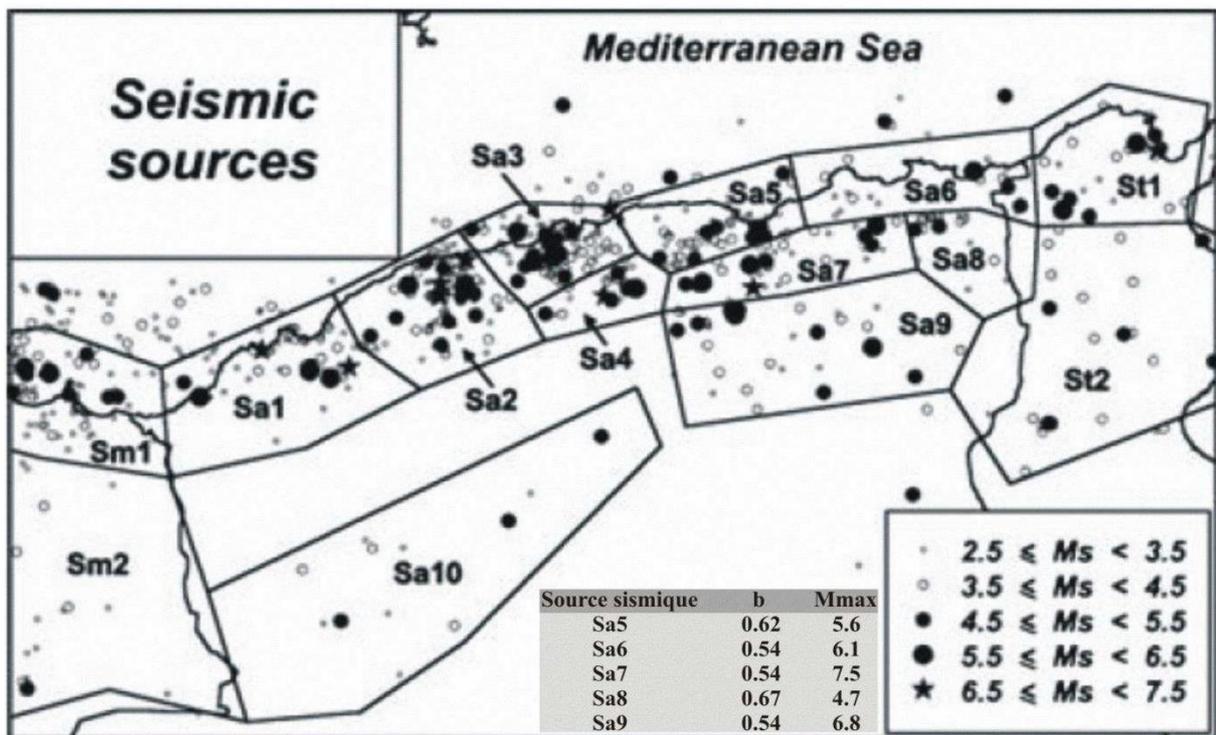


Figure IV.2 : Zonage sismotectonique dans le nord de l'Algérie adopté par Pelaez et al. 2005.

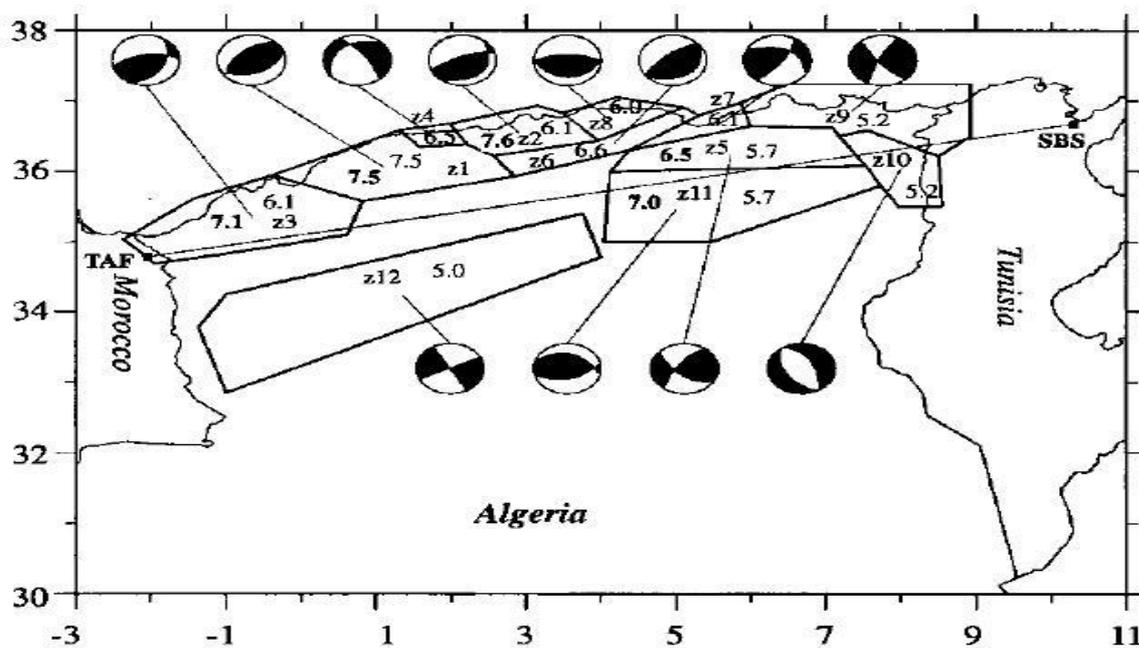


Figure. IV.3 : Zonage sismotectonique dans le nord de l'Algérie adopté par Aoudia et al. 2000.

IV.2 Les Zones Sources

IV.2.1 La Zone source des Babores (Zone 1)

IV.2.1.1 Cadre sismotectonique

La chaîne des Babors s'étend depuis la vallée de la Soummam à l'Est d'Akbou jusqu'au massif de la petite Kabylie au méridien du Jijel à l'est (Figure.IV.4), cette zone est structurée en unités tectoniques différentes : soit du nord au sud, les unités Brek-Gouraya et Draa el Arba-Erraguene, Babors –BniOurtilène, les terrains carbonatés d'âge jurassique sont prédominants. L'édifice structural des Babors est constitué d'unités charriées, préalablement plissées, se différenciant chacune par sa stratigraphie et sa tectonique à la transversale de Ziamia Mensouria-Sétif, qui englobe la zone épacentrale, qui sont :

- l'unité Brek-Gouraya est la plus déformée de tout le domaine, cette unité est caractérisée par des plis importants déversés et couchés vers le nord (Draa Haimran). Les plis sont affectés par des cisaillements liés au jeu d'un accident décrochant sénestre (Obert, 1984);
- l'unité Draa El Arb - Erraguène, est chevauchée par la précédente;
- l'unité Babor - Béni Ourtilane (Leikine, 1971; Obert, 1984) appelée aussi nappe de Djemila par Vila et al. (1975).

Les structures cassantes qui prédominent sont :

- des décrochements de direction E-W; des décrochements transverses présentant un réseau conjugué, de directions NE-SW sénestres et NNW-SSE à NW-SE dextres, et à rejet faible; des failles verticales à sub-verticales orientées N-S à NNE-SSW, comme la faille de Mahfouda de direction N-S dans l'unité Babors-Beni Ourtilane et la faille d'Adrar El Alem dans l'unité Erraguène (Coutelle, 1982). L'essentiel de la tectonique alpine serait acquis à l'Eocène (Vila, 1980; Coutelle, 1982), mais la plus ancienne discordance visible sur un contact

chevauchant est celle, d'âge probablement Burdigalien, décrite par Obert (1981) à Lalla Kouba. Dès le Jurassique, le domaine des Babors a été marqué par des déformations transverses d'axe d'orientation N-S, suivies par des plissements E-W durant le Crétacé, la phase finialbienne est accompagnée d'évènements magmatiques. L'écaillage des unités baboriennes et leur décollement vers le sud se sont produits à l'Eocène, suivis de retroécaillages de moindre importance et de coulissage sénestre (Obert, 1984).

La tectonique récente est marquée par une importante phase de fracturation (réseau serré de failles verticales à jeu vertical ou décrochant), dont il semble que les tremblements de terre locaux soient la continuation actuelle (Coutelle, 1982), une phase intra- pliocène, voire pléistocène à actuelle marquée par une famille de failles verticales N-S à NNE- SSW (de direction N010-N025) et des décrochements E-W dextres, NE-SW sénestres et NNW- SSE à NW-SE dextres. Un accident majeur de direction NE-SW, dit «faille des Babors» (Leikine, 1971), repris par Wildi (1983), cartographié par Obert (1984), sépare les Babors orientaux des Babors occidentaux. Ce décrochement se manifeste dans les Babors par un alignement NE-SW de décrochements mineurs au djebel Breck, à l'Adrar El Alem, décalé de 3 km vers le SW et par les décrochements de Tendet et de l'Iril Bouzin plus à l'ouest. Ces accidents coulissants semblent être d'âge récent (post- langhien) ou réactivés, et certains de ces décrochements reprennent le contact frontal de l'unité Brek-Gouraya, Obert (1981) leur associe un âge beaucoup plus ancien (jurassique), et une réactivation durant les phases alpines ultérieures, voire les phases néotectoniques.

D'un point de vue sismotectonique, L'édifice des Babors est affecté par plusieurs types de failles actives, les failles de chevauchement ont permis la mise en place des nappes de charriage pendant les principales (phases de compression alpines) orientées principalement NE-SW à plongement vers le nord ou vers le sud pour les rétro-chevauchements, ainsi on peut citer à titre d'exemple ; Lors du tremblement de terre de Kherrata survenu le 17 Février 1949 avec une intensité de VIII, Rothé (1950) observe et cartographie une faille de direction N75E liée à un pli, sa longueur atteint 10Km, une rupture de surface cosismique de longueur de 50m et présentant un rejet d'environ 30cm, est reconnue dans cette zone montagneuse des Babors (Meghraoui, 1988).

La région a connu plusieurs séismes modérés à forts, superficiels de magnitude ≤ 6.5 , avec une intensité maximale pouvant atteindre X sur l'échelle de MSK, le tableau. IV.1 et la figure IV.5 montrent la distribution de la sismicité instrumentale et historique dans la région des Babors.

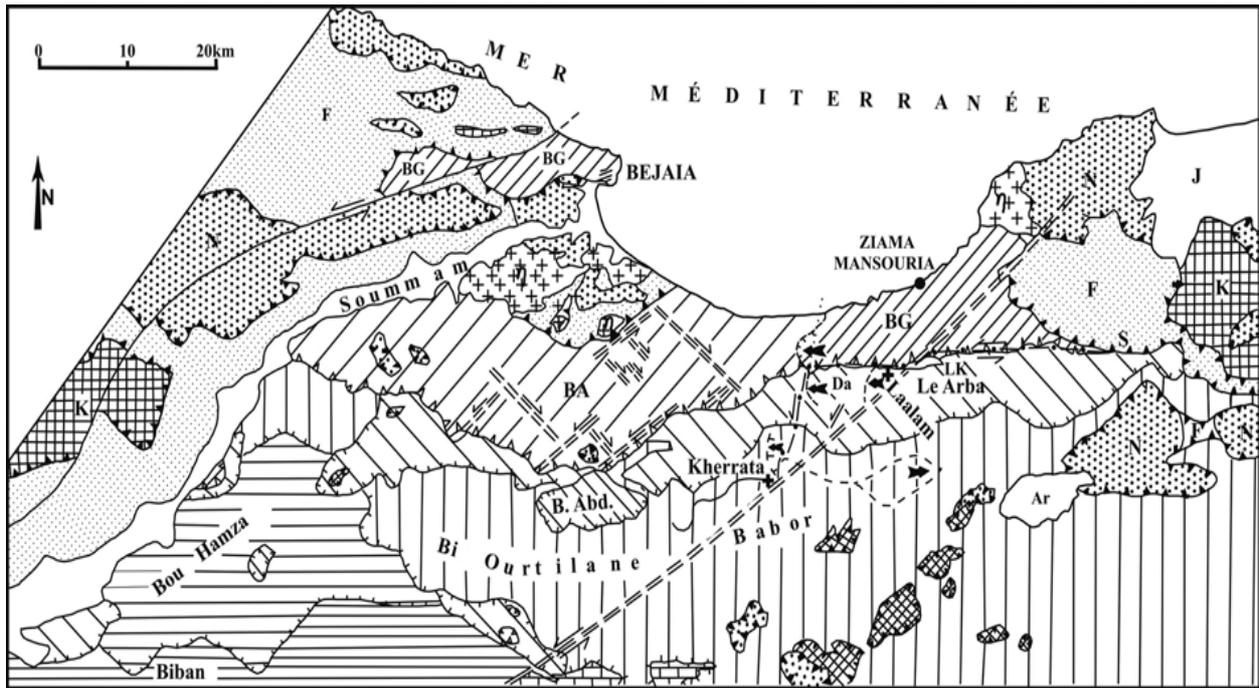


Figure. IV. 4 -Schéma structural de la région des Babors (Obert, 1984). Les failles sont orientées selon la direction NE-SW.

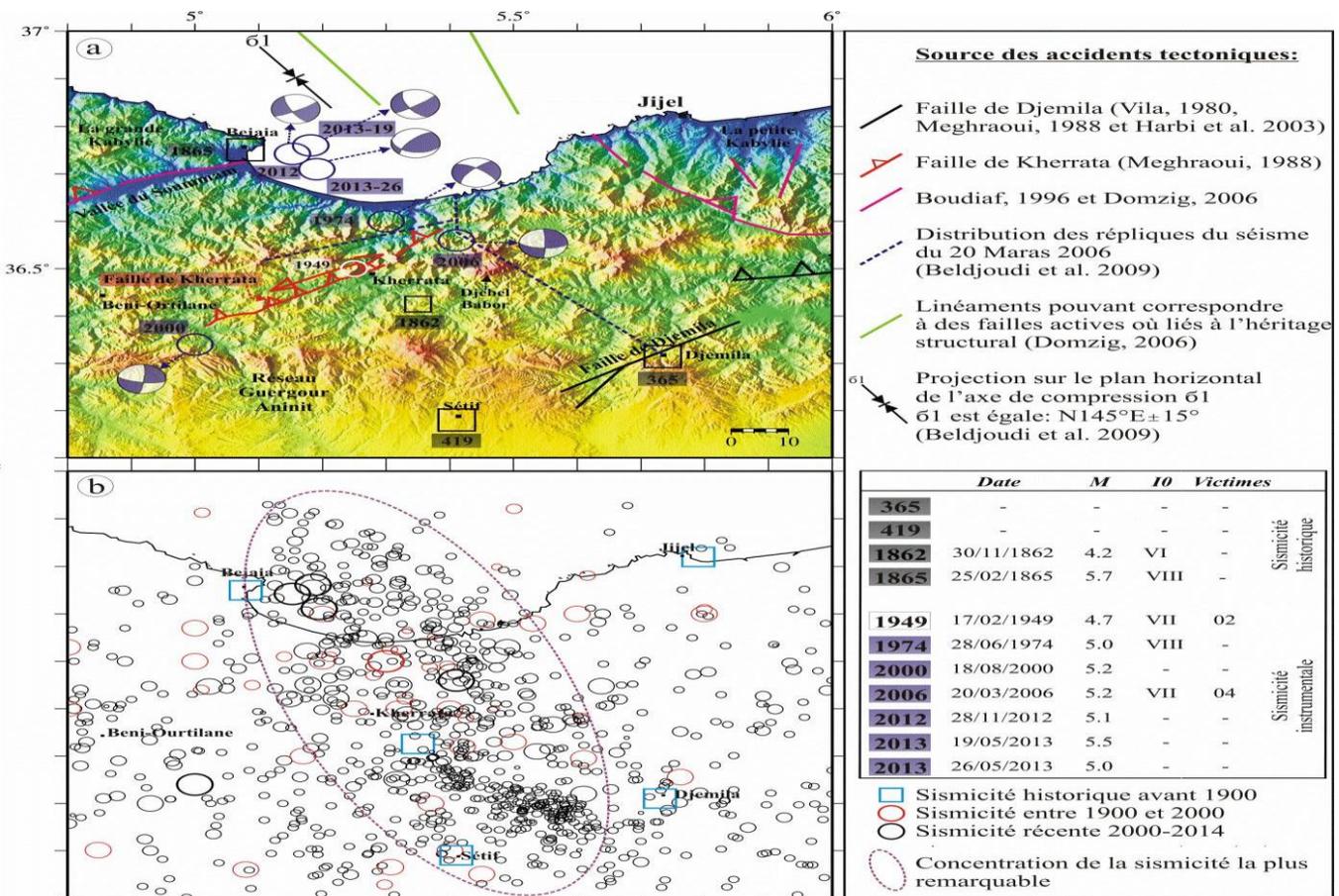


Figure IV.5: (a) sismicité de la région du Babors. Les solutions focales sont obtenues à partir d'Havard-CMT. (b) sismicité de la région du 1900 à Décembre 2013. (Abbacha, 2015).

Tableau I - Liste des séismes (sismicité instrumentale) ($M \geq 5$ ou $I \geq V$) de la région des Babors (Mokrane et al, 1994; Benouar, 1994; Boudiaf, 1996; Harbi, 2001).

Date	Coordonnées		Magnitude	Intensité	Profondeur (km)	Région
12/02/1946	35.75N	4.95E	6.5	VIII-IX		
07/02/1949	36.50N	5.25E	5	III	14	Kherrata
28/03/1952	35.90N	4.90E	4.1	IV-V		
29/08/1953	35.80N	5.40E	6,5	VIII-X		
12/12/1954	36.50N	4.80E	4.6	VI	6	Seddouk
31/05/1956	36.50N	4.80E	6	V	17	El Mattan
27/10/1957	36.70N	4.80E		VI-VIII	6	
24/05/1959	36.12N	4.51E	5	VIII		Mansourah
26/02/1960	36.20N	5.40E	3	VI		Sétif
14/07/1960	37.00N	4.75E				
04/09/1963	36.00N	5.20E	6		10	
12/02/1964	35.75N	4.95E		VIII-IX		
14/04/1965	36.36N	5.20E	4	VII	10	Akbou
15/11/1965	36.50N	4.50E	4	VII	5	
05/04/1967	35.75N	4.75E	4	VI-VII		
25/02/1968	36.55N	5.31E	5.9	VII	20	Z. Mansouria
24/11/1973	36.10N	4.40E		VII	15	
28/01/1974	36.10N	4.50E	5			
28/06/1974	36.49N	5.28E	5	V		
29/06/1974	36.40N	5.20E	5			OuedMarsa
13/07/1974	35.80N	4.90E	5			
28/07/1974	36.57N	5.26E	5		20	Kherrata
29/07/1974	36.52N	5.21E	5			OuedMarsa
09/11/1974	36.77N	5.14E	4.1	VIII		Kherrata
11/07/1975	36.25N	5.35E	4.1	V	7	
26/05/1978	36.61N	5.01E	3	V		Amizour
26/05/1978				V		Seddouk
31/01/1979	36.16N	5.08E		V		
25/11/1980	36.07N	4.70E		IV		
26/11/1980	36.00N	4.78E		V		
06/01/1981	36.63N	4.80E		V		
03/07/1985				V		Amoucha
21/10/1985	36.40N	5.17E		V		
24/04/1987	36.62N	5.49E	4.1		10	Kherrata
20/09/1992	36.50N	5.32E	4	V		
10/11/2000	36.43N	4.90E	5.7	VII	5	B. Quartilane

Caractéristiques de quelques récents séismes de la région :

Le séisme de Laalam du 20 Mars 2006, de magnitude Mw (5.2) et de moment sismique 7.2×10^{16} Nm (d'après CMT Harvard), l'épicentre s'est produit à 40 km au sud-est de Béjaia, le mécanisme au foyer du choc principal calculé donne une solution focale en faille décrochant d'orientation N-S (Beldjoudi et al. 2009) avec un mouvement dextre sur le plan N344 et senestre sur le plan N86 (CMT Harvard). Le séisme a affecté une zone d'un rayon d'environ 70 km, les dégâts ont été principalement observés dans le village de Laalam ou l'intensité maximale observée I_0 a été estimée à VII (échelle EMS- 98). La distribution spatiale de 54 répliques enregistrées durant la période du 20 Mars au 4 Avril 2006 (Beldjoudi et al. 2009) montre que se sont situés essentiellement aux alentours de la région épicentral.

Le séisme de Bejaia du 28 Novembre 2012, séisme de magnitude (5.0), l'épicentre est localisé à 02 km à l'Est de Bejaia (Golfe de Béjaia), ressentie à travers plusieurs wilayas limitrophes. Le séisme s'est produit là où la tectonique semble très complexe

du fait qu'elle est le lieu d'une jonction entre plusieurs zones sismogènes (la vallée de la Soummam, la région Nord Kabyle, la région Nord Petite Kabylie et la zone transversale NW-SE de Kherrata). La localisation première de ce séisme semble le situer dans la continuité de la vallée de la Soummam en mer, le mécanisme au foyer proposé par CMT Harvard, 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). Six mois après l'occurrence de ce séisme, une séquence sismique de deux chocs principaux ($M_d=5.7$ et 5.0) avec plusieurs répliques sont produites dans la région en Mai 2013.

Seisme de Bejaia du 19 mai 2013, séisme de magnitude $M_w=5.2$ (CRAAG), il s'est produit à 10h 07mn, suivi le 26 Mai 2013 à 17h 00mn d'une deuxième secousse de magnitude M_w (5.0). Ces deux secousses ont été localisées à 10 km à l'Est de Bejaia et ressenties à travers plusieurs localités de Wilayas limitrophes. Le séisme de 19 mai 2013 est caractérisé par l'occurrence d'une série de chocs principaux qui ont été enregistrés par toutes les stations du réseau national et international (CSEM, IGN, INGV, GCMT), le mécanisme au foyer du premier choc proposé par CMT Harvard donne une faille de décrochement dont les paramètres des deux plans sont : Plan 1 (Azimut de 149°, pendage de 63° et glissement de -170°) et le Plan 2 (Azimut de 54°, pendage de 82° et glissement de -27°), tandis que, le mécanisme du deuxième choc présente les paramètres suivants : Plan 1 (Azimut de 101°, pendage de 38° et glissement de -144°) et la Plan 2 (Azimut de 221°, pendage de 69° et glissement de 58°). 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). (in Abbacha, 2015).

En conclusion, La région de Babors contient deux accidents majeurs : (1) la faille inverse de Kherrata orientée NE-SW perpendiculaire à la contrainte maximale et (2) la structure décrochante transversale NO-SE de Kherrata parallèle à la contrainte maximale, Ce type de combinaison est connu dans la région de l'Atlas Tellien.

Au niveau de la Nappe Tellienne de Djemila, l'activité sismique apparaît liée à l'activité de la même faille d'orientation NE-SO, d'après Vila (1980), Cette sismicité de faible magnitude est probablement liée à des sources hydrothermales actives.

IV.2.2. La zone de la vallée de la Soummam (Zone 2)

IV.2.2.1 Cadre sismotectonique

Le bassin de la Soummam est une dépression étroite orientée Est-Ouest dans la région de Bouira - M'chedallah puis SW-NE vers Akbou et Bejaïa (Figure VI.6.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 formant les nappes telliennes, 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). La Figure

(IV.6.b) présente la continuité de l'oued Soummam en mer ainsi que les principaux linéaments qui peuvent correspondre à des failles actives (Domzig, 2006).

Le Bassin de la Soummam fait partie des zones externes, relié aux zones internes par un contact majeur formant la limite méridionale de la chaîne calcaire (Durand-Delga. 1969), ce contact se caractérise par les flysch Sud kabyles qui englobe les 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).

La sismicité récente s'exprime le long de la bordure séparant le massif des zones internes de Grande Kabylie et des zones externes. Parmi les évènements de cette région on trouve :

Le séisme de Béni-Ouartilane, Le vendredi 10 Novembre 2000, à 21h 10mn, la région de Béni-Ouartilane (Sétif) a été frappée par un séisme de magnitude Mw (5.4). Ce séisme a été précédé d'une secousse précurseur le 10 Novembre 2000 à 21h 09mn de magnitude Mw (3.4) et suivi de plusieurs répliques. La faille néotectonique de Tachaouaft, fait partie de la zone parallèle du contact majeur entre les zones internes-zones externes (Meghraoui 1988), est probablement à l'origine du séisme de Beni-Ouartilane du 10 Novembre 2000. (Figure.IV.7).

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 qu'oued Boussellam, Oued Ilmayen, Oued Guelaa et Oued Boutouab. 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 frappés dans le passé par de nombreux séismes dont les plus importants sont indiqués dans la Figure IV.6, ceci suggère que cette faille de Tachaouaft de 40 km de longueur correspond à une structure géologique importante ou plusieurs ruptures se sont produites.

La secousse principale a été enregistrée par douze (12) stations sismologiques du réseau Algérien, ces organismes localisent la secousse au point de coordonnées géographiques (36.44°N, 4.26°E) et sur une profondeur de 06 km. Le mécanisme au foyer proposé par CMT Harvard, correspond à une faille inverse, L'axe de compression P est de direction NNW-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 Mw (5.2), le potentiel sismique de la faille de Tachaouaft est supérieur ou égal à 6.0. L'épicentre macrosismique localisé très proche de l'épicentre instrumental et l'intensité maximale observée atteint (VI, MSK) dans les localités de Béni-Ouartilane et Fréha appartenant à la région épiscopentrale, la surface macrosismique dépasse 300 km de rayon puisque la secousse a été ressentie avec une intensité (II, 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 (Bouhadad et al, 2003).

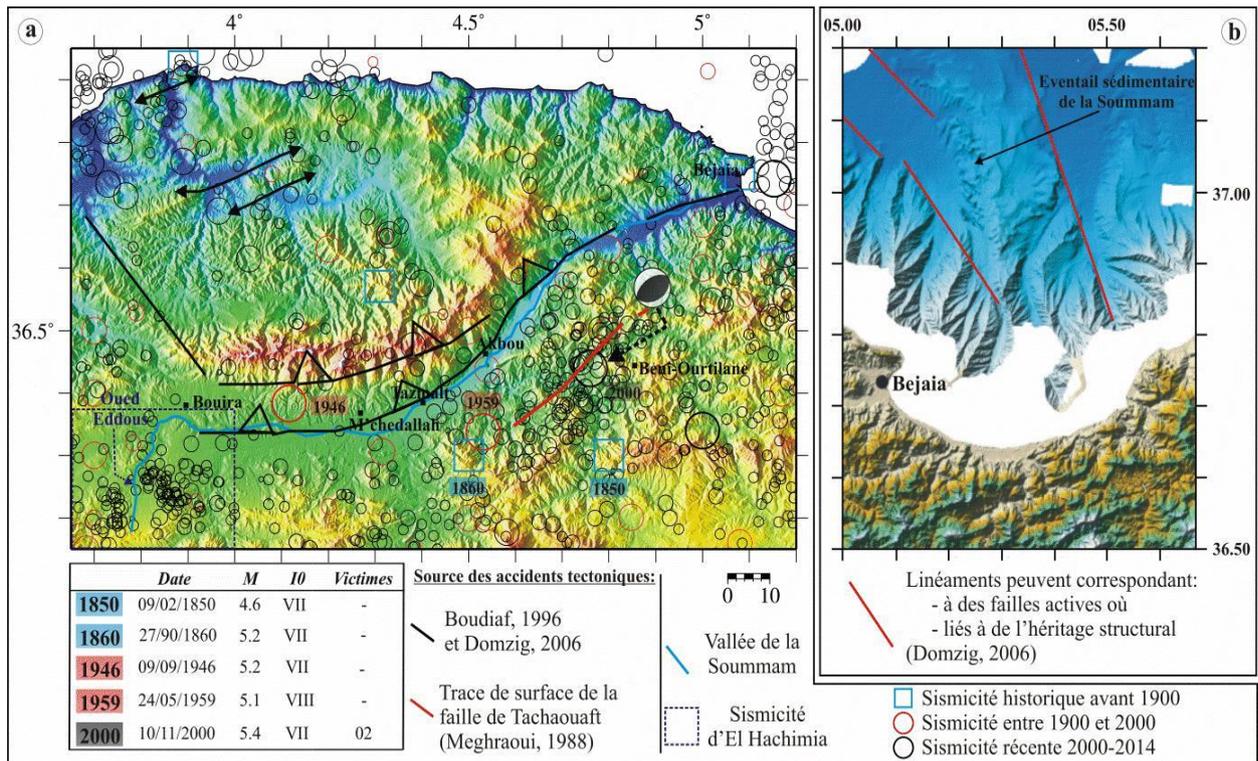


Figure IV.6 : (a) sismotectonique de la vallée de la Soummam. Solution focale du séisme de Béni-Ourtilane du 10 Novembre 2000 (Havard-CMT). (b) Bathymétrie (Domzig, 2006) et topographie ombrées et en couleur de la zone de Bejaia (pas de 50 m) indiquant les principales directions structurales.

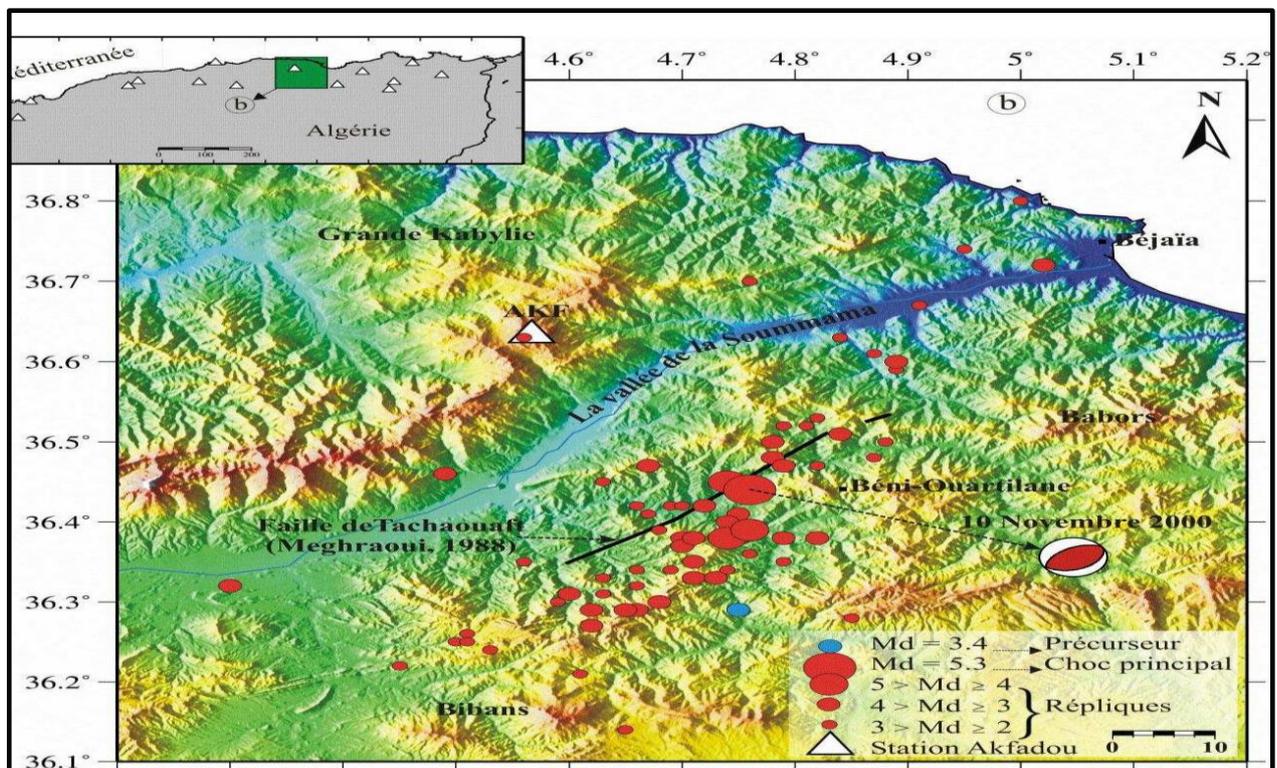


Figure IV.7 : Distribution de la sismicité autour de la faille de Tachaouaft (d'après Meghraoui, 1988) ainsi que le mécanisme au foyer correspondant (in Abbacha, 2015).

La sismicité de cette zone est généralement localisée le long de la vallée de la Soummam, On peut distinguer deux régions où la concentration d'évènements est la plus marquante ; (1) la première région se situe le long de l'accident majeur sud de la Kabylie et autour de la région Béni-Ouartilane marqué par le séisme du 10/10/2000 et qui est généré par une faille inverse (faille de Tachouafte, Figure.IV.7) d'orientation NE-SO de pente de 38° vers le Sud-est et de longueur de 40Km (Bouhadad et al 2003) ; (2) la deuxième région correspond au sous- bassin d'El Hachimia (sud de Bouira), qui se situe à l'extrémité ouest de la vallée de la Soummam, l'analyse de la loi de Gutenberg-Richter pour cette région donne une valeur de b égale à 1.7 (Paleaz et al 2005), qui suppose une nature induite à cette sismicité.

IV.2.3. La Zone Source des Bibans et Hodna (Zone 7)

IV.2.3.1 Cadre sismotectonique

Dans une représentation des principaux effets de la néotectonique, Vila (1980) schématise dans la région des Bibans la faille du Nord de Djemila, l'anticlinal quaternaire du djebel Tella et la faille du Djebel Youcef, ces structures affectent selon le même auteur les dépôts quaternaires et sont reliées à des sources actuelles ou à hydrothermalisme actif. De plus, bien que peu importantes selon Savornin, (1920), les terrasses édifiées dans les Bibans, par l'Oued Bousellam dans le plateau Sétifien, le réseau de Guergour près de Guenzet et l'Oued Ksob sont surélevées et inclinées, attestent d'une activité tectonique récente dans la région.

Le bassin du Hodna est un bassin néogène caractérisé par des reliefs assez importants (Djebel Mâadid) avec une altitude du point sommet de 1863m (Boudiaf, 1996), ce relief correspond à la terminaison occidentale des monts du Hodna et qui est aussi bien mis en évidence par la gravimétrie que la vaste dépression du Hodna (Zerdazi, 1990). Il montre des similitudes avec les bassins néogènes actifs de l'Atlas tellien (Cheliff et Alger), On 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 différents auteurs (Grandjean et al, 1966 ; Guiraud, 1971, 1973; Vila, 1980; Meghraoui, 1988) montre une géométrie de pli-faille, l'exemple du pli-faille de Chott El Hammam-Boutaleb est défiant. En fait, la faille inverse de Chott El Hammam qui limite le flanc Sud-est l'anticlinal de Boutaleb est à vergence sud, cette faille été responsable de la génération du séisme de M'sila du 01.01.1965. La présence de dépôts pléistocène plissés sur le pli de Chott El Hammam est significative de son activité récente (Figure.IV.8).

A./ La région du Hodna

Le bassin néogène du Hodna est composé de surfaces de pénéplaine avec des bassins de drainage interne, appelés chotts (lac salé), On distingue aussi une série d'anticlinaux affectant les dépôts récents orientés dans une direction NE-SW rappelant les autres structures actives du Tell. La présence de dépôts pléistocène plissés sur ce pli du Chott El Hammam est significative de son activité récente (in Harbi, 2001). L'aspect tectonique montre des géométries en pli-faille telle que la faille inverse de Chott El Hammam qui limite le flanc SE de l'anticlinal de Boutaleb et qui est à vergence sud, Selon Meghraoui (1988), cette faille est de longueur à environ 60 km, elle a 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 22 Janvier 1965 de magnitude (5.4) et d'intensité maximale VII (Benouar,1994).

Sur les monts de Hodna, trois séismes importants ont frappés la région, 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 d'intensité (IX MSK) (Figure.IV.8). Le séisme a causé la mort de 33 personnes, 17 personnes blessés et la destruction des (3/4) du village de M'sila (Harbi, 2000), 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) et d'intensité (VIII, MSK), ce séisme a causé la mort de 277 personnes et blessé environ 118 autres, un autre séisme a eu lieu dans la région, c'est le séisme du 29 Aout 1953 de magnitude (5.3) et d'intensité (IX, MSK). Ces deux séismes se sont produits sur le versant nord de l'anticlinal du Chott el Hammam et sont associés aux plissements dissymétriques à déversement sud, qui affectent les terrains plio-quaternaires de cette région, leurs épocentres 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).

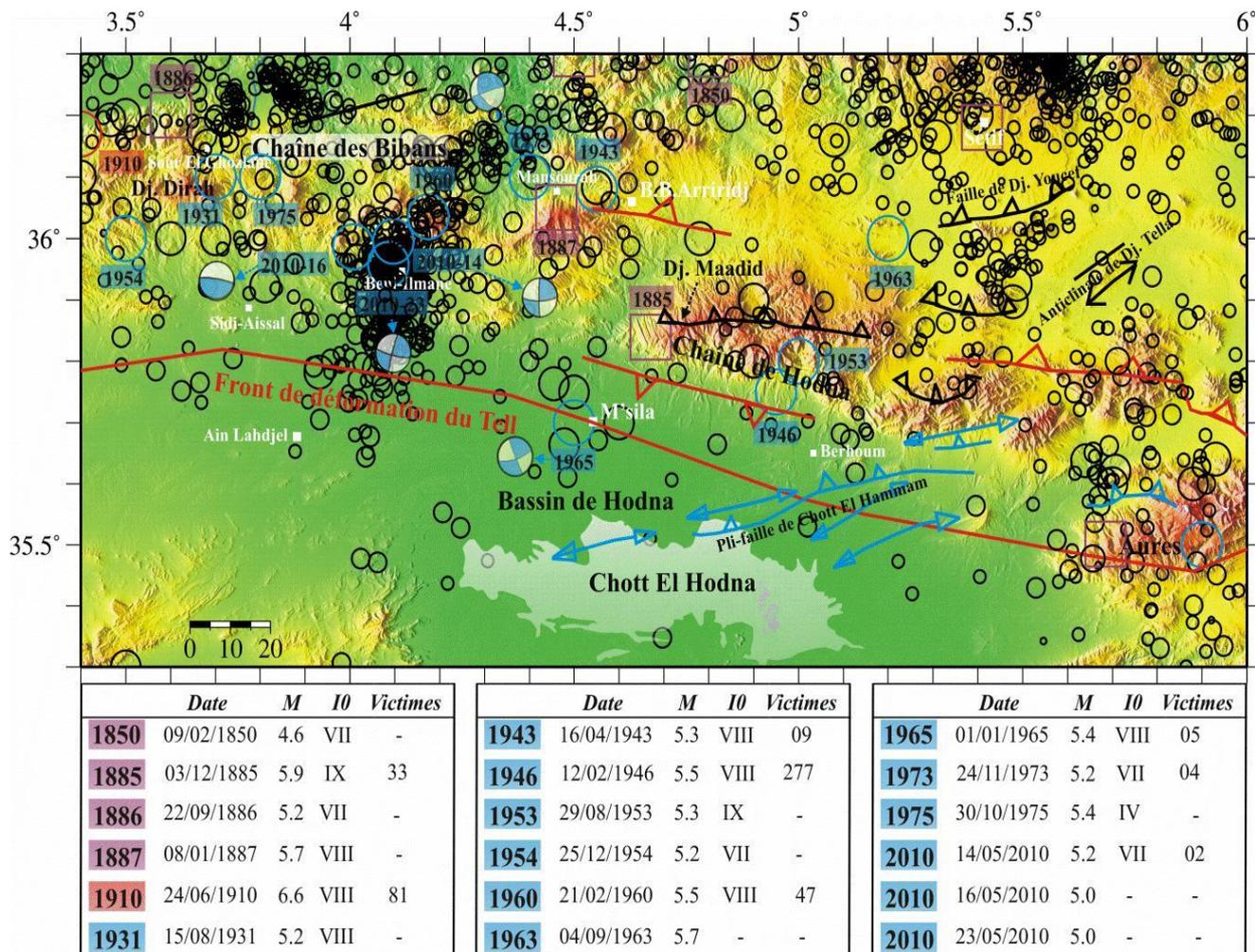


Figure IV.8 : Carte sismotectonique de la partie Est des Bibans et de la région de Hodna. (in Abbacha, 2015).

Au nord, on trouve le séisme de Bir Haddada du 04 Septembre 1963 de magnitude (5.7) ($M = 6.3$ Selon l'IGN), localisé au niveau de la partie SW de la faille néotectonique de type inverse de Djebel Youcef (Sud de Sétif) d'orientation NE-SO et de longueur de 60 km, qui affecte les dépôts quaternaires et qui est reliée à un hydrothermalisme actif (Vila, 1980).

B./ La région des Bibans

La chaîne des Bibans 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 d'orientation globale Est-Ouest depuis le Djebel Dirah (1810 m) jusqu'aux Monts du Hodna, les structures topographiques sont alignées selon une direction $N110^\circ$ à E-W, cette direction correspond à la direction de la bordure septentrionale du bassin du Hodna.

La zone des Bibans, peut être caractérisée par trois structures principales actives:

- (1) la faille inverse de Chott El Hammam qui limite le flanc SE de l'anticlinal de Boutaleb et qui est à vergence sud, faille qui a généré le séisme le plus important du bassin du Hodna,
- (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 de sources actuelles ou à de l'hydrothermalisme actif, responsable probablement de la 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. 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).

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

- 1- Sour El Ghozlane se caractérise par des reliefs plus au moins importants, tel que le Djebel Dirah, marquée par 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'aux limites orientales de la chaîne des Bibans, Le choc principal a duré entre 8 et 10s, provoqué la mort de 81 personnes et blessant des dizaines d'autres. La région a été également frappée par quatre autres séismes importants, le séisme de 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, le séisme du 15 Août 1931 ($M=5.2$ et $I_0=VIII$) localisé probablement sur le Djebel de Dirah, le séisme du 25 Décembre 1954 ($M=5.2$ et $I_0=VII$) et enfin celui du 30 Octobre 1975 ($M=5.4$ et $I_0=VI$).
- 2- Béni- Ilmane (Voir chapitre III), c'est une zone complexe caractérise la transition entre les monts du Hodna orientés NO-SE et la chaîne des Bibans orientée E-W. 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 cette de sismicité est constitué par les ré pliques de la séquence sismique qui a frappé la région en 2010. 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).

- 3- La région de Mansourah (site de Djebel Mansourah de 970 m d'altitude) marquée par l'occurrence d'un trois séismes importants; le premier, est le séisme historique du 08 Janvier 1887 de Ms (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 I0=VIII) qui a causé une perte d'au moins 9 vies et blessant 11 autres (Benouar, 1994). Le séisme du 24 Novembre 1973 (M=5.2 et I0=VII), est associé à une faille oblique avec deux plans du mécanisme au foyer (Hatzfeld) d'azimut 70° et 000° et de pendage 90 et 26 NE, respectivement sans oublier le séisme du 9 Février 1850, qui a touché la région de Zamora-Genzet, d'intensité maximale VII à Guenzet et de magnitude Ms =4.6.

C./ La Région de Batna

La région de Batna est constituée essentiellement des terrains néogènes de la plate-forme d'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 d'Ain Beida.

D'un point de vue tectonique, la région de Batna se situe sur l'intersection des deux grands linéaments tectoniques (Guemache, 2010). 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 (voir figure.IV.16 a et IV.16.b). 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.

D'un point de vue sismique, la région de Batna 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. Il s'agit du séisme historique de l'an 267 de Tazoult-Lambèse (Lambèse) qui est le séisme référence de cette zone, du séisme de N'Gaous du 02 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 (5.3). 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 (3.8) et suivi par deux importants événements le 10 Avril 2010 à 08h 38min avec M (4.7) et le 11 Avril 2011 à 09h 57min avec M (4.4).

Le premier événement qui a atteint l'intensité V (MSK) 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 (IV, MSK) à Lazrou, El-Madher, Chemmora et Boulhilet, (III, MSK) à Tazoult et

Sidi-Mancer, (II, MSK) à Oued-Taga. Le deuxième événement a été ressenti avec une intensité maximale (V, MSK) dans les localités d'El-Medher, Djerma et Boumia, où des fortes vibrations ainsi que des oscillations d'objets suspendus ont été observées. Ce séisme a été ressenti plus faiblement à Batna, Sidi-Mancer, Boulhilet, Ain-Yagout et Lazrou avec une intensité de (IV, MSK), à Tazoult, Ouled-Zouati et Souk-Naamane avec une intensité de (III, MSK), à Oued-Taga et Merouana avec (II, MSK).

Cependant, la distribution spatiale de ces événements montre un regroupement qui s'étendant sur environ 07 km de longueur et orienté NE-SW, présentant la même orientation que les structures tectoniques (plis, failles) de la région. Ce regroupement est localisé à 5 km nord du grand linéament de Sidi Ferdjani-El Kantra qui correspond à un décrochement sénestre orientée N55°E, qui s'étend sur environ 400 Km (Guemache, 2010). (Voir Figure.IV.9).

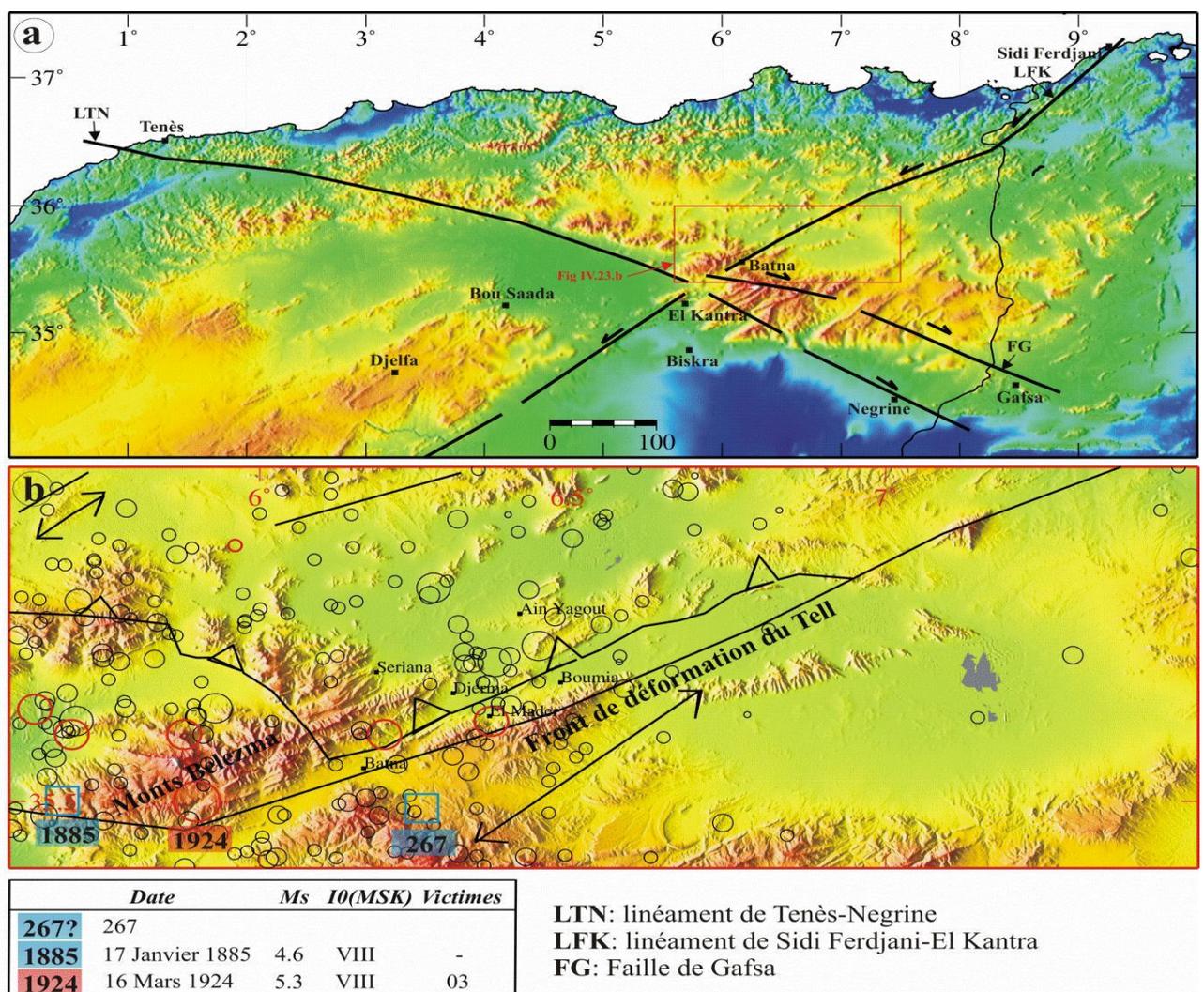


Figure IV.9 : (a) carte tectonique montre les principaux décrochements de la région de Batna. (b) carte sismotectonique de la région de Batna. (in Abbacha, 2015)

D. / L'Atlas intra Continental

L'Atlas intracontinental 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 Oued Nail qui font partie de l'Atlas saharien orientées NE-SO et de l'Aurès (massif d'Aurès et Aurès-Nemencha). 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).

La sismicité de cette zone est généralement localisée dans l'Aurès, massif d'Aurès et Aurès-N'ememcha, marquée par trois séismes de magnitude supérieure à 5, il s'agit du Séisme de Biskra du 16 novembre 1869, la secousse principale 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).

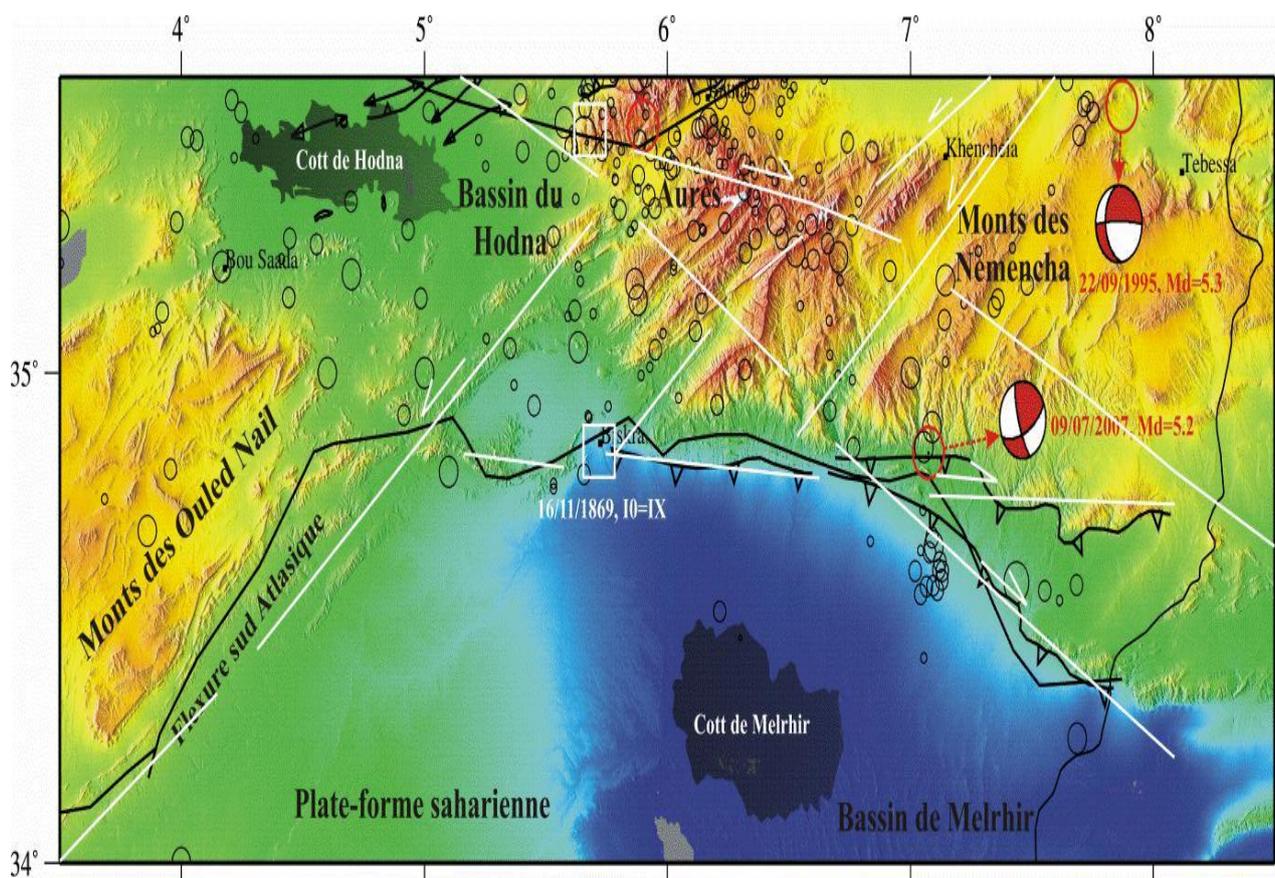


Figure IV.10 : Carte Sismotectonique de la zone Atlas-intra-continentale (in Abbacha 2015).

L'intensité maximale observée est (VIII, MSK), une intensité de (V, MSK) a été observée à Batna et (II, MSK) à Sétif, l'épicentre macrosismique a été ré-estimé à (34.84°N et 05.72°E) avec Ms (5.2).

Séisme de Tebessa du 22 Septembre 1995 est manifesté à 11h 20m, localisé à environ 5 km à l'Est d'un linéament tectonique de type décrochement senestre (Guemache, 2010). La structure tectonique qui a générée ce séisme concorde avec le plan d'azimut 64°, de pendage 62° et de glissement 165° du mécanisme au foyer présenté dans la Figure IV.10. Le 09 Juillet 2007 à 15h 58m, un autre séisme a frappé la région d'El Oued dans les monts de Nemencha plus précisément sur la flexure sud Atlasique, ce dernier a été localisé 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.10. on note, qu'à 5Km sud l'occurrence d'une crise sismique de mai 2000 avec 09 évènements, cette crise est débutera par un choc principal de magnitude 4.0 le 10 Mai 2010 est suivie par 07 évènements.

IV.2.4 La zone source du bassin de Constantine (Zone 5)

IV.2.4.1 Cadre sismotectonique

Le bassin de Constantine se situe à une altitude plus importante limitée de l'Est par le bassin de Guelma marquée 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 et qui correspond à un important accident orienté N100° à N110°, dite « faille Nord Constantinois, accident M'cid Aïcha-Debar » Coiffait (1992). Au sud, la zone est limitée par la région de Batna et par la faille E-O de Sigus et enfin, à l'ouest par la région de Sétif.

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

- La faille d'Ain Smara, reconnue active lors du séisme de Constantine du 72 Octobre 1985 (Bounif et al. 1987), qui s'étendent sur près de 30 km, alignée suivant une direction NE-SO, avec un caractère décrochant attesté par le mécanisme focal du séisme de Constantine de 1985 (Bounif et al. 1987). Dans cette zone de l'Atlas, la déformation active semble régie par un mouvement transcurrent dextre (in Harbi, 2001).
- La faille Nord constantinois (accident M'cid Aïcha-Debar) orientée E-W et s'étendent sur plus de 80 km. (Figure IV.11).
- La faille de Sigus acquiert progressivement une orientation NE-SW dans sa partie Ouest, suggérant ainsi la présence d'au moins deux segments. Les observations de terrain ont permis de voir des indices d'activité quaternaires qui sont visibles au niveau de l'oued Sigus à l'extrémité Est de la ville de Sigus (Ben Abbass, 2006). Des mesures tectonique prise sur cet accident montrent que la direction Est-Ouest et d'une longueur de près de 30 Km (Figure IV.11).

Dans le bassin constantinois est marqué par l'occurrence de trois séismes historiques de magnitude importante ; le séisme du 4 août 1908 de magnitude (5.2), le séisme du 6 août 1947 de magnitude (5.0) et celui 27 octobre 1985 de magnitude (6). Ces trois évènements sont liés à l'activité de la faille d'Ain Smara (Benouar, 1994), (Figure IV.11).

Le 27 octobre 1985 à 19h 34m 59.73s, s'est produit près de Constantine (36.46°N, 6.76°E), profondeur = 10 km, (M= 6). L'évènement 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, MSK) dépasse 130 km de rayon; et d'autre part, l'intensité maximale (VIII, MSK) 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 répertoriées dans trois zones différentes. Les plus importantes traces ont été suivies sur près de 3.8 km se juxtaposant généralement avec la trace en subsurface réelle de la faille de Ain-smara (Bounif et al. 1987). On peut considérer ces traces comme matérialisant le quatrième segment de la faille d'Ain Smara.

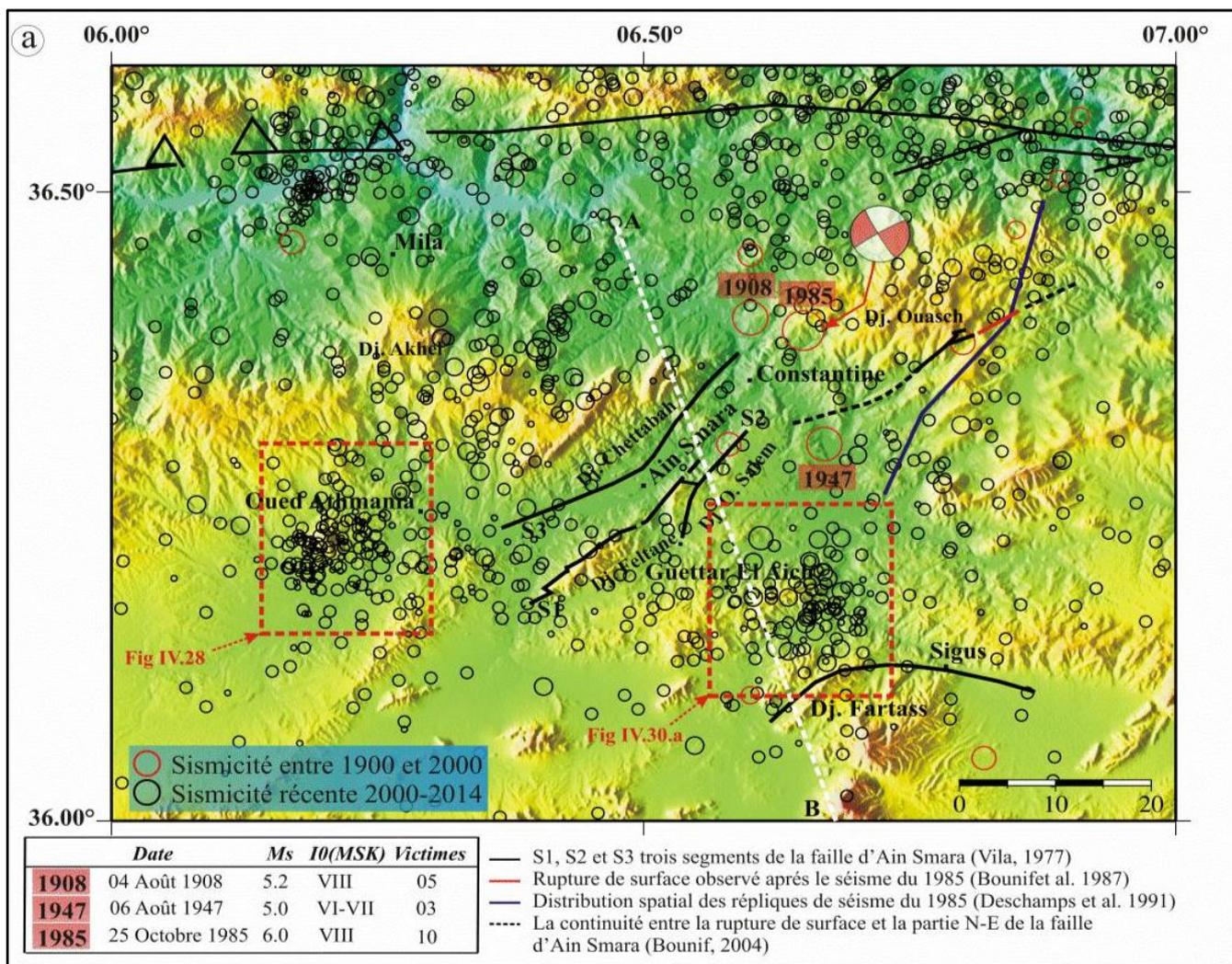


Figure IV.19 a : Carte sismotectonique du Bassins de Constantine (Abbacha 2015).

Les paramètres de source pour le choc principal sont estimés comme suit : pour le moment sismique a été calculé à 1.14×10^{24} dyne-cm; ($M_w=6.0$). Le mécanisme focal du choc principal obtenu par la modélisation des ondes P et SH ont montré une faille décrochante sénestre suivant une direction $N217^\circ$ et de plongement 84° vers le NW (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), 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) a abouti aux résultats suivants : (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 a 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.

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. 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. La sismicité de cette zone pourrait être donc considérée comme induite et de faible magnitude ($3.0 \leq M_d \leq 3.5$).

B.\ La région de Djebel Akhal (Bassin de Mila), la sismicité dans cette région est induite liée à la crise sismique qui a frappé la région pendant 34 jours du 30 Novembre 2007 au 02 Janvier 2008 (in Abbacha, 2015).

C.\ La région de Guettar El Aich, la sismicité de cette région est marquée par une majorité d'évènements sous le Djebel Tikbeb : sont probablement liés à la nappe tellienne (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. Djebel Tikbebest orienté NE-SW similaire aux massifs de la région à savoir ; Djebel Chattraba, Djebel Feltane, Djebel Ouled Selem et Djebel Borma, qualifié perpendiculaire à la direction générale de la convergence. La sismicité de cette région est probablement liée aux failles inverses orienté NE-SW liés à ces djebels ou à la structure conjugué de Guettar El Aich orientée NO-SE et de 10 km de longueur (Bounif, 1990).

D.\ La sismicité de la région nord de Constantine se focalise le long du front de nappes de direction Est-Ouest. 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) 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 (Paleaz et al, 2005), ce qui est expliquée probablement par la nature géologique et tectonique de cet accident.

IV.2.5 La zone source Offshore (Zone 4)

A./ La petite Kabylie

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 région et la région du bassin d'Annaba (Vila, 0980).

La sismicité de cette zone se focalise généralement le long de la limite entre les domaines externe et interne du noyau de Petite Kabylie. Dans la partie offshore, la sismicité est plus marquante, 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. 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 justifier par une observation très importante est la présence d'un escarpement marqué en pied de pente, de quelques dizaines voire quelques centaines de mètres de haut par endroits (Figure.IV.12), de 15 km à 30km de la côte, d'est en ouest, qui est retrouvé de part et d'autre des canyons au Nord-est de Djidjelli (in Domzig, 2006).

B./ La région de Skikda

La sismicité de cette région est orientée presque N-S dans sa partie continentale mais elle devient NNO-SSE dans la partie offshore. Elle est liée généralement aux structures actives constituant la limite entre les domaines internes et externes, le caractère induit est liée probablement à l'activité des sources thermales existantes dans la région. Au sud d'Azzaba (entre Roknia et Azzaba) on peut considérer que cette la sismicité est la continuité de la sismicité induite de Roknia, Au nord, la sismicité peut être générée par la faille de Djebel Safia qui est une faille quaternaire liée aux sources hydrothermales actives (Harbi et al. 2003). Dans la partie offshore on remarque que l'alignement de la sismicité est NNO-SSE de même direction que la faille de Djebel Safia (Figure.IV.13a), qui pourrait se prolonger en mer. Le premier événement de magnitude égale à 2.6 s'est produit le 06 Janvier 2000 et l'événement le plus fort s'est produit le 24 Novembre 2004 avec une magnitude de 3.2. La sismicité est focalisée autour de la faille de Djebel Safia est considérée induite liée aux sources hydrothermales actives (Figure.IV.13.b).

C. / Le Bassin d'Annaba

Le bassin d'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.12), la région semble pour l'instant aiséismique sauf à son extrémité occidentale où a été recensée la sismicité récente d'Azzaba, excepté cette activité sismique marquée par le séisme du 02 Décembre 1961 de magnitude ($M=5.5$) et d'intensité (VI, MSK) qui s'est produit dans le Golfe d'Annaba. Le système de failles au large d'Annaba déterminés à partir données bathymétriques et de sismique haute résolution (Campagne MARADJA 2) 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 être expliqué par l'absence de station sismologique dans la région pour la période historique.

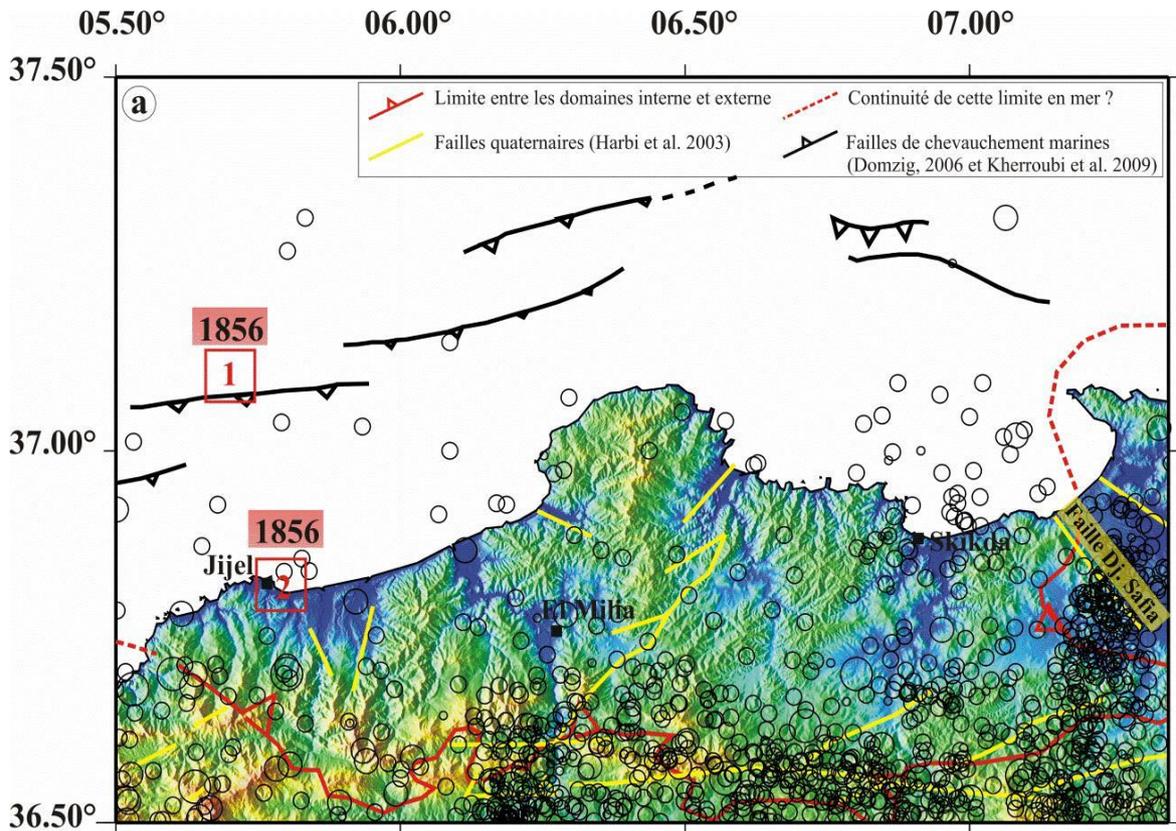


Figure IV.12 : Carte sismotectonique de la région de la petite Kabylie (in Abbacha 2015).

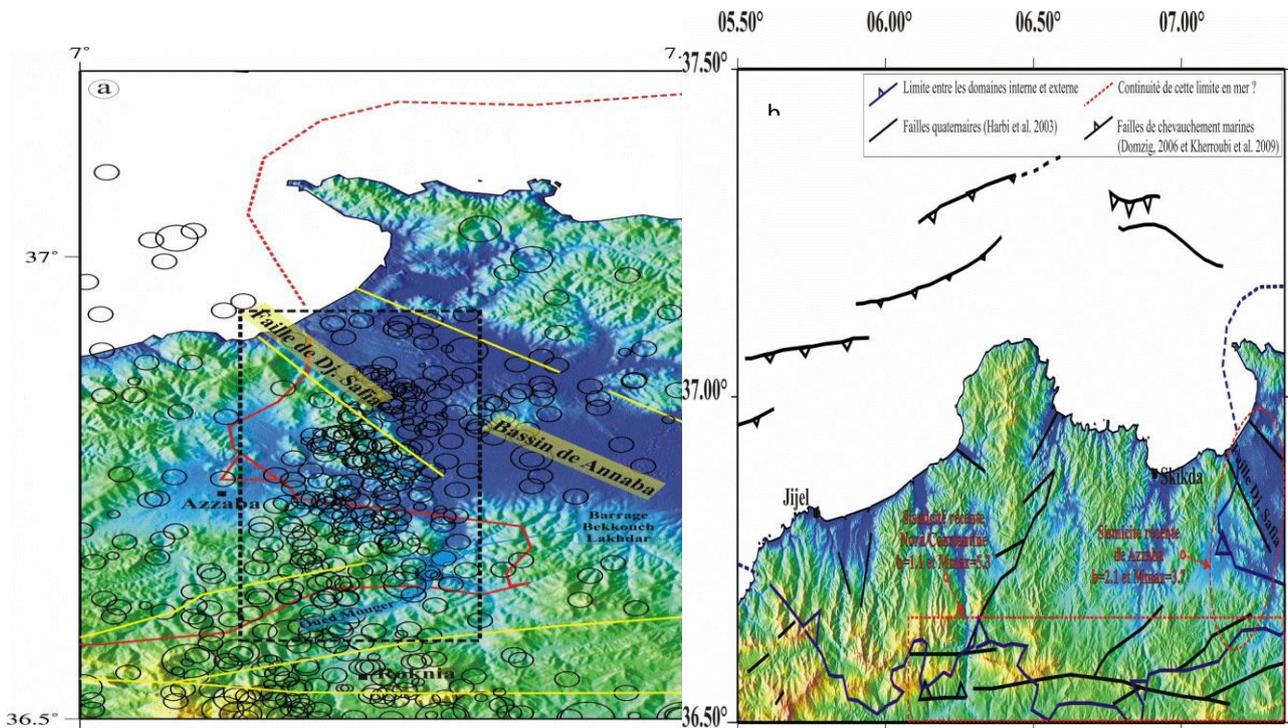


Figure IV.13 : a) Carte de la répartition de la sismicité de la zone offshore ; b) synthèse sismotectonique de la région d'étude (Abbacha. 2015).

IV.2.6 la Zone source du Bassin de Guelma (Zone 6)

IV.7.1 Cadre sismotectonique

Les études géologiques menées dans le bassin de Guelma montrent que c'est un bassin néogène coincé entre deux décrochements et limité à l'est et à l'ouest par une série de failles normales N-S à NNW-SSE (Meghraoui, 1988, Aoudia et al, 2000). Dans ce bassin, les failles de Bouchegouf et de Hammam N'Bailis affectent les dépôts quaternaires et sont reliées à des sources hydrothermales d'où leur activité durant cette période (Vila, 1980).

Le bassin de Guelma est une structure en « pull apart » adossé à un décrochement majeur est-ouest dextre (Meghraoui, 1988) (Figure IV.14). Il s'agit d'un bassin très actif, puisque de fréquents événements sismiques s'y produisent.

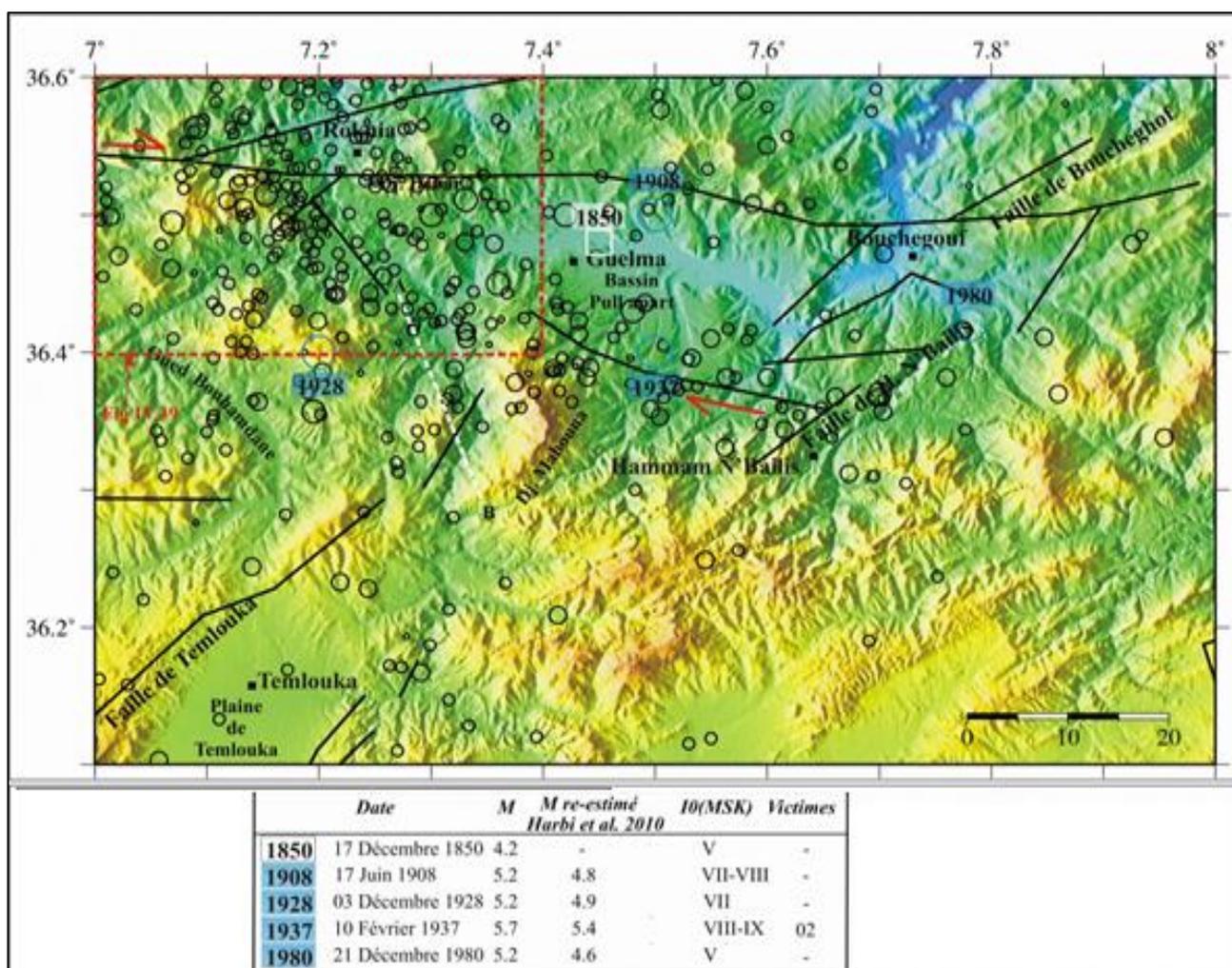


Figure IV.24 : Carte sismotectonique du Bassin de Guelma et ses environs (in Abbacha 2015).

L'activité sismique de la région se focalise au niveau des failles bordières du bassin (failles de Bouche gouf et celle de Hamam N'bailis), le plus important évènement sismique qui a marqué la région est celui du 11 février 1932 d'intensité maximale (VIII, MSK) et de magnitude (5.2). Il est considéré comme le plus fort ressenti et enregistré dans la région (Benouar, 1994). Deux autres séismes destructeurs d'intensité (VIII, MSK) et de magnitude (M=5.2) ont frappés la région le 17 Juin 1908 et 03 Décembre 1928 respectivement (Aoudia et al. 2000). On note aussi le séisme historique de magnitude (M= 4.2) qui a été frappé la région le 17 Décembre 1850.

La sismicité enregistrée récemment (depuis l'an 2000) dans cette région est généralement de faible magnitude ($3 \leq M_d \leq 4.8$), le plus important événement s'est produit le 10 septembre 2003 de magnitude 4.8. En 2009 ; une crise sismique de 49 événements a été mise en évidence, 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 événements ($M_{d \max}=4.0$, le 18 Avril 2010).

IV.2.7. La Zone source de la Grande Kabylie (Zone 3)

La région de la Kabylie, située dans les zones internes de la chaîne des Maghrébides, est connue pour sa diversité géologique ; elle est limitée au sud par les formations métamorphiques de Grande Kabylie qui forment trois grands ensembles : le massif de Beloua et Aissa Mimoun, le massif de Sidi Ali Bounab et le massif de grande Kabylie. Au Nord par les terrains sédimentaires constitués par le miocène inférieur, Oligomiocène marin suivi du Crétacé inférieur et Crétacé supérieur marin. A l'Est et au Nord-est, par les grès quartzitiques du Numidien, au centre, une vaste zone déprimée correspond au synclinal de Tizi-Ouzou où sont venus s'empiler les séries tendre de l'Eocène « post-nappe ».

La dorsale de Grande Kabylie est un segment de paléomarge téthysienne et sud kabyle déformée au Tertiaire par la collision alpine entre les cratons africain au sud et européen au nord. Les unités internes de cette chaîne sont regroupées sous le vocable de « dorsale interne » (Durand Delga, 1969). Elles sont à séries de couverture marine, mésocénozoïque, montrent leur liaison originelle avec le substratum antétriasique, l'aspect marquant la transgression téthysienne au Lias du sud vers le nord sur ces formations paléozoïques, Ces dernières recouvrent elles-mêmes des schistes métamorphiques en infrastructure. La dorsale interne est donc une zone privilégiée montrant une superposition et une histoire relativement complète où l'on reconnaît un vieux socle recouvert par des couvertures d'abord paléozoïque puis méso-cénozoïque.

D'un point de vue tectonique, le cristallin de Grande Kabylie est un massif interne des Maghrébines, est constitué par une pile tectonique insérée dans un édifice comprenant les nappes de flyschs créacés, les unités de la Dorsale calcaire, les formations oligocènes flyschoides et/ou molassique et les dépôts néogènes post-nappes (Saadali et al 1996).

D'un point de vue sismique, La Kabylie est considérée jusqu'à présent comme asismique montre, en fait, des déformations dans le Quaternaire associées aux failles de Drâa El Kremis-Oued Tamarir et de M'chidellah-Akbou (vallée de l'Oued Sahel-Soummam). L'analyse de ces déformations suggère que ces failles sont susceptibles de générer de très forts séismes dont les intervalles de récurrence seraient bien supérieurs à la période historique (Boudiaf, 1996).

IV. 3. Conclusion

La sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie [3.5° - 8.5° E et 34° - 32.5° N] pour la période allant du 1900 jusqu'à décembre 2015, est marquée par deux périodes : la première entre 1900 et 1999 caractérisée par un nombre peu élevé d'événements et par des magnitudes plus au moins importantes, tandis que, la deuxième période entre 2000-2015 est caractérisée par une augmentation considérable du nombre d'événements principalement du nombre de petits événements (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 sept 07 zones sismogènes à partir d'analyse sismologique et tectonique Figure.IV.15) :

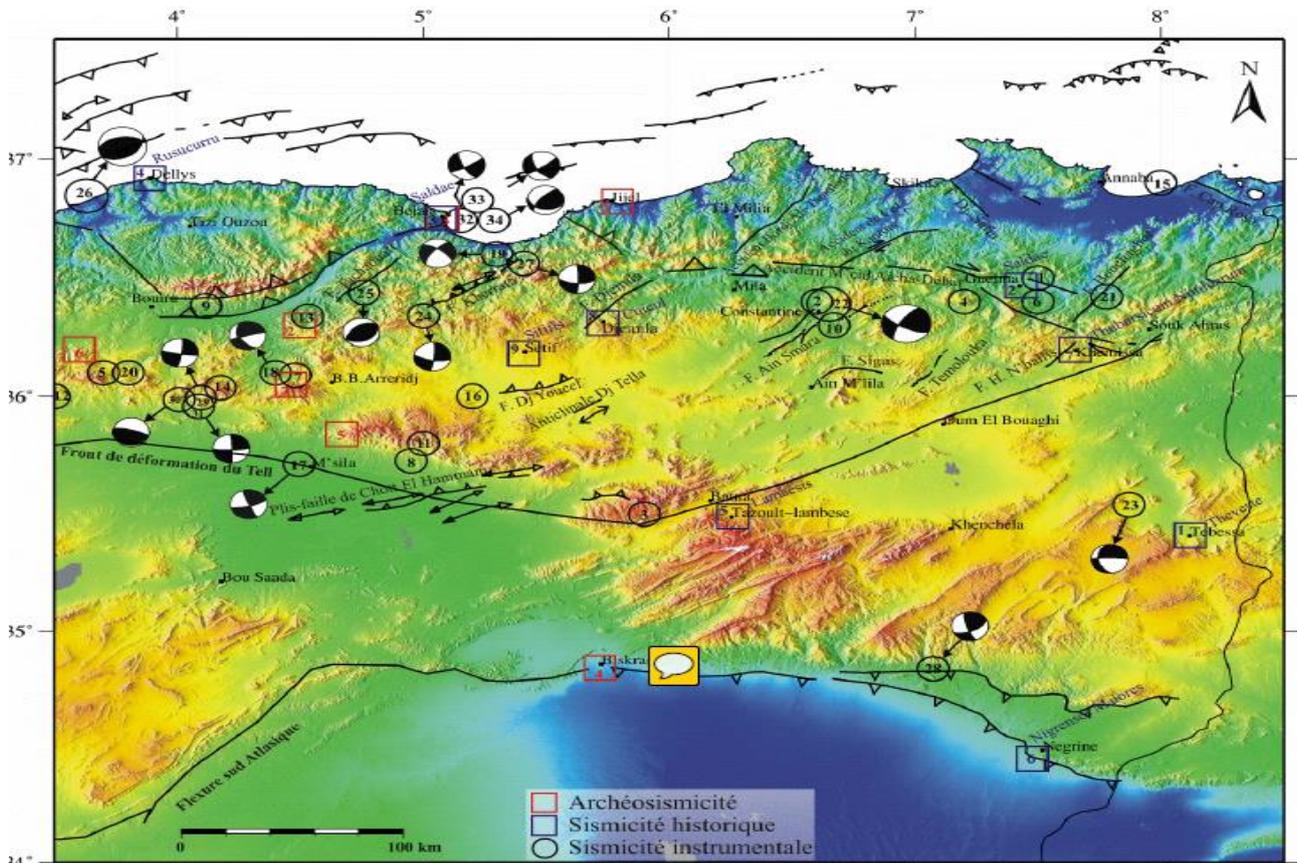


Figure.IV.15 : Carte de distribution des épicesentres des principaux séismes ($M \geq 5$) historiques et instrumentaux dans la partie Nord-est de L'Algérie. (In Abbacha, 2015)

- Les Babors où la sismicité est provoquée par la faille inverse NE-SO de Kherrata et la structure décrochante transversale NO-SE de Kherrata. Cette structure apparait très active (sismicité récente) au travers la séquence sismique de 2003.
- 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.
- Les Monts de Hodna et la chaîne des Bibans où plusieurs évènements historiques de magnitudes supérieurs 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 2000.
- La région Centre et Est du bassin Constantine-Mila, région où se situe la faille d'Ain Smara à l'origine du séisme (1985) récent le plus important de la région. Le long de l'accident M'cid Aïcha-Debar. La sismicité provoquée par cet accident est de faible magnitude sauf à son extrémité Est (Bassin de Guelma) où des séismes ($M > 5$) se sont produits.
- 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.

V.1. Alea Probabiliste et réglementation

A partir des années 2000, de nouveaux concepts apparaissent. Tandis qu'avant on se protégeait contre un séisme caractéristique de la zone, ce qui implicitement revenait à supposer que les mêmes tremblements de terre se reproduisent aux mêmes endroits, la nouvelle réglementation considère la probabilité qu'un mouvement du sol soit dépassé sur une période de vie d'un ouvrage. Ce sont ces nouveaux concepts qui ont été suivis pour la nouvelle réglementation pour une évaluation plus juste du mouvement sismique contre lequel se protéger. Elle permet également d'harmoniser les cartes d'aléa dans les différents pays et aux frontières. On obtient ainsi une carte réglementaire adaptée au niveau de sismicité du territoire. Le mouvement du sol contre lequel se protéger dépend ainsi de la région, mais aussi de la fonction du bâtiment à construire et d'une performance à atteindre (c'est la sauvegarde des vies humaines qui est l'objectif de la réglementation, c'est-à-dire le non effondrement de la structure, et la persistance de fonctionnement des ouvrages vitaux tels que les hôpitaux et les centres de secours qui doivent continuer à fonctionner), et enfin de la nature du sol (le mouvement au rocher sera différent du mouvement au sol). En parallèle à cette réglementation, des dispositifs spécifiques doivent exister localement pour tenir compte des conditions de site particulières: ce sont les Plans de Prévention du Risque Sismique qui consistent à définir les zones qui sont susceptibles d'amplifier le mouvement du sol, c'est-à-dire de présenter des effets de site une fois l'aléa défini, les principes de conceptions et les règles de dimensionnement sont applicables afin de rendre l'ouvrage le plus résistant possible. Pour cela, on utilise des fonctions appelées spectre de réponse, qui pour chaque ouvrage, caractérisé par ses caractéristiques propres (période de vibration et amortissement) nous donne l'accélération qu'il devra supporter. Aux ingénieurs de dimensionner l'ouvrage en conséquence.

V.2. Construction d'un catalogue de sismicité homogène en magnitude

V.2.1. Introduction

L'estimation du comportement sismique d'une zone source passe par l'étude du catalogue de sismicité regroupant les événements sismiques ayant eu lieu dans cette zone. Les séismes enregistrés par un réseau de stations sismologiques composent la partie instrumentale du catalogue. La précision de leur localisation et de l'estimation de leur magnitude dépend fortement de la localisation des stations par rapport au séisme, de leur densité au moment de l'enregistrement. Les séismes ayant eu lieu avant la mise en place de tels réseaux composent la partie historique du catalogue. Ils sont localisés à partir de l'intensité estimée par les dégâts occasionnés et reportés dans des comptes rendus. La réalisation d'études d'aléa nécessite un catalogue de sismicité le plus complet et le plus homogène possible. Idéalement il doit être constitué d'une seule et même mesure caractérisant les événements sismiques. Dans les faits ceci est impossible et il est toujours nécessaire de compiler les informations de différents catalogues qui couvrent des périodes de temps différentes, des gammes de magnitudes différentes ou une région différente.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la construction du catalogue homogène en magnitude de surface (M_s) [raison de l'indisponibilité des données de magnitudes de moment (M_w)] qui sera utilisé pour la suite de l'étude. L'objectif final de l'étude est de proposer différents

modèles d'occurrences de tremblement de terre qui puissent être injectés dans un calcul probabiliste de l'aléa sismique (dit PSHA : « Probabilistic Seismic Hazard Assessment »). Le modèle classiquement utilisé considère que l'occurrence des séismes suit un processus de Poisson. Ce processus d'intensité λ est un processus de comptage d'occurrences qui vérifie les conditions suivantes : (1) Les nombres d'occurrences dans des intervalles de temps disjoints sont indépendants les uns des autres, (2) la probabilité d'une occurrence dans un petit intervalle de temps est proportionnelle à la longueur de cet intervalle, le coefficient de proportionnalité étant λ . (3) La probabilité qu'il y ait plus d'une occurrence dans un petit intervalle de temps est négligeable.

Ces deux dernières conditions forment la propriété dite des « événements rares ». Afin de satisfaire ces conditions il est nécessaire de « déclusterer- filtrer » le catalogue, c'est-à-dire d'identifier les séismes principaux indépendants et de retirer les séismes considérés comme précurseurs ou répliques de ces séismes principaux. Dans Ce chapitre, on analyse les méthodes de « declustering » les plus couramment utilisées dans les études PSHA et quantifie l'impact de ces traitements sur l'estimation des propriétés statistiques de la sismicité ; détermination du temps de complétude qui caractérise, pour le catalogue, le moment à partir duquel il est complet pour une gamme de magnitudes donnée. Cette notion de complétude est primordiale lors de la réalisation d'études statistiques de la sismicité.

V.2.2. Les catalogues sismologique disponibles en Algérie

L'échelle nationale, le réseau de surveillance sismique est composé des 35 stations du réseau télémétré et des 45 stations digitales. Ce réseau couvre aujourd'hui la plus grande partie du nord du pays, là où se produit la plus grande activité. Ce réseau enregistre en contenu et localise avec une grande précision les événements sismiques ayant lieu dans le nord de l'Algérie.

La surveillance sismique du territoire a débuté en Algérie en 1910 lorsque fût installée la première station sismologique à Bouzaréah. D'autres stations furent installées telle que celle au sein de l'université d'Alger et qui fonctionna jusqu'en 1982. En 1935, une station fût installée à Oued el Fedda au niveau du barrage, en 1955, fût installée la station de Relizane. La quatrième station installée fût celle de Sétif en 1958.

Grâce à ces stations, des catalogues de sismicité furent édités. C'est ainsi qu'à partir de 1910 un bulletin mensuel était publié régulièrement par le bureau central Météorologique de France et cela jusqu'en 1919. A la suite de la création de l'IPG de Strasbourg, Hée publiait annuellement (de 1919 à 1949), dans les annales de l'institut de physique du globe de Strasbourg, des tableaux relatifs aux tremblements de terre ressentis ou enregistrés en Algérie. Rothé publia en 1950, un catalogue sous le titre « les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie ».

La sismicité en Algérie est reporté e dans différents catalogues (certain parmi ces catalogues sont disponibles en libre accès sur internet à savoir le l'ISC (International Seismological Centre), et ceux de USGS/NEIC (National Earthquake Information Center) ou CMT Harvard et de l'IGN). Ces catalogues sont constitués par différentes institutions à partir de leur propre fond documentaire. Ces catalogues possède une couverture spatiale et temporelle différente, une magnitude de coupure différente qui évolue dans le temps et souvent ne calculent pas les même type de magnitude (magnitude locale, de durée, de moment etc.). Afin d'étudier au mieux le comportement sismique du nord Algérien, il est nécessaire de définir quel catalogue est le mieux adapté à cette région. Le réseau sismologique, à l'état actuel, est reporté sur la carte figureV.1.

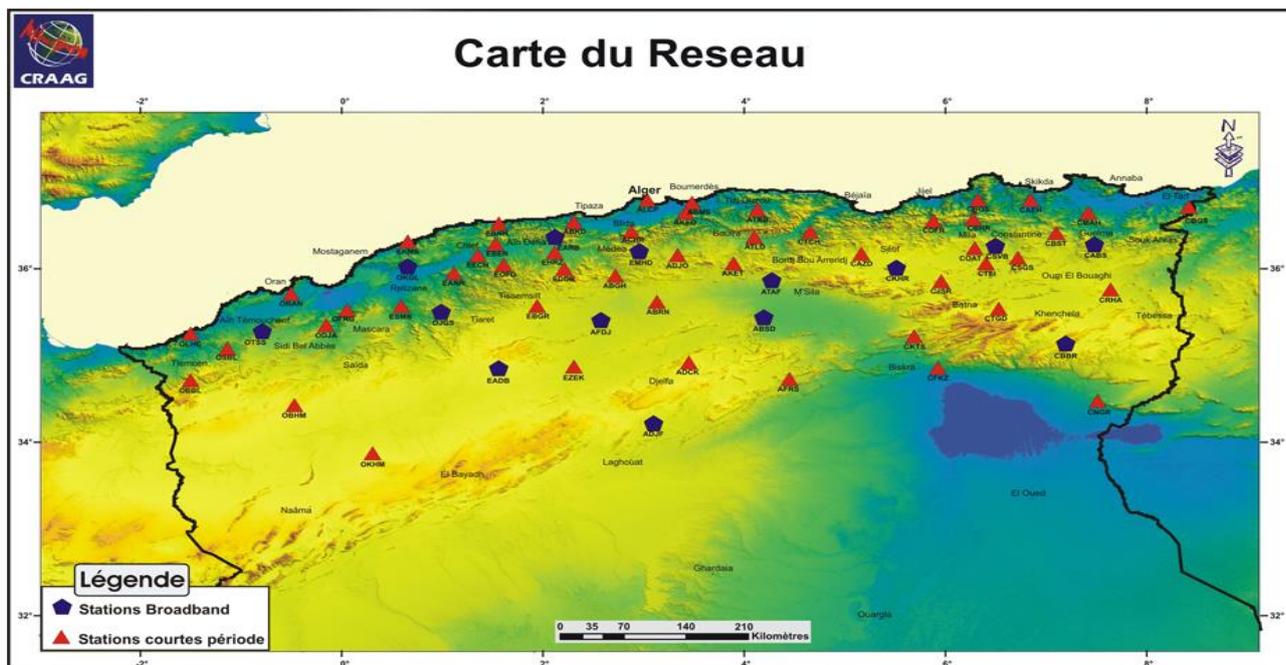


Figure.V.1 : Carte du réseau de surveillance sismique de l'Algérie (CRAAG)

V.2.3. Source de données sismique de l'Est Algérien

La sismicité de l'Algérie du Nord est connue depuis 1365, date de séisme qui frappé la ville d'Alger. Les nombreux travaux qui se sont intéressés à l'historique de la sismicité ont permis la réalisation de plusieurs catalogues, Rothé(1955), Roussel(1967), Benhallou (1985), Mokrane et al.(1994), Benouar (1994) et Boudiaf (1996) Harbi (2001, 2010). Ces catalogues montrent que la sismicité est concentrée dans la région nord du pays c'est à dire dans la bande comprise entre la région littorale et la région de la flexure sud atlasique, et des frontières marocaines jusqu'au frontières tunisiennes. D'autres parts, ces catalogues indiquent que plusieurs séismes importants se sont produits au cours de l'histoire Alger (1716), Oran (1790), Blida (1825), Tenès (1890).

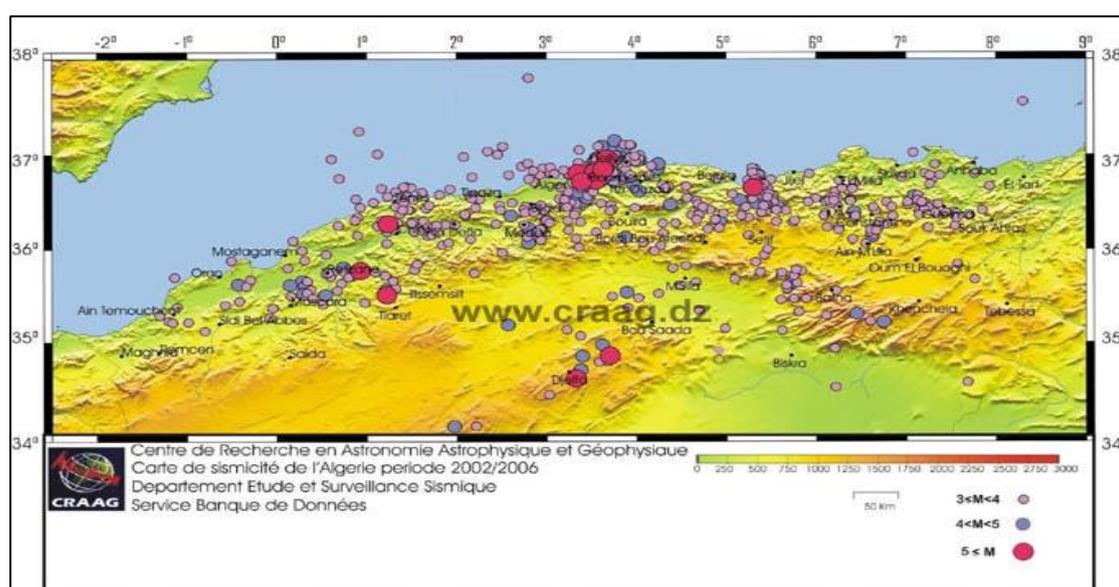


Figure.V.2 : Carte de sismicité de l'Algérie du Nord pour la période 2000/2006 (CRAAG)

V.2.4. Description de quelques catalogues

A.\ Catalogue de Mokrane et al (1994) : « Les séismes en Algérie de 1365 à 1992 », Publier en 1994,CRAAG. Le catalogue traite la sismicité de l'Algérie de 1365 jusqu'à 1992, en donnant comme informations : Date(l'année, le mois, le jour) ; (Heure : l'heure, la minute, la seconde), Localisation (latitude et longitude), La profondeur donnée en Km et les différentes types de magnitudes tels que : La magnitude Instrumentale (Mi), déterminée par différentes méthodes (magnitude de durée, magnitudes des ondes de volume ou celles des ondes de surface et magnitude locale).;La magnitude macrosismique (Mm.(MSK)).

Les imperfections de ce catalogue résident dans le fait que le type de magnitude instrumentale donnée n'est pas identifiée (Ms, mb, ou MI) et que l'on utilise (sans le spécifier) aussi bien l'échelle Rossi Forel, Mercalli2 que MSK pour l'estimation de l'intensité de chaque séisme étudié.

B.\ Catalogue de Benouar (1994)

Le catalogue est établi sur la base des sources des catalogues précédents à savoir ; les données ISC, le catalogue de Mezcua et Martinez (1983) et celui de Karnik (1988). Le catalogue couvre toute la région du Maghreb, et qui s'étend de 1900 à 1990. Une magnitude des ondes de surface Ms y est systématiquement estimée pour 2059 séismes³ sur les 7724 listés, déduite de formules empiriques ou sur la base de l'amplitude du signal selon la disponibilité de l'enregistrement. De plus, l'auteur y spécifie le type de localisation, macrosismique ou instrumentale et s'il s'agit d'une réplique, d'un précurseur ou d'un événement principal.

C.\ Catalogue de Harbi (2010)

Le catalogue traite la sismicité du Nord-Est Algérien compris entre [4°E -9°E, 33°N-38°N], fournit la sismicité de cette zone de 1850 à 2010, et donne comme informations :Date (l'année, le mois, le jour) , Heure (l'heure, la minute, la seconde (si c'est disponible)), la localisation (latitude et longitude (instrumentale si c'est disponible sinon macrosismique)) ; La profondeur donnée en Km et les différentes valeurs de magnitude (si c'est disponible) : Ms, mb (magnitude des ondes de volume), M, MI (magnitude locale).Dans le catalogue de Harbi (2010) les magnitudes des ondes de surface **Ms** sont déterminées à partir des relations empiriques de Benouar et d'autres.

D.\ Catalogue Yelles et al (2002) : Publier sous le titre « les séismes en Algérie de 1992-2002 »par le CRAAG, il fournit les informations sur la date (l'année, le mois, le jour), Heure (l'heure, la minute et la seconde), Localisation instrumentale et localisation macrosismique si c'est disponible et la magnitude locale (MI) tandis que la magnitude (mb), est fournie par l'IGN elle n'est pas toujours reportée. Le catalogue fournit aussi des informations sur l'intensité (MM), la profondeur en km et la référence, l'intensité (MM).

V.3. Homogénéisation du catalogue de la Partie Nord Est de l'Algérie

Un critère important dans une étude probabiliste est l'homogénéité du catalogue de sismicité utilisé. Dans ce but, quelques tests ont été effectués afin de déterminer le catalogue de données le plus complet sur la zone étudiée. Il ressort de ces tests préliminaires qu'il s'agit du catalogue compilé par le CRAAG. (2006), Harbi et al (2010) et l'ISC (International Seismological Centre), qui fournit beaucoup plus d'événements, notamment de petits séismes, ainsi que les catalogues USGS/NEIC (National Earthquake Information Center) ou CMT Harvard.

Homogénéiser les données sismiques c'est-à-dire, donnant un seul type de paramètre (magnitude ou intensité) de la même échelle et convertir ceux qui n'y correspondaient pas. On a choisi d'utiliser

la magnitude des ondes de surface M_s . Ce choix est dû à son utilisation par tous les organismes internationaux. Le catalogues utilisés, dans un seul document, l'objectif de la première tâche est la complétude des espaces vides de :

- **Localisation** : on cherche surtout la localisation instrumentale en comparant cette dernière avec la localisation macrosismique qu'est donnée par fois dans le catalogue de Harbi, (2010) dans la colonne des observations;
- **Les magnitudes** : le maximum de type de magnitude pour la conversion surtout s'il y a une relation reliant ce type avec M_s ;
- **L'intensité** : on cherche surtout dans l'échelle MSK pour calculer de M_s ;
- **La profondeur.**

V.3.1. Modèles mathématiques utilisés pour l'estimation de la magnitude

La magnitude de surface est définie à partir de l'amplitude du sol provoquée par les ondes de surface avec une période de 17-23s à une distance épacentrale de 15-130° (Guetenberg, 1945, Scordilis, 2000). Différentes étude tentent de définir des lois de conversions de M_b en M_s ou M_l en M_s etc...

V.3.1.1 Estimation semi empirique de la magnitude

Le modèle mathématique communément utilisé pour corrélér les différentes échelles de magnitude a été proposé par Ambraseys (1990). Il est donné par la forme Linéaire suivante :

$$M_1 = a + bM_2 + \sigma P(V.1)$$

Où

- a et b : deux paramètres de la régression linéaire ; M_1 et M_2 : les deux échelles de magnitude à corrélér ; σ est l'écart type ; P prend la valeur 0 pour 50% des valeurs, et 1 pour 84% des valeurs.

V.3.2 Relations empirique entre la Magnitude et l'intensité épacentrale

Il est possible d'estimer la magnitude à partir des données historiques. La relation entre la magnitude et l'intensité est traité dans plusieurs travaux (Gutenberg et Richter 1956b, Karnik 1969, Ambraseys et Melville en 1982) pour différentes régions dans le monde.

Pour obtenir une relation linéaire entre la magnitude et l'intensité, les chercheurs utilisent la forme linéaire suivante.

$$M = a + bI_0 + \sigma P(V.2 a)$$

Ou sous la forme quadratique selon la formule suivante :

$$M = a + bI_0 + c.I_0 + \sigma P \quad (V.2 b)$$

Où

Où : a, b et c sont des paramètres d'ajustement, I_0 est l'intensité épacentrale et M est la magnitude. Dans les deux cas σ est l'écart type, P prend la valeur 0 pour 50% des valeurs, et 1 pour 84% des valeurs.

V.3.3 Relations entre la Magnitude de volume mb et la Magnitude de surface :

L'expression linéaire donnée par Casado (2000), pour corrélérer les magnitudes Ms et mb pour la région Ibéro-Maghrébine est comme suit :

$$M_s = -3.44 + 1.65 \cdot mb + 0.40 \cdot P \quad (V.3)$$

Ou : P prend la valeur 0 pour 50% des valeurs, et 1 pour 84% des valeurs.

Tandis que la forme linéaire proposé par Benouar (1993) pour la région du Maghreb à partir de 193 paires (mb, Ms), donnée sous la forme :

$$M_s = 0.47 + 0.86mb \quad (V.4)$$

Avec un écart type de la régression est égale à $\sigma=0.48$.

Harbi (2003) a établi une relation empirique entre la magnitude de surface (Ms) et celle du volume (mb) pour la région Nord-est Algérien, donné sous la forme :

$$M_s = 0.46 + 0.87mb \quad (V.5)$$

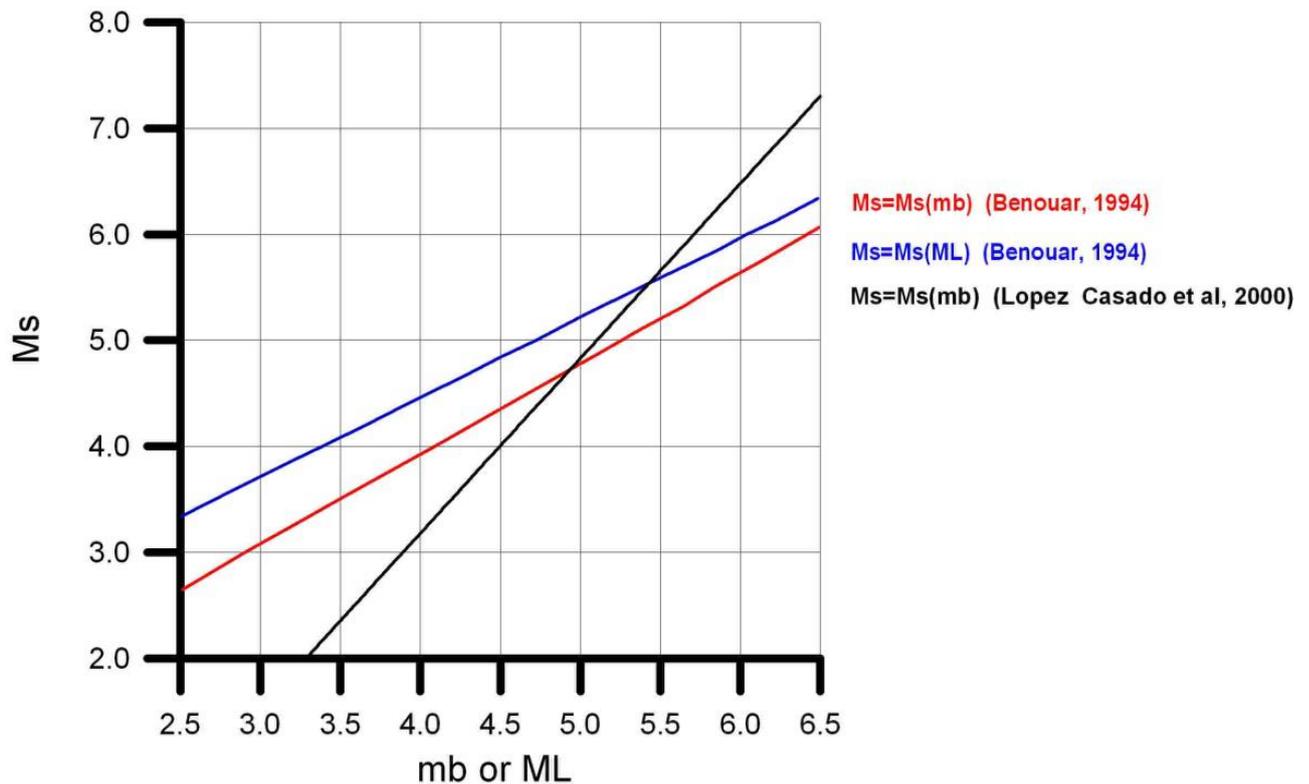


Figure V.3: Comparaison entre les relations empirique pour l'homogénéisation des magnitudes mb et Ms. (Lopez Casado, 2000)

V.3.4 Relation entre la magnitude de surface (Ms) et l'intensité (I₀)

La relation empirique entre l'intensité épiscopentrale et la magnitude établi par Casado (2000) pour la partie Ibéro-Maghrébine est donnée sous l'expression suivante :

$$M_s = 1.52 + 0.005 \cdot I_0^2 + 0.70 \cdot P \quad (V.6)$$

Ou : $\sigma = 0.70$ est l'écart-type.

Cette formule est valable pour un intervalle d'intensité compris entre II et X, et une magnitude inclut dans l'intervalle [1.6, 7.0].

Alors que, Benouar (2003), propose une relation linéaire entre M_s et I_0 sous la forme suivante :

$$M_s = 1.37 + 0.47I_0 \quad (V.7)$$

L'écart-type de la régression égale $\sigma=0.5$.

Harbi (2001) proposa une relation empirique entre M_s et I_0 pour le nord-est algérien à partir de 28 paires (I_0 , M_s), sous la forme :

$$M_s = 0.24 I_0 + 3.21 \quad (V.8)$$

262 paires de (I_0 , M_s) ont été utilisées.

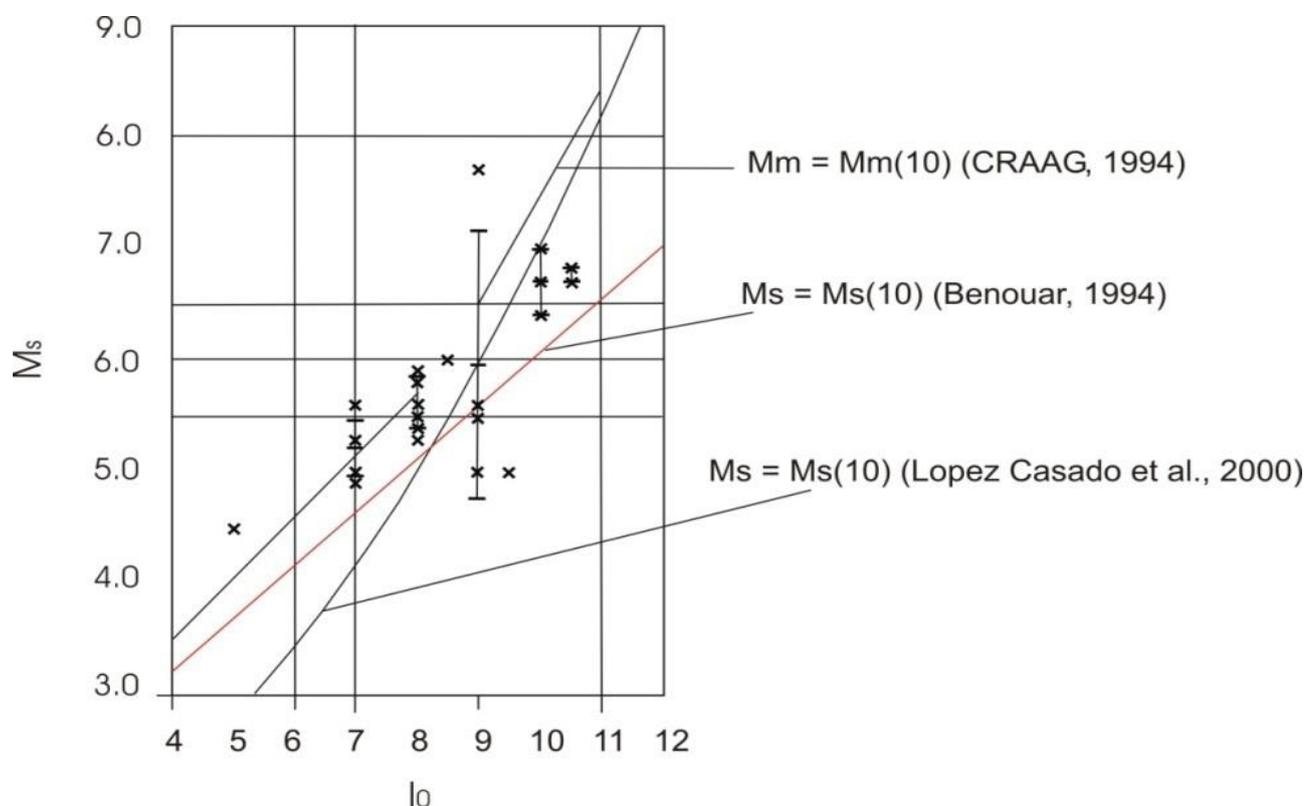


Figure.V.4 : Comparaison entre les relations empiriques pour l'homogénéisation des magnitudes (Palaez, et al 2005).

V.3.5 Relation entre la magnitude locale (MI) et la magnitude de surface (Ms).

Ambraseyse (1985) proposa une relation liant la magnitude de surface (M_s) à la magnitude locale (M_l) pour des séismes de magnitude comprise entre [1.7-5.7]

$$M_s = 0.09 + 0.93M_l \quad (V.9)$$

L'écart- types de la régression σ égale à 0.3.

Tandis que Benouar (1994) a établi la relation liant M_l et M_s :

$$M_s = 1.40 + 0.76M_l \text{ (V.10)}$$

Dans cette étude nous avons tenté l'élaborer une relation reliant M_s à M_l avec le catalogue compilé, cette relation est donnée comme suit :

$$M_s = 0.79 + 0.71M_l \text{ (V.11)}$$

L'écart-type de la régression σ égale à 0.212

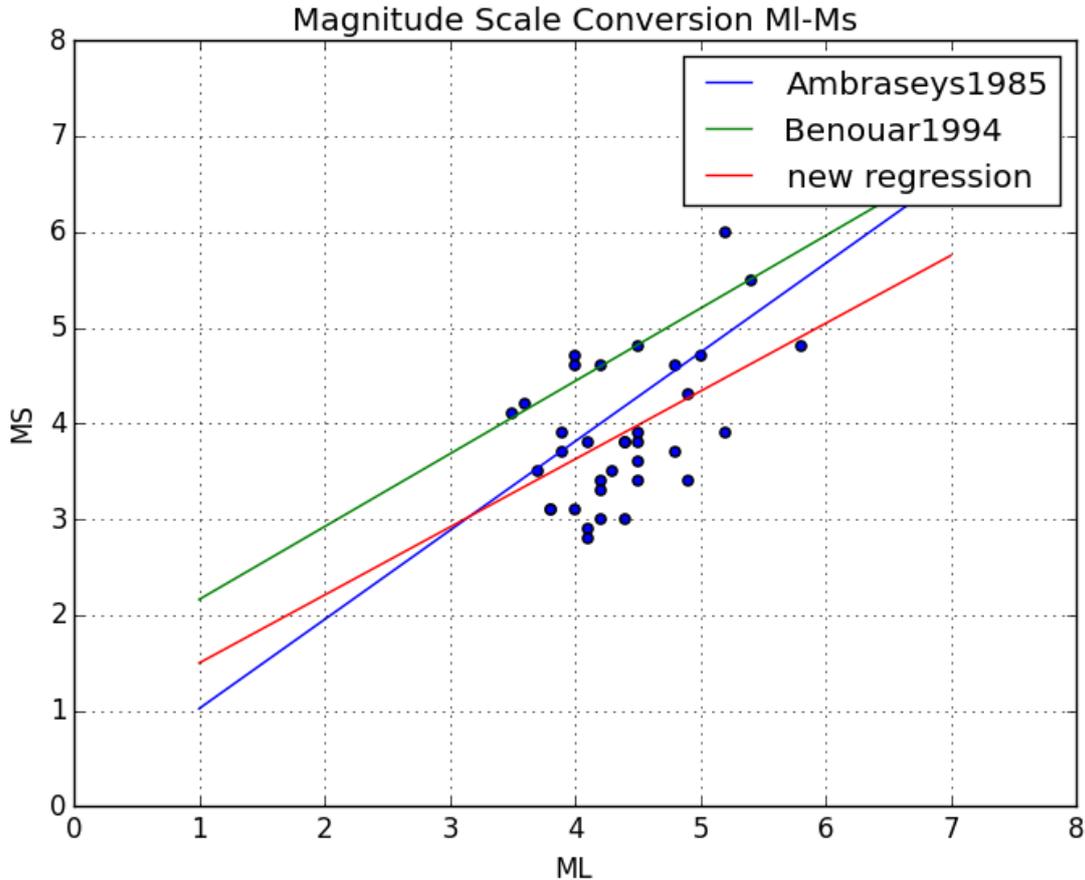


Figure V.5 : Comparaison entre les relations empiriques pour l'homogénéisation des magnitudes.

V.4. Etude du Déclustering du catalogue (Filtrage du Catalogue)

Le modèle de probabilité principalement utilisé dans les calculs de l'aléa sismique est basé sur une hypothèse poissonnienne et stationnaire de la sismicité dans le temps. Afin que le catalogue de sismicité respecte cette hypothèse, il est nécessaire de « décluster » le catalogue pour supprimer toutes les répliques ou précurseurs pouvant s'y trouver et n'avoir plus que des événements indépendants les uns des autres. Afin de déterminer quel événement est une réplique, on se focalise sur des paramètres spatiaux et temporels. Un événement B sera considéré comme réplique d'un événement A s'il se produit à un endroit et une date directement liés à la localisation, au temps origine et à la magnitude de A. Il existe de nombreux algorithmes développés pour réaliser ce traitement. Parmi eux, ceux de Gardner et Knoppof (1974) utilisant la méthode par fenêtre et

Reasenberg (1985) utilisant la méthode par (cluster) sont les plus courants, essentiellement à cause de la simplicité de leur mise en œuvre. Ces différents modèles sont construits sur des principes différents pouvant fournir des résultats assez différents. Pour cette étude nous paramétrons uniquement les deux principales méthodes et nous analysons les résultats obtenus pour déterminer les impacts sur l'estimation des propriétés statistiques du catalogue de sismicité au niveau du rift de Corinthe et de ses alentours.

V.4.1 Méthode par fenêtrage :

V.4.1.1 Principe de la méthode

La méthode par fenêtrage (Gardner et Knopoff, 1974) identifie un événement comme une réplique ou un précurseur s'il a lieu dans une fenêtre de temps et de distance définie à partir de la magnitude du séisme principal (Figure. V.6). Le séisme principal est défini comme étant le séisme ayant la magnitude la plus élevée dans la fenêtre spatio-temporelle considérée. Au cas où un séisme B de magnitude plus élevée est capté dans le fenêtrage initial déterminé à partir de la magnitude d'un séisme A, le fenêtrage sera réinitialisé en prenant B comme référence et A sera considéré comme un précurseur.

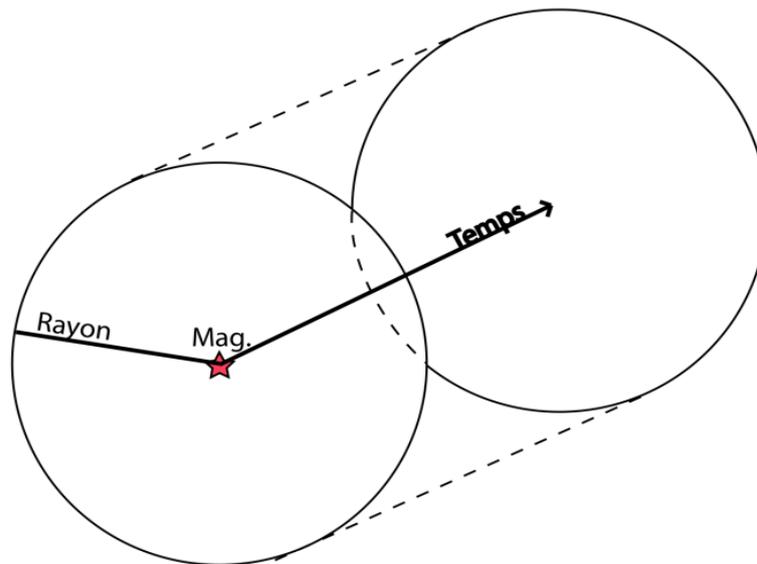


Figure. V.6: Schéma du principe de l'identification des répliques et précurseurs par un fenêtrage spatial et temporel (Gardner et Knopoff, 1974) dont l'extension est déterminée à partir de la magnitude du séisme possédant la magnitude la plus forte.

Cette méthode est issue de l'observation de la distribution des répliques d'une série de chocs principaux localisés en Californie du sud pour la période 1934-1957 et intégrant des magnitudes 3 et plus. L'étude statistique réalisée sur ce catalogue montre que la distribution de la sismicité ne correspond pas à une distribution de Poisson et qu'une connexion pourrait exister entre deux événements successifs (Knopoff 1964). A partir des conclusions obtenues sur ce catalogue, Gardner et Knopoff (1974) développent des relations définissant les fenêtres spatiales (paramètre de distance : d) et temporelle (paramètre de temps : t) d'un séisme à partir de sa magnitude (eq.V.12 et eq.V.13) afin de le séparer des répliques qui lui sont associées :

$$d = 10^{0.1238M+0.983} \quad (V.12)$$

$$\begin{cases} t = 10^{0.032M+2.7389} & M \geq 6.5 \\ t = 10^{0.5409M-0.547} & M \leq 6.5 \end{cases} \quad (V.13)$$

Un second fenêtrage spatio-temporel à partir de la magnitude est proposé par Uhrhammer (1986) pour la sismicité enregistrée en Californie (eq.V.14 et eq.V.15)

$$d = e^{-1.024+0.804M} \quad (V.14)$$

$$t = 10^{-2.87+1.235M} \quad (V.15)$$

A l'inverse des deux relations précédentes basées sur la sismicité en Californie, Grünthal développe un fenêtrage à partir ducatalogue de la sismicité d'Europe centrale et de ses incertitudes (eq.V.16,Burkhard et Grünthal 2009) :

$$dT(M) = \begin{cases} \exp(-3.95 + \sqrt{0.62 + 17.31M}) & M < 6.6 \\ \exp(-6.44 + 0.055M) & M \geq 6.6 \end{cases} \quad (V.16)$$

$$dR(M) = \exp(1.77 + \sqrt{0.037 + 1.02M}) \quad (V.17)$$

V.4.2 Comparaison des Méthodes par fenêtrage

Les fenêtrages spatiaux et temporels décrits par ces 3 relations sont comparés selon l'évolution de la magnitude (Figure. V.7). Les fenêtrages obtenus à partir des relations de Gardner et Knopoff et de Grünthal présentent de fortes similitudes au niveau de la définition spatiale, mais aussi temporelle. Les fenêtrages établis sur la base de la méthode d'Uhrhammer se démarquent fortement des deux précédents.

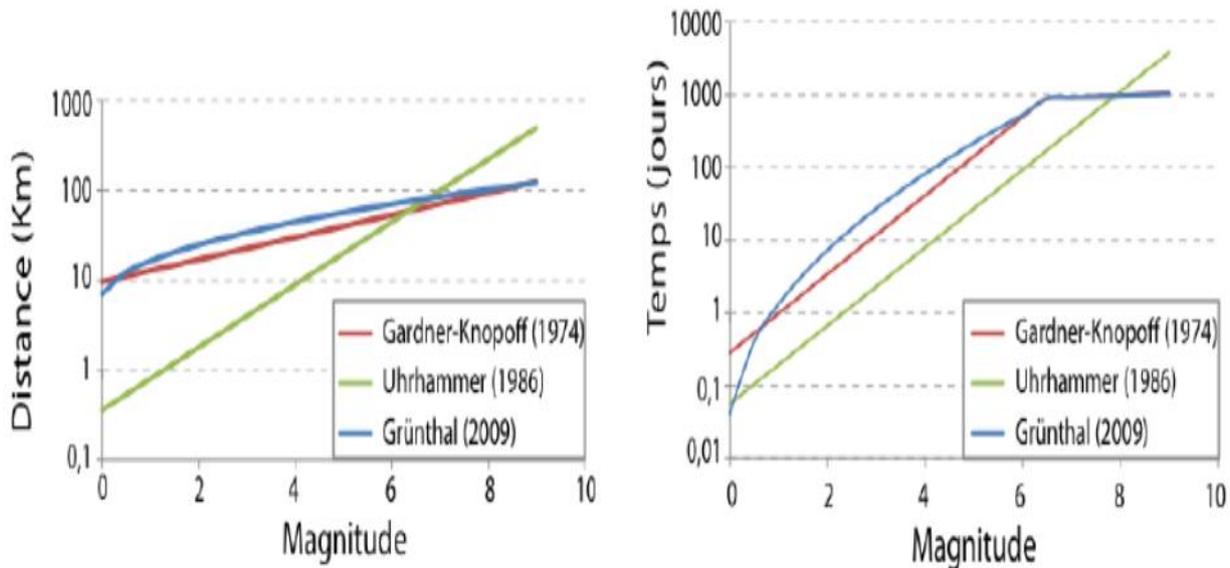


Figure.V.7 : Fenêtrage spatial (gauche) et temporel (droite) en fonction de la magnitude à partir des relations de Gardner et Knopoff (1974) en rouge, Uhrhammer (1986) en vert et Grünthal (2009) en bleu (K.Vanneste et al .2009).

Les relations de Gardner-Knopoff et Grünthal étant très proches, il est donc décidé de n'en utiliser qu'une seule pour l'analyse du catalogue de la partie Nord-est de l'Algérie. Dans le but de comparer les résultats des trois relations, nous choisissons de considérer les trois méthodes. Les relations développées par Gardner-Knopoff seront également prises en compte.

Ces différents algorithmes ont été appliqués au catalogue de sismicité à l'aide d'un programme Python développé à l'observatoire Royale de Belgique (ORB) dans la section sismologie par Kris Vanneste en 2009.

Les trois autres méthodes utilisent des fenêtres spatiales et temporelles prédéfinies. La taille « spatiale » de ces fenêtres est liée au temps par une fonction prédéfinie. Tous les séismes situés à l'intérieur d'une fenêtre spatiale pour un événement donné et dans une fenêtre temporelle dépendante de la fenêtre spatiale sont considérés comme appartenant au même 'cluster' et seul l'événement principal est alors conservé. Les relations entre les fenêtres spatiales et temporelles ont été définies par défaut pour des catalogues de séismes californiens (Gardner et Knopoff) et européens (Grünthal et Uhrhammer). On obtient des résultats assez variables selon les algorithmes utilisés : avec l'algorithme de Gardner et Knopoff, 1586 données sont conservées sur 2445 ; avec l'algorithme de Grünthal, 994 données sont conservées sur 2445 ; avec l'algorithme d'Uhrhammer, 2212 données sont conservées sur 2445.

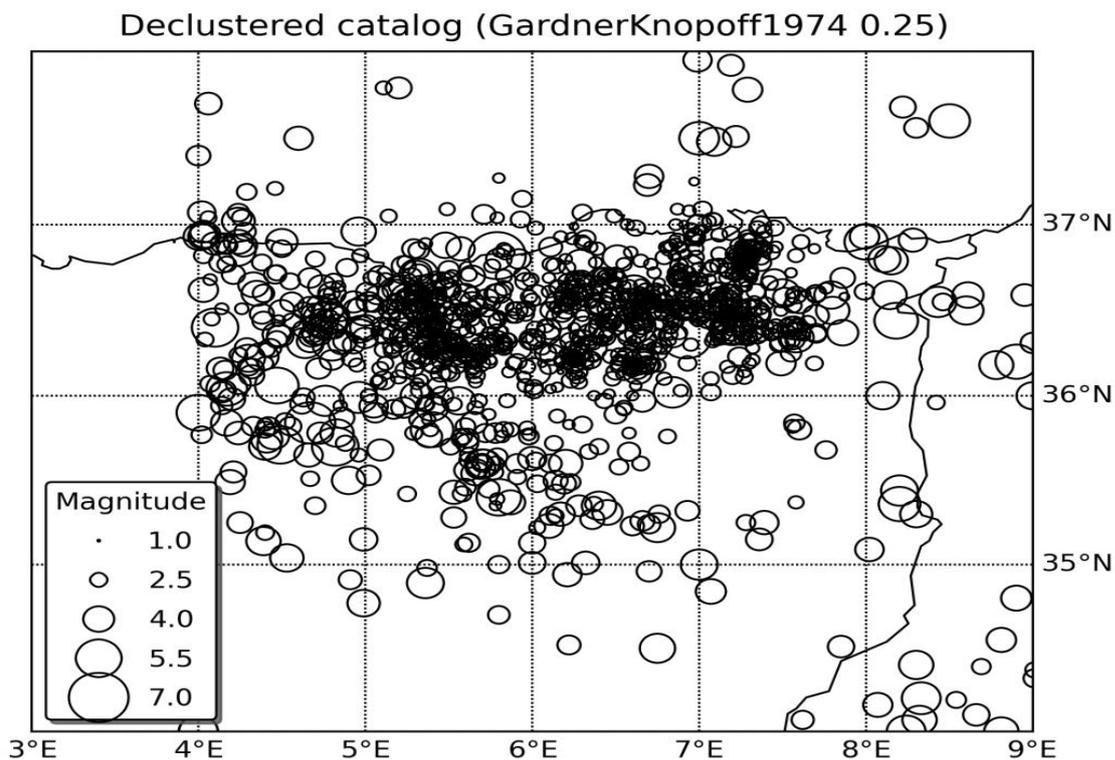


Figure.V.8. Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gardner-Knopoff 1974; F/a rapport de 0.25, 1586 événements conservés de 2445)

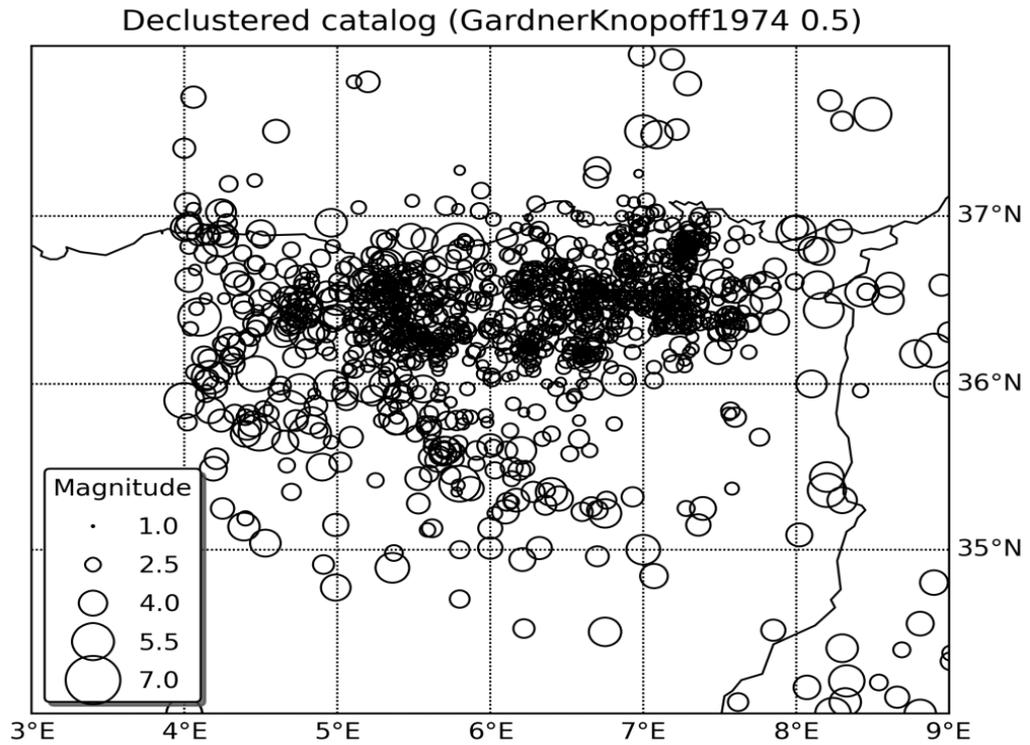


Figure.V.9. Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gardner-Knopoff 1974; F/a rapport de 0,5, 1467 événements conservés de 2445)

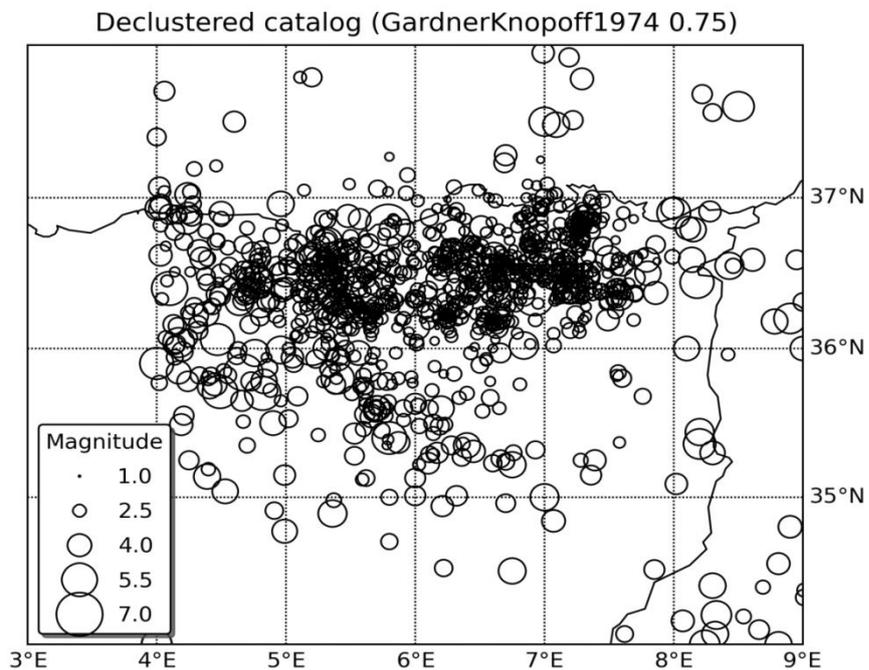


Figure.V.10. Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gardner-Knopoff 1974; F/a rapport de 0.75, 1467 événements conservés de 2445).

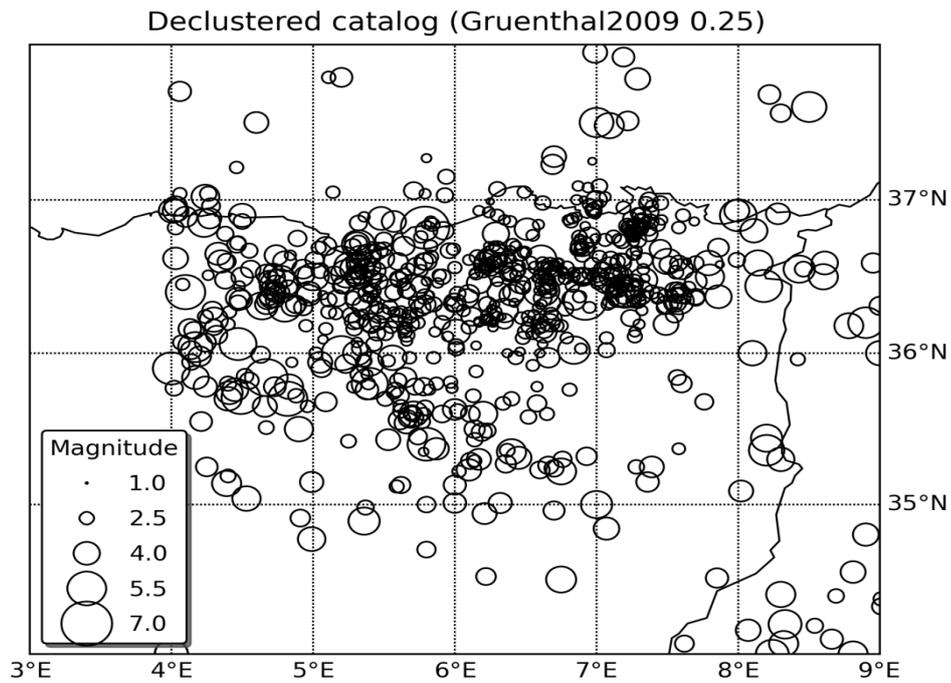


Figure.V.11. Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gruenthal 2009; F/a rapport de 0,25, 994 événements conservées de 2445).

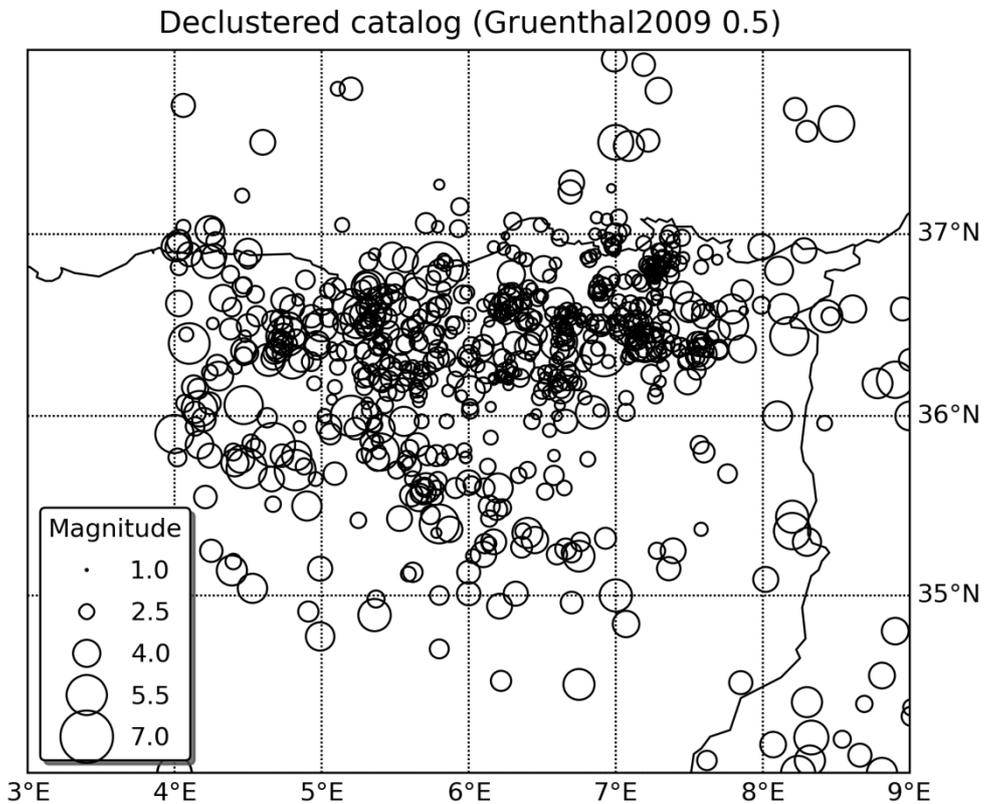


Figure.V.12. Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gruenthal 2009; F/a rapport de 0,5, 935 événements conservées de 2445).

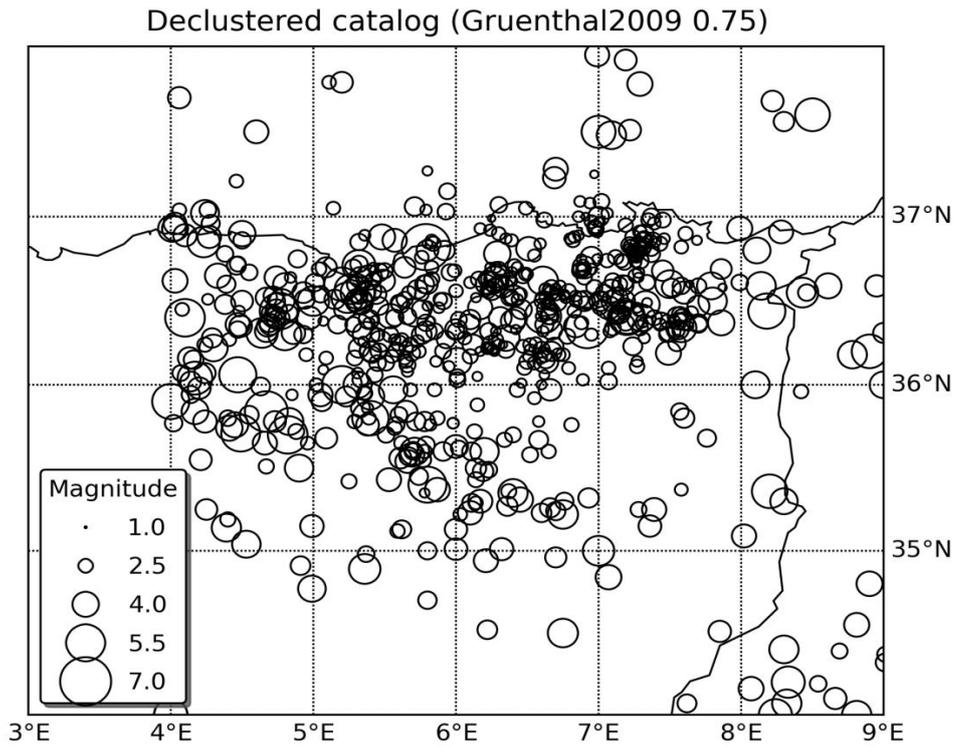


Figure.V.13. Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Gruenthal 2009; F/a rapport de 0,75, 864 événements conservées de 2445).

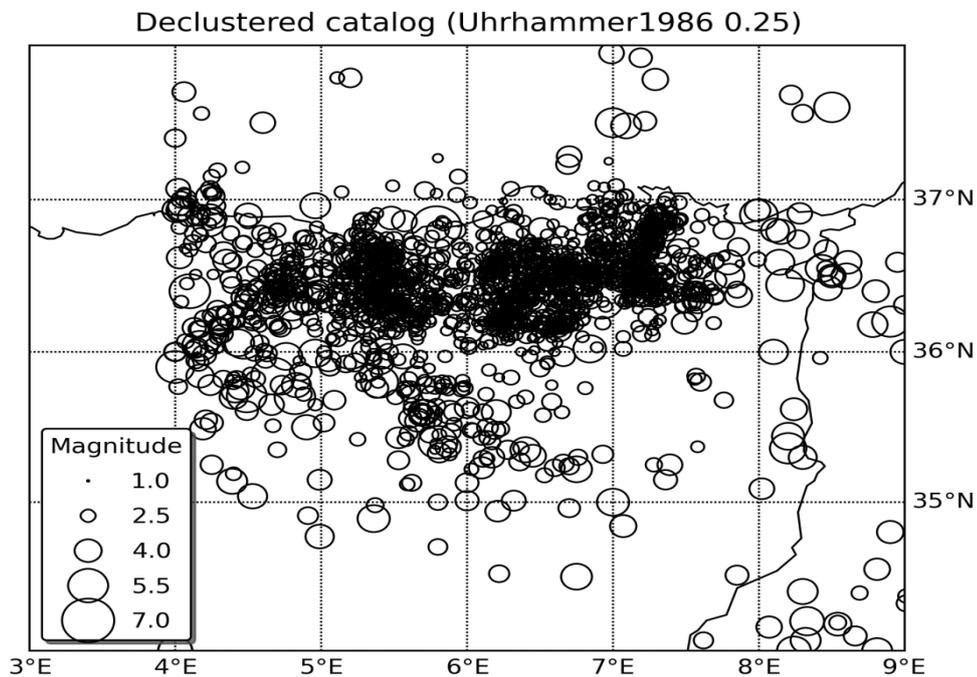


Figure.V.14 Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Uhrhammer 1986; F/a rapport de 0,25, 2212 événements conservées de 2445).

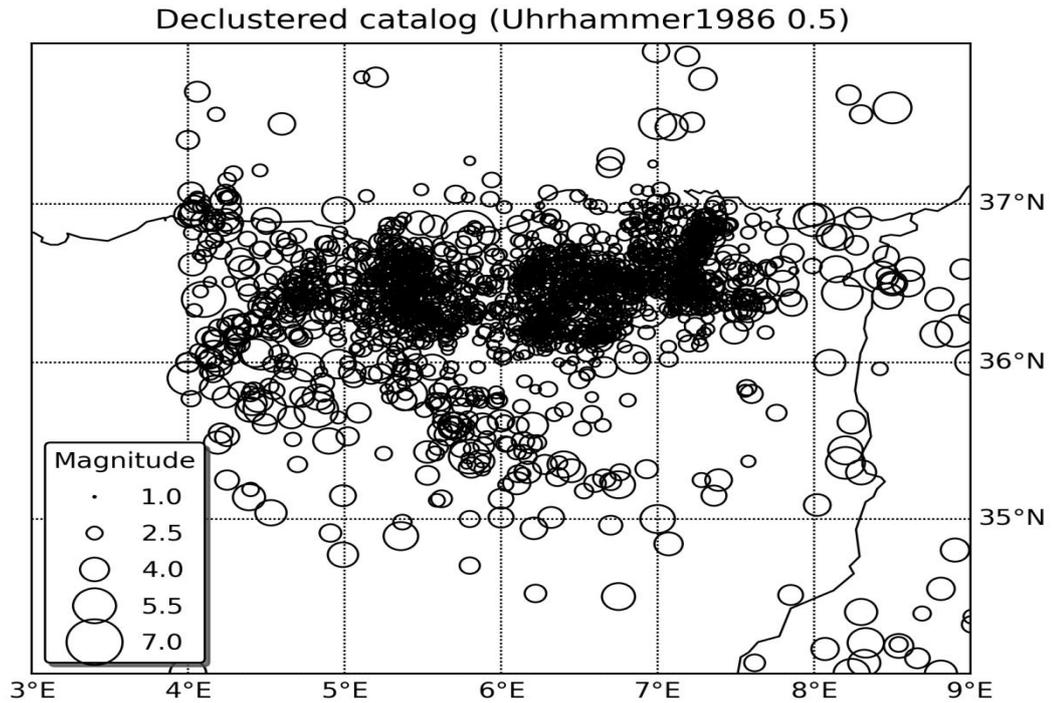


Figure.V.15 : Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Uhrhammer 1986; F/a rapport de 0,5, 2200 événements conservés de 2445).

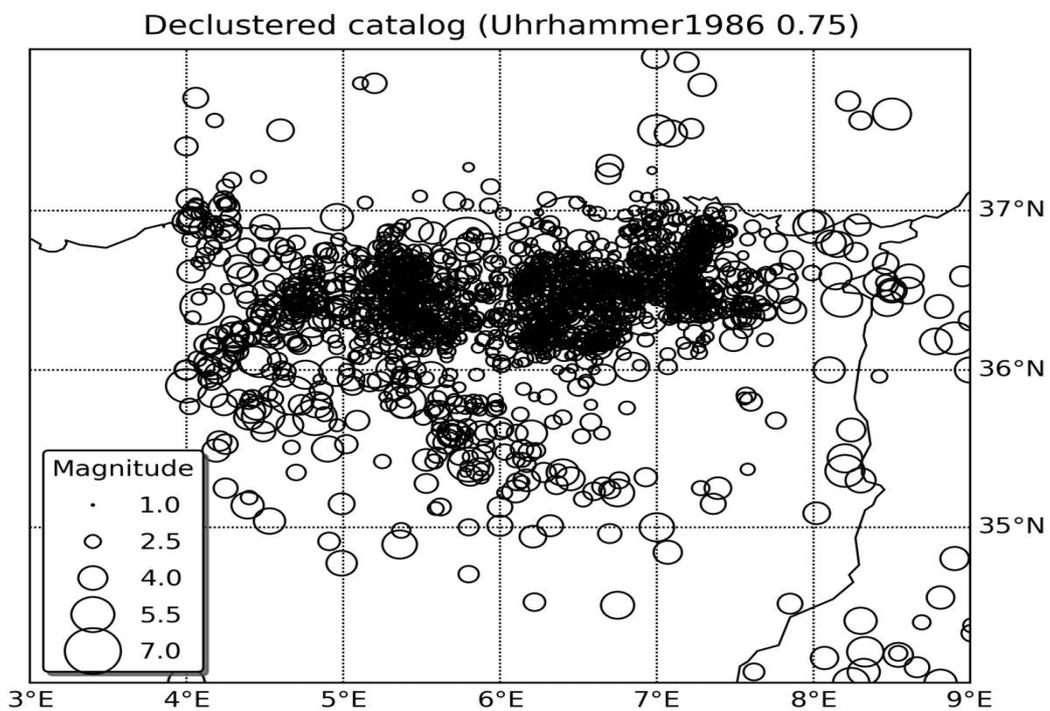


Figure.V.16 : Représentation spatiale des séismes après l'utilisation de la méthode de fenêtre liée, fenêtre de Uhrhammer 1986; F/a rapport de 0,75, 2194 événements conservés de 2445).

Tableau.V.1 : des Résultats de filtrage

f/a ration Gardner knopoff	Whole North-eastern Catalog (2445 earthquakes)			
	0.25	0.5	0.75	1
Number of Earthquakes after declustering	1586	1511	1467	1421

f/a ration Grunthal (1985)	Whole North-eastern Catalog (2445 earthquakes)			
	0.25	0.5	0.75	1
Number of Earthquakes after declustering	994	935	864	810

f/a ration Uhrhammer	Whole North-eastern Catalog (2445 earthquakes)			
	0.25	0.5	0.75	1
Number of Earthquakes after declustering	2212	2200	2194	2190

V.5. Détermination des périodes de complétude

Le catalogue ainsi homogénéisé et filtré contient des séismes ayant lieu à partir 1830 jusqu'à aujourd'hui. Bien que l'Algérie, possède une histoire riche encore en partie accessible à ce jour ainsi qu'un réseau sismologique plus ou moins important, le catalogue est incomplet pour certain période de temps et magnitude. Même si nous avons la preuve de l'occurrence de séismes importants passés, il est fort probable que de nombreux séismes ne soient pas répertoriés pour différentes raisons : localisation dans une zone peu peuplée, absence ou perte de transcriptions écrites pour des séismes historiques, faible niveau de détectabilité du réseau sismologique à une certaine époque.

Dans l'optique de réaliser une étude statistique du comportement de la sismicité, il est primordial de ne pas considérer que des périodes complètes pendant lesquelles on peut considérer qu'aucun séisme d'une gamme de magnitude donnée n'est manquant. Pour ce faire, des dates ou périodes de complétude sont définies pour chaque gamme de magnitude considérer.

V.5.1 Méthode de détermination des périodes de complétude

L'estimation des périodes de complétude nécessite un nombre important de données. De ce fait, elles sont généralement déterminées à partir d'un catalogue à l'échelle d'un territoire et supposées valide pour chaque zone du territoire. Cependant, dans la réalité, la résolution varie d'une région à l'autre selon la densité de population ou la couverture du réseau sismologique.

Deux méthodes de détermination des périodes de complétude par lecture graphique sont couramment utilisées : la méthode « linéaire » et la méthode de Stepp (Stepp, 1972; Beauval et al, 2003). Elles sont basées sur l'hypothèse que tous les séismes dans une gamme de magnitudes donnée sont présents dans le catalogue à partir du moment où leur taux d'occurrence devient stable.

Ces deux méthodes étant très similaires, seule la méthode « linéaire » est utilisée pour cette étude.

La distribution du nombre de séismes par magnitude est analysée afin de définir la magnitude de complétude qui est la plus petite magnitude enregistrée de manière complète dans le catalogue. Cette magnitude de complétude est déterminée à partir de la distribution du nombre de séismes par rapport à la magnitude, et se situe au niveau de la rupture de pente de cette distribution.

Ainsi, pour le catalogue de sismicité sélectionné au niveau du rift de Corinthe et de ses environs, la magnitude de complétude est estimée à 3,2 (Figure. V.17).

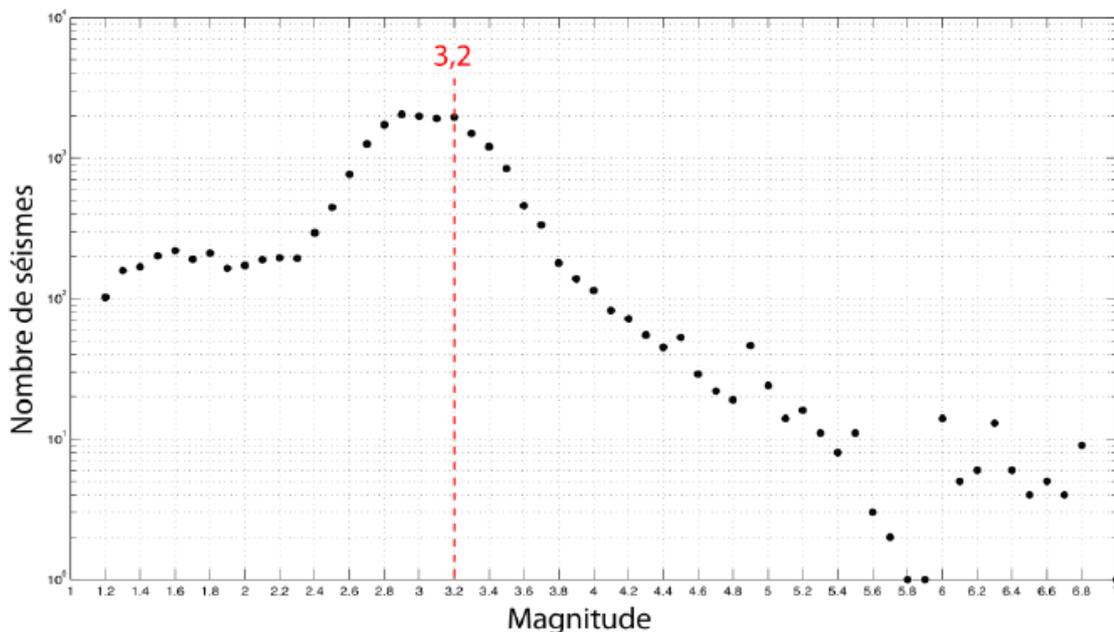


Figure V.17 : Détermination de la magnitude de complétude à partir du catalogue de sismicité sélectionné pour une profondeur inférieure à 30km (Beauval 2003).

Pour les magnitudes supérieures à cette magnitude de complétude, la méthode linéaire consiste à reporter, pour chacune d'elles, la sismicité annuelle cumulée en fonction du temps. La courbe obtenue devient linéaire lorsque le taux de sismicité apparaît à peu près constant. L'observation d'une succession de sections linéaires de pente de plus en plus importante provient de l'amélioration du réseau entraînant la baisse des seuils de détection. La dernière section linéaire définira la période de complétude correspondante (Figure. V.18).

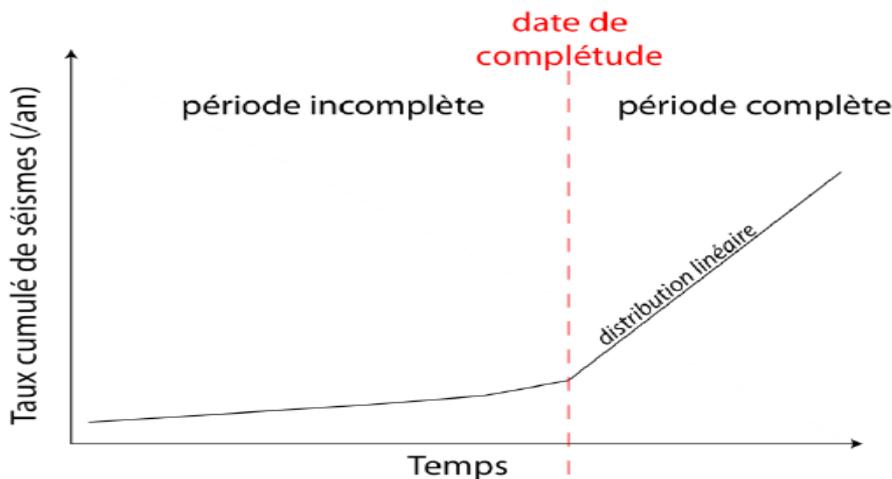


Figure. V.18 : Schéma de la méthode « linéaire » de détermination de la période de complétude.

V.5.2 Résultats de la détermination des périodes de complétude

La détermination des périodes de complétude est réalisée en analysant l'ensemble du catalogue et au niveau de la zone Nord-est de l'Algérie (33°N – 4°E à 38°N – 8°E). Pour considérer uniquement la sismicité de cette partie de l'Algérie, seuls les séismes localisés à des profondeurs inférieures à 30 km sont considérés.

La définition des gammes de magnitudes dépend de la précision du catalogue considéré. Le manque d'information sur les incertitudes associées aux magnitudes fournies dans le catalogue de Harbi (2010) ainsi que sur les incertitudes liées aux conversions (Mb, Mse, I (MM et MSK) et MI en Ms, nous incitent à considérer des gammes de magnitudes avec un pas $\Delta M=0.5$. Etant donné que la magnitude de complétude est environ 3.0, nous choisissons d'estimer les périodes de complétude à partir de la magnitude 3.5.

Les périodes de complétude déterminées à partir des catalogues générés après l'étape de déclustering, avec la méthode de Gardner-Knoppofet celle d'Uhrhammer, sont similaires. Ces périodes sont également concordantes avec les périodes obtenues pour le catalogue non déclusteré. Le déclustering généré par la méthode de Grünthal réduit de manière considérable le nombre de séismes de petites magnitudes. Ce traitement complique la détermination visuelle des ruptures de pente, mais n'engendre au final que peu de variations dans la définition des temps de complétude par rapport aux autres catalogues.

Les traitements de déclustering permettent de faciliter la détermination graphique des périodes de complétude pour la région d'étude en supprimant les impacts liés à l'absence de grands séismes.

Le nombre important d'événements limite l'impact de la présence de précurseurs et répliques sur cette détermination. Par contre, vu que les temps de complétude obtenus à partir des 3 méthodes sont comparables, le fait que la méthode de Grünthal supprime un plus grand nombre de séismes implique des estimations de taux de sismicité qui seront beaucoup plus faibles.

V.5.3 Analyse des classes de magnitudes pour lesquels le catalogue est complet

L'évaluation est effectuée sur le catalogue filtré des répliques et précurseurs. Pour une classe de magnitude donnée, on représente sur un graphique le nombre cumulé d'événements sismiques en fonction de la date. La classe de magnitude est estimée complète si la courbe ainsi obtenue a une pente approximativement constante. Les résultats sont représentés sur le Tableau 2 et la Figure V.19.

L'évaluation est faite de façon globale sans distinction des zones sources. Le catalogue est estimé complet depuis 1915 pour les magnitudes supérieures ou égales à 4.8. Pour la classe 4.6-4.8, la courbe présente un niveau plat entre 1919 et 1954 ; elle est donc estimée complète qu'à partir de 1991. Pour les magnitudes entre 3.8 et 4.5, la rupture de pente est très nette à partir de 2000 (Figure V.19).

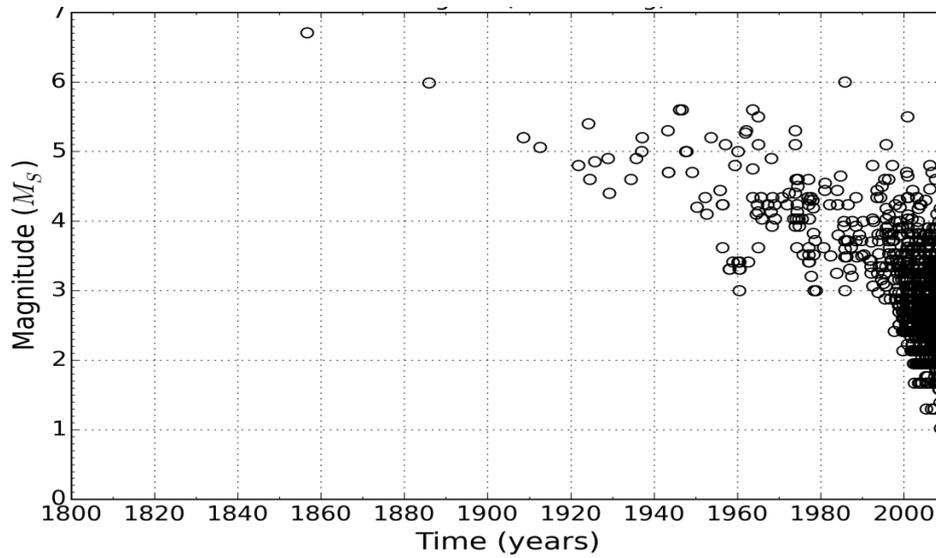
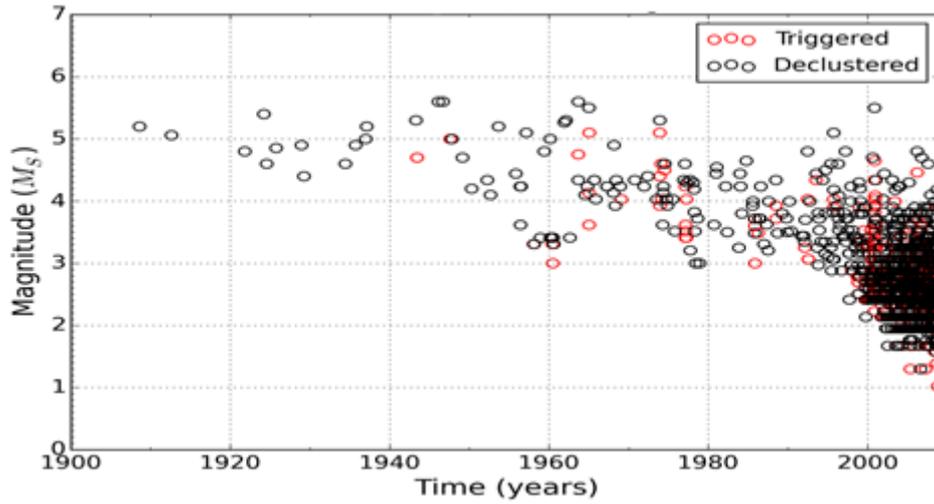


Figure .V. 19: Magnitudes Versus Années au Nord oriental de l'Algérie (avant et après filtrage des répliques).

Tableau V.2 : Classes de magnitude et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet.

Intervalle de magnitude	Periode de complétude	Nombre de seismes de complétude	Année de complétude	Magnitude de complétude
[5.5 – 6.5[1830-2003	3	1830	5.9
[5.0 – 6.0[1860-2003	9	1860	5.4
[4.7 – 5.3[1915-2003	53	1915	4.8
[4.4 – 4.9[1954-2003	46	1954	4.5
[3.6 – 4.3[1991-2003	149	1991	3.8
[2.7 – 3.5[2000-2003	148	2000	3.5
[2.0 – 2.7[2003-2015	635	2003	2.4

Sur la figure.V.20.sont représentées les courbes des nombres cumulés de séismes par intervalle de largeur 0.2 (0.2 correspond à l'incertitude moyenne sur la magnitude historique). Les tronçons linéaires sélectionnés sont indiqués, ainsi que les dates de complétudes.

Commentaires

Pour l'année de complétude 2003, les parcelles CUVI dans la première rangée de la figure V.20 (plage de grandeur 2.0-2.7) montre que la plus faible amplitude qui ne montre pas une pente croissante au-delà de cette année est $M_s = 2.4$.

Pour l'année de complétude 2000, il est plus difficile de déterminer la magnitude de complétude. Les parcelles CUVI dans la deuxième rangée de la figure V.20 (gamme d'amplitude 2.7, 3.5) montrent une pente plus raide entre 2000 et 2003, mais encore une pente inférieure au-delà de 2000. La plus faible magnitude qui montre une pente similaire avant et après la ligne discontinue est $M_s = 3.5$

Pour l'année de complétude 1991, la magnitude de l'exhaustivité peut être évaluée à partir de la troisième rangée de la figure V.20 (plage de grandeur 3.6-4.2). La plus faible magnitude montre une pente droite au-delà de cette année est $M_s = 3.8$.

Pour l'année de complétude 1954, la magnitude de complétude peut être évaluée à partir de la cinquième ligne de la figure V.17 (gamme de magnitude 4.4 à 4.9). La plus faible amplitude montrant une pente droite au-delà de cette année est $M_s = 4,5$.

Pour l'année de complétude 1915, la magnitude de complétude peut être évaluée à partir des sept rangées de la figure.V.20 (plage de grandeur 4.7, 5.3). Ici, l'image est encore quelque peu compliquée en raison d'une pente décroissante au-delà de 1954. Cependant, la plus faible grandeur qui ne montre pas de pente croissante en 1905 est $M_s = 4.8$.

Pour l'année de complétude 1860, la magnitude de complétude peut être évaluée à partir de gamme de magnitude 5.0- 6.0 sur la figure V.20(plage de grandeur 5.0-6.0). L'image est un peu compliquée par la forte hausse du nombre cumulé des séismes à 1920. Nous estimons qu'il est $M_s = 5.4$

En fin, Pour l'année de démarrage du catalogue, 1830, la magnitude de complétude peut être évaluée à partir de la gamme de magnitude 5,5-6,5 dans la figure V.20 (plage de grandeur 5.5, 6.5). La plus faible magnitude montre une pente plus ou moins droite sur toute la durée de temps est $M_s = 5,9$, bien qu'il devrait garder à l'esprit que le faible nombre de tremblement de terre peut compromettre la robustesse de cette évaluation

V.6. Zonage et relation d'atténuation

Le calcul de l'aléa sismique probabiliste repose sur trois données de base : un catalogue de sismicité de la région d'étude, un zonage sismotectonique et un modèle d'atténuation du mouvement du sol adapté au contexte tectonique développé dans les chapitres ci-dessus. Le zonage et la relation d'atténuation choisis pour cette étude sont présentés dans le chapitre IV. Le zonage sismotectonique utilisé est un zonage issu d'un travail de plusieurs années où des spécialistes (Aoudia et al (2000) et Harbi et al (2010)), de différents domaines (géophysique, géologie, génie civil, sismologie) sont intervenus.

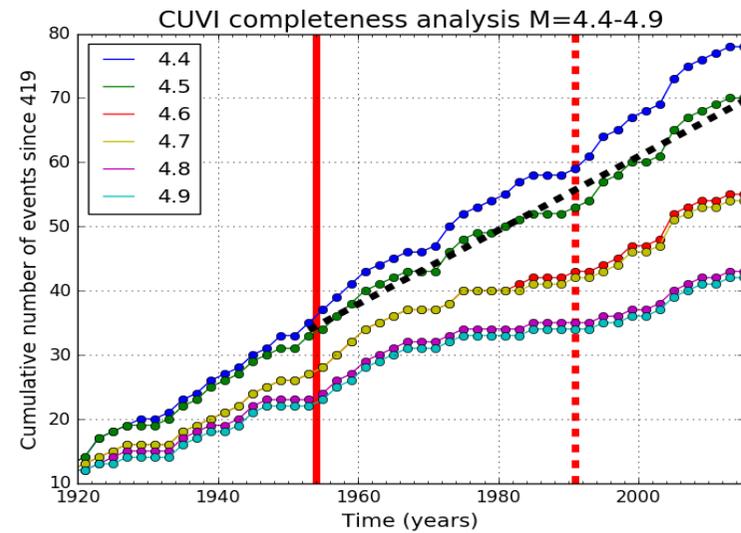
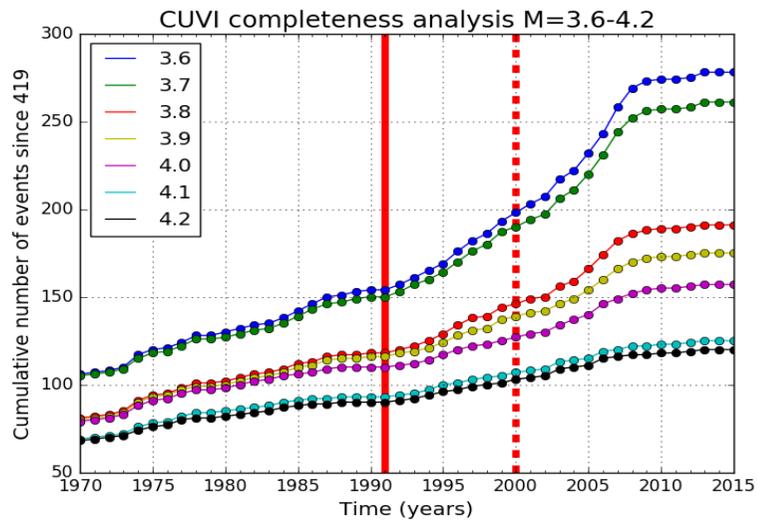
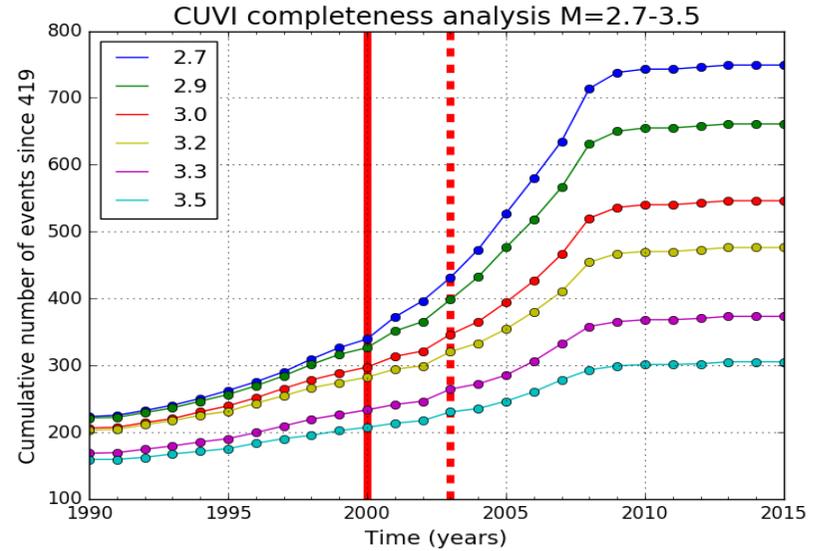
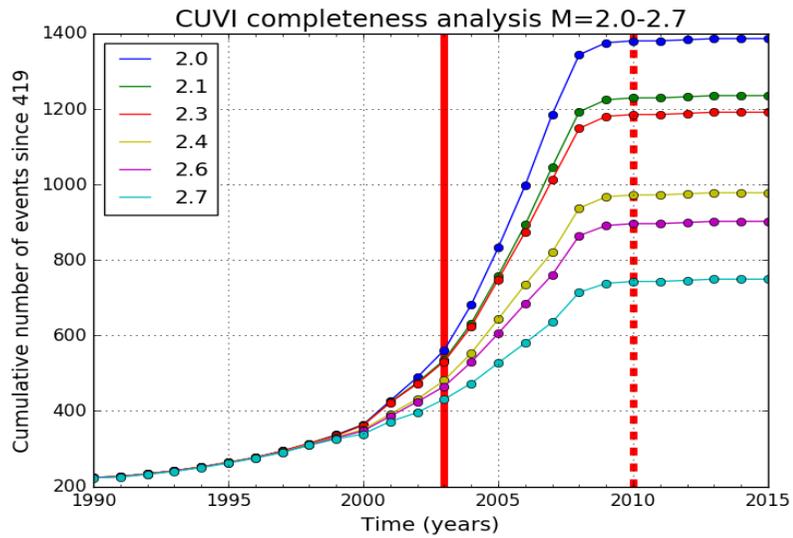
V.6.1 Le Zonage Sismotectonique

La sismicité de la partie Nord-Est de l'Algérie est considérée modérée et diffuse, il est difficile d'associer les événements sismiques aux failles qui les génèrent. A l'échelle du territoire, seules des aires géographiques larges peuvent délimiter les zones sources sismiques et une profondeur moyenne est attribuée à chaque zone source. Ces zones sont déterminantes dans la méthode probabiliste de Cornell-McGuire : à l'intérieur de chaque zone est modélisée une courbe de récurrence, la sismicité est ensuite supposée répartie de manière uniforme dans la zone.

La méthodologie qui a été mise en place a consisté à établir dans un premier temps plusieurs zonages basés sur des différends, puis dans un second temps à fusionner ces zonages pour obtenir le zonage probabiliste. Dans un zonage à visée probabiliste, la répartition de la sismicité devient un critère important.

Trois grands aspects ont aboutis au zonage :

- Zonage structural : les grandes limites structurales du Nord est Algérien (voir tableau.V.3),
- Types de déformation : répartition des déformations récentes et actuelles (voir tableau.V.3),
- Répartition de la sismicité (les catalogues disponibles sont supposés représentatifs des principales discontinuités) voir figure V.10.Le zonage défini de façon détaillée au chapitre 4 comprend 07 zones sources superficielle listées dans le tableau.V.4 et représenté sur la figure.V.21.



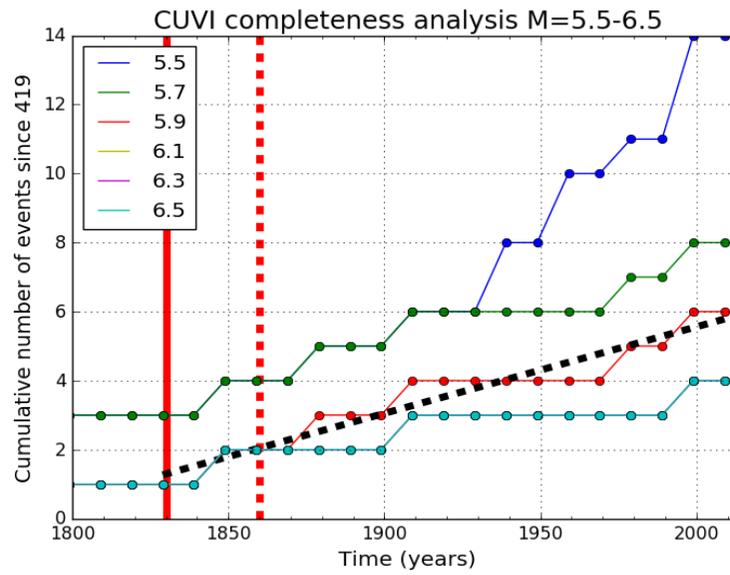
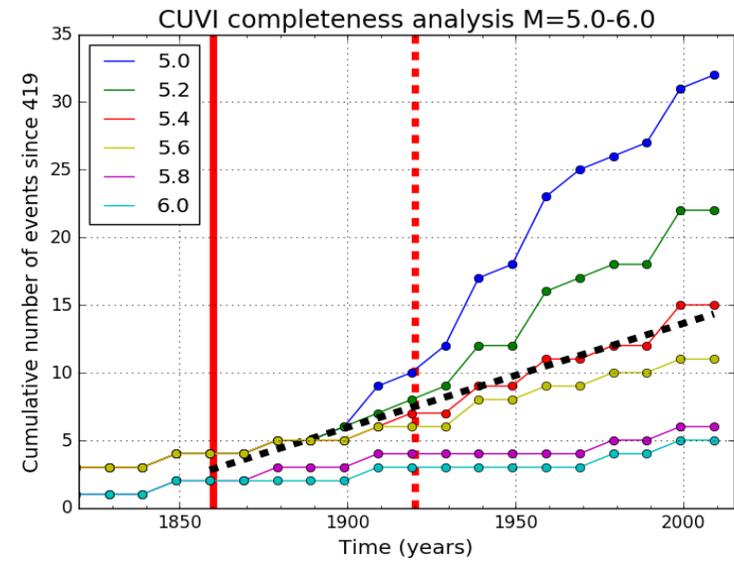
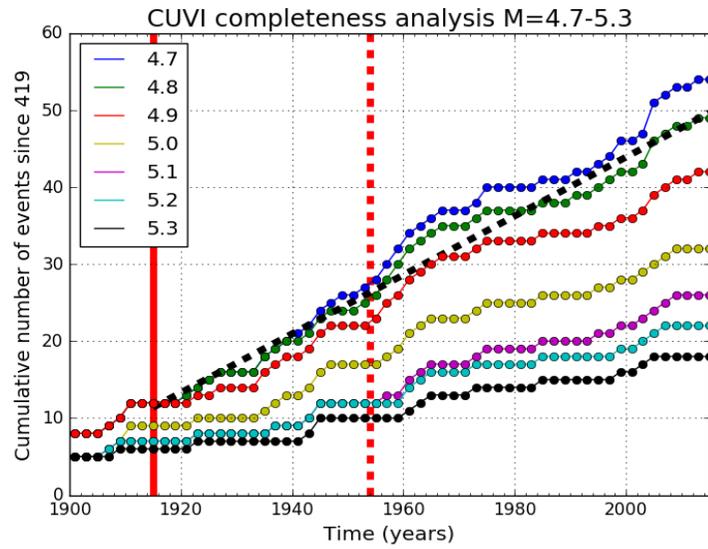


Figure .V.20 - Nombre cumulé de séismes par classe de magnitude.

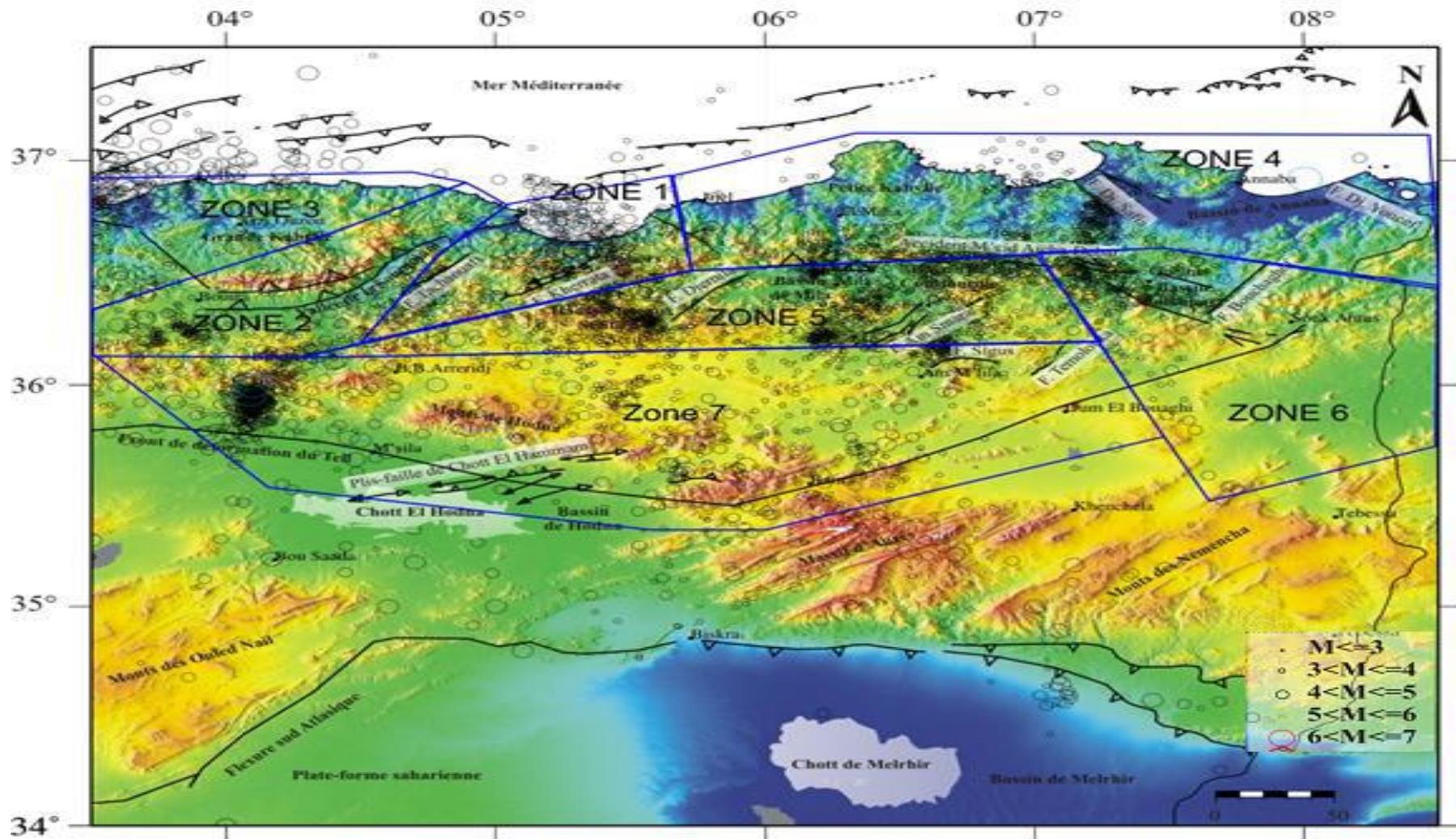


Figure V.21 : Zones sismogènes de la région Nord- Est de l'Algérie, établie à partir des données sismologiques et structure géologiques.

Zones sismogène	Le plus fort séisme de cette zone et ses caractéristiques	Nombre de séisme et magnitudes	Failles actives ou potentiellement actives
Bassin de Guelma	10/02/1973, $I_0=VIII$ (MSK), $M_s=5.2$	58 séismes dont 9 de $4.2 \leq M_s \leq 5.2$	Les failles de Bouchegouf et de Hammam N'Baillis
Bassin de Constantine	27/10/1985, $I_0=VIII$ (MSK) $M_s=5.7$	258 séismes dont 14 de $4.0 \leq M_s \leq 5.7$	Les failles de Constantine et sigues, celle d'Ain Smara de 30Km aurait été activé lors du séisme du 27/10/1985.
Atlas Saharien	16/11/1924 (Mac Mahon), $I_0=IX$ (MSK), $M_s=5.4$	80 séismes dont 21 de $4.0 \leq M_s \leq 5$	Aucune trait structural actif n'été identifier, bien que la présence des terrasse alluviales dans les gorges de M'chouneche atteste de l'activité quaternaire. Une relative activité récente de l'accident sud atlasique serait peut être responsable de la sismicité de cette zone.
Hodna et les Bibans	03/12/1885 (M'sila), $I_0=IX$, $M_s=5.9$ 08/01/1887 (Mansourah), $I_0=VIII$ (MSK), $M_s=5.2$	976 séisme dont 115 sont de $4.0 \leq M_s \leq 5.9$ et 26 parmi les 115 de $M_s \geq 5$	Le pli-faille de chott el Hamam dans le bassin du Hodna a été actif lors du séisme du 01/01/1965. L'anticlinal du djebel Tella, la faille de djebel Youcef et faille de Djemila sont potentiellement actives dans les Bibans. L'étude sismologique et sismotectonique du récent séisme de Béni Ourtilene donneraient plus de précision sur les failles ou segments de failles actives dans les Bibans et la Soummam.
Les Babors et la Soummam	Kherrata :17/02/1949, $I_0=VII$ (MSK), $M_s=4.7$	Crise sismique quasi permanente, 554 séismes dont 43 de $4.0 \leq M_s \leq 5.9$ et 13 parmi les 43 de $M_s \geq 5$	La faille de Kherrata dans les Babors est connue pour son activité lors du séisme du 17/02/1949. La vallée du Soummam est connue pour son activité quaternaire, des failles ou segments de failles la jalonnant seraient responsables de sa sismicité.
L'offshore	Djidjelli : 22/08/1856, $I_0=VIII$ (MSK), $M_s=5.7$ El Kala 27/10/1947, $I_0=VI$ (MSK), $M_s=5$	86 séismes dont 42 franchement marins	Les failles marines identifiées par la sismique réflexion dans Harbi et al 1999, ainsi que par le projet MARADJA 2006, sont potentiellement actives, celles cartographiées dans le golf de Bejaia sont probablement plus actives.
La Gonde Kabylie			

Tableau V.3 : Failles sismogènes de l'Est Algérien (d'après Harbi et al, 2001)

V.7. Relations d'atténuation des mouvements sismiques

Il n'a pas été établi de lois d'atténuation spécifique dans cette région d'Algérie. Pour cette étude l'estimation de l'aléa probabiliste les relations d'Ambraseys et al (1996), Berg-thierry et al (2003) ont été choisies arbitrairement. Chaque modèle présente trois différentes version correspondent à trois types de failles (inverse, normal et décrochement). En effet, on enregistre les accélérations les plus importantes pour mouvement de failles inverse. Ces relations varient en fonction de trois facteurs principaux : la magnitude, la distance et la fréquence du signal.

V.7.1. Loi d'atténuation du mouvement fort du sol

L'évaluation de l'aléa sismique au voisinage du site, auquel on quantifie le risque sismique, requiert la définition d'une relation d'atténuation du mouvement fort du sol (accélération, vitesse, déplacement, intensité) à une distance donnée de la source, en fonction de ces paramètres (magnitude, intensité, profondeur). D'une autre manière, c'est quantifié l'atténuation de l'énergie rayonnée de la source jusqu'à le site. La plus générale forme de cette relation utilisée dans le monde est en fonction de la magnitude et la distance au site :

$$a = f(M, R) + \sigma P \quad (V.18)$$

a: l'amplitude de la composante verticale et/ou horizontale de l'accélération **A** et/ou vitesse **V** et/ou déplacement **D**, intensité **I**, ordonnée spectrale, **M** : la magnitude générée par la source sismique dans le futur, prise en Ms, mb, Ml, **R** : la distance, séparant la source et le site, hypocentrale ou épicentrale, **σ**: la déviation standard.

D'autres facteurs affectent le mouvement du sol, on peut citer : le régime tectonique, la fréquence du mouvement et les effets de site qui influent les amplitudes et la formes spectrales (topographie, construction du sous-sol).

La relation générale entre le mouvement du sol et les caractéristiques de la faille et le sol affecté par le tremblement de terre est donnée par:

$$\ln Y = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} f_{sed} \quad (V.19)$$

f_{mag}: fonction dépende de magnitude;

f_{dis}:fonction de la distance séparant la source et le site considéré;

f_{flt}: fonction du style de la faille (normale, inverse, décrochement);

f_{hng}:dependence on hanging-wall effects;

f_{site} : fonction des conditions linéaire ou non linéaire du site;

f_{sed} : fonction d'effet du bassin sédimentaire...

lnY: le logarithme népérien de la valeur moyenne du pic de l'accélération ou la vitesse ou le déplacement.

V.7.2. Corrélation des paramètres d'une source sismique à un paramètre du sol

Les paramètres de mouvement du sol qui ont une importance particulière dans toute évaluation de l'aléa sismique régional et qui sont nécessaire au calcul dynamique des structures, sont :

accélération, la vitesse, le déplacement, les ordonnées spectrales et la durée de vibrations, sont reliés avec la grandeur de quantification de l'énergie E rayonnée par une source sismique lors d'un tremblement de terre qui est la magnitude M .

De nombreuses relations ont été données par divers auteurs, en jouant sur l'intervalle des magnitudes des séismes, la profondeur du choc, la distance épacentrale, la nature du terrain attaqué par la vibration sismique, le type de la faille.

Pour l'Algérie, il n'y a pas une loi d'atténuation développée en utilisant les paramètres du sol. Cela revient au nombre restreint des enregistrements disponibles qui se limitent aux répliques du séisme de Chelef (1980), Constantine (1985), Chénaou (1989), Beni Chougrane (1994), Ain Beniane (1996) et Ain Temouchent. Pour l'évaluation l'aléa sismique régional, on doit utiliser des lois d'atténuation développées pour d'autres pays en faisant comparer le contexte géosismotectonique et les conditions de développement à celles de Nord Algérien.

- **Relation d'atténuation développée par Ambraseys (1995) :**

$$\log(PGA) = A + BM_s + Cr + D\log(r) \quad (V.20)$$

$$r = \sqrt{d^2 + h^2}$$

La relation d'Ambraseys développée (1995) partir des enregistrements faites en Europe et au Moyen-Orient (tout type de sols) et une large banque de données comporte 3% des enregistrements Algériens. Elle est valable pour des magnitudes M_s est comprises entre **4** et **7.3** et d est comprise entre **0** et **250 Km**.

On prend, pour $M_s > 6$, d est la distance de la projection de la rupture en surface, sinon d est la distance épacentral.

- **Relation d'Ambraseys et al (1996)**

Les relations d'Ambraseys (1996, 2005) sont à partir des données sur des événements européenne et leur utilisation pourrait être intéressante dans notre approche, elle est de la forme suivante :

$$\log(PGA) = -1.48 + 0.245M_s - 0.922 \log\left[\sqrt{d^2 + 3.5^2}\right] \quad (V.21)$$

L'écart-types σ égale à 0.25, $P=1$ pour 84% des valeurs et $P=0$ pour un pourcentage très petit de valeurs de PGA.

Elle est valable pour des magnitudes M_s est comprises entre 4 et 7.5 et $d_s \leq 200\text{Km}$

On prend, pour $M_s > 6$, la distance $\underline{d_s}$ de la projection de la rupture en surface, sinon \underline{d} est la distance épacentrale.

Cette loi a été établie pour le l'Europe et les régions adjacentes, où ils ont utilisés les accélérogrammes de 7 séismes Algériens enregistrés dans des différentes stations dans le nord du territoire Algérien.

Sur la base des mêmes données, Ambraseys et al (1996) ont proposé des lois d'atténuation qui tiennent compte des conditions du sol.

La valeur moyenne de l'accélération est donnée par la relation suivante:

$$\log(a_H) = -1.48 + 0.226M_s - 0.922 \log\left(\sqrt{d^2 + 3.5^2}\right) + 0.117S_A + 0.124S_s \quad (V.22)$$

L'écart-type $\sigma=0.25$

$$S_A \begin{cases} 1 & \text{si le sol est ferme;} \\ 0 & \text{si non} \end{cases} \quad \text{et } S_s \begin{cases} 1 & \text{si le sol est meuble} \\ 0 & \text{si non} \end{cases}$$

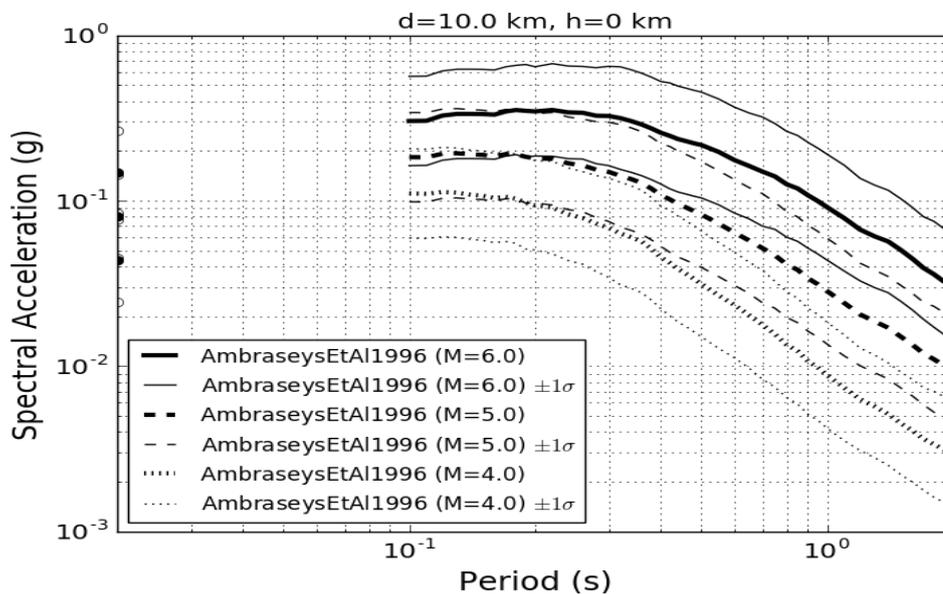


Figure. V.22 : Relation d'atténuation d'Ambraseys 1996.

- **Relation de Berge-Thierry (2003) ;**

Le choix de la relation d'atténuation est déterminant pour l'estimation de l'aléa sismique, il pose cependant des difficultés importantes dans les zones à sismicité modérée. Les données de mouvements forts sont en effet peu nombreuses, les relations sont dérivées à partir de bases rassemblant des données de plusieurs pays. Les études d'estimation de l'aléa sismique les plus récentes en Algérie utilisent diverses relations considérées adaptées au contexte géodynamique Algérien : celles d'Ambraseys (1995), Ambraseys et al. (1996) et Berge-Thierry et al. (2003). La relation Berge-Thierry et al. (2003), la plus récente, a été choisie dans cette étude.

Les événements sélectionnés et la paramétrisation de la relation sont adaptés au contexte de Sismicité européen. Cette relation est par ailleurs la relation de référence pour les études d'aléa sismique dans le nucléaire.

Elle est de la forme :

$$\log_{10}A(f) = a(f)Ms + b(f)R ; \log_{10}R + c_i(f) \quad \sigma \log_{10}A \text{ (V.30)}$$

où A est la pseudo-accelération en cm.s^{-2} , Ms la magnitude de surface et R la distance hypocentrale en km. Le coefficient c_i a été évalué pour deux conditions de sol : site rocheux ($c_1, V_s > 800 \text{ m/s}$) et site sédimentaire ($c_2, 300 \text{ m/s} < V_s < 800 \text{ m/s}$) (in Beauval 2003). Les coefficients a , b et c_i dépendent de la fréquence mais sont indépendants de la magnitude et de la distance. Les coefficients au PGA (34 Hz) sont :

$$a = 0.3118, b = -0.9303e^{-3}, c_1 = 0.1537e^{+1}, c_2 = 0.1573e^{+1} \text{ et } \sigma \log_{10}A = 0.2923$$

(Pour les mouvements horizontaux).

Les coefficients ont été calculés pour des fréquences de 0.1 à 34 Hz, ils sont également disponibles pour le mouvement vertical.

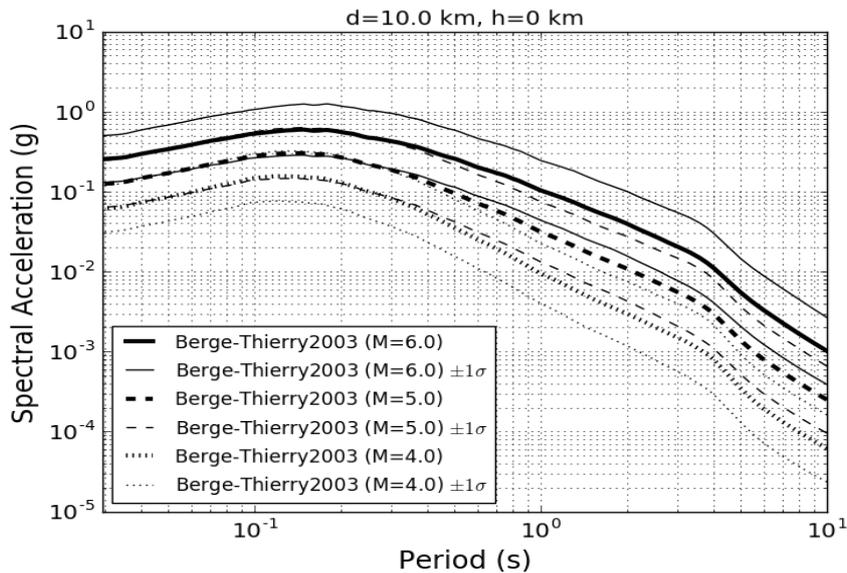


Figure. V.23 : Relation d'atténuation de Berge-Thierry 2003.

V.7.3. L'estimation de l'accélération maximale possible en un site

Les paramètres de sismicité sont estimés dans chaque zone source appart. Il reste à déterminer la magnitude maximale possible pour chaque zone, et un modèle d'atténuation adaptée au contexte tectonique de la région d'études. L'estimation de la magnitude maximale possible a été faites réalisée par les deux Estimateurs (estimateur de Pisarenko et l'estimateur de Kijko-Sellevol), et Les paramètres de sismicité sont calculés par la méthode de Weichert (1980), et sont utilisés pour le l'estimation de l'accélération maximale possible. (Figure.V.24)

Pour illustration, les prédictions des valeurs d'accélération sont calculées pour des magnitudes maximales possibles et pour une distance épacentrale de 5 ± 1 km, 10 ± 2 km et 20 ± 5 km.

Suite aux calculs, nous avons obtenu les résultats qui sont donnés dans les tableaux A partir des résultats, on constate que les niveaux de l'accélération varient d'une zone source à l'autre. En effet, les accélérations prédites pour la zone 2 et 3 attestent que ces régions ont une forte activité sismique. Il semblerait que les grands événements (historiques et instrumentaux) qui ont ébranlés ces deux zones auraient augmenté les niveaux d'accélération.

La modélisation des courbes d'accélération présentées sur les figures, mettent en évidence que les valeurs d'accélération dans une zone augmentent avec la magnitude maximale attribuée, et la diminution de la distance source-site (R) entraîne une augmentation des valeurs de PGA.

Suite aux calculs, nous avons obtenu les résultats qui sont donnés dans les tableaux.

Tableau. V.7 : Valeurs de la magnitude et l'accélération maximales possibles pour chaque zone source en utilisant les estimateurs de Kijko-Sellevol

Zone	Estimateur de Kijko-Sellevol		
	\hat{m}_m ax	$\hat{A}_{max}($ 50%)	$\hat{A}_{max}(84\%)$
Zone 1	6.81±0.25	0.27	0.35
Zone 2	6.85±0.33	0.22	0.29
Zone 3	6.71±0.32	0.16	0.21
Zone 4	4.41±0.34	0.09	0.11
Zone 5	5.85±0.25	0.13	0.16
Zone6	4.4±0.33	0.08	0.11
Zone 7	4.2±0.24	0.05	0.09

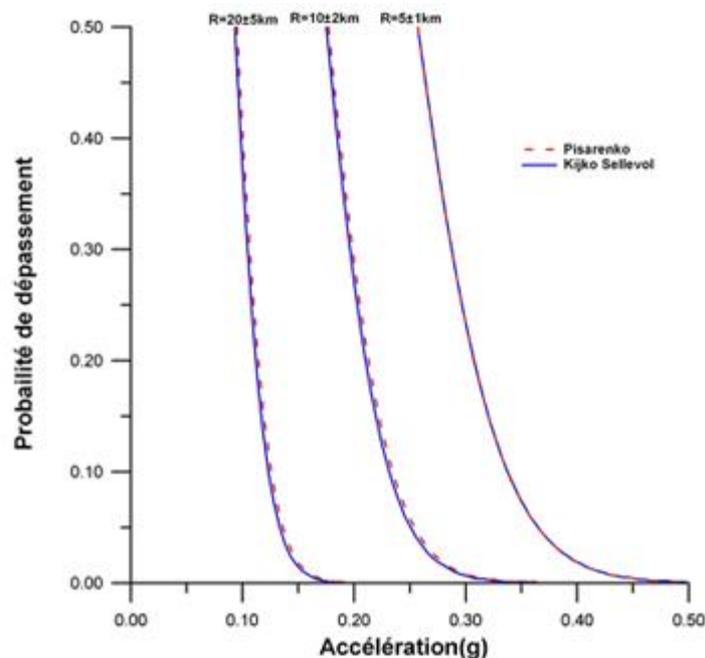


Figure.V.24 : Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone des Babores

V.8. Définition des modèles de distribution de la sismicité

L'approche probabiliste mise en place pour déterminer le risque sismique nécessite de définir une fonction de densité de probabilité pour la récurrence des séismes. Une relation définissant le taux annuel d'occurrence d'un séisme selon la magnitude considérée, est utilisée pour modéliser le comportement de la sismicité de chaque zone source considérée.

A partir de l'analyse de la sismicité sud californienne, Gutenberg et Richter (GR, 1944) déterminent des fréquences de sismicité en dénombrant les séismes selon leur magnitude pour une période de temps où l'enregistrement des événements de magnitude ciblée est jugé complet. L'observation de la répartition logarithmique de ces taux annuels λ_m en fonction de la magnitude permet de définir la relation linéaire décrite par l'équation.V.31(Figure.V.25). Cette distribution est depuis observée au niveau de nombreuses failles et régions à travers le monde (Utsu. 1972).

$$\lambda_m = 10^{a-bm} = \exp(\alpha - \beta m) \quad (\text{V.31})$$

Le paramètre « a » de cette relation décrit la fréquence moyenne de séismes à la magnitude 0. Etant donné que les informations pour cette magnitudes ne peuvent être complètes, voire sont carrément inexistantes, « a » est souvent défini pour la plus petite magnitude pouvant être utilisée (M_{\min}). Le paramètre « b » correspond à la pente de la droite de régression et a en général une valeur qui fluctue autour de 1. Une valeur de b inférieure à 1 indique une plus forte proportion de séismes de forte magnitude que dans le modèle « moyen » et inversement.

La distribution standard définie par Gutenberg et Richter (1944) couvrent une gamme de magnitudes infinie, de $-\infty$ à $+\infty$. La formulation de cette relation est adaptée afin d'intégrer des bornes reflétant l'état de la connaissance (M_{\min}) et les possibilités maximales de la zone source ciblée (M_{\max}). La borne minimale représente la magnitude minimale de la sismicité enregistrée dans la zone source considérée. De l'autre côté de l'échelle de magnitude, la relation standard de GR n'est pas bornée et prédit un taux de récurrence non nul pour des magnitudes très fortes. Cornell et Van Marcke (1969) introduisent la notion de séisme maximal pouvant être généré par une source sismique. Cette limite se traduit par une troncature de la distribution de magnitudes et l'introduction d'une magnitude maximale (M_{\max}). En intégrant ces bornes de magnitude, la fonction de distribution des fréquences de récurrence en fonction de la magnitude $f(m)$ pour le modèle exponentiel tronqué est reportée ci-dessous (eq.V.32;Figure. V.25; Youngs et Coppersmith 1985).

$$f_{GR}(m) = \frac{\exp[-\beta(m-M_{\min})]}{1-\exp[M_{\max}-M_{\min}]} \quad (M_{\min} \leq m \leq M_{\max}) \quad (\text{V.32})$$

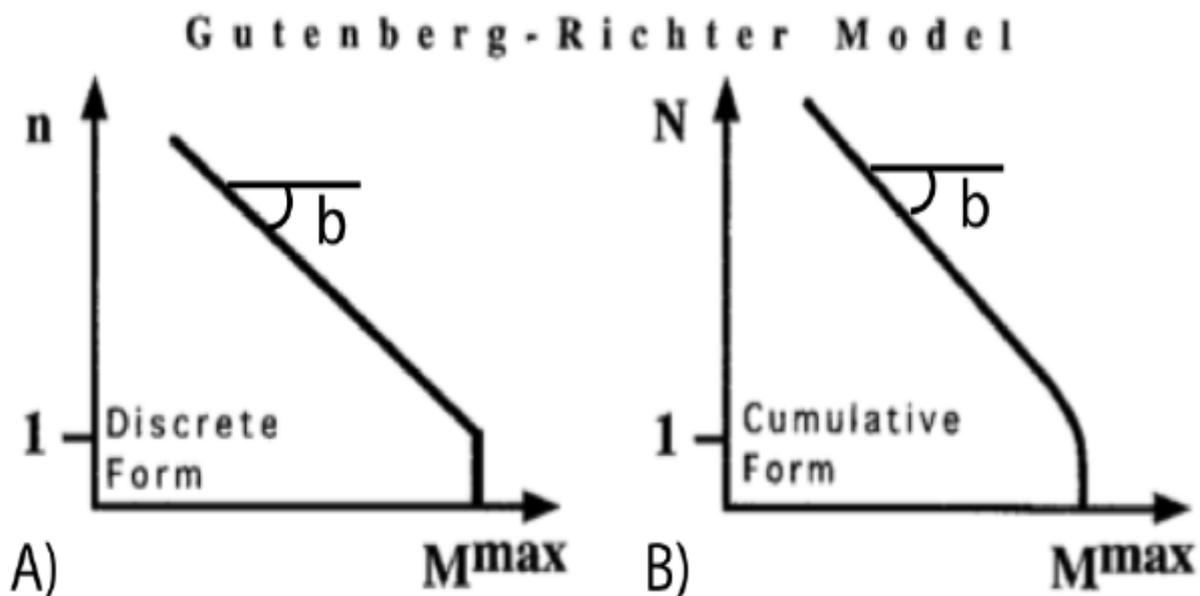


Figure V.25 : Schéma de la distribution de Gutenberg-Richter (GR) selon sa forme discrète (A, eq. V.31) et sa forme cumulative (B, eq. V.322) d'après Wesnousky (1994). Le paramètre b correspond à la pente de la distribution.

Du point de vue de l'ingénierie, les effets des petits séismes n'ont que peu d'intérêt et ne sont donc que rarement pris en compte du fait qu'ils ne génèrent que peu de dégâts significatifs (Kramer, 1996). L'objectif est donc d'estimer le comportement des séismes de forte magnitude qui seront plus impactant et dangereux pour les installations. Malheureusement les catalogues de sismicité (comme celui construit pour l'Algérie) ne contiennent que peu d'évènements de fortes magnitudes, rendant difficile la caractérisation des taux de récurrence pour ces magnitudes. Afin d'améliorer la connaissance de ces évènements, des tranchées (dans la région de Chelef, Meghraoui (1988)) sont réalisées au travers de l'expression des failles à la surface dans le but de retrouver les marqueurs de déplacement provoqués par les anciens séismes (paléo séismes) générés par la faille.

La réalisation d'études de tranchées au niveau des failles de Wasatch et San Andreas aux Etats-Unis (Schwartz et Coppersmith 1984) a permis la description de répétitions de déplacements similaires au cours du temps, suggérant une succession de séismes de magnitude identique. La comparaison des distributions des paléo séismes identifiés sur ces failles et des données sismologiques a permis de mettre en évidence une discordance entre les deux séries (Figure.V.26)A ; Wesnousky 1994, Stirling et al.1996). Afin de réconcilier ces deux distributions, Youngs et Coppersmith (1985) développe un modèle permettant d'avoir une faible valeur du paramètre a (mais un b identique au modèle GR) pour des magnitudes modérées (Figure.26 A). Les équations 4.3et 4.4 décrivent la fonction de ce modèle caractéristique f_{YC} en fonction de la magnitude (Figure.V26).

$$f_{YC}(m) = \begin{cases} \frac{\exp[-\beta(m-M_{min})]}{1-\exp[-\beta(M_{max}-0.5M_{min})]} x \frac{1}{1+c} (M_{min} \leq m \leq M_{max} - 0.5) \\ \frac{\exp[-\beta(M_{max}-1.5-M_{min})]}{1-\exp[-\beta(M_{max}-0.5-M_{min})]} x \frac{1}{1+c} (M_{min} - 0.5 \leq m \leq M_{max}) \\ \text{ou} & c = \frac{\beta \cdot \exp[-\beta(M_{max}-1.5-M_{min})]}{1-\exp[-\beta(M_{max}-0.5-M_{min})]} x 0.5 \end{cases} \quad (V.33)$$

Selon Young et Coppersmith (1985), ce modèle apparait plus approprié pour l'analyse de l'aléa sismique sur une zone source correspondant à une faille individuelle ou à des segments de failles. Les autres zones sources contenant un important nombre de failles tendent à afficher un comportement sismique de type exponentiel décrit par le modèle de Gutenberg et Richter (ex. pour une vingtaine de faille à travers le monde publiés par Stirling et al.1996).

Dans le cadre d'études de risque sismique, il est courant d'analyser la distribution des taux annuels de sismicité de manière cumulée en fonction de la magnitude. L'expression de ces taux est définie par l'équation V.34 où $f(m)$ correspond à la fonction de distribution considérée (exponentielle ou caractéristique) entre les bornes de magnitudes minimale et maximale et λ_0 correspond au taux annuel de sismicité défini pour la M_{min} considérée.

$$\lambda_0 \cdot \int_{M_{min}}^{M_{max}} f(m) dm \quad (V.34)$$

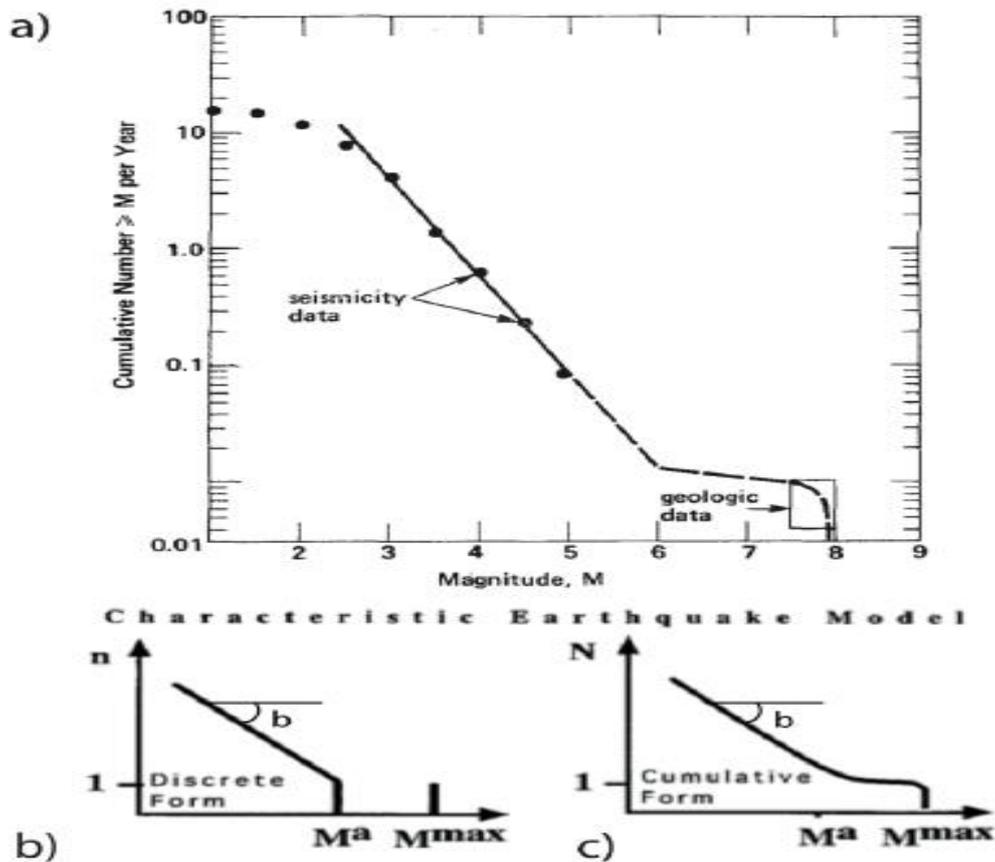


Figure. 26 : A) Distribution de la sismicité pour une faille établie à partir de données sismologiques et géologiques (Youngset Coppersmith 1985 d'après Schwartz et Coppersmith 1984). B) Schéma du modèle de Youngs et Coppersmith pour la forme discrète et C) pour sa forme cumulée (Wesnousky 1994).

La définition de ce paramètre λ_0 varie selon le type de zone source considérée ou la fonction de distribution appliquée. Dans le cadre de sources sismiques définies pour des failles, le taux de sismicité est déterminé à partir du rapport entre le taux de moment sismique pour la faille et le moment sismique maximal \dot{M}_0 pouvant être généré par celle-ci, pondéré par une fonction correspondant au modèle de sismicité considéré. Le taux de moment sismique, correspondant au taux d'activité de la faille i (N.m/an), est défini selon l'équation V.35 (Kanamori et al. 1975) à partir de la vitesse de glissement actuelle de la faille i (en mm/an), de sa surface (S_i en m²) et du module de rigidité μ fixé à 3.1010 N/m².

$$\dot{M}_0 = \mu \cdot S_i \cdot \bar{v}_i \text{ (V.35)}$$

Le moment sismique maximal est obtenu à partir de la formule définissant le moment sismique (Hanks et Kanamori, 1979. Eq.V.36).

$$\log (M_{0_{max}}) = 1.5xM_{max} + 9.1 \text{ (V.36)}$$

La définition du taux de sismicité, intégrant le rapport entre le taux de moment et le moment sismique maximal, dépend également de la fonction décrivant le comportement de la sismicité entre

les bornes de magnitudes minimale et maximale. Les équations V.37 et V.38 permettent d'obtenir respectivement les taux de sismicité pour le modèle exponentiel tronqué et pour le modèle caractéristique.

$$\lambda_0^{GR} = \frac{M_0}{M_{0max}} \chi \frac{(1.5-b)(1-\exp[-\beta(M_{max}-M_{min})])}{b \exp[-\beta(M_{max}-M_{min})]} \quad (V.37)$$

$$\lambda_0^{YC} = \frac{M_0}{M_{0max}} \chi \frac{1-\exp[-\beta(M_{max}-0.5-M_{min})]}{\exp[-\beta(M_{max}-M_{min})] \left[\frac{b-10^{-c/2}}{c-b} + \frac{b-10^b(1-10^{-c/2})}{c} \right]} \quad (V.38)$$

V.8.1 Détermination des paramètres de sismicité

La mise en place des modèles de sismicité décrits précédemment nécessite la définition de plusieurs paramètres. Cette partie détaille les méthodes et résultats pour la détermination de chacun d'eux, ainsi que les incertitudes associées.

V.8.1.1 Détermination des paramètres a et b

Méthode de Weichert(1980)

La méthode de Weichert (1980) est l'une des méthodes les plus utilisées pour déterminer les valeurs de a et b de la loi de Gutenberg-Richter (ex. Californie : Wesson et al, 2003 ; graben du Rhin : (K.Vanneste et al, 2013 ; France : Beauval et al., 2004). Cette méthode s'appuie sur le principe de maximum de vraisemblance ainsi que sur les travaux d'Aki (1965), Utsu (1966) et Page (1968), en gérant les taux de sismicité calculés sur les périodes de temps complètes variant avec la magnitude.

Cette méthode est construite sur l'hypothèse que les occurrences de séismes suivent une loi de type Poisson. Ce modèle de récurrence repose sur la loi puissance et l'invariance dans le temps du taux de sismicité. Aki (1965) détermine le paramètre β avec la méthode du maximum de vraisemblance pour des magnitudes supérieures ou égales à la borne minimale M_{min} et des valeurs de magnitude continues :

$$\beta = \frac{1}{\bar{M}-M_{min}} \quad \text{et} \quad b = \frac{\beta}{\ln(10)} \quad (V.39)$$

Où \bar{M} correspond à la magnitude moyenne des événements utilisés.

Dans la pratique, les incertitudes sur les magnitudes nécessitent de regrouper les événements sismiques dans des intervalles. La dimension de ces intervalles dépend de la dimension de cette incertitude. Utsu (1965, 1966) développe une méthode prenant en compte la dimension de cet intervalle (2δ) :

$$\frac{1}{\beta} \frac{\beta\delta}{\beta \tanh(\beta\delta)} = \bar{M} - M_{min} \quad (V.40)$$

Page(1968) estime β à partir des magnitudes entre M_{\min} et M_{\max} selon l'équation suivante :

$$\frac{1}{\beta} \bar{M} - M_{\min} - \frac{M_{\max} \exp(-\beta(M_{\max} - M_{\min}))}{1 - \exp(-\beta(M_{\max} - M_{\min}))} M_{\min} \leq M \leq M_{\max} \quad (\text{V.41})$$

Ces équations permettent d'estimer la pente de Guetnberg-Richter lorsque la période couverte par le catalogue de sismicité est complète pour toutes les magnitudes supérieures ou égales M_{\min} . Weichert (1980) développe une relation à partir de ces équations précédentes permettant de prendre en compte les séismes sur des périodes de temps différentes selon la gamme de magnitudes considérée :

$$\frac{\sum_i t_i M_i \exp(-\beta M_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta M_j)} = \frac{\sum_i n_i M_i}{N} = \bar{M} \quad (\text{V.42})$$

où t_i correspond à la période complète associée à l'intervalle de magnitude $[M_i - \delta ; M_i + \delta]$ centrée sur M_i et contenant n_i événements, avec N le nombre total de séismes. Le paramètre β s'obtient alors par itérations. Les relations de Aki, Utsu et Page se retrouvent en posant les t_i égales à une période unique t , en supposant que la magnitude M_x est très grande et/ou en faisant tendre la largeur de l'intervalle vers 0. L'écart-type sur β est défini par l'équation V.43 (Weichert, 1980) :

$$\sigma^2(\beta) = \frac{1}{N} \frac{[\sum_i t_i \exp(-\beta M_i)]^2}{[\sum_i t_i M_i \exp(-\beta M_i)]^2 - \sum_i t_i \exp(-\beta M_i) \sum_i t_i M_i^2 \exp(-\beta M_i)} \quad (\text{V.43})$$

Le second paramètre de la loi de récurrence est le taux de sismicité λ_{M_0} correspondant au nombre annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à la magnitude minimale M_0 . Son estimation au sens du maximum de vraisemblance et pour des taux calculés sur des périodes de temps variables correspond à l'équation V.44, où la variance correspondante est déterminée par la formule : λ_0/N .

$$\lambda_0 = N \frac{\sum_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(\beta - m_j)} \quad (\text{V.44})$$

V.8.1.2 Résultats et analyses des paramètres de sismicité pour le la partie nord-est de l'Algérie

La méthode de Wiechert est appliquée à la sismicité des zones sismotectoniques Est, les paramètres sont déterminés pour le catalogue de la région Nord Est (Harbi et al (2010), complété par les évènements de l'ISC), avec différents la méthode de *Declustering* considérée dans cette étude.

Les valeurs de b obtenues sont présentées dans le tableau V.6, et figure V.27

Tableau V.6: Paramètres d'activité sismiques des zones sources.

Source Area Zone	a	b	λ	β	σ_a	σ_b
The Babors (Z1)	2.493	0.794	0.207	1.829	0.059	0.064
Offshore Area (Z4)	2.598	0.816	0.215	1.880	0.056	0.062
The Soummam (Z2)	2.421	0.771	0.217	1.776	0.059	0.063
The Kabylie (Z3)	3.811	1.200	0.103	2.763	0.043	0.089
Constantine Bassin (Z5)	2.549	0.907	0.083	2.088	0.078	0.102
Guelma Bassin (Z6)	2.938	0.803	0.532	1.849	0.036	0.040
Chott el Hammam (Z7)	4.139	1.219	0.184	2.806	0.031	0.066

Le nombre de séismes utilisés pour la détermination des paramètres caractérisant l'activité sismique pour chaque zone est donnée dans la colonne nb.

L'activité sismique la plus forte se situe dans la région des Babors : L'activité sismique la plus faible est dans la région offshore.

La pente b varie entre 0.60 et 0.78 dans les zones de Babors. Dans les autres zones de bordure sud des Babors, b est plus variable entre 0.62 et 1.219.

V.8.2. Intégration des magnitudes dans le logiciel CRISIS

A.\ Magnitude minimale :

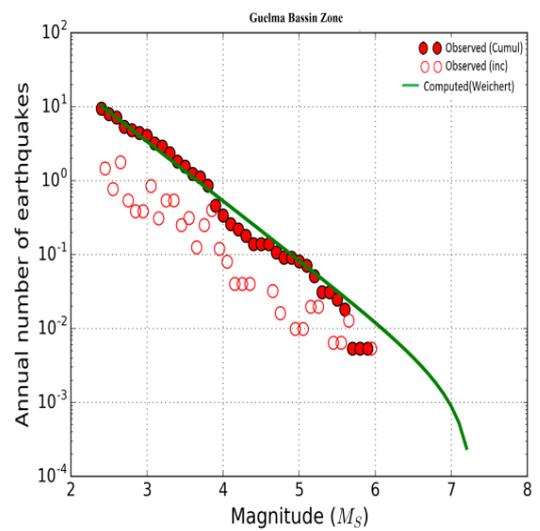
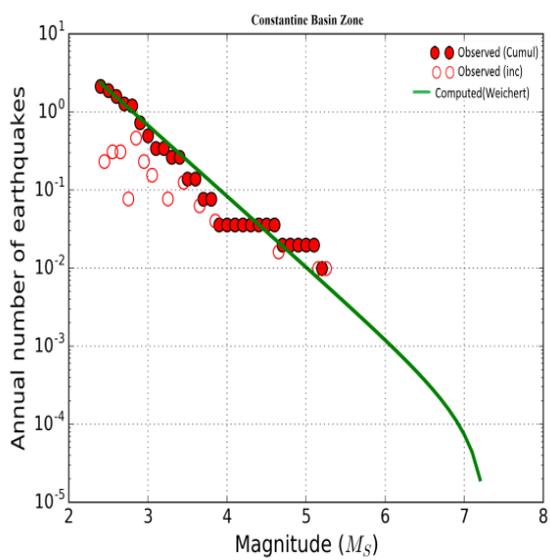
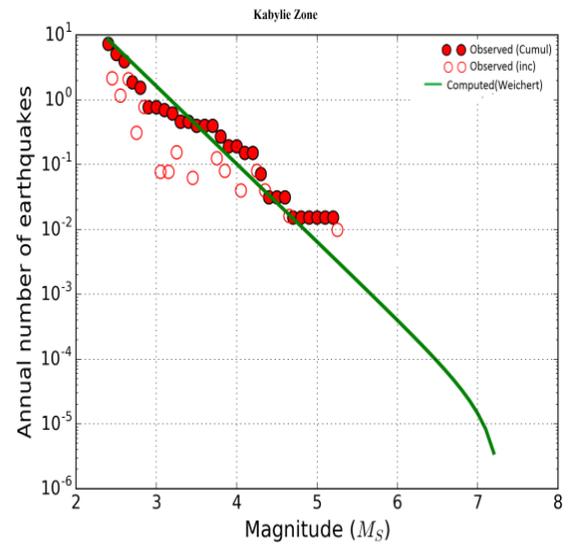
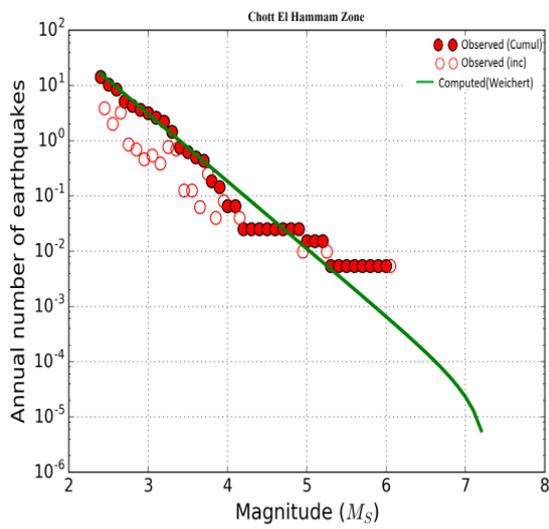
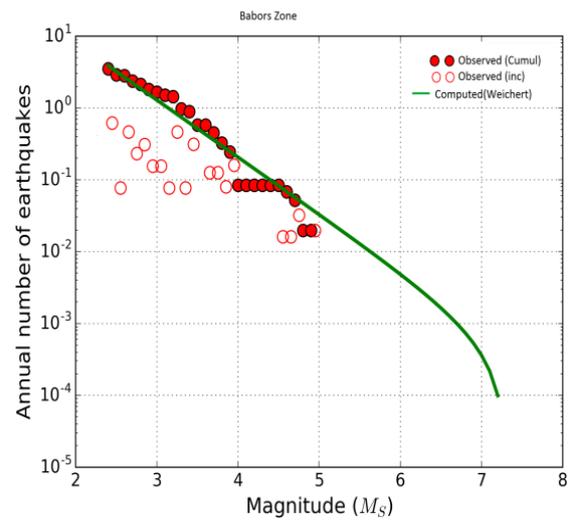
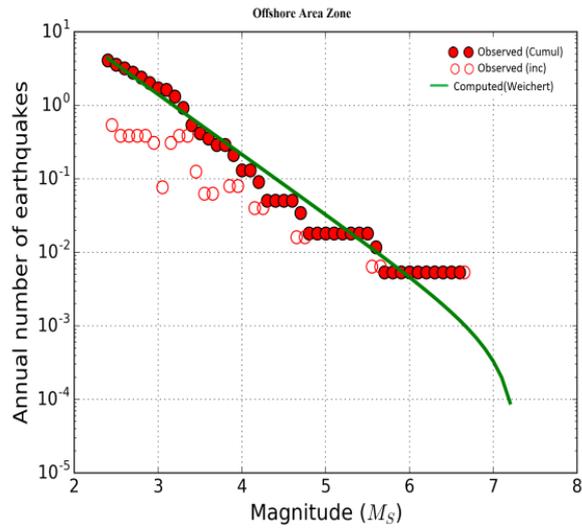
Toutes les magnitudes exprimées sont données en Magnitude de Surface M_s utilisée par les deux modèles d'atténuation adapté à notre région (Ambraseys, 1996, Berge-thierry 2003).

La magnitude minimale M_0 prise en compte pour le calcul d'aléa est fixée arbitrairement. On prend généralement une magnitude suffisamment élevée pour répondre à deux critères :

- un séisme de cette magnitude peut produire des dommages légers ; la magnitude est au-dessus du seuil de détection des catalogues de sismicité utilisés. On a pris $M_0 = 4.0$ qui est une valeur standard dans les études d'aléa probabiliste.

B.\ Magnitudes maximales

À l'intérieur de chaque source, on détermine une magnitude M_{max} qui est supposée ne pas pouvoir être dépassée. M_{max} est obtenue en majorant la magnitude du plus fort séisme observé dans les catalogues de sismicité de la région d'étude (instrumentale et historique), pour compenser le manque d'observation et se prémunir de la possibilité que des séismes plus que ceux actuelles connus puissent survenir, on prend une majoration de $M_{max} = M_{max} \text{ observée (estimé) } + 0.5$.



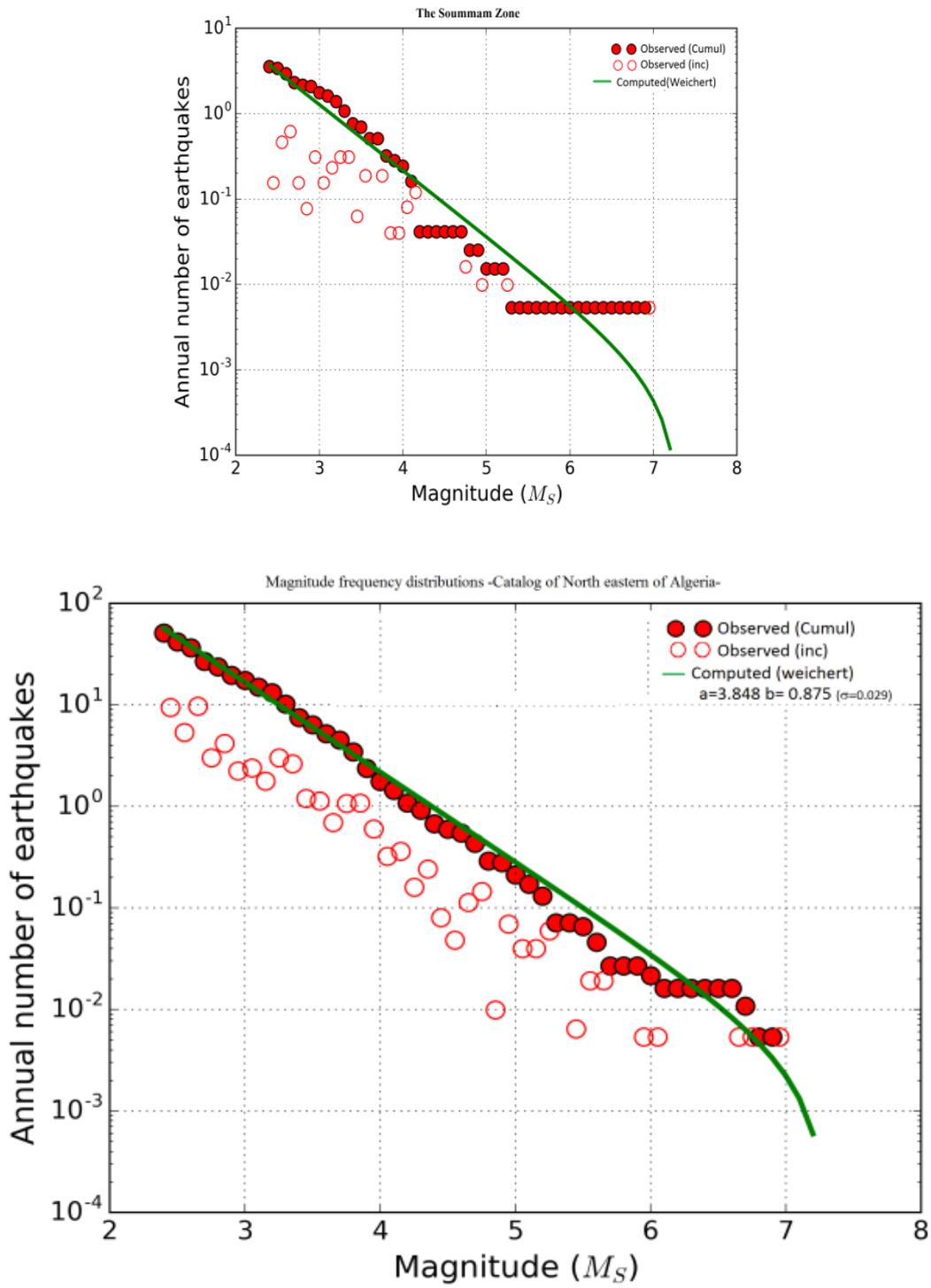


Figure.V.27 : courbes de MFD (Magnitude–fréquence distribution) observées et calculées pour Catalogue complet et les sous-catalogues des zones sources du Nord-est de l’Algérie

V.8.3. Calcul des Accélérations Spectrales

V.8.3.1. Paramètres généraux du calcul

Le calcul est effectué sur une grille de points espacés de 0.2° à l'intérieur d'un polygone limitant la zone d'étude.

Sept périodes sont prises en considération : PGA ($T = 0$ s), 0.1 s, 0.2 s, 0.33 s, 0.5, 1 s et 2 s. La distance maximale de prise en compte des sources sismiques est fixée à une valeur de 250 km. Les valeurs d'accélérations spectrales horizontales sont données pour une période de retour égale à 475 ans, c'est-à-dire que la probabilité qu'elle soit dépassée en 50 ans est de 10 %.

V.8.3.2 Cartes des accélérations spectrales

Des cartes d'aléa pour chaque période spectrale ont été tracées avec des courbes d'iso-accélérations tracées tous les 5 mg jusqu'à 300 mg, puis avec un espacement plus large de 20 mg au-dessus de 300 mg. Un exemple de la carte pour l'accélération PGA en taille réduite est illustré en Figures (V.12 au V.19). Les niveaux d'aléa croissants sont représentés par des couleurs allant du bleu au rouge. Un aléa très faible en dessous de 70 mg est représenté en bleu clair ; un aléa faible entre 70 et 110 mg en vert clair, un aléa modéré entre 110 et 160 mg en orange clair, un aléa moyen entre 160 et 300 mg en orange clair, enfin un aléa fort au-dessus de 300 mg en rouge.

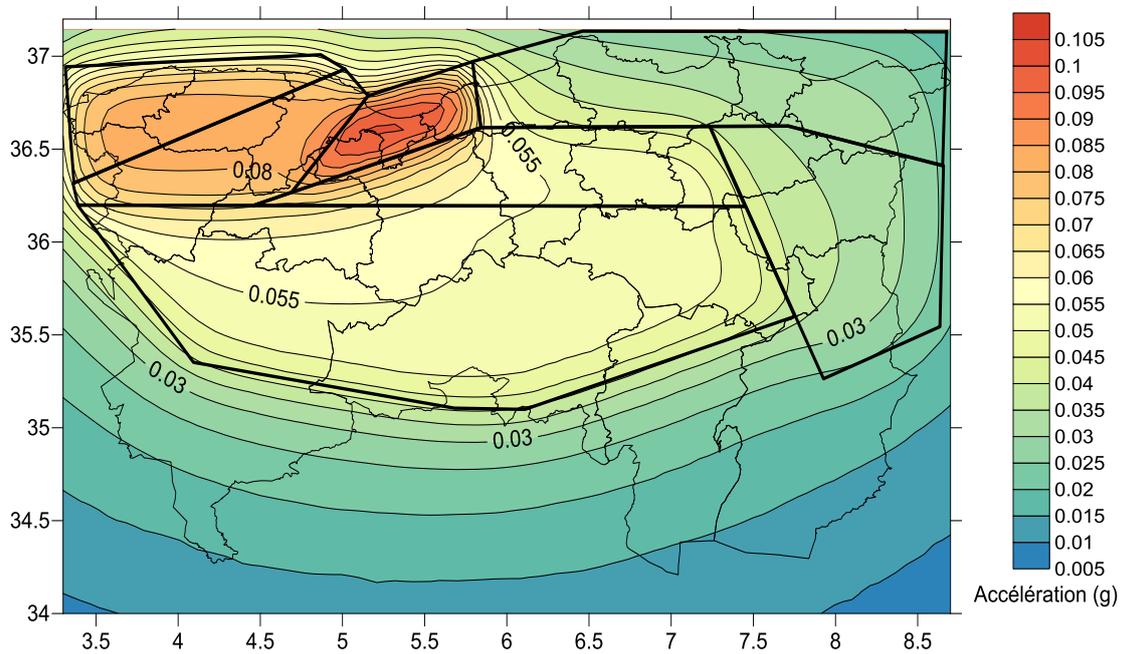


Figure. V.28 : Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 50 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-2} (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996)

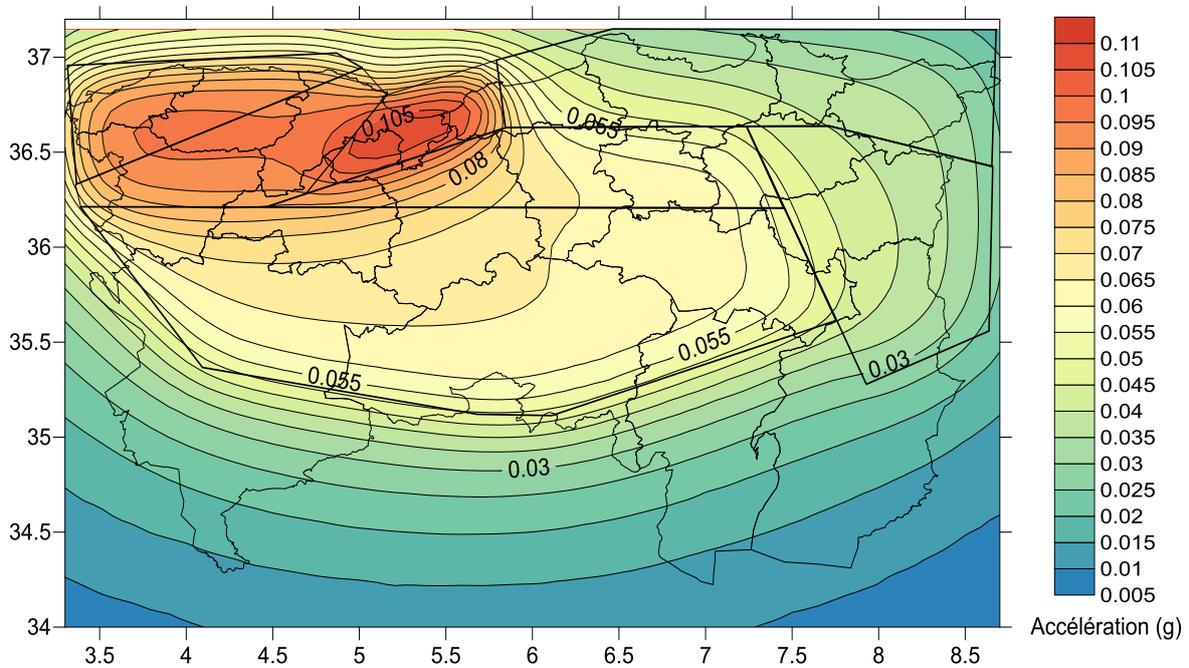


Figure. V.29 : Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 50 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-2} (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003)

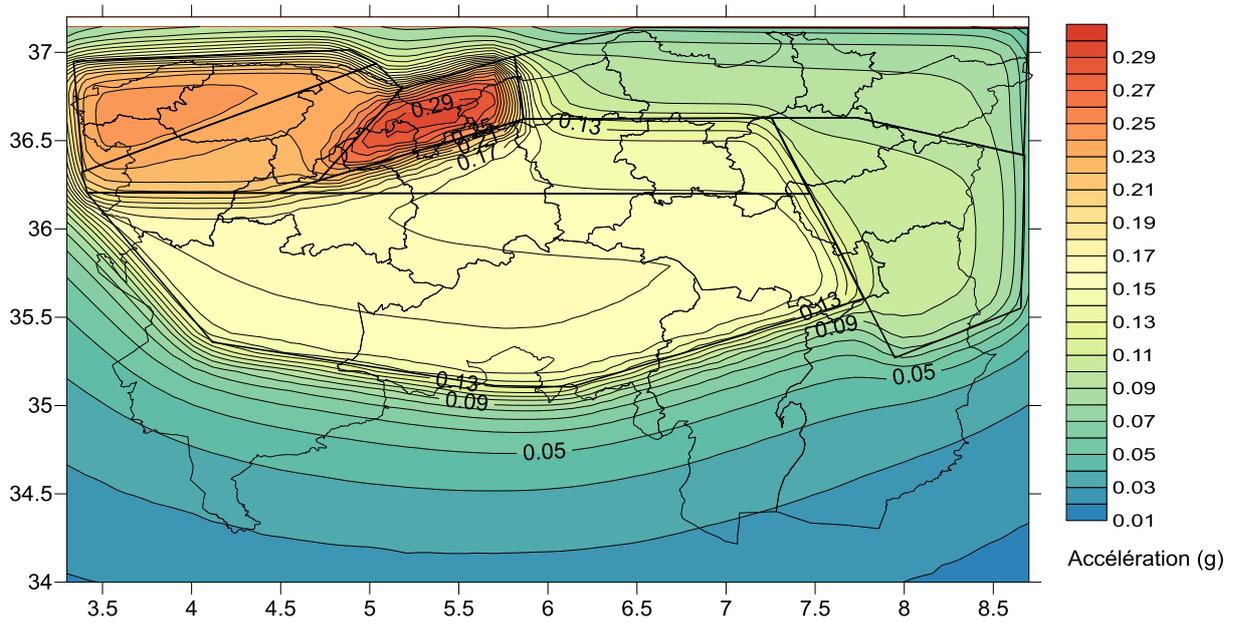


Figure. V.30 : Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 475 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-2} (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996)

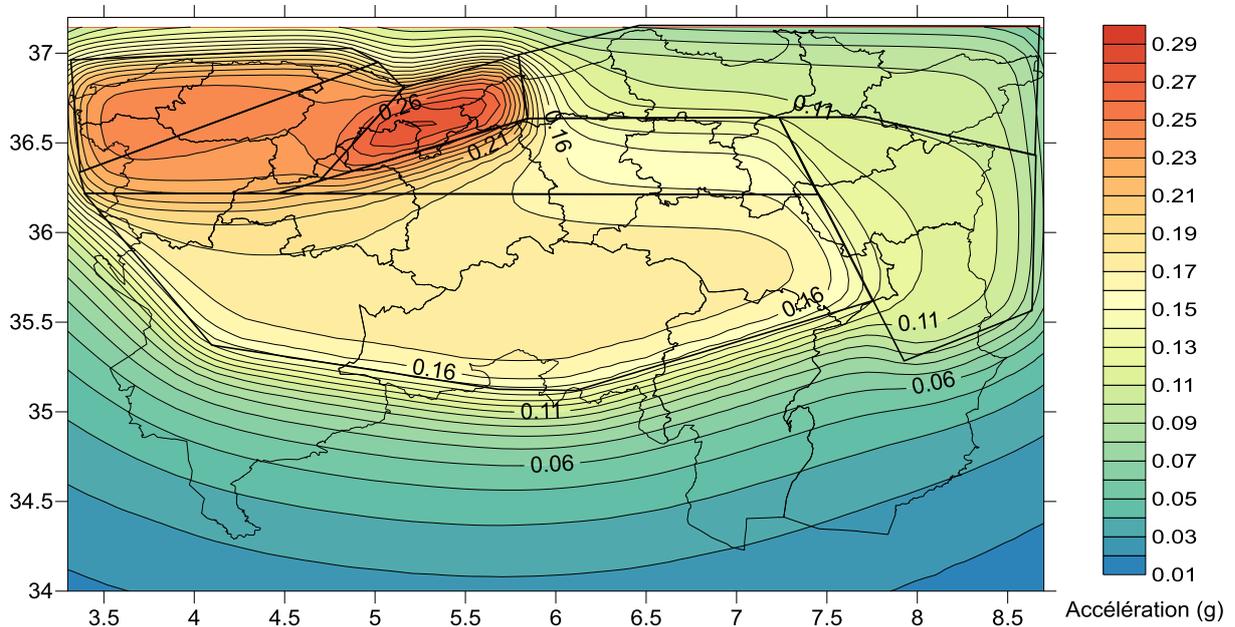


Figure. V.31: Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 475 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-2} (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003)

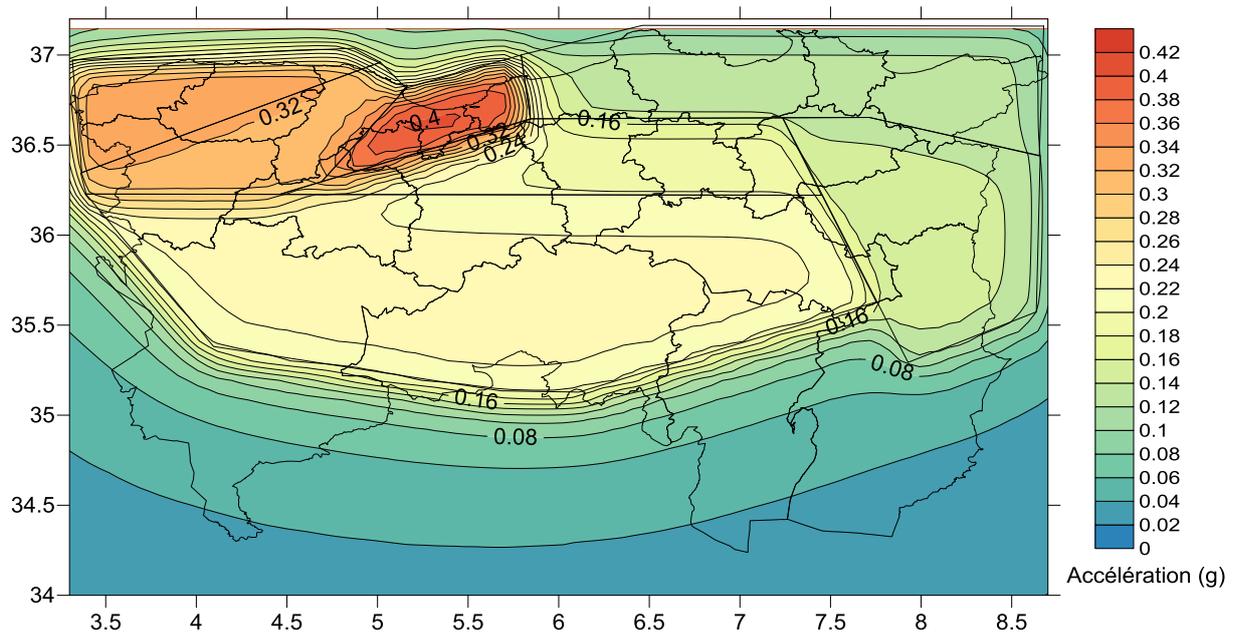


Figure. V.32 : Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 1000 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-3} (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996)

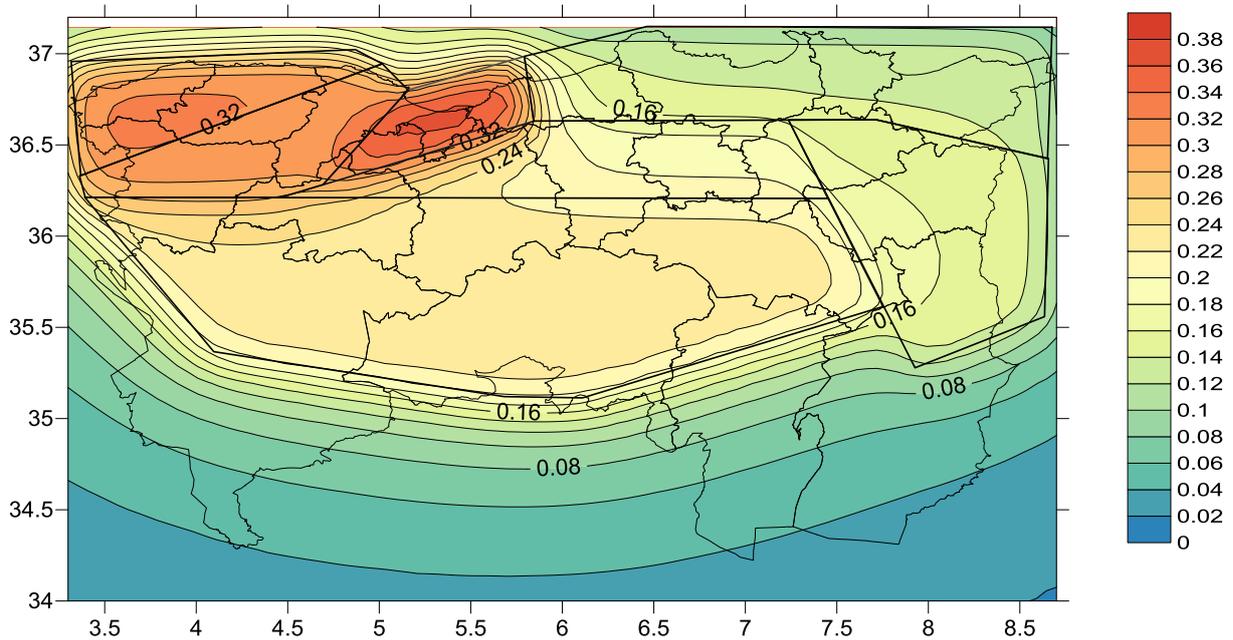


Figure.V.33 : Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 1000 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-3} (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003)

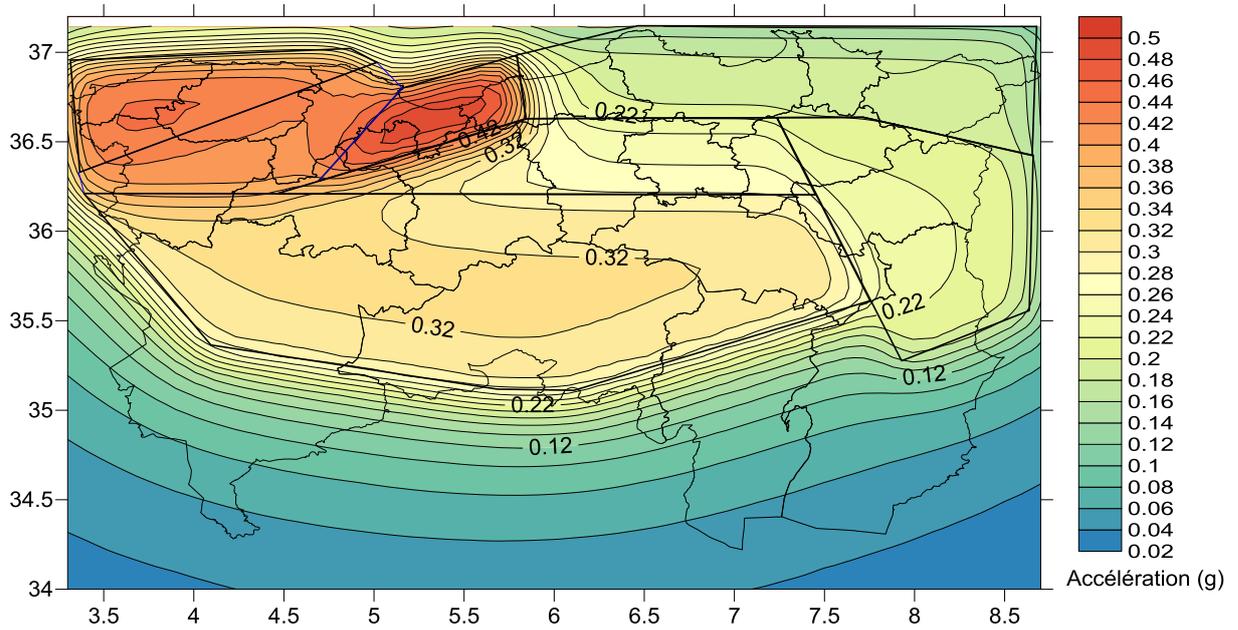


Figure.V.34: Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 2500 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-4} (calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996)

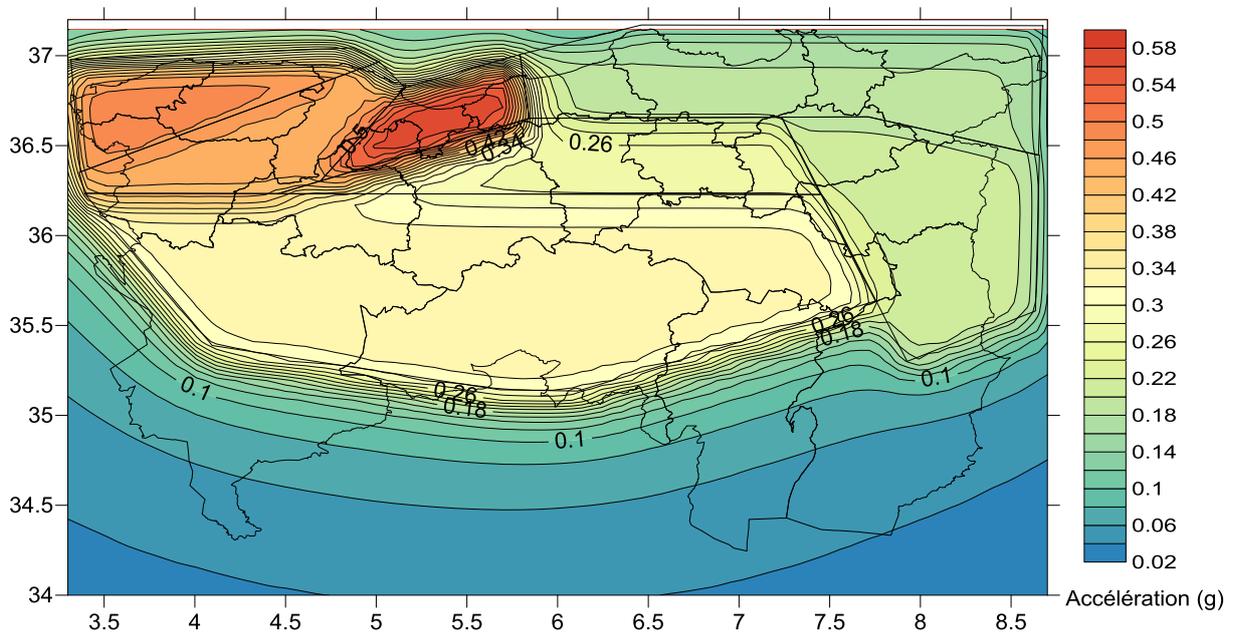


Figure. V. 35: Isovaleurs d'accélération horizontale maximale du sol en gal pour une période de retour de 2500 ans soit une probabilité de dépassement de 10^{-4} (calculée avec la loi d'atténuation de Berge-Thierry 2003).

V.8.3.3 Courbes d'aléa et spectres probabilistes

À partir des résultats obtenus pour les différentes périodes spectrales, on peut obtenir des spectres probabilistes en tout point. Des exemples sont montrés sur les Figures.V.36 et V.38 (courbes d'aléa probabiliste des cinq localités) et Figures.V.37 et V.39 (spectres probabilistes des cinq localités) pour les sites de Bejaia, Sétif, Constantine, jijel et Kherrata respectivement. Ces spectres ne représentent pas le spectre d'un séisme, mais les niveaux d'accélération qui peuvent être atteints ou dépassés sur le site pour la période de retour de 475 ans pour chaque période spectrale (calculées par les relations d'atténuations d'Ambraseys (1996) et celle de Berge-Thierry, (2003) respectivement).

Pour Sétif par exemple (Figure.V.36), l'accélération horizontale maximale de pic (PGA) atteint environ 230 mg. Le maximum est attendu à 0.1 seconde de période (290 mg). Le spectre est large : à 1 seconde de période, l'accélération est encore au-dessus du niveau de l'accélération horizontale maximale de pic. Les accélérations les plus fortes sont attendues sur une large bande de fréquence.

La région des Babors est située dans la zone 1 : zone d'activité sismique forte et à courte distance. L'accélération horizontale maximale de pic à 475 ans atteint 600 mg (Figure.V.36). Le spectre probabiliste est étroit, ce qui veut dire qu'à 475 ans les accélérations les plus fortes sont attendues sur une gamme de période courte (autour de 0.1 sec).

V.8.4 Niveaux d'aléa et incertitudes

Si on reprend les mêmes définitions de niveau d'aléa faible, modéré, moyen et fort de la carte d'aléa sismique de l'Algérie proposée en 2003 par le Paléaz et al , l'aléa sismique probabiliste à 475 ans est faible à très faible sur une grande partie du territoire. Les régions des Babors sont concernées par un aléa modéré à moyen, le reste de la zone d'étude par un aléa très faible (Tableau 4).

Tableau 4 - Niveau d'aléa à 475 ans.

Aléa	Mouvement du sol	Région
Très faible	accélération < 70 mg	Région de l'atlas saharien
faible	70 mg < accélération < 110 mg	Régions offshore et le bassin de Guelma
modéré	110 mg < accélération < 160 mg	Region du Bassin de Contantine et la vallée du Soummam
moyen	160 mg < accélération < 300 mg	Les Babors
fort	accélération > 300 mg	/

Ces évaluations reposent cependant sur les hypothèses suivantes :

1 - la sismicité instrumentale des cinquante dernières années, issue des catalogues de Harbi et al (2010) du l'ISC est représentative de la sismicité possible sur 475 ans ;

2 - les magnitudes maximales estimées dans chaque zone source sont évaluées avec des regroupements de régions pour limiter les sous-estimations possibles ;

3 - les modèles d'atténuation utilisés sont des modèles généraux, en l'absence de modèles régionaux adaptés.

Les comparaisons des modèles d'atténuations effectuées montrent qu'au-delà de 100 km de distance, les modèles peuvent donner des valeurs médianes d'accélération relativement différentes pour un même couple magnitude/distance. Ces différences sont encore accentuées lorsqu'on prend en compte les écarts types de chaque modèle.

La sensibilité aux paramètres est particulièrement forte pour les Babors, proche des zones sources. Les accélérations varient très rapidement avec la distance lorsqu'on se rapproche des régions les plus actives.

Le choix arbitraire de modèle d'atténuation, comme le choix de la méthode d'évaluation de la magnitude maximale (évaluée séparément dans chaque zone source, ou à partir de regroupement de zones par similarité de contexte tectonique) entraîne des incertitudes sur le résultat de l'évaluation d'aléa qu'on appelle incertitudes épistémiques. Elles se rajoutent aux incertitudes aléatoires résultant des marges d'erreurs sur les estimations des paramètres d'activité sismique (pente β , taux annuel de séismes λ , profondeur des séismes dans la zone source ...).

L'impact de ces incertitudes sur le résultat ne peut être évalué correctement que par une approche d'arbre logique couplée avec une méthodologie de propagation des incertitudes de type Monte Carlo. Cette méthode permettrait également de hiérarchiser l'influence des différents paramètres et ainsi de connaître les priorités en matière d'étude, si on souhaite affiner l'évaluation d'aléa (estimation en cours de réalisation).

Ainsi, il paraît souhaitable que cette étude puisse être complétée par une analyse des incertitudes à partir d'une approche de type arbre logique.

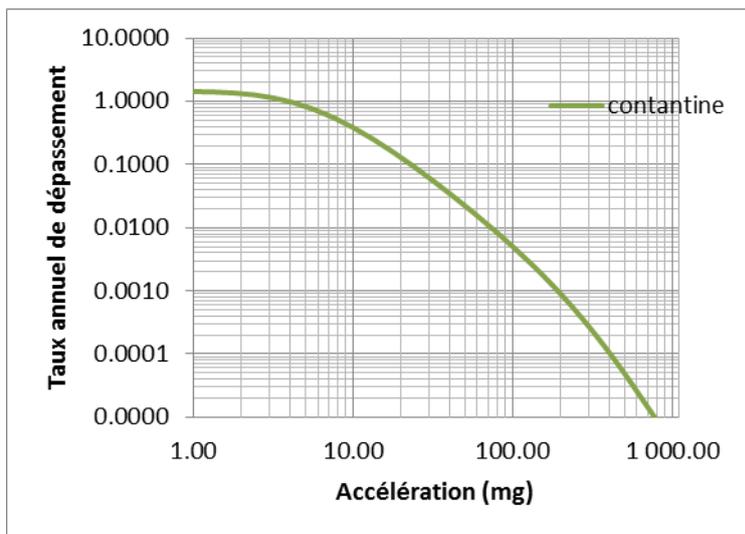
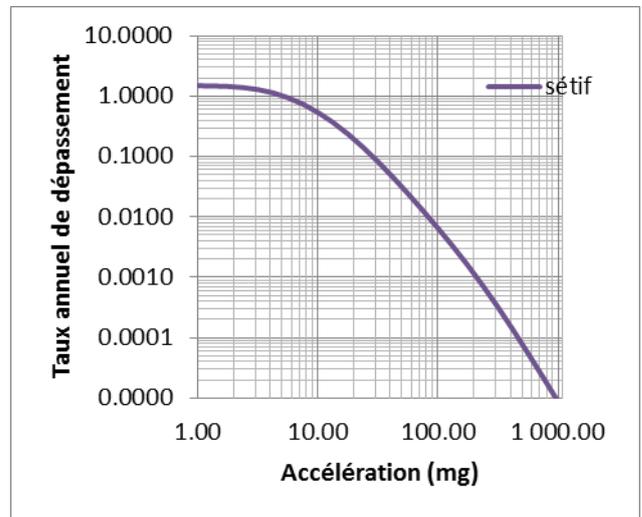
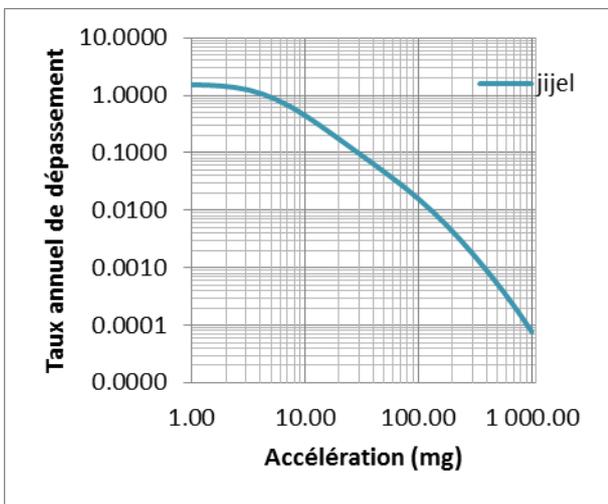
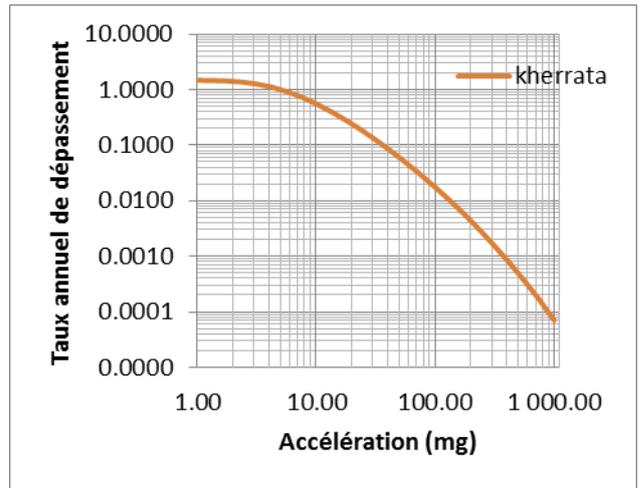
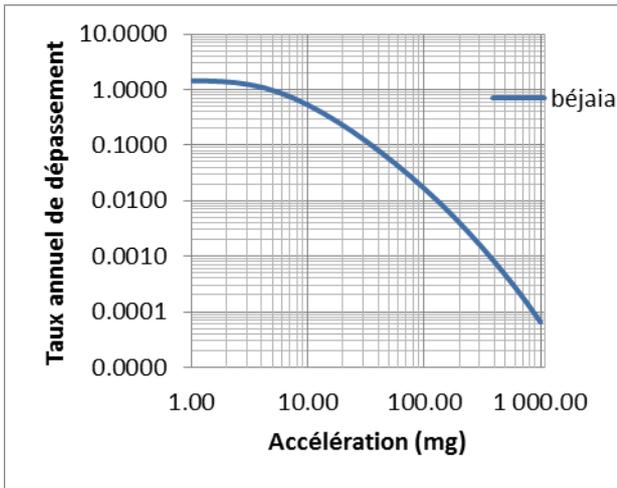


Figure.36 - Courbes d'aléa des régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata. (Calculée avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996)

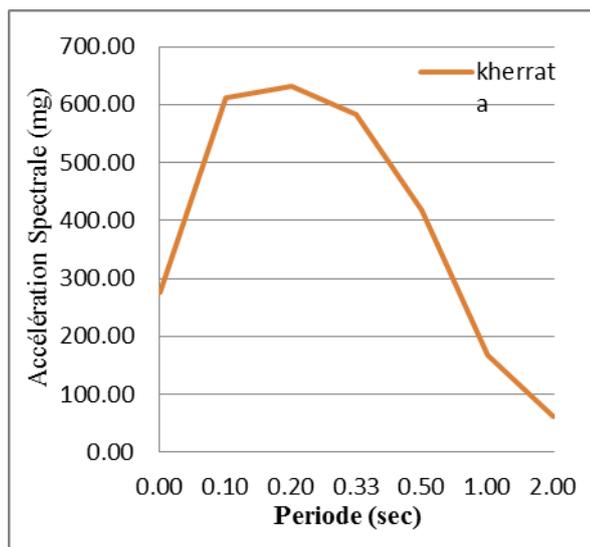
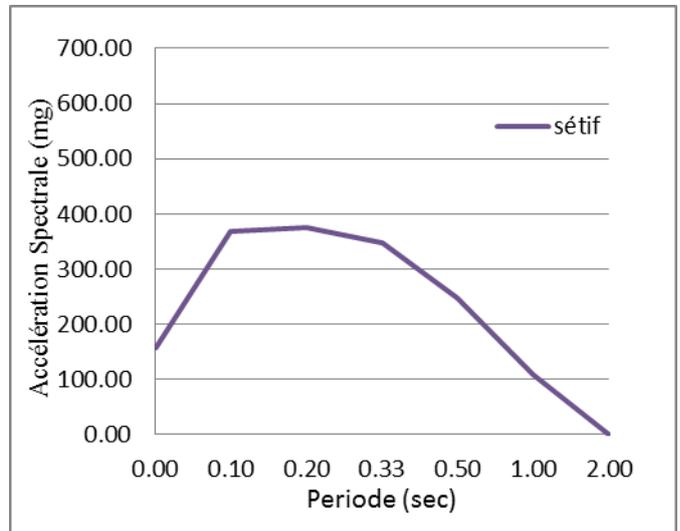
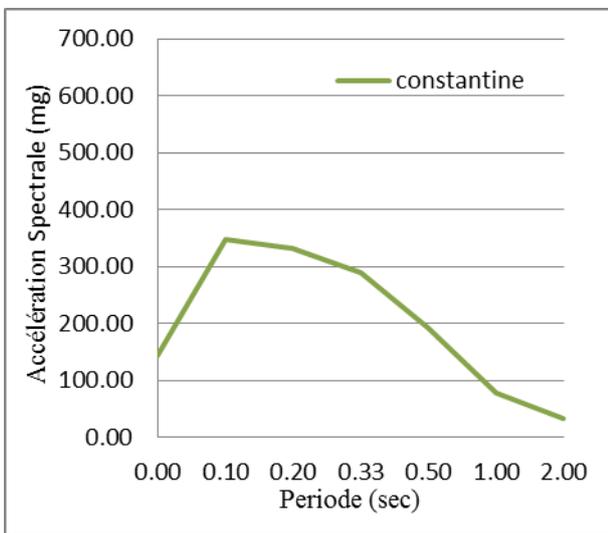
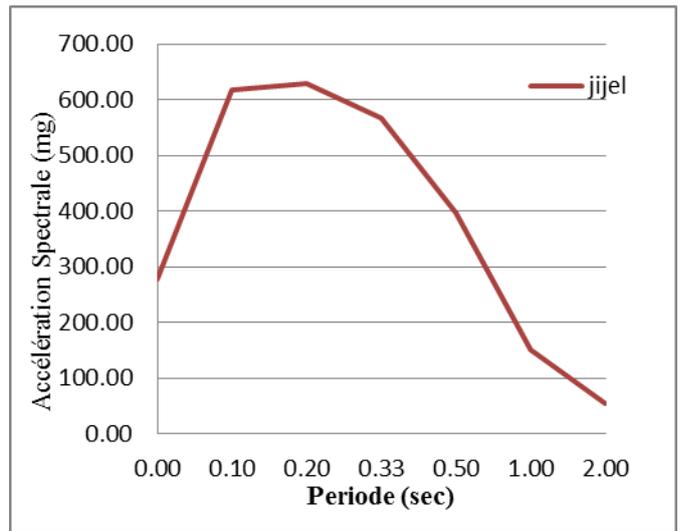
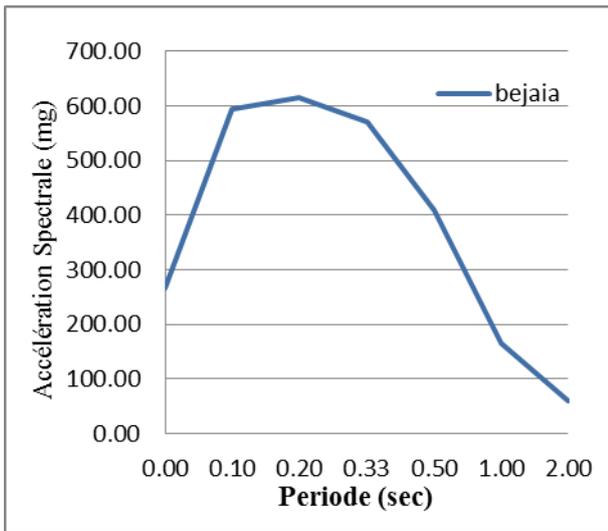


Figure.V.37 - Spectre probabiliste pour les régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata.(Calculé avec la loi d'atténuation d'Ambraseys 1996).

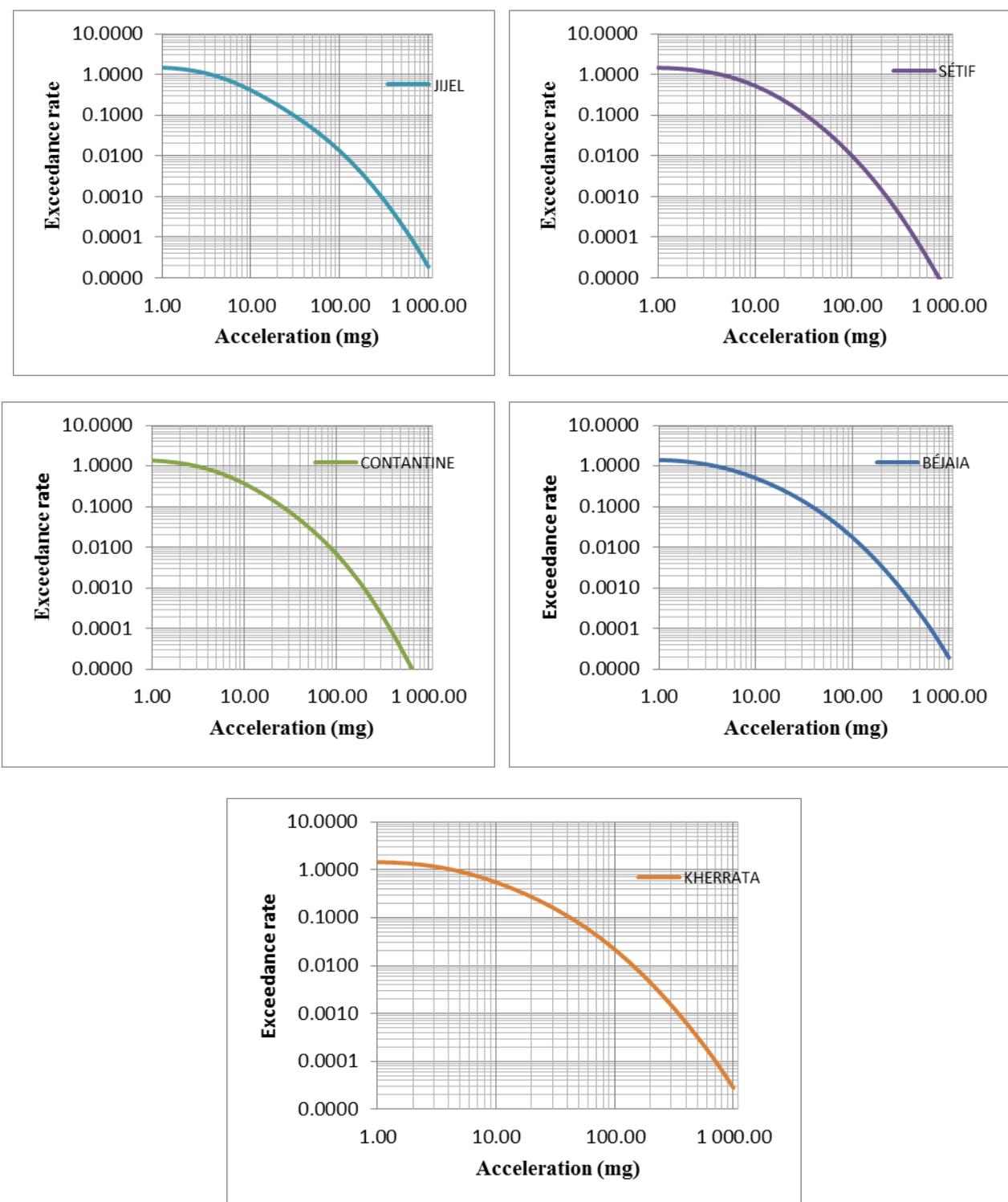


Figure.V.38 – Courbe d’Alea pour les régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata.(Calculée avec la loi d’atténuation de Berge-thierry 2003)

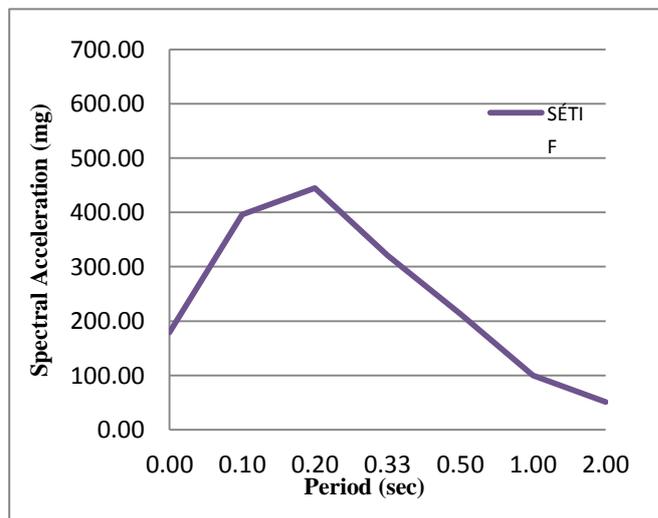
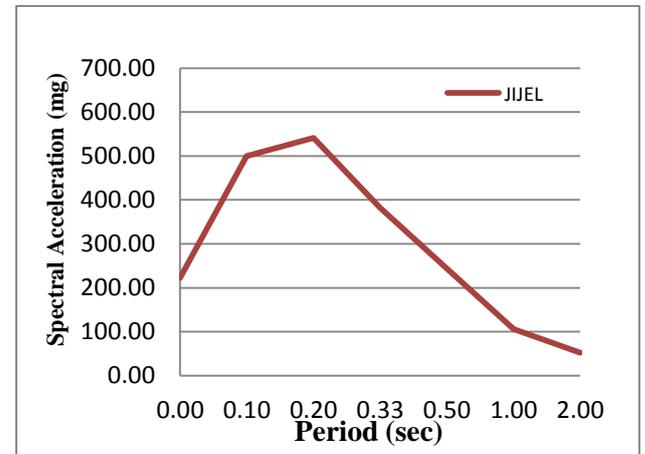
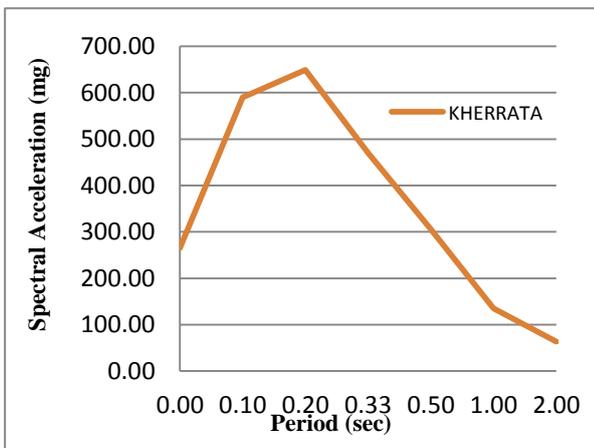
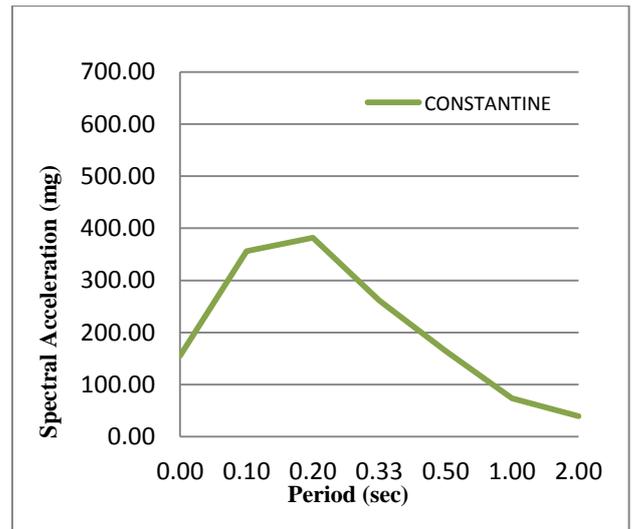
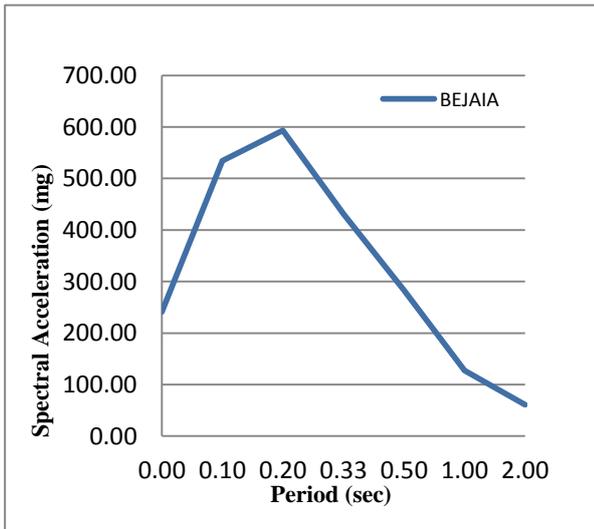
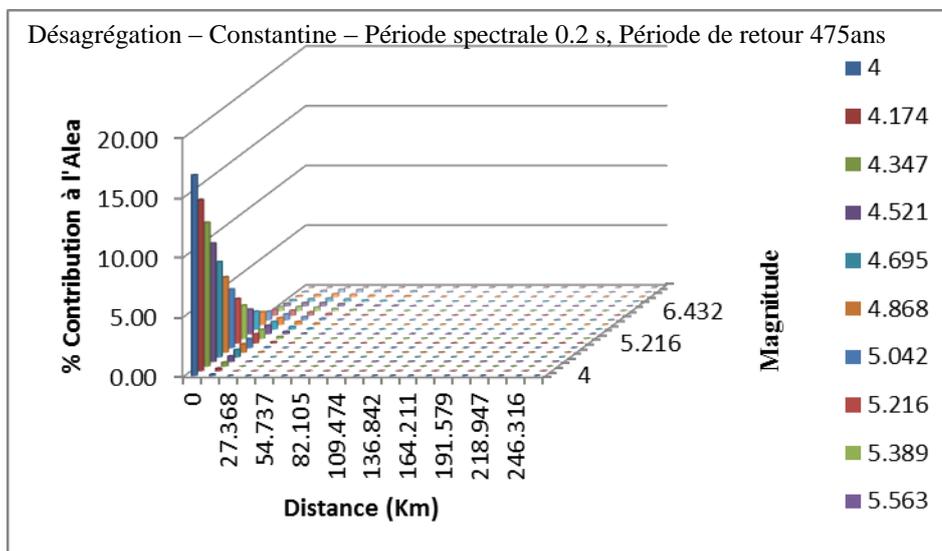
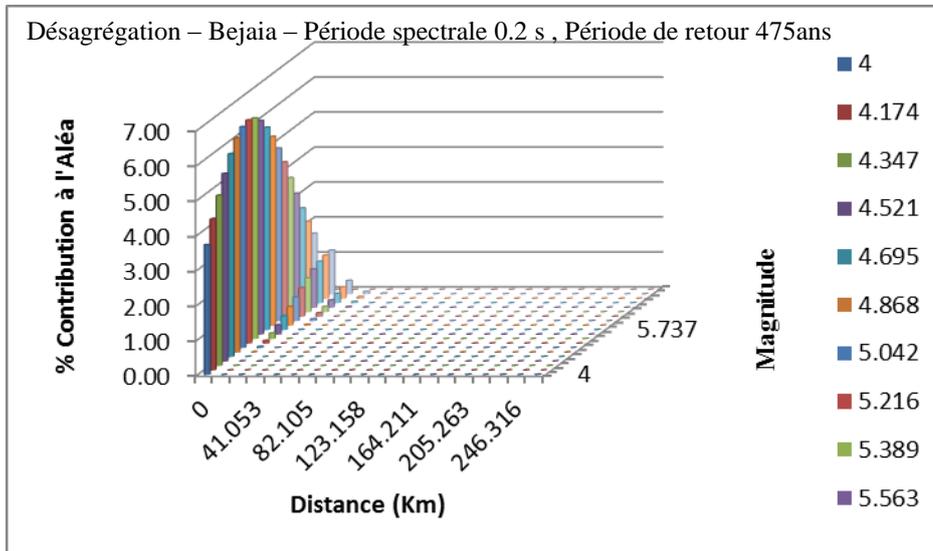


Figure.V.39. Spectre probabiliste pour les régions de Bejaia, Jijel, Constantine, Sétif et Kherrata.(Calculé avec la loi d'atténuation d'Berge-Thierry 2003)

V.8.5 Contribution des sources

Par une méthode de désagrégation on peut savoir quel type de source contribue le plus à l'aléa sismique calculé. Les résultats sont obtenus en calculant séparément la contribution à l'aléa issue de chaque couple magnitude distance. La Figures V.40, illustrée par des histogrammes, présentent les contributions de différents couples magnitude-distance pour les villes de Bejaia, Constantine, Sétif, Jijel et Kherrata et pour une période spectrale (SA) de 0.2s.



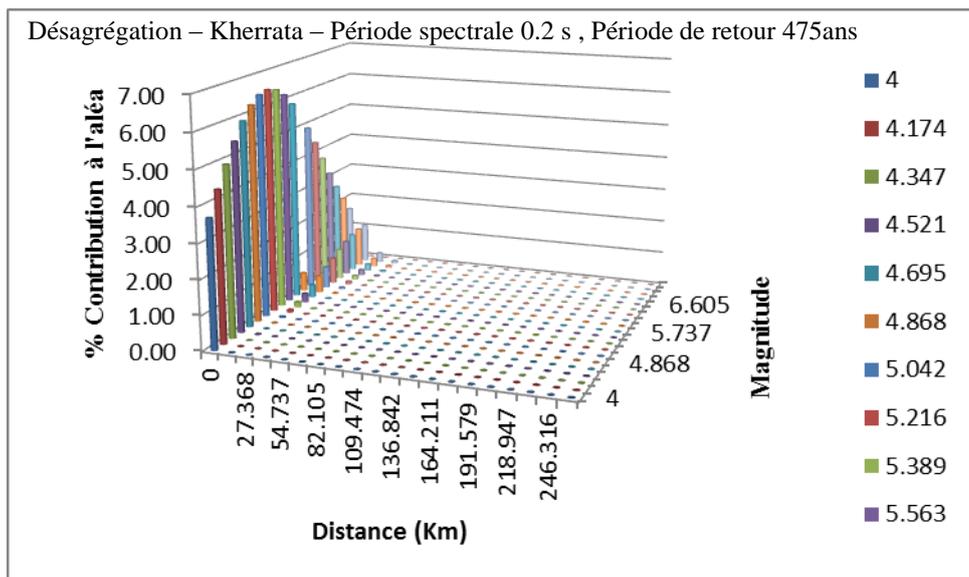
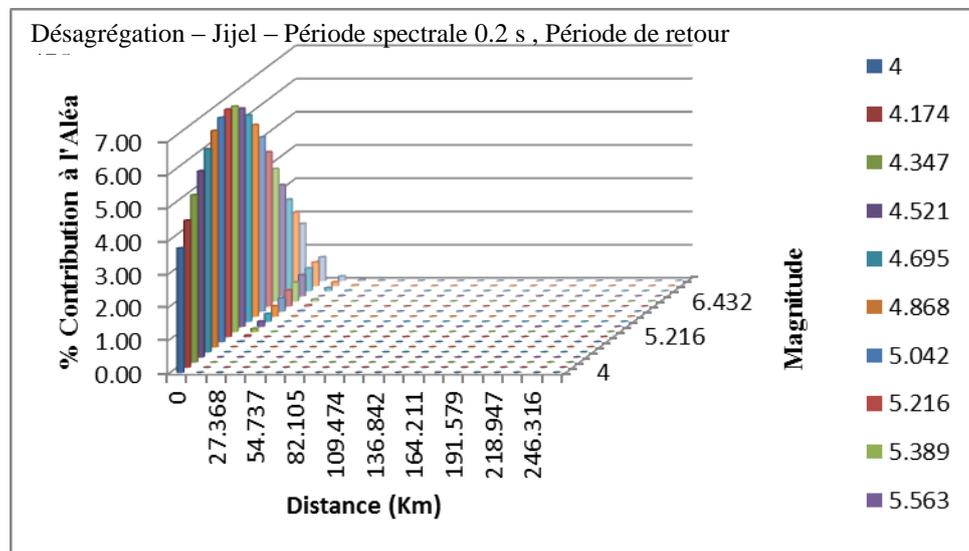
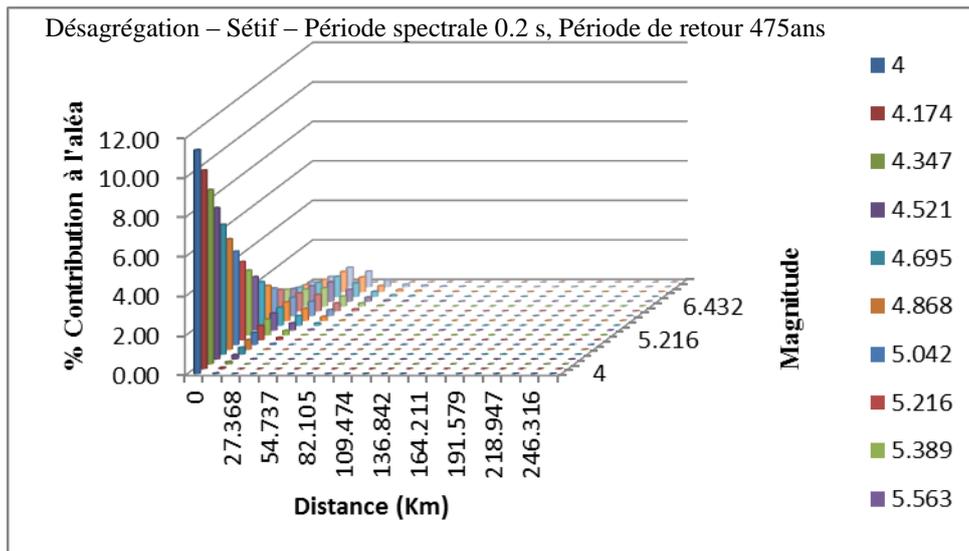


Figure V. 40: Histogrammes de Contribution des sources sismique à l'aléa sismique pour une période spectrale de 0.2s

On remarque, sur tous les histogrammes représentant la contribution des zones sources à l'aléa que les sources proches (inférieur à 20Km) et de magnitude 4 à 5.5 contribuent le plus sur les résultats d'aléa.

V.8.6 ANALYSES ET DISCUSSIONS

Des cartes probabilistes de risque sismique ont été générées pour estimer la probabilité d'atteindre ou de dépasser les niveaux d'accélération dans le nord-est de l'Algérie pour les tremblements de terre avec un intervalle de récurrence de 475 ans, ou équivalent, avec une probabilité de dépassement de 10% au cours des 50 prochaines années. Pour les sept zones décrites ci-dessus, les valeurs maximales de l'accélération maximale au sol attendue (PGA) vont de 0.09 à 0.29g.

Les valeurs de PGA estimées pour certaines villes du Nord Est Algérien à savoir, Bejaia, Sétif, Constantine, Jijel et Kherrata sont respectivement de 0.23g, 0.15 g, 0.15 mg, 0.25g et 0.29g.

Dans les cartes des dangers (Figure.V.28 à V.35, dressés pour les différentes périodes de retour et avec deux relations d'atténuations), Le risque régional n'est pas uniforme sur toute la zone d'étude. Il est plus fort dans les Babors et Djidjelli, et diminue progressivement vers sud et vers l'est, atteignant des minima à l'extrême est (Tebessa, Souk Ahras, Etaref, etc.) et vers Chott el Hammam au sud.

L'évaluation de l'aléa sismique de Nord-est réalisée dans cette étude est un résultat concret, qualitatif et quantitatif établi spécifiquement pour cette région de l'Algérie. Elle a été calculée pour des sols fermes, pour une période de retour de 475ans. Les valeurs des accélérations obtenues confirment que le Nord-est, est situé dans une zone de danger sismique modéré surtout dans les Babors et les Djidjelli et faible dans le sud et est de ces derniers à savoir les localités de Souk Ahras, Tebassaet Annaba à l'est et Batna, Biskra et Msila au sud.

Les résultats obtenus ici sont parfaitement cohérents avec la classification de l'aléa sismique du nord est réalisée par Audia et (2000), Pelaez et al (2003), et José et al 2005et Mourabit et al (2014), les valeurs des accélérations diminue d'ouest vers la grande Kabylie et de l'est au sud des Babors et de Djidjelli. Les valeurs obtenues sont cohérentes avec les nôtres.

La carte d'aléa sismique utilisée par le zonage sismique de l'Algérie faite par les Auteurs déjà cité, situe le Nord Est de l'Algérie dans une zone sismique modérée, avec des valeurs de g qui varie de 0.05 à 0.29g, ceci a été parfaitement corroboré par les cartes (figues. V30 et V31).

En matière de prévention ces cartes (figures.V.30 et V.31) apportent les accélérations maximales possibles du sol pour chaque municipalité du Nord est. Elles pourraient constituer un outil de base pour la prise des décisions lors de la planification et le développement rurale et urbaine à travers L'application correcte du RPA 1999.

Probabilistic seismic hazard assessment in the northeastern part of Algeria

Mahmoud Hamlaoui¹  · K. Vanneste² · K. Baddari³ · L. Louail⁴ · B. Vlemineckx² · A. Demdoum¹

Received: 23 August 2016 / Accepted: 27 April 2017
© Saudi Society for Geosciences 2017

Abstract This work involves updating the evaluation of seismic hazard in Northeast Algeria by a probabilistic approach. This reassessment attempts to resolve inconsistencies between seismic zoning in regional building codes and is further motivated by the need to refine the input data that are used to evaluate seismic hazard scenarios. We adopted a seismotectonic model that accounts for differences in interpretations of regional seismicity. We then performed a probabilistic assessment of regional seismic hazard in Northeast Algeria. Based on a homogeneous earthquake catalog and geological and seismotectonic data gathered in the first part of the study, a seismotectonic zoning map was created and seven risk areas were identified. For each area, peak ground acceleration hazard maps were produced. Details of the calculations are provided, including hazard curves at periods of 0.1, 0.2, 0.33, 0.5, 1.0, and 2.0 s and uniform hazard spectra at urban locations in the area, including Sétif, Constantine, Kherrata, Bejaia, and Jijel.

Keywords Area source · Seismic hazard · Probabilistic approach · Peak ground acceleration · Algeria

Introduction

Algeria overlies the region of convergence between the African and Eurasian plates, which results in a remarkably high rate of seismic activity in the northeast of the country (Fig. 1). Hundreds of tremors recorded during the last century have been strongly felt, and several have been damaging, including the $M_s = 6.0$ Constantine earthquake of 27 October 1985 and the $M = 5.4$ Beni-Ouartilane earthquake of 11 October 2000. This history shows that this region of Algeria is exposed to significant seismic risk.

The remainder of this paper is organized as follows. In the “Seismotectonic context of Northeast Algeria” section, we introduce the seismotectonic context of northern and Northeast Algeria, describing the historic seismicity. An earthquake catalog is compiled in the “Seismicity catalogue” section, and source areas are defined in “Definition of the seismic source areas” section, and in the “Choice of ground motion attenuation relationships” section, we choose the ground motion prediction equations for estimating the seismic hazard. The Gutenberg–Richter parameters for each source region are calculated in the “Results” section. Finally, the results are presented as hazard maps in the “Discussion and conclusions” section.

✉ Mahmoud Hamlaoui
hamlaouis@univ-setif.dz

¹ Physics Department, Faculty of Science, University of Setif1, Sétif, Algeria

² Seismology Section, Royal Observatory of Belgium (ROB), Uccle, Belgium

³ Seismological Laboratory, Faculty of Hydrocarbon and Chemistry, University of Boumerdes, Boumerdes, Algeria

⁴ Department of Geology, University of Setif1, Sétif, Algeria

Seismotectonic context of Northeast Algeria

Many authors have investigated the tectonics of Northeast Algeria (e.g., McKenzie 1972, Bounif et al. 1987, Aoudia and Meghraoui 1995, Harbi (2006), etc.). Based on these works, the region can be divided into four distinct morphostructural domains: the inner domain, the tell (Tellian Atlas), the high plateaus, and the Saharan Atlas.

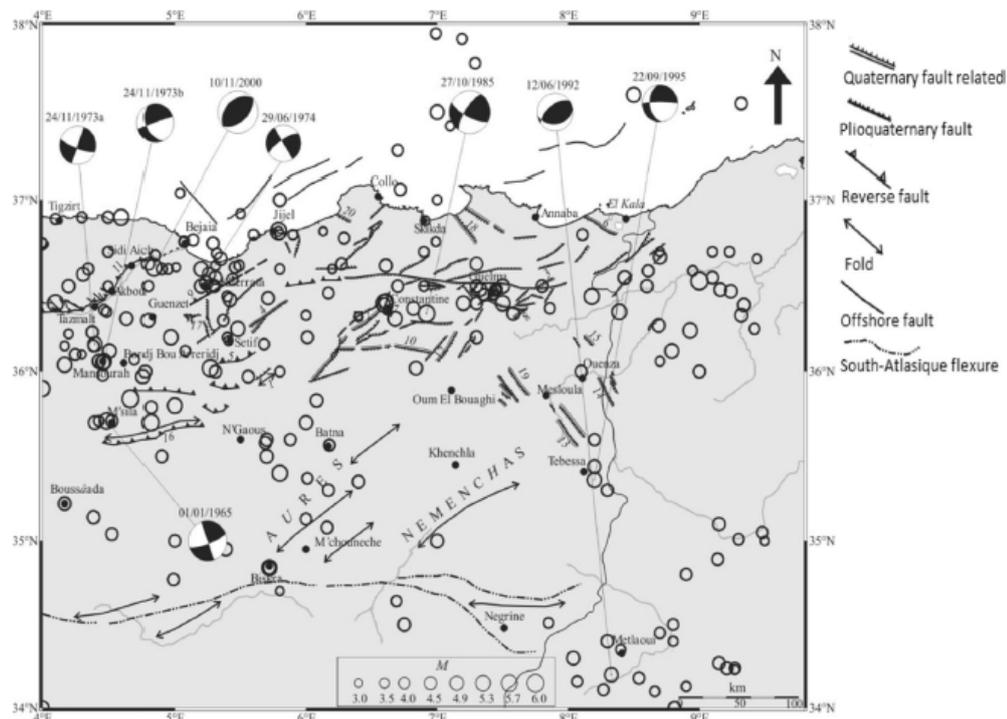


Fig. 1 Seismotectonic map of Northeastern Algeria, showing active and potentially active faults. *a* Quaternary fault related to hydrothermal springs. *b* Plioquaternary fault. *c* Reverse fault. *d* Fold. *e* Offshore fault. *f* South-atlasique flexure. *1* Quaternary anticline of Djebel Tella. *2* AinSmara fault. *3* Bouchegouf fault. *4* Fault of northern Djemila. *5* Fault of Djebel Youcef. *6* Fault of Rosa Cape. *7* Constantine faults. *8*

Hammam Bailis fault. *9* Kherrata fault. *10* Sigus fault. *11* Tazmalt-Mechdallah fault. *12* Temlouka fault. *13* Mesloula fault trough. *14* Ouenza fault trough. *15* Taoura fault trough. *16* Fault-related fold of Chott El Hammam. *17* Network of Guergour-Anini. *18* Fault of Djebel Safia. *19* Terraguelt fault trough (in Harbi et al. 2003)

Recent tectonics in the Tellian Atlas have been dominated by compressive deformation. The distribution of tectonic structures of Plioquaternary allows to distinguish two groups in Tellian Atlas: the north-east of Tellian Atlas with major dextral strike-slip globally trending E-W and forming in its eastern prolongation the Guelma basin. Further to the west, from the meridian of Kherrata, the inverse character takes over, and this recent tectonic regime is marked by the appearance of NE-SW-oriented fold-faults to replay sinistre. The latter area includes the Hodna, the Kherrata area, the Soummam, and especially the Mitidja and Chelif Basins of Central and Western Algeria. Active tectonic processes here are responsible for moderate to large historic and instrumental earthquakes, including the $M_s = 6.0$ Constantine earthquake of 27 October 1985 and the $M_s = 7.3$ El Asnam earthquake of 10 October 1980 (Meghraoui 1988; Aoudia et al. 2000; Harbi et al. 2003). Figure 1 shows a seismotectonic synthesis of the study area.

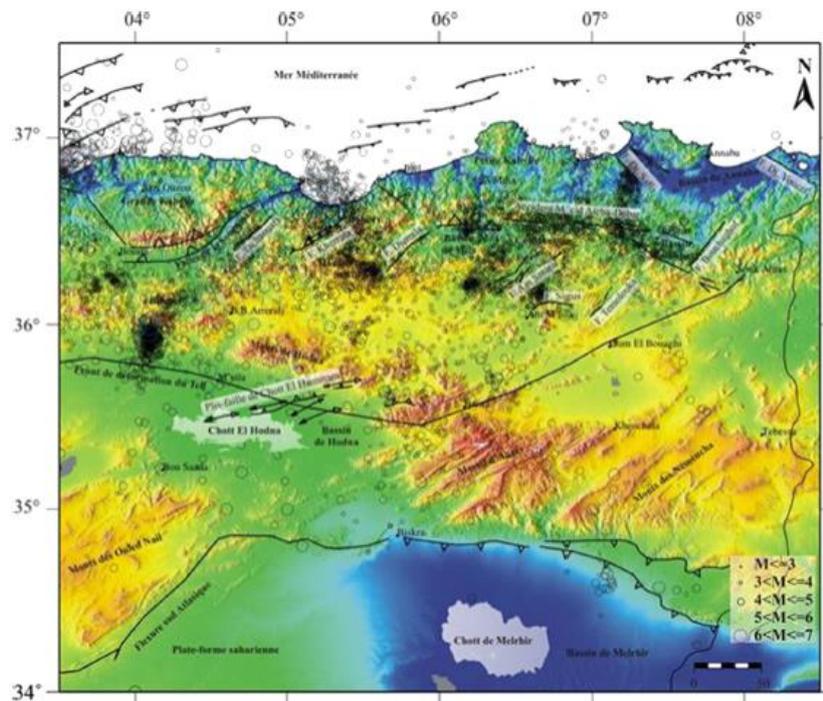
An examination of the seismicity map of Northeast Algeria (Fig. 2) reveals that a majority of earthquakes are located along potentially active faults. It is also notable that seismicity is almost entirely distributed across

the northern part of the study area. The distribution of epicenters follows two major trends: the first runs E-W, parallel to the coast; the second, trending NE-SW, perfectly matches the mapped tectonic features as well as the directions of the respective isoseist of the major earthquakes in the study region (Benhallou 1985; Benouar and Perkins 1993; Mokrane et al. 1994; Harbi et al. 2003).

Methodology

The management of seismic risk in a region begins with a quantitative assessment of the seismic hazard. The latter is generally based on probabilistic or deterministic approaches established through observations of the frequency of historic events and their effects at the surface. The goal of probabilistic seismic hazard analysis is to quantify the likelihood of exceeding a set of acceleration values at a given site based on all possible earthquake scenarios. The methodology applied in this study is based on widely accepted concepts introduced by Cornell (1968) and McGuire (1976).

Fig. 2 Seismicity map of northeastern of Algeria for the period from 1850 to 2015



As stated in a catalog of seismicity (Harbi et al. 2010), seismic activity in this part of Algeria is diffuse, with a moderate activity rate and rare damaging earthquakes (Fig. 2). These limitations do not allow for immediate identification of active structures; moreover, the expected size and recurrence intervals of strong earthquakes remain poorly investigated. With such an incomplete picture of the seismicity, other data resources, including surface geology and geodesy, must be used to quantify the seismic hazard.

Over the past few years, several techniques have been developed to estimate the seismic hazard, including software such as EQRISK (McGuire 1976) and SEISRISK III (Bender 1987). In this study, CRISIS 2007 v7.6 (Ordaz et al. 2007) was used to assess seismic hazard in Northeast Algeria using a probabilistic approach.

The research methodology followed in this study consisted of preparing a catalog of seismicity in the study area, delimiting source areas characterized by homogeneous seismicity, and using the attenuation of the peak acceleration to assess the probability distribution of peak accelerations at each site. The input parameters required by the CRISIS software package were estimated using the available seismic data to improve our understanding of seismicity rates in the area and to account for all high-magnitude earthquakes that could affect calculations of the seismic hazard.

Seismicity catalog

The catalog used for this work is a compilation of seismic data from Northeast Algeria from several sources. The main source is the seismic catalog of Harbi et al. (2010), which covers seismicity in Northeast Algeria between 3°–8°E and 33°–38°N. Other sources used for our catalog include CRAAG (1994), covering seismicity in Algeria during the period 1365–1992, which uses data from IMPGA, BCISC, and Benhallou (1985) as principal sources; Benouar and Perkins (1993), Benouar (1994), which covers the entire Maghreb region from 1900 to 1990 and uses Mezcua and Martinez Solares (1983) as its main data source; IGN (2005), which covers the Ibero-Maghreb Region for the period 412–2005; Mokrane (1994), which covers the period 1365–1992; and USGS NEIC data files (1992). Data from the International Seismological Center (ISC) from the period 1950–2015 were also used to improve instrumental seismicity and complete the catalog of magnitude estimates.

To compile a catalog for our study area, we followed three steps: we sought historical data for the period 419–1900, included instrumental data after 1900, and obtained relevant data from the catalog compiled for all of Algeria.

The raw catalog contains 4703 events, covering the period between 1830 and the end of 2015; of these, 1707 have no

magnitude and 561 (M note defined). The minimum magnitude is M_s 2.0; i.e., the catalog consists only of earthquakes greater than M_s 2.0.

Homogenization of the catalog

The compilation of a catalog from different sources is likely to include earthquake magnitudes calculated on different scales. Thus, we must homogenize magnitudes to a uniform scale before the seismic hazard can be estimated.

For historic seismicity, surface wave magnitudes M_s were calculated by Benouar (1994) from epicentral intensity, and the same author evaluated the relationship between M_s and m_b for the Ibero-Maghreb region. Because many events use local magnitude (M_l), it is necessary to convert to M_s , yet when we attempt to quantify the empirical relationship between M_s and M_l , as illustrated in (Fig. 3), magnitudes (M_s) tend to be underestimated. To remedy this problem, the conversion made by Ambraseys (1985) and Benouar (1994) are used, applied to moderate seismicity, and calculated for the Maghreb region, respectively.

Completeness analysis

Evaluation of historic records and instrumental earthquakes shows that the magnitude distribution of the seismic catalog is not homogeneous over time (Fig. 4). The further back in time, the higher the lowest recorded magnitude. To obtain real rates of occurrence for MFDs (magnitude–frequency distributions), a date at which the catalog is complete must be determined for each magnitude. A perfect estimate of the annual rate of seismicity in a source region requires a complete catalog, i.e., one in which all

earthquakes are reported. For this purpose, the magnitudes of earthquakes and years of occurrence were used to estimate the year from which the catalog could be considered complete with respect to each magnitude. Figure 4 shows a completeness analysis using the cumulative visual (CUVI) method (Mulargia and Tinti 1987) applied to the Eastern Algeria earthquake catalog. Accordingly, we determined a threshold magnitude of 2.4 for completeness, but the corresponding catalog completeness varied by source region (Table 1 and Fig. 4) when applied to data from the earthquake catalog of Eastern Algeria. Accordingly, a 2.4-threshold magnitude and various years were selected from which we observed complete earthquake catalogs of source zones.

Declustering (removing aftershocks)

In the probabilistic approach, earthquakes are expected to occur as a Poisson process; i.e., random and stochastically independent in time and space (Gardner and Knopoff 1974). A Poisson process is used to describe the occurrence of the main shock and aftershocks of every major earthquake sequence. Indeed, designations such as “foreshock” and “aftershock” depend on the major event to which smaller earthquakes are related.

We used a Python program called Cluster, based on Gardner and Knopoff (1974), to remove aftershocks. This program groups interdependent earthquakes on the basis of their proximity in time and space. Thus, we removed interdependent earthquakes from each group, keeping only the event with the largest magnitude.

In what follows, the calculations and necessary steps for estimating the seismicity parameters are carried out on complete parts of each regional catalog which include only independent events in each source area.

A final parameter in window-based declustering method is the ratio between foreshock and aftershock time window or f/a ratio. We evaluated the time impact of this parameter along with the choice of declustering window. The results for four f/a ratio ranging between 0.25 and 1 in Table 2 indicate that a large f/a ratio results in more earthquakes being removed, but it is difficult to decide which value is more appropriate. We settled on a value of 0.5 for this parameter.

Figure 5a and b shows the results of declustering with the linked-window method, Gardner and Knopoff window and a ratio f/a of 0.5.

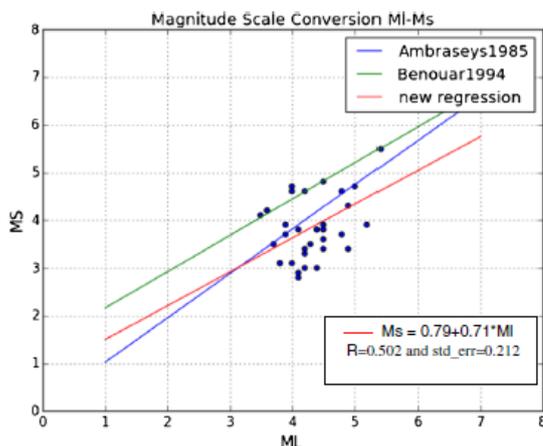


Fig. 3 Comparison of conversion relation for local magnitude (M_l) to surface wave magnitude (M_s)

Fig. 4 CUVI (cumulative visual) completeness analysis for different ranges of lower magnitude. The bold red line corresponds to the completeness date being evaluated; the dashed red line corresponds to the next more recent completeness date. The dashed black line corresponds to the lowest lower magnitude that does not show a change in rate (knick point) beyond the completeness date from period 1830–2015

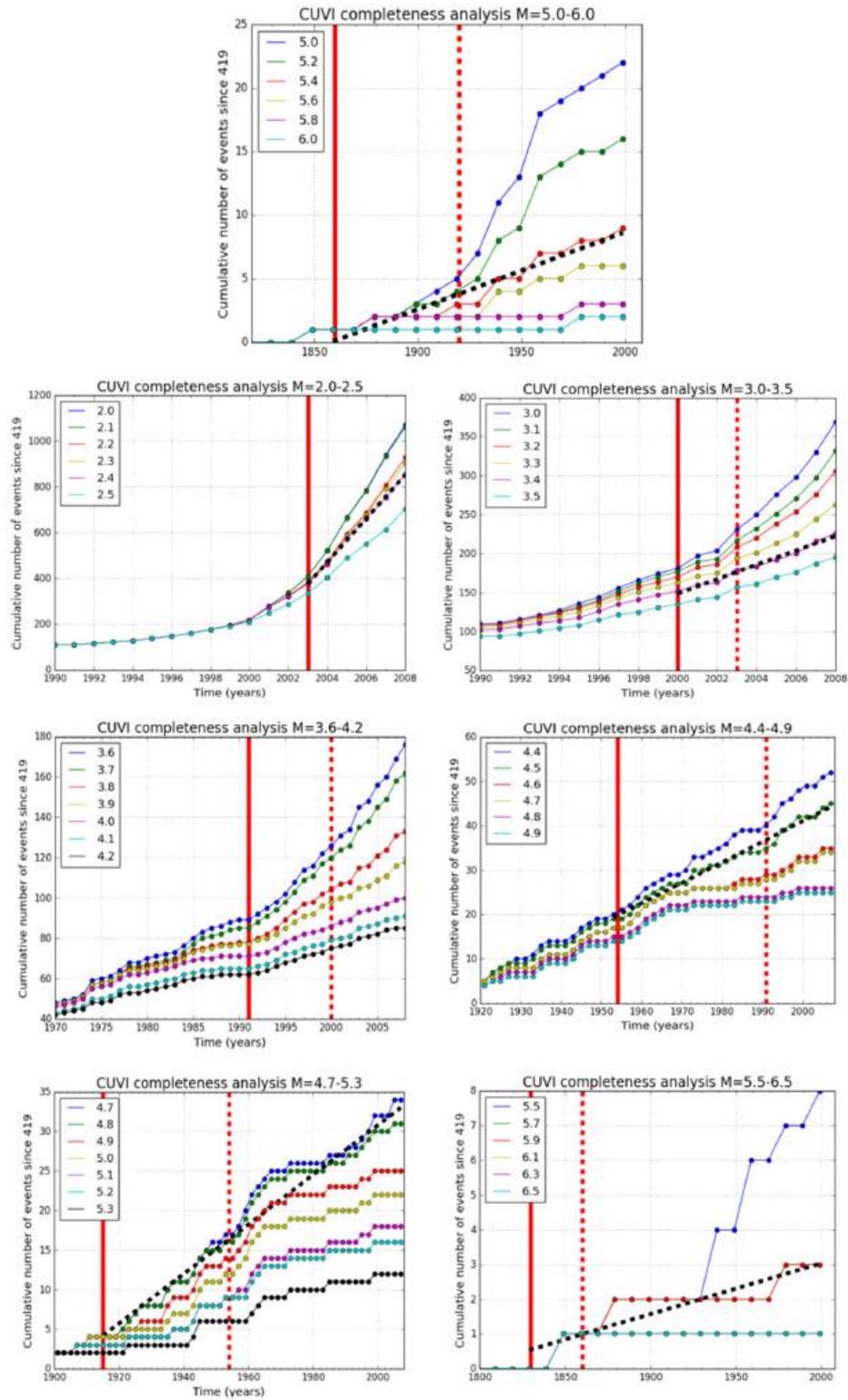


Table 1 Results of the completeness analyses (period 1830–2015)

Interval magnitude	Completeness period	Number of earthquakes for completeness	Year of completeness	Magnitude completeness
[5.5–6.5]	1830–2003	3	1830	5.9
[5.0–6.0]	1860–2003	9	1860	5.4
[4.7–5.3]	1915–2003	53	1915	4.8
[4.4–4.9]	1954–2003	46	1954	4.5
[3.6–4.2]	1991–2003	149	1991	3.8
[3.0–3.5]	2000–2003	148	2000	3.4
[2.0–2.5]	2003–2015	635	2003	2.4

Definition of the seismic source areas

In seismic hazard assessment, the definition of source areas (or seismogenic zones) is based on the knowledge of active tectonics (Fig. 1) and the seismicity in the study area (Fig. 2). In regions of diffuse seismicity, areas that represent potential earthquake sources can be modeled as being homogeneous with respect to crustal thickness, geodynamic stress field, and earthquake distribution. In this study, the adopted zoning convention extends the seismogenic sources to match previous seismic hazard studies (e.g., Aoudia et al. 2000; Harbi et al. 2007; Mourabit et al. 2014). A slight change was made in the demarcations of the source areas to maximize the number of earthquakes in the region bounded by 33°–38°N, 4°–9°E. This rezonation divides the region into seven polygonal source areas; earthquakes belonging to each source were selected. Figure 6 was compiled using the general earthquake catalog to create a subcatalog for each source area that characterized its seismic activity. The following subsections provide a general description of each source region (Fig. 7).

The Babors (Z1)

The Babor Mountains extend east from Soummam Valley in the eastern Akbou massif, part of the Petite Kabylie, to the meridian of Jijel (Fig. 1). This area is divided into several tectonic units (from the north to south): Brek, Gouraya and

Table 2 Number of earthquakes after declustering for different declustering windows of Gardner–Knopoff (GK) and foreshock/after shock window ratios (f/a ratio) of 0.25, 0.5, 0.75, and 1.00

f/a ratio Gardner–Knopoff	Whole northeastern catalog (2445 earthquakes)			
	0.25	0.5	0.75	1
Number of earthquakes after declustering	1586	1511	1467	1421

Draa El Arba, Erraguene, Babors, and Beni Ouartilane (Harbi et al. 2003; Beldjoudi et al. 2009). The dominant rocks are

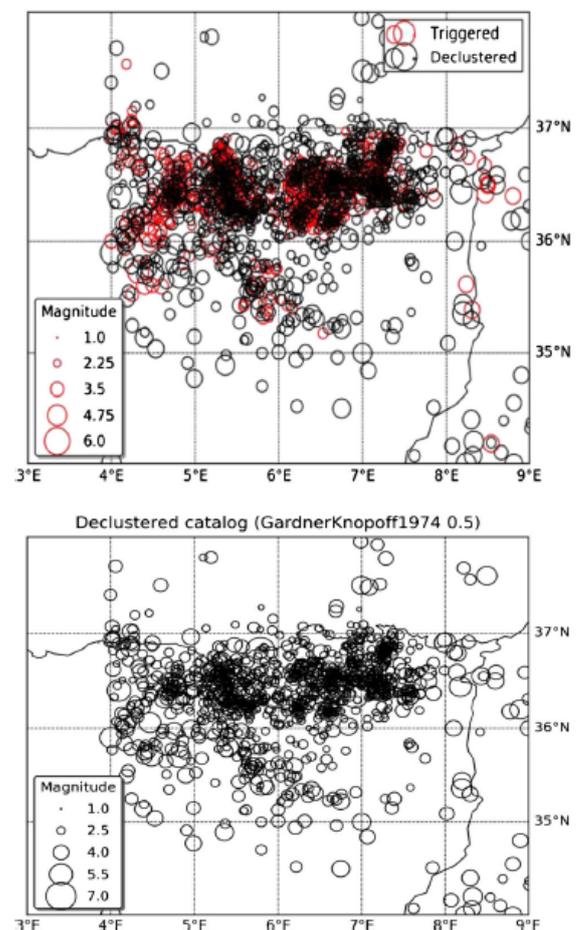
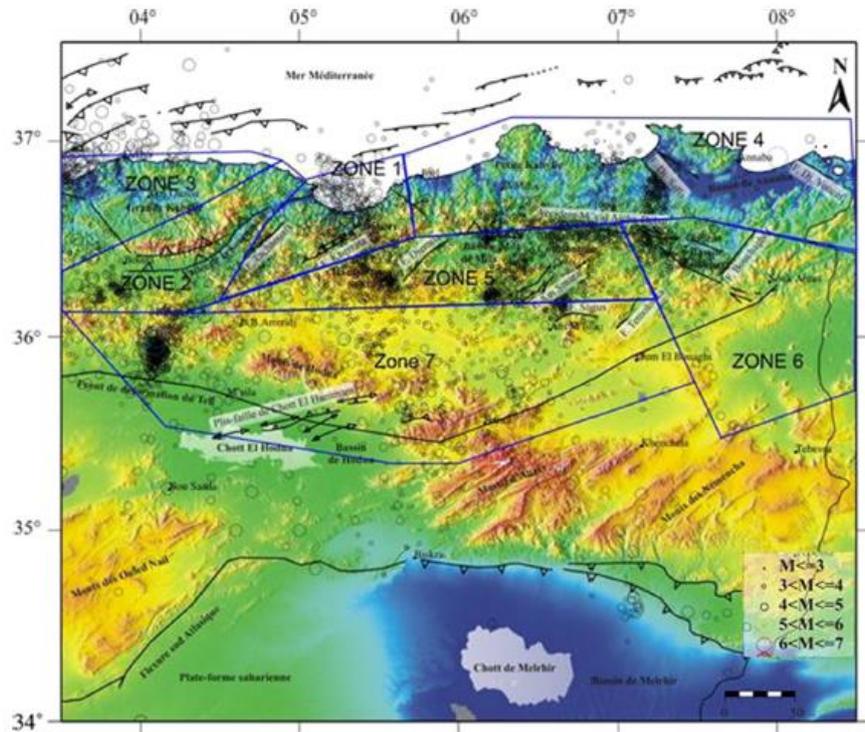


Fig. 5 a Map of merged northeastern part of Algeria catalog using before and after declustering (red circle triggered events, black circle declustered events). b Map of declustered catalog after application the completeness constraint (linked-window method, Gardner–Knopoff 1974 window; and f/a ratio of 0.5, 1511 events declustered through 2435)

Fig. 6 Seismotectonic zoning adopted in the northeastern part of Algeria, dressed on the basis of previous works (Audia et al. 2000; Moubait et al. 2014)



Jurassic and Cretaceous carbonates, comprising dolomites, limestones, and marls. Seismic activity in this region is generally moderate and diffuse. However, on 17 February 1949, a Ms 4.7 earthquake (intensity VII, (MSK)) occurred near the village of Kherrata, causing serious damage. Rothé (1950) located the epicenter at 36°30'N, 5°15'E and observed that the trace of the fault surface, striking N070-E, is likely associated with an active asymmetric fold in the area (Meghraoui 1988). This fault–fold pair seems to be responsible for the constant seismic activity in the Babors. This area has recorded hundreds of earthquakes, a few dozen of which have magnitudes $4.0 \leq M_s \leq 5.9$.

Offshore area (Z4)

Tectonic activity in the study area is marked by continental faults that could extend to sea level, the marine environment such as the faults of Cape Rosa West of El Kala, Djebel Safia East of Skikda, and Azemmour in the Collo Massif (Harbi et al. 2010).

Two major earthquakes occurred offshore of the town of Jijel on 21 and 22 August 1856 (intensities of IX and X (MSK), respectively), with epicenters located at approximately 37°1'N, 5°E (Rothé 1950). A tsunami followed the first shock, causing flooding and serious damage to surrounding communities (Ambraseys 1982; Harbi et al. 2011). The

isoseist curves are elongated NE–SW (relative to E–W), indicating an active structure in this orientation, probably located on the continental shelf, although this remains to be confirmed (Meghraoui 1988). The seismicity map shows earthquakes concentrate north of Skikda. Indeed, a few dozen are offshore, while others are marine faults. The best-known marine earthquake occurred offshore from Djidjelli in 1856 (Harbi et al. 2011). An Ms 4.9 earthquake struck north of Philippeville (Skikda) in 1935 with intensity VI (MSK), and an Ms 5.0 earthquake struck northeast of El Kala (intensity VI, MSK) in the same year.

Soummam zone (Z2)

The western end of the Babors is marked by the Soummam Valley, an elongated Neogene Basin that contains clearly observable large-scale geological structures. Seismic activity is moderate but continuous. According to Boudiaf (1996), analysis of a Digital Terrain Model (DTM) of the area and aerial photographs of the region shows recent tectonic structures. In the Tazmalt-M'chedallah region, alluvial terraces are significantly distorted by tectonic escarpments, affecting the Quaternary glacia; these movements are also visible in the region of Sidi Aich. It is noteworthy that the Pliocene strata are widely deformed throughout the Soummam Basin. In terms of seismic history, the Pliocene strata in the Soummam

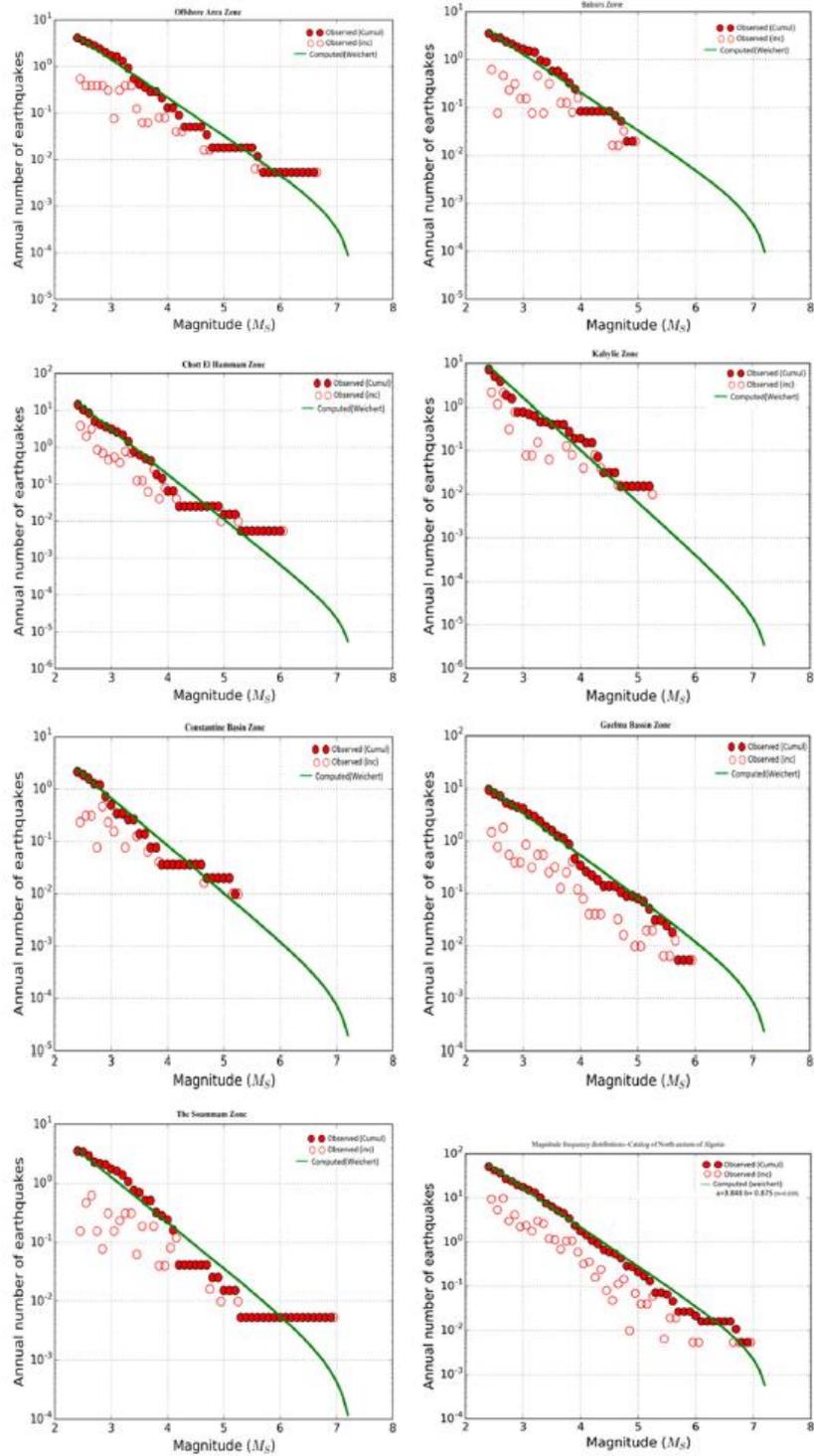


Fig. 7 Observed and computed MFD for the merged Northeastern Algeria catalog and sources area

region reported by Hée (1933, 1950), Rothé (1950), Mezcuca and Martinez Solares (1983), and Ambraseys and Vogt (1988) seem to be the site of many destructive earthquakes in the 200 years prior to 1910 (Harbi et al. 2010).

Kabylic zone (Z3)

The area of Kabylie is characterized by high alpine mountains in a structurally complex environment. Thrusts underlain by nappe fronts involving basement rocks strike roughly east–west with vergence to the south (Aoudia et al. 2000). There is no geological or morphological evidence of recent seismic activity in this area. This zone is considered to have a low degree of seismic activity relative to neighboring areas.

Constantine Basin (Z5)

An M 6.0 earthquake struck the Constantine region in 1985. Seismic and tectonic investigations have shown that ancient and recent seismic activity in this area is linked to the presence of a sinistral strike–slip fault striking N55–E (Bounif et al. 1987). Compared with the many intra-mountain basins of the Tell, the Constantine Basin occurs at higher altitudes and exhibits a different faulting mechanism to that of the four above-mentioned zones. Its geomorphology is characterized by deep and narrow valleys with steep slopes. Field investigations and conventional geological maps show the existence of active faults. Many of these faults trends NE–SW, which is the orientation of the surface, ruptures that formed from the largest seismic event in this region (Guiraud 1977).

Guelma Basin (Z6)

The Guelma zone shows a different faulting mechanism from those described above. Meghraoui (1988) described in this region a pull-apart basin that formed between two overlapping east–west dextral strike–slip faults. Crustal extension occurs between the faults. The size of the pull-apart is important and is linked to the amount of overlap (25 km) and distance between overlapping fault segments (Aoudia et al. 2000). The ends of the pull-apart basin are marked by a N–S to NNW–SSE bounding normal fault system that intersects the subparallel shear faults.

In this basin, the Bouchegouf and Hammam N'Bailis faults have particularly interested geologists. These faults offset Quaternary deposits and are related to hydrothermal activity, which accounts for the movement on these faults (Vila 1980).

The largest seismic event in this area occurred on 10 February 1937 ($M_s = 5.2$; Benouar and Perkins 1993). Two destructive earthquakes of intensity VIII (MSK) struck the region on 17 June 1908 and 3 December 1928.

Chott El Hammam (Z7)

Two moderate to major earthquakes have affected this region. The most recent was an M 5.5 on 1 January 1965 that caused serious damage in the city of Msila (Roussel 1973). Previously, an intensity IX (MSK) earthquake struck the area on 12 February 1946 (35°45'N, 4°57'E). Rothé (1950) and Meghraoui (1988) associated these seismic events in the region with the 1965 Msila event, where E–W asymmetric folds indicating transport to the south and that underlying faults that cut Plioquaternary units in this region dip to the north, indicating in turn a relationship between seismic activity and the reverse fault at Chott El Hammam. The NNE extension of the Chott El Hammam fold–fault line is represented by the Boutaleb fold, which is linked to reverse faulting with an overlap of ante-Neogene substrata on its southeast side (Meghraoui 1988). Regarding the fold at Chott El Hammam, Guiraud (1971) indicated the presence of a folded forward slope dating back to the Pleistocene (Tensiftien, 200,000 years). The reverse fault bordering the slopes to the southeast of this fold is not visible on the surface, as it is covered by modern clayey–sandy deposits, though its length is estimated at 60 km. Its recent activity is confirmed by the intense seismic activity in this region (Meghraoui 1988).

In the Bibans, the Mansoura region appears to be relatively active. The most recent significant earthquake in this region was an $M_s = 5.1$ on 13 November 1974 with a maximum intensity of VII (MSK), although it has experienced stronger shocks previously (Harbi et al. 2010). This zone of generally low seismicity encompasses part of the Bibans and Boussaada at the southern boundary of the Hodna Basin (Harbi et al. 2010).

Choice of ground motion attenuation relationships

The choice of a ground motion prediction equation is a critical factor in the estimation of seismic hazard. In past decades, many attenuation relationships have been empirically derived based on strong-motion data sets from different regions; however, in regions characterized by moderate seismicity, the amount of strong motion data is generally insufficient for such an approach. No such attenuation law has been proposed for Algeria. For this study, the relationships of Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003) were chosen for two reasons, as follows. (i) Each model presents three different equations, each related to one of the three major types of faults: reverse, normal, and strike–slip. These relations vary according to three main factors: magnitude, distance, and signal frequency. In our data set, the strongest accelerations are for earthquakes dominated by reverse faulting. (ii) The relationships of Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al.

(2003) were developed from European event data, and they can be applicable to our case study.

The attenuation relationships of Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003) are not completely independent because many events were used by both works. Both relationships were determined for crustal earthquakes with focal depths of ≤ 30 km, are expressed in terms of M_s (surface wave magnitude), and are valid for magnitudes $4 \leq M_s \leq 7.5$. However, there are also a number of differences. In this study, these equations are applied to bedrock. The relationship of Berge-Thierry et al. (2003), which is most recent, applies to M_s and hypocentral distances; it was chosen for comparative purposes. The selected events and the parameterization of the relationship have been adapted to the seismic context of the study region.

Figure 8a shows both attenuation relations for PGA, and Fig. 8b shows the spectral form of both attenuation laws for a fixed distance.

Results

Statistical evaluation of seismicity parameters

Modeling of the Gutenberg–Richter relation

The Gutenberg–Richter relation (Gutenberg and Richter 1944) relates the exponential temporal decrease in the number of earthquakes to earthquake magnitude, written in logarithmic form as

$$\log_{10}(N) = a - b \times M, \tag{1}$$

where N is the number of earthquakes with a magnitude greater or equal to M , and the factors a and b are Gutenberg–Richter parameters.

The method involves choosing a variable with different magnitudes between the minimum magnitude (M_{min}) in the seismic catalog of the area and calculating the cumulative number of earthquakes of magnitude higher or equal to each selected value. The evaluation of the parameters a and b of the Gutenberg–Richter law for each of the source area is performed by plotting the regression line that adjusts points on the curve described in relation (2) using the maximum likelihood solution MLS (Fig. 7). The values of these parameters are presented in the second and third columns in Table 3, with their corresponding standard deviations in columns 6 and 7.

Frequency of occurrence

The frequency of occurrence is the annual number of earthquakes with a magnitude greater than or equal to the catalog completeness magnitude. The frequencies of seismic

occurrence estimated for each source area are expressed in terms of the parameters lambda (λ) and beta (β) of the equation

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_u}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}} \tag{2}$$

where λ_0 is the exceedance rate of magnitude M_0 , β is a parameter equivalent to the b value for the source, and M_u is the maximum magnitude for the source.

The results for these parameters are summarized in Table 2.

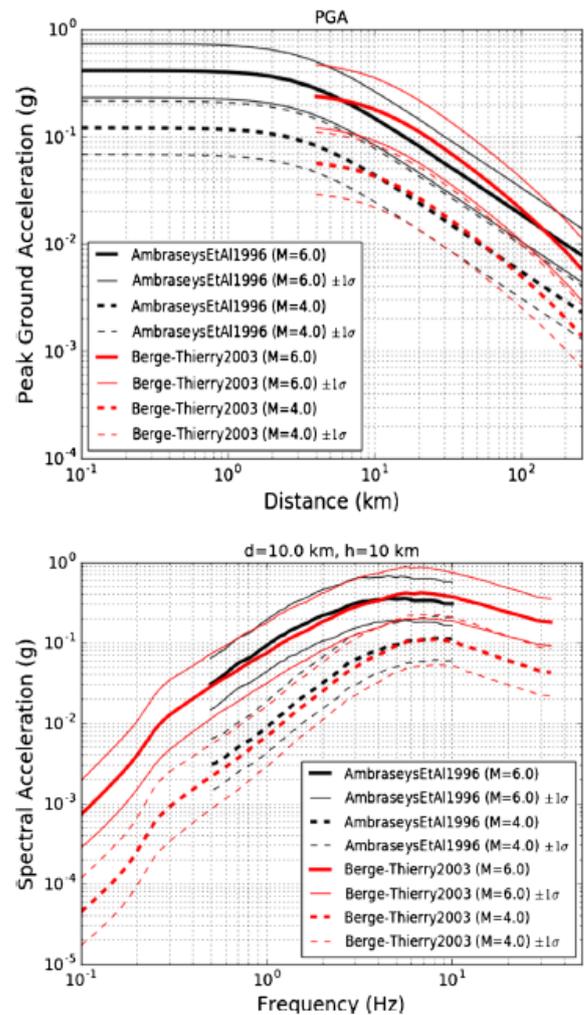


Fig. 8 a Comparison between PGA attenuation relations of Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003). For $M_s = 4$ and $M_s = 6$ earthquake (hypocentral depth in the Berge-Thierry relation is 10 km). b Spectral attenuation relations of Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003) for $M_s = 4$ and $M_s = 6$ earthquakes at Joyner-Boore, respectively, epicentral of 10 km. Hypocentral depth in the Berge-Thierry relation is set at 10 km. Note that the two relations should not be directly compared, due to their different distance metric

Table 3 The values of parameters a and b of the Gutenberg–Richter settings (calculated from the Weichert method (1980))

Source area zone	a	b	λ	β	σ_a	σ_b
The Babors (Z1)	2.493	0.794	0.207	1.829	0.059	0.064
Offshore area (Z4)	2.598	0.816	0.215	1.880	0.056	0.062
The Soummam (Z2)	2.421	0.771	0.217	1.776	0.059	0.063
The Kabylie (Z3)	3.811	1.200	0.103	2.763	0.043	0.089
Constantine Basin (Z5)	2.549	0.907	0.083	2.088	0.078	0.102
Guelma Basin (Z6)	2.938	0.803	0.532	1.849	0.036	0.040
Chott el Hammam (Z7)	4.139	1.219	0.184	2.806	0.031	0.066

Calculation of seismic hazard

For a given acceleration value, the CRISIS program calculates the annual probability of exceedance at a given site. In this

study, the probability of exceedance was set to 10% in a 50-year window to calculate the expected maximum acceleration values at a confidence level of 90%, corresponding to an estimated return period of 475 years. The maps produced by these estimates are contoured by peak ground acceleration (PGA).

Hazard curves and probabilistic spectra

A. Hazard curves From the accelerations obtained, it is possible to obtain area curves at any point. These combine the value of the annual rate of overrun with an acceleration. By inversion of this rate, it is possible to obtain the period of return for an acceleration greater than or equal to a given value. The hazard curves (Fig. 9a and c) were calculated for the five main towns in the region (Setif, Constantine, Bejaia, Jijel, and Kherrata).

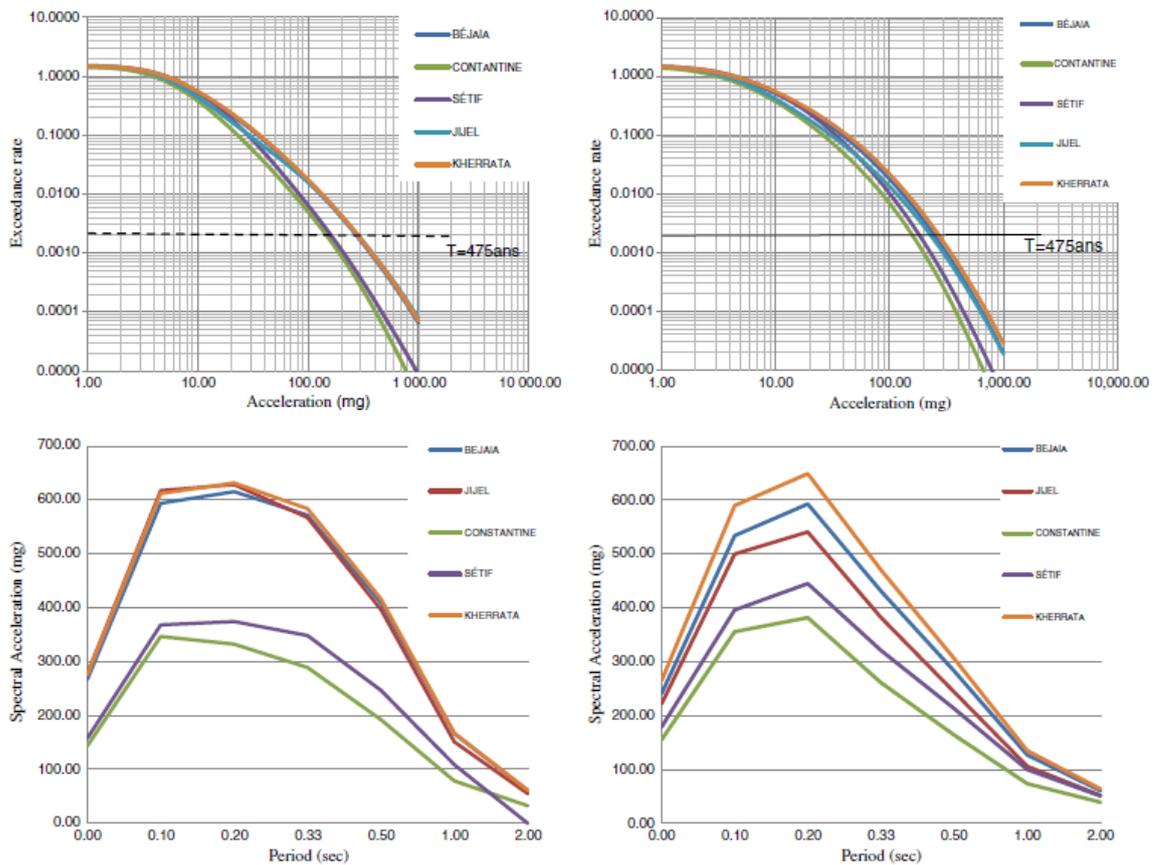
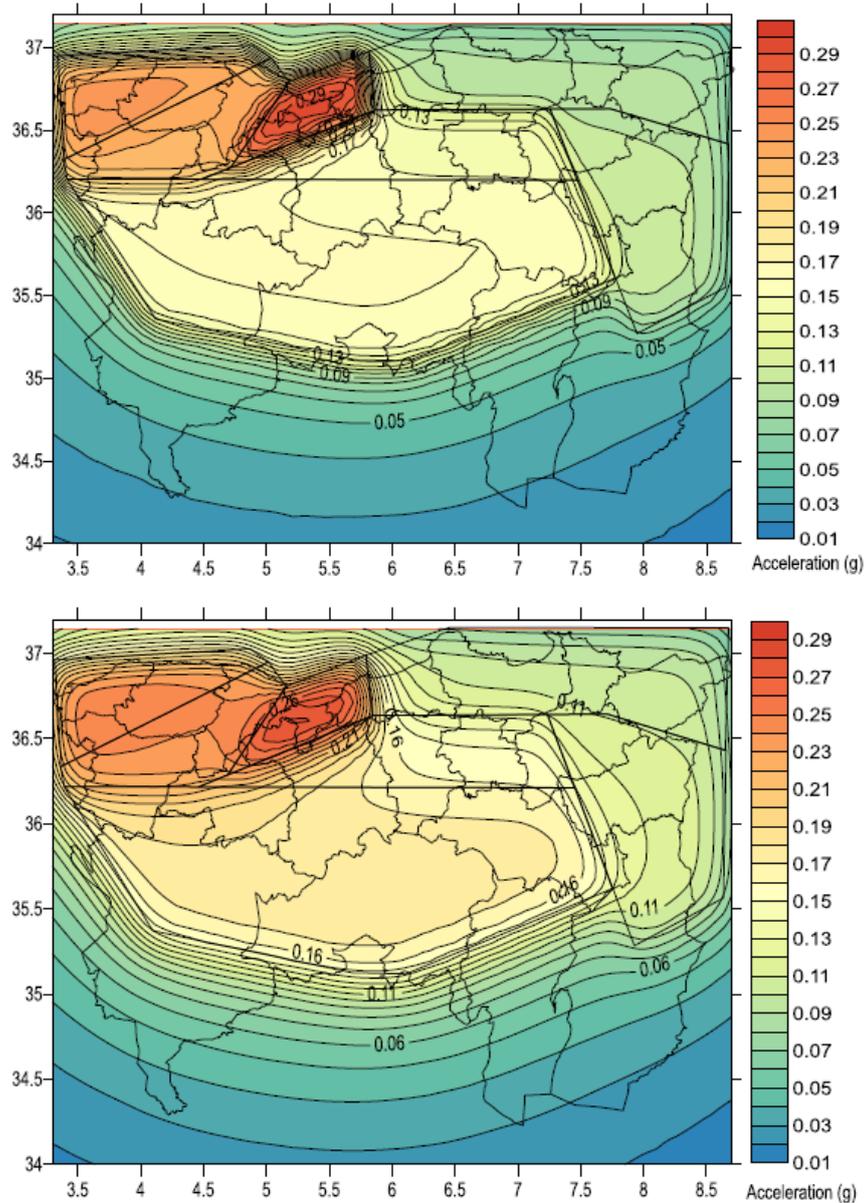


Fig. 9 a Hazard curve (Ambraseys et al. 1996 attenuation law). b Probabilistic spectrum (Ambraseys et al. 1996 attenuation law). c Hazard curve (Berge-Thierry et al. 2003 attenuation law). d Probabilistic spectrum (Berge-Thierry et al. 2003 attenuation relation)

Fig. 10 a Hazard map of Northeastern Algeria for a return period equal to 475 years, an annual probability of exceedance equal to 2×10^{-3} (calculated with Ambraseys et al. 1996 attenuation law). b Hazard map of Northeastern Algeria for a return period equal to 475 years, an annual probability of exceedance equal to 2×10^{-3} (calculated with Berg-Thierry 2003 attenuation law)



B. Specter of hazard uniform The uniform hazard spectra are plotted using the acceleration values calculated for different periods. They associate an acceleration value with a given period. They do not represent the spectrum of an actual earthquake but the levels of accelerations that are reached or exceeded for a return period of 475 years and for each spectral period. The period and frequency spectra are defined for a return period of 475 years and calculated for the five cities listed above (Fig. 9b and d).

Hazard maps for Northeast Algeria

Figure 10a presents the results of this study in the form of maps of peak horizontal acceleration values in %g, where g is acceleration due to gravity at sea level. Each area is characterized by an acceleration value with a 90% chance of non-exceedance during an observation window of 50 years. The models of Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003) did not differ appreciably in the estimates of horizontal

peak accelerations. The “high” earthquake activity and zone dimensions of Z1 resulted in high hazard values. The estimated maximum PGA using the equations of Ambraseys et al. (1996) was ~290 mg, whereas the value estimated using Berge-Thierry et al. (2003) was ~260 mg. For hazard maps calculated from Ambraseys et al. (1996) and Berge-Thierry et al. (2003), with a return period of 475 years, acceleration estimates reached maximum values of 290 mg in areas with high seismicity rates and 30–90 mg in low-seismicity regions.

Discussion and conclusions

Probabilistic seismic risk maps were generated to estimate the probability of reaching or exceeding acceleration levels in Northeast Algeria for earthquakes with a recurrence interval of 475 years, or equivalent, with a probability of occurrence exceeding 10% over the next 50 years. For the seven areas described above, maximum PGA values range from 0.09 to 0.29 g.

The estimated PGA values for the towns of Bejaia, Setif, Constantine, Jijel, and Kherrata in Northeast Algeria are 0.23 g, 0.16 g, 0.14 mg, 0.25 g, and 0.29 g, respectively.

In the hazard maps (Fig. 10a and b), the regional risk is not uniform throughout the study area. It is higher in Babors and Djidjelli and gradually decreases towards the south and east, reaching minima in the extreme east (e.g., Tebessa, Souk Ahras, and Etaref) and towards Chott El Hammam in the south.

The assessment of the seismic hazard in Northeast Algeria carried out in this study is a concrete, qualitative, and quantitative result established specifically for this region. It was calculated for firm soils, for a return period of 475 years. The resulting accelerations confirm that the region contains a zone of moderate seismic risk in Babors and Djidjelli and low risk in the south and east, namely in Souk Ahras, Tebassa, and Annaba in the east and in Batna, Biskra, and Msila in the south.

The present results are consistent with classifications of the seismic hazard in north Algeria reported by Audia et al. (2000), Pelaez et al. (2003, 2005), and Mourabit et al. (2014). The reported accelerations decrease from west to large Kabylie and from the east to south of Babors and Djidjelli. These previous results are consistent with those of the present study.

The seismic map used for seismic zoning in Algeria places Northeast Algeria in a moderate seismic zone with g values of 0.05 to 0.29, consistent with the maps of the present study (Fig. 10a and b).

In terms of disaster prevention, these maps (Fig. 10a and b) provide the maximum possible ground accelerations for each municipality in Northeast Algeria. They represent a basic tool

for decision-making in rural and urban planning and development through the correct application of the 1999 RPA.

Acknowledgements My sincere thanks and deep gratitude for availability, advice, and kindness go to the gentlemen: Thierry Camel Beek; Kris Vanneste and Bart Vleminckx and all members' seismology section of the Royal Observatory of Belgium that allowed me to enjoy the observation traineeship.

The authors warmly thank Professor Abdullah M. Al-Amri and two anonymous referees for their reviews and suggestions, which improved the manuscript.

References

- Ambraseys NN (1982) The seismicity of north Africa: the earth-quake of 1856 at Jijel, Algeria. *Boll Geof Teorica App* 93:31–37
- Ambraseys NN (1985) Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest European earthquakes. *Earthq Eng Struct Dyn* 13:733–778
- Ambraseys NN, Vogt J (1988) Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers. *Earthquake Eng* 3:16–29
- Ambraseys NN, Simpson KA, Bommer J (1996) Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthq Eng Struct Dyn* 25:371–400
- Aoudia A, Meghraoui M (1995) Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou ElHassan) earthquake of 25.08.1922. *Tectonophysics* 248:263–276
- Aoudia A, Vaccari F, Suhadolc P, Maghraoui M (2000) Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *J Seismol* 4:79–88
- Beldjoudi H, Guemache MA, Kherroubi A, Semmane F, Yelles-Chaouche AK, Djellit H, Amrani A, Haned A (2009) The Lâalam (Béjaïa, north-east Algeria) moderate earthquake (Mw = 5.2) on March 20, 2006. *Pure Appl Geophys* 166:623–640
- Bender BK (1987) SEISRISK III: A computer program for seismic hazard estimation, U.S. Geological Survey Bulletin. 1772
- 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
- Benouar D (1994) Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century. *Ann Geofis* 4:459–860
- Benouar D, Perkins DM (1993) The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, p 712
- Berge-Thierry C, Cotton F, Cushing M, Griot-Pommer DA, Joly J, Levret A, Scotti O (2003) New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes. *J Earthq Eng* 7(2): 193–222
- Boudiaf A (1996) Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse, Univ Montpellier II, France
- Bounif A, Haessler H, Meghraoui M (1987) The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27/1985: surface ruptures and after-shock study. *Earth and Planet, Sc Lett* 85:451–460
- Cornell CA (1968) Engineering seismic risk analysis. *Bull Seism Soc Am* 58:583–1606
- CRAAG-Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et de Géologie (1994) Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Service de surveillance sismique, Alger
- Gardner JK, Knopoff L (1974) Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the*

- Seismological, Society of America, 64 (5) Publisher: Seismological Society of America
- Guiraud R (1971) Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines. Publ Serv Géol Algérie, nle série, Bull. n°41
- Guiraud R (1977) Sur la néotectonique des régions ouest constantinoises. Bull Soc Géol. France, N° 3:645–650
- Gutenberg B, Richter CF (1944) Frequency of earthquakes in California. Bull Seism. Soc Am 34:185–188
- Harbi A (2006) Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l'Input Sismique dans les Zones Urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue. PhD Thesis, University of Algiers
- Harbi A, Bennouar D, Benhallou H (2003) Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria part I: review of historical seismicity. J Seismol 7:115–136
- Harbi A, Maouche S, Vaccari F, Aoudia A, Oussadou F, Panza GF, Benouar D (2007) Seismic input and site effects in the Sahel-Algiers region (North Algeria). Soil Dyn Earthqu Eng 27(5):427–447
- Harbi A, Peresan A, Panza GF (2010) Seismicity of eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue. Nat Hazards 54:724–747
- Harbi A, Meghraoui M, Maouche S (2011) The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (10VIII, IX) and related tsunami effects revisited. J Seismol 15:105–129
- Hée A (1933) La fréquence des tremblements de terre en Algérie 1911–1932. Monogr Bur Centr Seismol Intern. p 99
- Hée A (1950) Catalogues des séismes algériens de 1850 à 1911. Ann Phys Globe. Strasbourg 6:41–49
- McGuire RK (1976) Fortran computer program for seismic risk analysis, US Geological Survey, open-File Report, 76–67
- McKenzie DP (1972) Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys J R Astron Soc 30:109–185
- Meghraoui M (1988) Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, tectonique active, paléosismologie, et synthèse sismotectonique. PhD-Thesis, Univ. Paris-sud Orsay, p 356
- Mezcua J, Martínez Solares JM (1983) Sismicidad Del Area IberoMogrebi. Seccion de Sismologia, Inst Geogr Nacional, Madrid
- Mokrane A (1994) Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah
- Mokrane A, Ait Messaoud A, Sebai A, Ayadi A, Bezzeg-houd, M (1994) Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah, 277 pp
- Mourabit T, Abou Elenean KM, A Ayadi, D Benouar, A Ben Suleman, M Bouzzeghoud, A Heddadi, M Choutak, MN ElGaby et al (2014) Neo-deterministic seismic hazard assessment in North Africa. J Seismol. ISSN 1383–4649, 18(2)
- Mulargia F, Tinti S (1987) Seismic sample areas defined from incomplete catalogs: an application to the Italian territory. Phys Earth Planet, Inter 40:273–300
- Ordaz MG, el Aguilar A, Arboleda J (2007) CRISIS2007—program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México
- Pelaez JA, Hamdache M, Lopez Casado C (2003) Seismic hazard in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity. Result for peak ground acceleration. Tectonophysics 372:105–119
- Pelaez JA, Hamdache M, 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
- Rothé JP (1950) Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie. Bull Serv Cart Geol. Algérie, 4 ème série, Géophysique, N. 3, p 40
- Roussel J (1973) Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716–1970. Bull Soc Hist Nat Afr Nord 64(3):11–227
- Vila, J. M (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI), p 665
- Weichert DH (1980) Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observation period for different magnitudes. Bull Seismol Soc Am 70:1337–1346

En guise de conclusion, les principales démarches mise en œuvre pour l'évaluation de l'aléa sismique régional et leur application dans des domaines pratiques sont traitées dans cette thèse.

A chaque étape, il convient de souligner les acquis et les progrès restant à accomplir :

- a) Pour l'identification des zones sismiques, des difficultés subsistent dans les régions de sismicité modérée. En Algérie, les recherches entreprises dans le cadre des études sismotectoniques (Meghraoui, 1988, Bounif, 19987, Aoudia, 2000, Harbi et al 2001, Yeleles Chaouche et al 2006, Domzig, 2006, Ben Abbas, 2006 et autres) ont contribuées largement à l'amélioration des connaissances ; au plan de l'analyse sismotectonique régionale, il faut noter également les apports importants que constituent aujourd'hui : les données fournies par les réseaux d'enregistrements locaux, les résultats des grands profils sismique et la modélisation de la structure crustale qui en résulte (Projet MARADJA), les études néotectoniques et l'interprétation en termes dynamiques de diverses données de base, rendue désormais à la connaissance de plus en plus fine des caractéristiques du champ de contraintes régional et à une analyse replacée dans le contexte de l'évolution du bassin méditerranéen et sa périphérie. Cependant, la connaissance de sources sismiques majeures ne pourra réellement progresser qu'avec l'extension des réseaux d'enregistrement sismique et études néotectoniques dotées de moyens suffisants. En tout état de cause, subsistera le problème d'occurrence des séismes de plus faible magnitude ($M < 5$) mais superficiels, donc potentiellement destructeurs et pouvant pas être négligés, de plus, il paraît qu'ils ne peuvent s'interpréter en fonction de quelques seuls accidents géologiques majeurs. La notion de province sismotectonique ou de zone source surfacique reste donc indispensable dans la pratique, à cet égard, il est permis d'espérer des résultats intéressants de l'application des techniques d'évaluation de l'aléa sismique.
- b) L'amélioration de la caractérisation de l'activité des zones sismiques passe par :
 - Une meilleure connaissance de leur histoire sismique (soit le développement des recherches de sismicité historique) permettant de disposer d'échantillons de données plus significatifs et de réduire les incertitudes sur les modèles d'occurrences ; l'acquisition de données géologiques permettant d'estimer les récurrences des événements majeurs sur de plus grandes périodes de temps, devraient aussi contribuer à réduire ces incertitudes ;
 - L'application de méthodes de plus en plus fiables pour la détermination du séisme maximal possible ; les recherches actuelles sur la sismogénèse (notamment sur les relations entre les caractéristiques géométriques et dynamiques des sources sismiques et l'énergie susceptible d'être rayonnée) tout comme le développement des méthodes de traitement automatique des données sismotectoniques devraient approcher des progrès sensibles dans ce domaine.

- c) Pour les modèles d'atténuation, il est essentiel de pouvoir établir de relations propres à l'Algérie en tenant compte de leur contexte géologique et sismotectonique pour rendre compte des phénomènes complexes survenant en champ proche. D'où la nécessité de multiplier les enregistrements en parallèle des études théoriques. Les problèmes de propagation en milieu hétérogène devront aussi faire l'objet d'une attention particulière.

C'est encore par la complémentarité des approches, approches expérimentales fondées sur des données de plus en plus nombreuses et approche théorique bénéficiant d'un perfectionnement des modèles grâce à la confrontation de ces données, que des progrès notables pourront être accomplis et intégrés au fur et à mesure aux règlements parasismiques s'appliquant à la construction ou à l'aménagement du territoire.

Enfin, il convient de rappeler une fois que l'aléa sismique régional du Nord-est Algérien est évalué à partir d'une approche probabiliste simple sans arbre logique. L'analyse du contexte géodynamique et sismotectonique est faite à partir des études sur la région les plus récentes et des mécanismes au foyer provenant du catalogue CMT Harvard a permis de définir un modèle de zonage sismique sur une vaste zone couvrant 14 Wilaya du Nord-Est de l'Algérie.

La sismicité régionale est étudiée à partir des catalogues de Harbi 2010, CRAAG 2006, complété par celui de l'ISC pour les années les plus récentes, couvrant ainsi la période 1830-2015. Les magnitudes sont uniformisées par conversion en magnitude M_s et le catalogue est purgé des précurseurs et des répliques. Par ailleurs, les données disponibles couvrent une période courte, très inférieure à la période de retour de 475 ans qu'on cherche à évaluer. Dans certaines zones, les magnitudes maximales sont très inférieures à ce qu'on attend pour des contextes tectoniques similaires. Pour tenir compte d'une sous-estimation possible, des regroupements de zones sont effectués pour déterminer la magnitude maximale. Les caractéristiques sismiques (taux annuel λ_0 de séismes de magnitude supérieure à 4.0 ; pente β de la relation fréquence-magnitude) sont calculés pour chaque zone par la méthode de Weichert (1980). Dans les zones les plus actives comme les Babors, la magnitude maximale possible est atteinte sur des périodes de retour très inférieures à 475 ans.

L'aléa probabiliste est calculé pour les périodes spectrales 0.1, 0.2, 0.33, 0.5, 1.0, 2.0 secondes et pour l'accélération horizontale maximale du sol (PGA) avec le logiciel CRISIS (Ordaz *et al.*, 2007). Les modèles généraux d'atténuations d'Ambraseys *et al.* (1996) et celui de Berge-thierry *et al.* (2003) pour toutes les zones sont utilisés faute de modèle spécifique fiable applicable à cette région de l'Algérie. Des cartes d'aléa pour chaque période spectrale sont proposées.

L'aléa sismique probabiliste pour une période de retour de 475 ans ainsi calculé est faible à très faible sur la plus grande partie du territoire étudié. Pour les régions de chott el hammam, la zone offshore et le bassin de Guelma, l'accélération horizontale maximale du sol médiane obtenue présente un maximum de 140 mg aux frontières des Babores et diminue progressivement jusqu'à 90 mg à l'extrême est et au sud-est, le bassin de Constantine plus proches des zones sismiques actives sont concernées par un aléa faible.

Les Cartes dressées montrent clairement que l'aléa sismique est sensible aux modèles d'atténuation d'accélération choisis. Le niveau d'accélération du sol pourrait varier d'un modèle à un autre, ce qui pourrait aussi conduire à une valeur conservative de l'accélération du dimensionnement de la structure. Ceci dépend fortement du niveau de risque accepté par les autorités publiques et la société civile.

Les données de stations sismiques installées sur le territoire Algérien montrent qu'une microsismicité avec des magnitudes inférieures à 4 existe sur la toute la partie sud étudiée. Elles sont actuellement insuffisantes pour caractériser une zone sismique spécifique. Dans ces conditions, on peut difficilement savoir si la sismicité proche est sous-évaluée ou non dans le modèle de zonage proposé.

Dans l'approche sans arbre logique que nous avons adoptée ici, les choix de modèles ou de paramètres ont été systématiquement des choix conservatifs pour éviter autant que possible une sous-estimation de l'aléa, compte tenu de l'état de connaissance à ce jour des caractéristiques de la sismicité locale et régionale.

Ces résultats doivent être pris en compte dans la prévision du développement économique et social des principales villes de l'est et ses environs. Ils constituent un moyen fondamental qui devrait guider les services concernés à tous les niveaux de l'administration par l'élaboration de stratégie de développement, en zones menacées, par un aménagement du territoire et urbain approprié, une planification de l'occupation de sol, une application stricte d'un code de construction adéquat, une réhabilitation appropriée du bâti existant et une politique des mesures de prévention et de réduction des effets néfastes de ces phénomènes, ainsi que pour la préparation de la réponse.

References

1. Abrahamson. N.A, 2000. State of the practice of seismic hazard evaluation, GeoEng 2000.conference, Australia, 19-24 November.
2. Abbacha, I, 2015. Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie, thèse de doctorat en sciences, université de Sétif1, 236p.
3. Ambraseys N. N (1982). The seismicity of north Africa: the earth-quake of 1856 at Jijel. Algeria, Boll. Geof. Teorica App, 93, 31–37.
4. Ambraseys N N (1985) Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest european earthquakes, Earthq, EngStruct, Dyn. 13, 733–778.
5. Ambraseys N.N, Vogt, J (1988) Materialial for the investigation of the seismicity of the region of Algiers. Earthquake Eng., 3, 16–29.
6. Ambraseys, N.N., Srbulov, M.1994. Attenuation of earthquake induced ground displacements, Earth. Eng. Struct. Dyn.
7. Ambrasesys, N.N., 1995. The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe.Earthq. Eng. Struct. Dyn. 24, 467-490.
8. Ambraseys N.N, Simpson, K.A Bommer, J (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe.Earthquake Eng.Struct., Dyn.25, 371–400.
9. Anderson. J.G. & J.N. Brune, 1999b. Probabilistic seismic hazard analysis without the ergodic assumption, Seis. Res. Lett., 70(1) :19–28.
10. Andre, E., 1999. Evaluation probabiliste de l'aléa sismique sur le territoire national, Rapport de stage au BRGM de Marseille, pour l'obtention du Diplôme d'ingénieur de l'Ecole de Physique du Globe de l'université Strasbourg I.
11. Aoudia A. and Meghraoui, M., (1995) Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: The Cavaignac (Abou ElHassan) earthquake of 25.08.1922, Tectonophysics, , 248, 263–276.
12. Aoudia A., Vaccari, F., Suhadolc, P., and Maghraoui, M (2000) Seismogenic Potential and Earthquake Hazard Assessment in the Tell Atlas of Algeria, JOSE., 4, 79–88.
13. Aki , K and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Volume 1, W. H. Freeman, San Francisco, 512 pp.
14. AFPS.2014 Quantification effective du risque sismique, Cahier technique N°32, Novembre 2014.
15. Baddari. K. 1994 : Élément de sismologie, OPU.1994.
16. Bracène, R., 2000. Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de Doctorat, université de Gergy-Pontoise, 101 p.
17. Beldjoudi H, Guemache MA, Kherroubi A, Semmane F, Yelles-Chaouche AK, Djellit H, Amrani A, Haned A (2009) The Lâalam (Béjaïa, north-east Algeria) moderate earthquake (Mw=5.2) on March 20, 2006". Pure Appl Geophys,. 166:623–640.
18. Ben Abbas. C., (2006) : *Evolution Moi-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord oriental : Apport de la photogéologie et analyse morpho structurale.* Doctorat d'Etat. Université Mentouri-Constantine, 256p.
19. Bender B.K (1987) SEISRISK III: A computer program for seismic hazard estimation", U.S. Geological Survey Bulletin,. 1772.

20. Benouar D., Perkins D.M (1993) The seismicity of Algeria and Adjacent Regions During the Twentieth Century, PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, pp. 712.
21. Benouar D (1994) Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century''. *Ann Geofis.*, 4:459–860.
22. Benouar, D., 2004. Materials for the investigation of historical seismicity in Algeria from the records of past earthquakes. *Annals of Geophysics*, 47, 555-560
23. Benouar, D., 1994. Magnitude-intensity and intensity-attenuation relationships for Atlas region and Algerian earthquakes. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 23, 717-727.
24. Benouar,D., Molas, G.L., Yamazaki, F., 1996. Earthquake hazard mapping in the Maghreb countries: Algeria, Morocco, Tunisia. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 25, 1151-1164.
25. Benhallou, H., Ferrer, A and Roussel, J., 1971. Catalogue des Séismes Algériens de 0950 à 0920. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie I.M.P.G.A.(Université d'Alger, Alger, pp.098.
26. Benhallou H (1985) Les catastrophes séismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la seismicité historique de l'Algérie. Thèse d'Etat, USTHB, Alger.
27. Beauval, C., 2003. Analyse des incertitudes dans une estimation probabiliste de l'aléa Sismique, exemple de la France. Thèse de doctorat en géophysique, géochimie, géomécanique. Université Joseph Fourier, Grenoble I.
28. Berge-Thierry C, Cotton F, Cushing.M, D.A. Griot-Pommer, J. Joly., A. Levret, and O. Scotti (2003) New empirical response spectral attenuation laws for moderate European earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 7(2) :193–222
29. Boudiaf A (1996) Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie(Algérie) : Utilisation des modèles numériques de terrain(MNT) et de télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse, Univ Montpellier II, France.
30. Boudiaf, A., Philip, H., Coutelle, A. & Ritz, J-F., 1999. Découverte d'un chevauchement d'âge quaternaire au sud de la grande Kabylie (Algérie), *Geodynamica Acta*, 12(2), 71-80.
31. Bouillin, J.-P., 1986. Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8(4), 547-558
32. Bouhadad, Y., Nour, A., Laouami, N and Belhai, D., 2003. The Beni-Ourtlane - Tachouaft fault and Seismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria), *J. Seismol.* 7, 79–88.
33. Bounif A, Haessler H, and Meghraoui, M (1987) The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27/1985: surface ruptures and After- shock study. *Earth and Planet, Sc. Lett.* 85 ,451 –460
34. Bounif, M.A., 1990. Etude sismotectoniques en Algérie du nord : contribution à l'étude d'un tronçon de la chaîne tellienne à partir des répliques du séisme de Constantine du 27/10/1985. Mémoire de Magister, USTHB, Alger, 155p.
35. Bounif, M.A and Dorbath, C., 1998. Three dimensional velocity structure and relocated aftershocks for the 1985 Constantine, Algeria (Ms = 5.9) earthquake. *Annali di Geofisica*, Vol. 41, N.1, April 1998, pp. 93-104.

36. Bounif, M.A., 2004. Contribution à la sismogénèse : Etude détaillées des mécanismes de rupture au nord de l'Algérie. Thèse de Doctorat, USTHB, Alger.
37. 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.
38. 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
39. 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.
40. Bouhadad, Y., Laouami, N., Bensalem, R., Larbes, S., 1998. Seismic hazard estimation in the central Tell Atlas of Algeria (Algiers-kabylia). PRO. 11th ECEE, Balkma, Rotterdam.
41. Brune, J.B., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009.
42. Cornell C.A (1968) Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 583-1606.
43. 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.
44. Casado, L., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J., Peinado, M.A., 1995. The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics* 248, 277-292.
45. Casado, L., Molina, C S., Giner, J.J., Delgado, J., 2000. Magnitude- Intensity relationships in the Ibero-Magrebien region. *Nat. Hazards* 22, 269-294.
46. 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.
47. CRAAG- Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et de Géologie, (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Service de surveillance sismique, Alger.
48. Campbell, K.W. 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra, *Seis. Res. Lett.*, 68 :154–179.
49. CRAAG- Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et de Géologie, 2002. Les séismes en Algérie de 1992 à 2001. Service de surveillance sismique, Alger.
50. Cornet, F and Yin, J., 1995. Analysis of induced seismicity for stress field determination and pore pressure mapping. *Pure Appl. Geophys*, 145, 677-700
51. Coyne and Bellier., 1996. Barrage de Tichi-Haf. Structure géologique et perméabilité: hypothèses le voile d'étanchéité, rapport technique, pp. 34.
52. DeMets, C., Gordon, R., Argus, D.F., and Stein, S. (1990), Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.

53. 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
54. Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectono sédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de Doctorat. dissertation, 333 pp., Inst. Univ. Eur. de la Mer, Brest Univ., Brittany, France.
55. 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.
56. Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F. & 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.
57. 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, *Geophys. J. Int.*, 145, 809–820.
58. Frizon. D. de Lamotte, B. Saint Bezar, R. Bracène, E. Mercier, The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics* 19 (4) (2000) 740–761.
59. Gardner J. K, Knopoff. L (1974) Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64 (5) Publisher: Seismological Society of America.
60. 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, 93-100
61. 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.
62. 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.
63. Grandjean, A., 0954. Séismes d'Algérie de 0940 à 0950 inclus, *Ann. Inst. phys. Globe, Strasbourg*, 3ème partie, Géophysique, IVI, 83 (Le Puy).
64. Grünthal & R. Wahlström, 2001. Sensitivity of parameters for probabilistic seismic hazard analysis using a logic tree approach, *Journal of Earthquake Engineering*, 5(3) :309–328.
65. Guemache, M.A., 2010. Evolution géodynamique des bassins sismogènes de l'Algérois (Algérie) : Approche pluridisciplinaire (méthodes géologiques et géophysiques). Thèse de Doctorat, USTHB, σ° d'ordre : 01/2010-D/S.T. Alger
66. Guiraud R (1971) Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines. *Publ. Serv. géol. Algérie, bull. n°41*.
67. 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*.
68. Guiraud R (1977) Sur la néotectonique des régions ouest constantinoises. *Bull. Soc. Géol*, 1977. France, N° 3 pp. 645-650.

69. Gutenberg B., Richter C. F (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34 :185–188.
70. 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.
71. Grandjean, A., 0954. Séismes d'Algérie de 1940 à 1950 inclus, *Ann. Inst. phys. Globe, Strasbourg*, 3ème partie, Géophysique, *IVI*, 83 (Le Puy).
72. Jolivet, L., and Faccenna, C. (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, 1095-1106.
73. Hanks, T.C., and H. Kanamori. (1979). A Moment Magnitude Scale. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, pp. 2345-2350.
74. Harbi A, S. Maouche, Ayadi A (1999) Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, *J.Seismol.*, 3, 95–104.
75. Harbi A, Bennouar D, and Benhallou H (2003a) Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part I: review of historical seismicity. *J Seismol*, 7:115–136.
76. Harbi A (2006) Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l'Input Sismique dans les Zones Urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue. PhD Thesis, University of Algiers.
77. Harbi A, Maouche S, Vaccari F, Aoudia A, Oussadou F, Panza GF, Benouar D (2007) Seismic input and site effects in the Sahel-Algiers Region (North Algeria). *Soil DynEarthquEng*, 27(5) :427–447.
78. Harbi .A, Peresan A, Panza GF (2010) Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue. *Nat Hazards*, 54:724–747.
79. Harbi.A, Meghraoui M, Maouche S (2011) The Djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 August 1856 (IOVIII, IX) and related tsunami effects Revisited, *J Seismol*, , 15:105–129.
80. Hatzfeld, D., 1978. Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrébine, Thèse de Doctorat d'état, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 780 pp.
81. Hée, A. (1933) La fréquence des tremblements de terre en Algérie 1911–1932, *Monogr. Bur. Centr.Seismol., Intern.*, 99 pp.
82. Hée, A. (1950) Catalogues des séismes algériens de 1850 à 1911, *Ann. Phys. Globe, Strasbourg*, 6, 41–49.
83. Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82, 2981-2987.
84. Kanamori, H., Anderson, D.L., 1975. Theoretical Basis of Some Empirical relations in seismology. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
85. Karnik V., 1969. Seismicity of the European area. Dordrecht, vol. I, 220 pp.; vol. II, 218 pp.
86. Kijko, A., Sellevoll, M.A., 1989. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilisation of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 645-654
87. Kijko, A., Dessokey, M.M., 1987. Application of extreme magnitude distribution to incomplete earthquake files. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 77, 1429-1436.

88. Kijko, A., Graham, G., 1998. Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I. Estimation of maximum regional magnitude M_{max} . *Pure Appl. Geophys.* 152, 413-442.
89. 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.
90. José A. Pelaez, Hamdache and Carlos Lopez.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.
91. Meghraoui, M., 1988 Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, tectonique active, paléosismologie, et synthèse sismotectonique. PhD-Thesis, Univ. Paris-sud Orsay, 356 pp.
92. Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J. & Dahmani, M., 1996. Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167(1), 141-157.
93. Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaï, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.-J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. & Benhamouda, F., 2004. Coastal uplift and thrust faulting associated with the $M_w = 6.8$ Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19605, doi:10.1029/2004GL020466.
94. Mezcua J, Martinez Solares, J.M (1983) Sismicidad Del Area Ibero Mogrebi. Seccion de Sismologia, Inst Geogr Nacional, Madrid.
95. McGuire.R.K (1976). Fortran computer program for seismic risk analysis, US Geological Surve, open-File Report 76-67.
96. Mckenzie, D.P., 1972: Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astronom., Soc.*, 30,109-185.
97. Mokrane, A (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger- Bouzaréah..
98. Mourabit.T, Abou Elenean.K.M, A.Ayadi, D.Benouar, A.Ben suleman, Bouzzeghoud, A.Heddadi, M.Choutak, M.N. ElGaby et al (2014) Neo-deterministic seismic hazard assessment in North Africa. *Journal of Seismology*, ISSN 1383-4649, Volume 18,N°2.
99. Mulargia, F. and Tinti.S, 1987 Seismic sample areas defined from incomplete catalogs: an application to the Italian territory. *Phys. Earth Planet, Inter.*, 40: 273-300.
100. Leclaire, L., 1970. Plateau continental nord-africain: nature de la couverture sédimentaire actuelle et récente, Thèse d'Etat, University of Paris, p. 391.
101. Pelaez, J.A , Hamdache.M, and Lopez Casado, C (2003) Seismic Hazard in Northern Algeria Using Spatially-smoothed Seismicity. Result for Peak Ground acceleration. *Tectonophys.* 372, 105-119.
102. Pisarenko, V.F., Lyubushin, A. A., Lysenko V.B., & Golubeva, T.V., 1996. Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximum possible magnitude and related parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 691-700.

103. Pisarnko, V.F., 1991. Statistical evaluation of maximum possible magnitude. *Izvestiya earth physics* 27, 757-763. *Reasenberg, P.A.*, 1985. Second-order moment of central California seismicity. *Geophys. J. Res.* 90, 5479-5495.
104. Plumeir, A., CamelBeeck, T., 2006: Le risque sismique et sa prévention en Région Wallonne. Dument ORB.2006.
105. Obert, D., 1981: Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien, Algérie), Thèse de Doctorat ; Université de Pierre et Marie Curie (Paris).
106. Ordaz MG, el Aguilar A, and J. A (2007), CRISIS2007 - Program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México, D.F. México.
107. Reiter, L., 1990. *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*. Columbia University Press, New York.
108. Roussel, J. (1973) Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716–1970. *Bull Soc Hist Nat AfrNord*, 64(3):11–227
109. Rothé, J.P., 1950 Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie. *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie*, 4^{ème} série, Géophysique,) N. 3, 40 pp.
110. Scordilis, E. 2006. Empirical global relations converting M S and m b to moment magnitude. *Journal of Seismology*. 10(2), 225–236
111. Savornin, J., (1920), Etude géologique de la région du Hodna et du plateau Sétifien, *Bull du serv. De la carte géol de l'Algérie*.
112. Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. & Gasperini, P., Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.*, in press.
113. 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-Provençal Basin spreading: New paleomagnetic and Ar/Ar evidence, *Tectonophysics*, 347, 231–251.
114. Stepp, J.C., 1972. Analysis of completeness of the earthquake amplitude in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard, *Proc. Microzonation Conf.*, Seattle WA. pages 897-909.
115. Vanneste, K., Camelbeek, T. & Verbeeck, K. 2013. A Model of Composite Seismic Sources for the Lower Rhine Graben, Northwest Europe. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103(2a), 1–25.
116. Vila, J.M (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des con-fins algéro-tunisiens, Thèse de Doctorat, Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI), pp. 665.
117. Uhrhammer R A 1986 Characteristics of northern and central California seismicity; *Earthquake Notes* 57(1) 21.
118. Utsu, T., 1965. A method for determining the value of b in formula $\log n = a - bm$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes (with English summary). *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* 13, 99-103.
119. Warren, N.W and Latham, G.V., 1970. An experimental study of thermally induced micro fracturing and its relation to volcanic seismicity. *J. Geophys. Res.*, 75, 4455-4464.
120. Weichert, D.H (1980) Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observation period for different magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 1337-1346.

121. Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 201-297.
122. 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.
123. 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.
124. 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.
125. 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.
126. Yelles, A., and the Maradja2 team, 2006. A morphotectonic overview of the deforming seaward boundary of the Africa-Europe convergence zone off Algeria, from Oran to Annaba. EGU Vienna, EGU06-A-06147.
127. Youngs, R.R. and K.J. Coppersmith (1985). Implications of Fault Slip Rates and Earthquake Recurrence Models to Probabilistic Seismic Hazard Estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol 75, No.4, pp. 939-964.
128. Zerdazi, A.(1990), Etude gravimétrique du môle d'Ain Mlila et de l'Atlas saharien septentrional (NE de l'Algérie), Thèse de doctorat, Université de Lausanne, 1990.