

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique

Université de M'Hamed BOUGARA
Boumerdes



وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

جامعة أمحمد بوقرة
بومرداس

Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie
Département de Génie Parasismique, Géophysique et Phénomènes Aléatoires
Laboratoire de physique de la terre

**Mémoire présenté
En vue de l'obtention du diplôme de Magister en Géophysique**

Thème

Aléa sismique en un site, méthodologie et application

Par :

Mr BELLALEM Fouzi

Soutenu devant le jury composé de:

M. DJEDDI Mabrouk	Professeur, FHC-UMBB, Boumerdes	Président
M. HAMDACHE Mohamed	Maitre de Recherche, CRAAG, Bouzarèah	Rapporteur
M. BADDARI Kamel	Professeur, UMBB, Boumerdes	Co-Rapporteur
M. BOUGUERNE Abderrahmane	Maitre de conférences, FHC-UMBB, Boumerdes	Examineur
M. AITOUCHE M-Amokrane	Chargé de cours, FHC-UMBB, Boumerdes	Examineur
M. EL BAHY Mustapha	Chargé de cours, USTHB	Examineur

Building a culture of prevention is not easy. While the costs of prevention have to be paid in the present, its benefits lie in a distant future. Moreover, the benefits are not tangible; they are the disasters that did not happen.

- Kofi Annan, 1999

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué au Département Aléa Sismique (CRAAG) dirigé par Monsieur Hamdache Mohamed, qui reçoit toute l'expression de ma reconnaissance pour m'avoir proposé ce sujet de recherche, et, pour tout son dynamisme et ses compétences scientifiques qui m'ont permis de mener à bien cette étude.

Mes remerciements vont tout particulièrement à Monsieur Baddari Kamel, Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Boumerdes qui m'a initié à la recherche en sismologie et soutenu lors des étapes cruciales de cette thèse.

Je remercie Monsieur Djeddi Mabrouk, Président du Conseil Scientifique de la Faculté des Hydrocarbures de Boumerdes, de m'avoir fait l'honneur d'être le président du jury de cette thèse.

Je tiens également à remercier Messieurs Bouguerne Abderrahmane, Aitouche Mohand-Amokrane et El Bahi Mustapha, d'avoir accepté d'être les examinateurs de cette thèse.

Toute ma connaissance à Mes collègues Mobarkj Mourad, Talbi Abdelhak, Merahi Mounir, Mouhoub Faycal, Bellik Amar pour leurs aides et leurs soutiens. Je leur exprime ma profonde sympathie et leur souhaite beaucoup de bien.

Je termine par un grand remerciement à mes parents auxquels je dédie mon mémoire de thèse

I-1 Les principales sources utilisées pour la compilation du catalogue de Benouar(partie algérienne)	7
I-2 Les principales sources utilisées pour la compilation du catalogue de Harbi (partie Est de l'Algérie)	8
I-3 Les différentes sources exploitées pour la compilation du catalogue des données	8
I-4 Comparaison entre les relations empiriques pour l'homogénéisation des magnitudes.....	13
I-5 Ajustement linéaire entre la magnitude des ondes de surface et locale.....	14
I-6 Représentation spatiale des séismes avant et après l'utilisation des méthodes de filtrages des répliques.....	18
I-7 : Analyse de la complétude du catalogue en utilisant la méthode du nombre cumule de séismes	
a-classel Ms ∈ [3.5,4.5[.....	20
b-classe 2 Ms ∈ [4.5,5.5[.....	21
c-classe 3 Ms ∈ [5.5,6.5[.....	21
d-classe 4 Ms ≥ 6.5.....	22
I-8 Détermination des périodes complètes par intervalle de magnitude par la méthode de Stepp(1972)	23
V-1 Esquisse géologique du nord de l'Algérie (Fekraoui et Kedaïd, 2005, modifiée)	63
V-2 La limite des Plaques africaines et eurasiennes entre les Açores et la Sicile (Anderson & Jackson, 1987). ...	64
V-3 La distribution spatiale des séismes dans la partie nord de l'Algérie entre 1716-2005.....	64
V-4 Esquisse du Modèle de Zonage sismique utilisé dans cette étude (Montilla et al(2003), modifiée)	70
V-5 : estimation de la magnitude de complétude pour le catalogue de sismicité.....	71
V-6 Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter	
a-Zone 1	74
b-Zone 2.....	74
c-Zone 3.....	75
d-Zone 4.....	75
e-Zone 5.....	76
f-Zone 7.....	76
V-7 Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération	
a-Zone 1	82
b-Zone 2.....	82
c-Zone 3.....	83
d-Zone 4.....	83
e-Zone 5.....	84
f-Zone 7.....	84
V-8 Temps de retour (années) de magnitude	
a-Zone 1.....	87
b-Zone 2.....	87
c-Zone 3.....	88
d-Zone 4.....	88
e-Zone 5.....	89
f-Zone 7.....	89

I-1 Paramètres spatiaux et temporels utilisés pour l'élimination des répliques.....	16
I-2 Les périodes de complétudes pour le catalogue(GK) selon les classes de magnitudes.....	20
I-3 Les périodes de complétudes du catalogue de sismicité selon la méthode de Stepp(1972).....	23
V-1 Les valeurs des paramètres a et b calculées à partir de la méthode des moindres carrés.....	72
V-2 Les valeurs des paramètres a et b calculées à partir de la méthode du maximum de vraisemblance.....	73
V-3 Les valeurs des paramètres a et b calculées à partir de la méthode de Weichert(1980).....	77
V-4 Les valeurs de la magnitude et l'accélération maximales possibles pour chaque zone source en utilisant les estimateurs de Kijko-Sellevol et Pisarenko	
a- Pour $R=5\pm 1$ km.....	80
b- Pour $R=10\pm 2$ km.....	80
c- Pour $R=20\pm 5$ km.....	81
V-5 Temps de retour (années) de magnitude pour chaque zone source.....	85

Abstract

The Objective of this thesis is to develop 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 consist in evaluating for a given earthquake, the maximum acceleration witch can generate in a site, knowing both the maximum credible magnitude(M_{max}) and distance r from the source. The estimation of 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 north of Algeria, made it possible to derive 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 zones according to their seismic activity.

ملخص

هدف الأطروحة هو صياغة نموذج احتمالي للاستنتاج التسارع الأقصى لحركة الأرض في موقع معين، أيضا المعاملات المختلفة على غرار احتمال التجاوز أو النسبة السنوية الموسطة للتجاوز و بالتالي مختلف مدة الرجوع التقريبية. باختصار الفكرة هي تقديرا لحد الأقصى للتسارع الأرضي لزلزال مفترض مكان معين، علما أن الشدة القصوى (M_{max}) والمسافة التي تبعد الموقع عن البؤرة هم معطيات معروفة. تقييم الحد الأقصى للتسارع الأرضي يتوقف على نموذج التخفيف متناسب مع المعطيات السيسموتكتونية لمنطقة معينة وقائمة 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 الأ و هو الشدة القصوى. لتقييم هذا الأخير استعملنا المنهاج الاحتمالي مع الافتراض أن الصيغة التحليلية والوسائط للنموذج حدوث الزلازل هم معطيات معروفة.

تطبيق الطريقة المنتهجة في هذه الأطروحة على بعض المناطق الزلزالية في شمال الجزائر، يمكننا من الحصول على تماثيل بيانية لاحتمالات التفاوت للتسارع الأرضي أيضا تقييم مدة الرجوع. هذه الأخيرة تمكننا من تصنيف تسلسلي لهذه المناطق وفقا للنشاط الزلزالي

Introduction

Compte tenu de sa localisation dans une zone de convergence de plaques, l'Algérie est une région à forte sismicité. Au cours de son histoire, de nombreux séismes violents se sont produits. Parmi ces séismes, nous pouvons citer qui ont touché Alger(1716), Oran(1790), Gouragya(1891). Dans une période plus récente, d'autres séismes se sont manifestés tout au long de la chaîne Atlas Tellienne. Parmi les plus notables, le séisme d'Orléansville(1954), d'El Asnam(1980), de Constantine(1985) et celui de Boumerdes du 21 Mai 2003 qui a provoqué des dégâts considérables et la mort de plus de 2400 personnes. Ces événements attestent le caractère actif de l'activité sismique sur la partie Nord de l'Algérie.

Par conséquent, l'estimation de l'aléa sismique en Algérie est ainsi indispensable. Dans ce cadre, plusieurs études et travaux de recherches ont été élaborés pour l'évaluation de l'aléa sismique en Algérie par l'application des méthodes déterministe et probabiliste. Citons par exemple, les travaux de Mortgat et Shah(1979), Hamdache (1998-2006), Bouhadad (2002,2004), Ayadi (2002,2003), Aoudia (2000), Benouar (1994, 1996 et 2002) et Harbi (2004).

Par définition, l'aléa sismique est la probabilité qu'au cours d'une période de référence, une secousse sismique de caractéristiques données (la périodicité, la localisation et l'énergie développée par les secousses antérieures) atteigne ou dépasse une certaine intensité. En conséquence, estimer l'aléa sismique revient à déterminer le niveau de risque lié aux mouvements du sol contre lequel se prémunir. Les résultats des calculs d'aléa sismique dans une région donnée sont considérés comme la première phase vers l'estimation du risque sismique qui intègre, également, la vulnérabilité des bâtiments. Cette dernière dépend du nombre de personnes exposées (densité de population) et de l'environnement (caractéristiques régionales, mer, montagne, modes de construction, etc.).

En général, on distingue en aléa sismique deux approches différentes :

- l'analyse probabiliste de l'aléa sismique (en anglais PSHA pour Probabilistic Seismic Hazard Analysis)
- Approche déterministe.

L'approche déterministe permet de définir les effets maximaux d'un événement sismique en un point site. Elle consiste à définir, dans un premier temps, le(s) Séisme(s) Maximal (aux) Historiquement Vraisemblable(s) (S.M.H.V), puis le(s) Séisme(s) Majoré(s) de Sécurité(s) (S.M.S).

- Le S.M.H.V est le plus fort séisme connu de chaque unité sismotectonique
- Le S.M.S est déduit du S.M.H.V : son intensité est, en première approximation, majorée d'une(01) unité sur le site.

L'approche probabiliste permet d'évaluer l'aléa sismique au travers des lois qui donnent la probabilité annuelle qu'un paramètre de mouvement du sol sera dépassé (Cornell, 1968). La méthodologie est composée en un certain nombre d'étapes.

- 1) La première est la réalisation d'un zonage à partir de l'analyse sismotectonique de la région
- 2) La deuxième étape est la constitution d'un catalogue de sismicité. Celui-ci doit comporter un certain nombre de propriétés pour être exploitable. Il est :
 - numérique pour faciliter le traitement de données ;
 - mis sous format standard, lisible et exploitable par l'ensemble des routines développées ;
 - complet, c'est-à-dire à la fois :
 1. homogène par le type d'informations recueillies. En effet les catalogues de sismicité émanant généralement de sources diverses. De fait, ils comportent souvent différents types de magnitude ou échelle d'intensité.
 2. exhaustif sur l'ensemble de la période d'observation.
- 3) La troisième étape consiste à caractériser l'activité sismique des différentes zones sources par une loi de distribution de type Gutenberg- Richter qui donne le nombre de séismes en fonction de la magnitude. Cette loi doit être représentative de la sismicité de chaque zone source en intégrant des données de sismicité historiques et instrumentales disponible.
- 4) La quatrième étape est le choix d'une loi d'atténuation pour l'estimation de l'aléa sismique. Celle-ci est adaptée au contexte sismotectonique local qui dépend de la distance focale ou épacentrale et de la magnitude.

5) La dernière étape consiste à réaliser le calcul de l'aléa sismique proprement dit. Il faut donc choisir le modèle probabiliste de distribution des séismes futurs.

L'approche probabiliste et déterministe utilise des données identiques à savoir le catalogue de sismicité, le modèle d'atténuation du mouvement du sol et le zonage des sources sismogéniques.

Ce mémoire propose une méthodologie qui consiste à déterminer la probabilité de dépassement d'un paramètre du mouvement du sol en un site. L'idée consiste à estimer l'accélération maximale possible pour un séisme (Hypothetic earthquake scenario) dont la magnitude est supposée la maximale possible dans la région et qui localisé à une distance r . L'estimation de l'accélération maximale possible s'appuie sur un modèle d'atténuation adapté à la région d'étude et un catalogue de sismicité à caractère poissonien. Ce dernier est utilisé pour le calcul des paramètres de sismicité (les valeurs a et b de la loi de Gutenberg et Richter et la magnitude maximale possible).

L'étude s'est articulée autour des chapitres suivants :

- La première étape dans le chapitre I est l'établissement d'un catalogue de sismicité complet et détaillé qui couvre tout le nord de l'Algérie, en tenant compte des séismes qui ont eu dans les zones frontalières.

- La deuxième étape du même chapitre consiste à homogénéiser le catalogue des données sismiques. C'est-à-dire convertir les intensités et les magnitudes en une seule magnitude de référence M_s (magnitude des ondes de surface) à partir des modèles mathématiques. On présente par la suite les différentes relations qui ont été établies par Benouar et Casado pour la région ibéro maghrébine.

- La troisième étape est l'identification des répliques des événements principaux. Ceci nous permet d'extraire du catalogue brut les séismes indépendants. Cette étape est réalisée grâce à deux méthodes distinctes :

✚ la méthode de Gardner et Knopoff(1974)

✚ -la méthode de Reasenberg(1982)

- La dernière étape est la détermination des périodes complètes d'observations. Deux techniques de lectures graphiques ont été utilisées pour l'obtention des périodes de complétudes pour chaque classe de magnitude :

- ✚ Estimation à partir du nombre cumulé de Séismes
- ✚ La Méthode de Stepp (1972)

Dans le second chapitre nous décrivons brièvement la loi de récurrence des séismes de Gutenberg et Richter (1944). L'estimation des paramètres a et b de cette loi sont mises en évidence par les différentes méthodes suivantes :

- ✚ La méthode des moindres carrés
- ✚ la méthode du maximum de vraisemblance
- ✚ La méthode de Weichert (1980)

Le troisième chapitre porte sur l'estimation de la magnitude maximale possible dans une région donnée. On va présenter deux approches dont l'utilisation est communément fréquente :

- ✚ La méthode déterministe
- ✚ La méthode probabiliste

Dans la méthode probabiliste, on va mettre en exergue deux procédures distinctes pour calculer l'estimateur de la magnitude maximale. Nous examinerons ensuite, l'application de ces deux procédures sur la loi de Gutenberg de Richter.

Dans le chapitre IV, nous procéderons à une description théorique du modèle probabiliste pour l'estimation de la probabilité de l'accélération maximale en un site. En outre, nous apporterons des précisions sur l'estimation des périodes de retour pour une région donnée.

Le dernier chapitre est consacré à l'application des méthodes traitées au long de ce mémoire sur quelques zones potentiellement active au nord de l'Algérie. On va donner d'abord une brève description du point de vue géologique et géodynamique des zones prises en compte. Nous analyserons ensuite pour chaque zone les paramètres essentiels pour l'estimation de l'aléa sismique. Finalement, on va quantifier l'impact de ces paramètres sur l'estimation d'aléa.

Chapitre I.

Traitement Statistique du Catalogue de Données Sismiques

I-1 Résumé

L'objectif de ce chapitre est le traitement statistique du catalogue sismique. La première étape consiste à la compilation du catalogue de sismicité pour le nord de l'Algérie à partir des différentes sources et agences (CRAAG, IGN, USGS, ISC,...). Dans ce cadre, les questions d'uniformisation et d'homogénéisation ont fait l'objet d'une attention particulière, ce qui a permis de suggérer des relations appropriées aux données acquises.

Pour la seconde étape de ce chapitre, la notion de Declustering (élimination des répliques) et completeness (analyse de la complétude du catalogue) ont été largement abordées. L'adaptation de la méthode de Gardner et Knopoff (1974) ou encore celle de Reasenberg (1982) au fichier établi a permis d'une part une maîtrise complète de cette notion, qui est considérée comme une étape essentielle pour l'acquisition d'événements qui ont un caractère poissonien. L'introduction des deux méthodes de lecture graphiques (Nombre cumulé de séismes et la méthode de Stepp (1972), ont permis d'avoir les périodes de complétude pour chaque classe de magnitude.

I-2 Compilation du catalogue de données

I-2-1 Introduction

Le catalogue de données constitue un outil indispensable pour l'évaluation de l'aléa sismique dans une région donnée. A l'heure actuelle, il existe différents catalogues de la sismicité algérienne. Ceux-ci couvrent différentes périodes de temps, quoique ils soient incomplets dans certaines régions et souvent insuffisants en terme de localisations, magnitude, intensité et références. Il est donc impératif d'avoir un seul catalogue suivant un format standard qui est adéquat avec les différents programmes utilisés dans cette étude.

Avant de procéder à la compilation d'un nouveau catalogue, il est fondamental de définir l'étendue maximale de la région au sein de laquelle les séismes peuvent avoir une influence sur le site et de constituer, pour la région d'étude, un fichier de données le plus exhaustif est homogène possible. Donc, il est nécessaire, pour le territoire algérien d'inclure les données de la sismicité des régions limitrophes des pays voisins.

Dans cette présente étude la zone étudiée est comprise entre 2° W et 10° E en longitude et entre 32° N et 37.5° N en latitude.

I-2-2 Collecte des données

La première tâche dans l'établissement d'un catalogue complet et détaillé est de faire l'inventaire de tous les catalogues existants couvrant toute la région d'en comparer et combiner les entrées respectives. En les réunissant, il est inévitable que certains séismes se retrouvent plusieurs fois. Pour y remédier et pour ne garder que les valeurs jugées les plus fiables, une élimination séquentielle des doublets a été décidée: l'assemblage se fait par ordre de fiabilité.

Pour la constitution de notre catalogue, nous nous sommes intéressés aux catalogues et les sources suivants:

CRAAG, (1994): Ce catalogue est le premier établi par le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (C.R.A.A.G). Ce dernier traite la sismicité de l'Algérie pour la période 1365-1992. Il utilise comme source principale les données de l'IMPGA (Institut de. Météorologie et de Physique de Globe de l'Algérie), le BCIS (Bureau Central International de Séismologie, France), le catalogue de Benhallou (1985). L'anomalie majeure de ce catalogue est la non spécification du type de la magnitude.

CRAAG, 2002: C'est le deuxième catalogue établi par le C.R.A.A.G. Celui-ci traite la sismicité de l'Algérie pour la période 1992-2001. Notons que le type de magnitude est spécifié dans ce catalogue (Ml, mb).

D'autre part, dans un souci de compléter et d'enrichir notre base de données, nous avons introduit des bulletins périodiques allant de 2002 à 2005.

Benouar (1994): Ce catalogue couvre toute la région du Maghreb dont la période s'étend de 1900 à 1990, il a utilisé plusieurs sources pour compiler le catalogue (voir figure I-1); on peut citer principalement les données du catalogue de Mezcuca et

Solares (1983),(1900-1983) ; Bureau Central International de Sismologie (BCIS, 1950-1963), International Seismological Centre(ISC,1918-1982) et celui de Benhallou et al., 1971(1951-1970). Une magnitude des ondes de surface (Ms) est estimée pour 2059 séismes (dont la magnitude est supérieure ou égale à 3) sur les 7724 listés (Harbi, 2006). Celle-ci est déduite de formules empiriques ou sur la base des enregistrements.

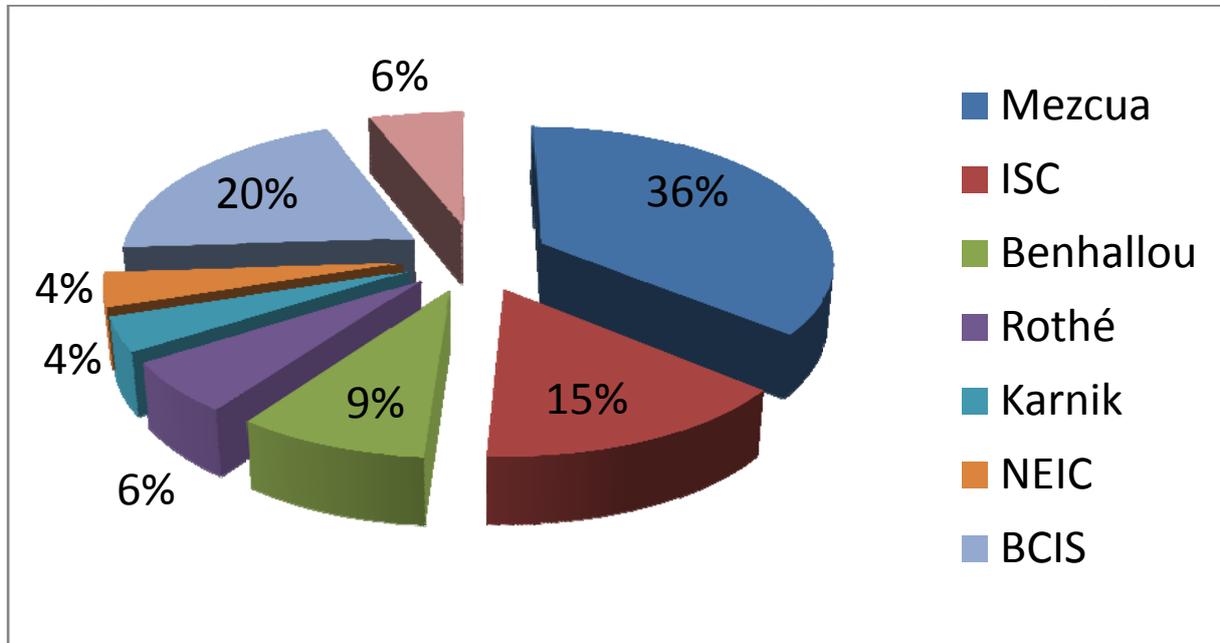


Figure I-1 : les principales sources utilisées pour la compilation du catalogue de Benouar(partie algérienne)

Harbi (2001): Ce catalogue couvre la partie Est algérien [4°E-9°E, 33°N-38°N] pour la période de 1850-2000. L'auteur utilise comme principale source d'information les données introduites par Benhallou (1985) et CRAAG (1994) ainsi que le catalogue de de Hée (1950).

L'apport capital de ce catalogue réside dans la période d'avant 1900. En effet grâce à ce travail on a peut ajouter 111 événements supplémentaires pour la compilation de notre catalogue de donnés.

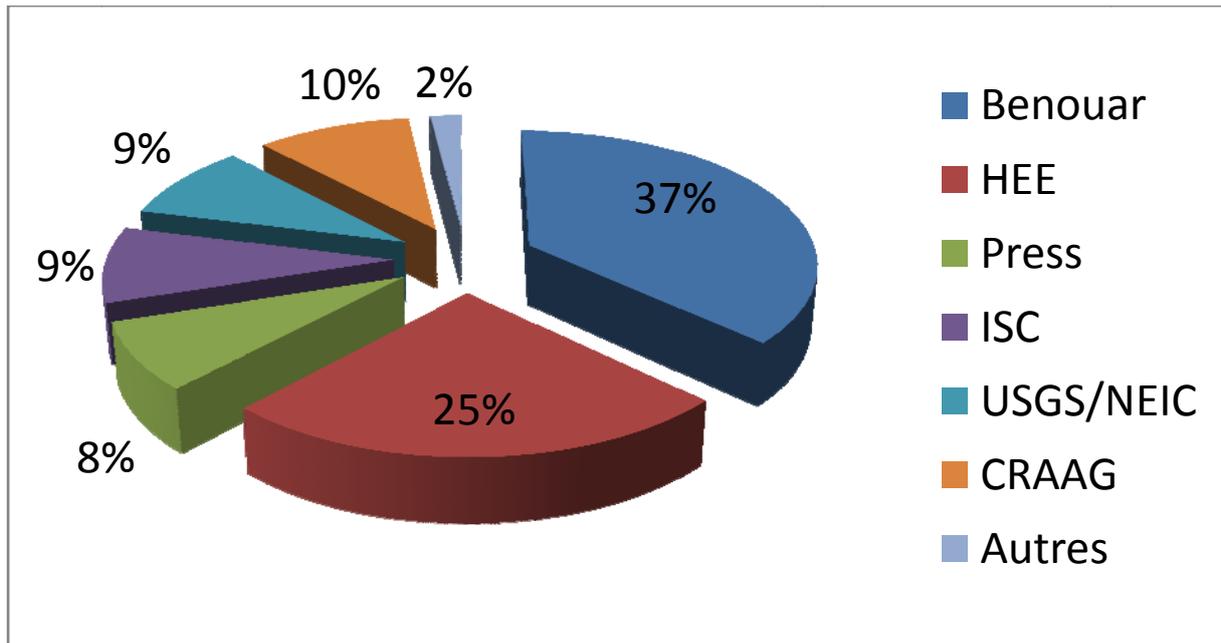


Figure I-2 : les principales sources utilisées pour la compilation du catalogue de Harbi (partie Est de l'Algérie)

IGN (2005): Une autre source de compilation utilisée pour établir le catalogue de sismicité, cette fois-ci est accomplie sur la base du catalogue de Instituto Geografico Nacional (IGN). Ce dernier couvre la région ibéro- maghrébine et ce pour la période de 412-2005. Le seul type de magnitude utilisé pour caractériser les séismes est celui des ondes de volume (mb), tandis que les intensités ont été assignées conformément à l'échelle des intensités MSK (Casado et al 2000).

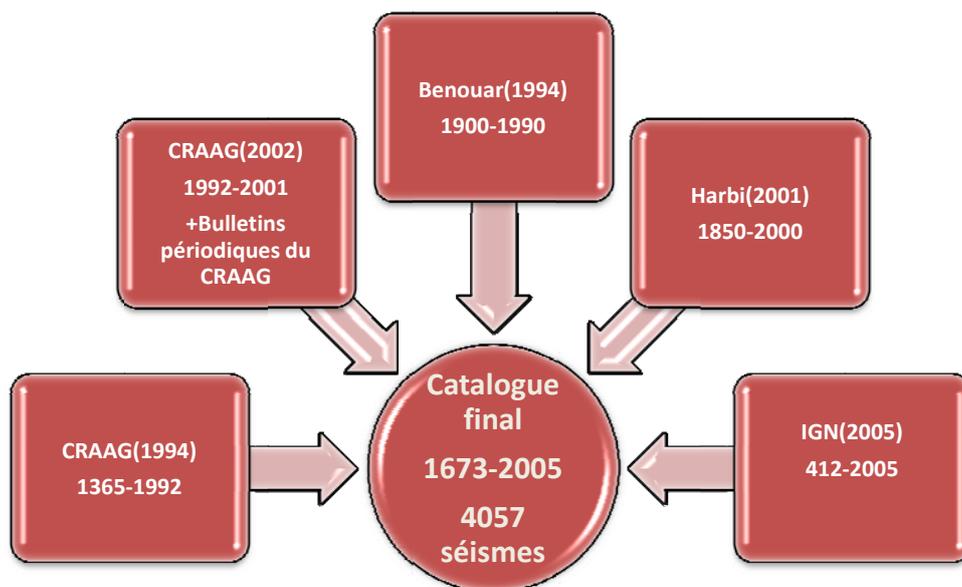


Figure I-3: les différences sources exploitées pour la compilation du catalogue des données

Le catalogue brut contient **4057** événements (figure I-3) qui couvre la période entre 1673 et fin 2005, la magnitude minimale est fixée à $M_s=1.2$, c'est-à-dire que le catalogue contient sera constitué uniquement de séismes supérieure à 1.2.

I-3 Homogénéisation du catalogue

I-3-1 Introduction

Le catalogue de données est un élément indispensable pour l'estimation des paramètres de l'aléa sismique dans une région donnée. Mais souvent ceci est extrait à partir des différentes sources qui n'adoptent pas en générale la même échelle de magnitude.

En effet, certains fichiers étaient renseignés en intensités épacentrales, d'autres en magnitudes. Pour pouvoir utiliser l'ensemble des données disponibles, il a fallu choisir un seul type de ces paramètres et convertir ceux qui n'y correspondaient pas. Afin d'homogénéiser notre catalogue nous nous sommes servis de la magnitude M_s . Le choix de la magnitude des ondes de surface est dû à l'absence de problème de saturation dans cette échelle, et que ce type de magnitude fait l'unanimité de tous les organismes internationaux. Cette conformité de la magnitude nous permettra facilement l'analyse et le contrôle du catalogue établi et une meilleure utilisation dans l'évaluation de l'aléa sismique.

Pour ce faire, on va présenter un résumé des principaux modèles mathématiques utilisés pour le calcul de la magnitude (M_s). Ensuite on va faire le point sur les différentes relations qui ont été établies par Benouar et Casado pour la région Ibéro Maghrébine. Après cela, on va faire une comparaison entre les résultats des deux auteurs, on va opter subséquemment les corrélations jugées adéquates qui vont être utilisé pour l'homogénéisation du catalogue de données.

I-3-2 Les Modèles Mathématiques Utilisés Pour l'Estimation de la Magnitude

a) Estimation Semi Empirique de la Magnitude

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

$$M_1 = a + b \cdot M_2 + \sigma \cdot P \quad \text{I-1}$$

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

b) Relations empiriques entre la Magnitude et l'intensité épiscoptrale

Il est possible d'estimer la magnitude à partir des données historiques. L'élaboration des relations empiriques entre la magnitude et l'intensité est Abordée dans des 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.

$$M = a + b \cdot I_0 + \sigma \cdot P \quad \text{I-2a}$$

Où sous la forme quadratique selon la formule suivante:

$$M = a + b \cdot I_0 + c \cdot I_0^2 + \sigma \cdot P \quad \text{I-2b}$$

Où : a, b et c sont des paramètres d'ajustement, I_0 est l'intensité épiscoptrale 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.

I-3-3 Comparaison entre les différentes relations empiriques obtenues par L.Casado (2000) et D.Benouar(1994)

I-3-3-1 Introduction :

Cette partie est consacrée à la présentation de deux résultats différents en termes de lois empiriques citées précédemment. L'élaboration de ces lois vient suite aux travaux de deux scientifiques. Chacun d'entre eux utilise deux catalogues distincts pour établir les corrélations.

Pour l'ajustement des lois empiriques, Casado utilise le Catalogue de l'IGN (Instituto Geográfico Nacional) : Ce catalogue couvre la région Ibéro Maghrébine, il est réalisé par Mezcua et Solares en 1983 et mis à jour par ces derniers en 1998. Le catalogue de l'IGN adopte la magnitude de l'échelle des ondes de volume (mb) comme paramètre qui caractérise l'importance du séisme. En revanche le catalogue de Benouar (1994) couvre pratiquement la même région durant la période 1900-1990 ($M_s \geq 3.0$). Ce dernier, Comme illustre la figure I-1, est le résultat de compilation de plusieurs sources, principalement les données du catalogue de Mezcua et Solares (1900-1983), BCIS (1950-1963), ISC (1918-1982) et celui de Benhallou et al., 1971 (1951-1970).

Afin d'établir les différentes corrélations, les deux auteurs se sont servis des données sismiques attribuées par l'USGS (United States Geological Survey), l'ISC et le CMT (Centroid Moment Tensor).

I-3-3-2 Comparaison entre les deux résultats:

a) Relation Semi-Empirique de Magnitude ($M_s \sim mb$)

L'expression linéaire donnée par Casado pour corrélérer les magnitudes M_s et mb pour la région Ibéro-Maghrébine est comme suit:

$$M_s = -3.44 + 1.65 \cdot mb + 0.40 \cdot P \quad \text{I-3-a}$$

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

Tandis que la forme linéaire proposée par Benouar (1994) pour la région du Maghreb est sous la forme :

$$M_s = 0.47 + 0.86 \cdot mb \quad \text{I-3-b}$$

L'écart type de la régression est égal à 0.48.

b) Relations Magnitude M_s - Intensité I_0

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

$$M_s = 1.52 + 0.005 \cdot I_0^2 + 0.70 \cdot P \quad \text{I-4-a}$$

Où : 0.70 est l'écart type.

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

Tandis que Benouar a élaboré une relation linéaire entre M_s et I_0 sous la formule suivante :

$$M_s = 1.37 + 0.47 \cdot I_0 \quad \text{I-4-b}$$

L'analyse statistique dans cette régression linéaire donne un écart type $\sigma = 0.5$

I-3-3-3 Analyse des résultats

L'analyse statistique des différentes corrélations entre les deux auteurs, montre que Casado a suivi une méthode plus judicieuse. En effet, comme on remarque sur la figure I-5, il existe plusieurs valeurs de M_s qui sont assignées pour une seule valeur de mb . On peut constater cela pour les magnitudes qui ont des valeurs plus ou moins petites. Pour éviter l'influence du poids de ces points sur la régression, Casado a supposé que le groupe de données (M_s) qui correspondent à chaque valeur de mb suit une loi normale. Il a vérifié cette hypothèse en considérant l'intervalle de confiance égal à 90%. Ce procédé a permis de transformer la relation en application biunivoque, par conséquent toutes les données utilisées ont le même poids dans la régression (Casado et al .2000)

D'autre part Benouar a utilisé la méthode des moindres carrés linéaire on incluant toutes les données pour obtenir les différentes corrélations. Par conséquent, comme illustre les figures I-4-a et I-4-b, les magnitudes ont tendance à être sous estimées.

Figure I-4-a

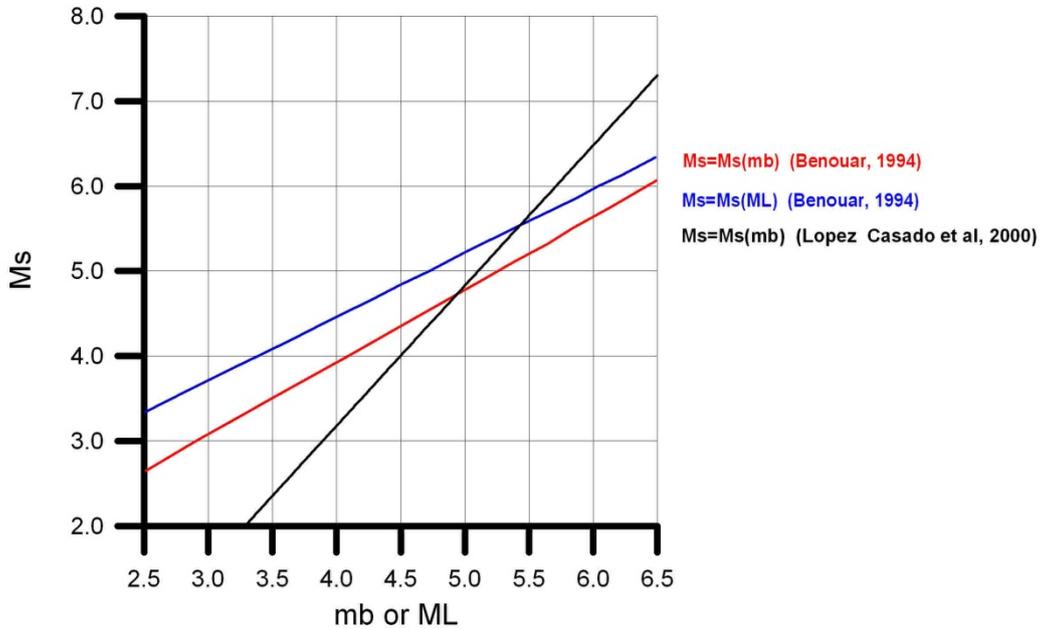


Figure I-4-b

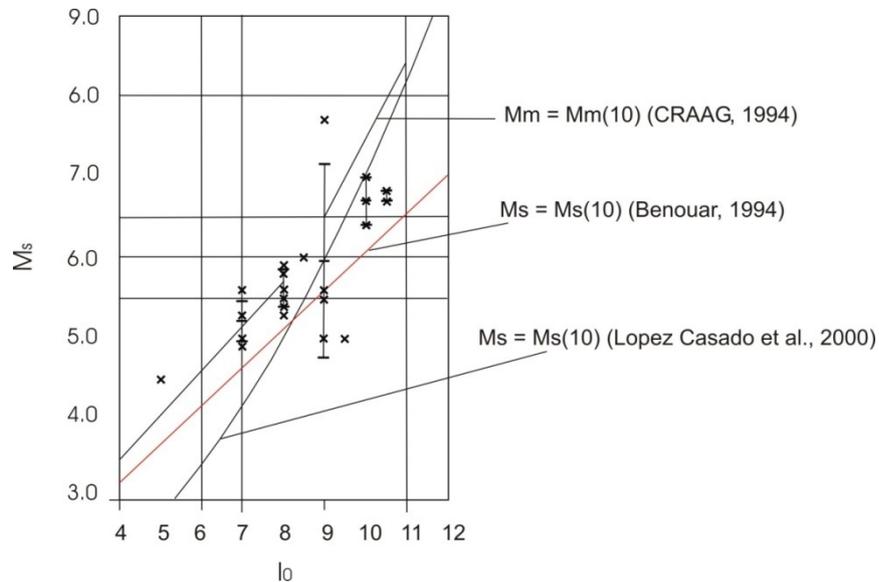


Figure I-4 : Comparaison entre les relations empiriques pour l'homogénéisation des magnitudes (Hamdache et al 2007).

I 3-4 Corrélation $M_l \sim M_s$

Comme on dispose des événements qui sont donnés en magnitude locale (M_l), il est indispensable de les convertir en M_s . Cependant, un effort a été porté pour ajuster une loi entre M_s et M_l . En effet, pour établir cette régression on a utilisé 93 séismes dont les principales sources sont USGS/NEIC et ISC. La formule empirique obtenue de la corrélation entre M_s et M_l est donnée par l'expression suivante :

$$M_s = 1.11382 \cdot M_l - 0.536005 \quad I-5$$

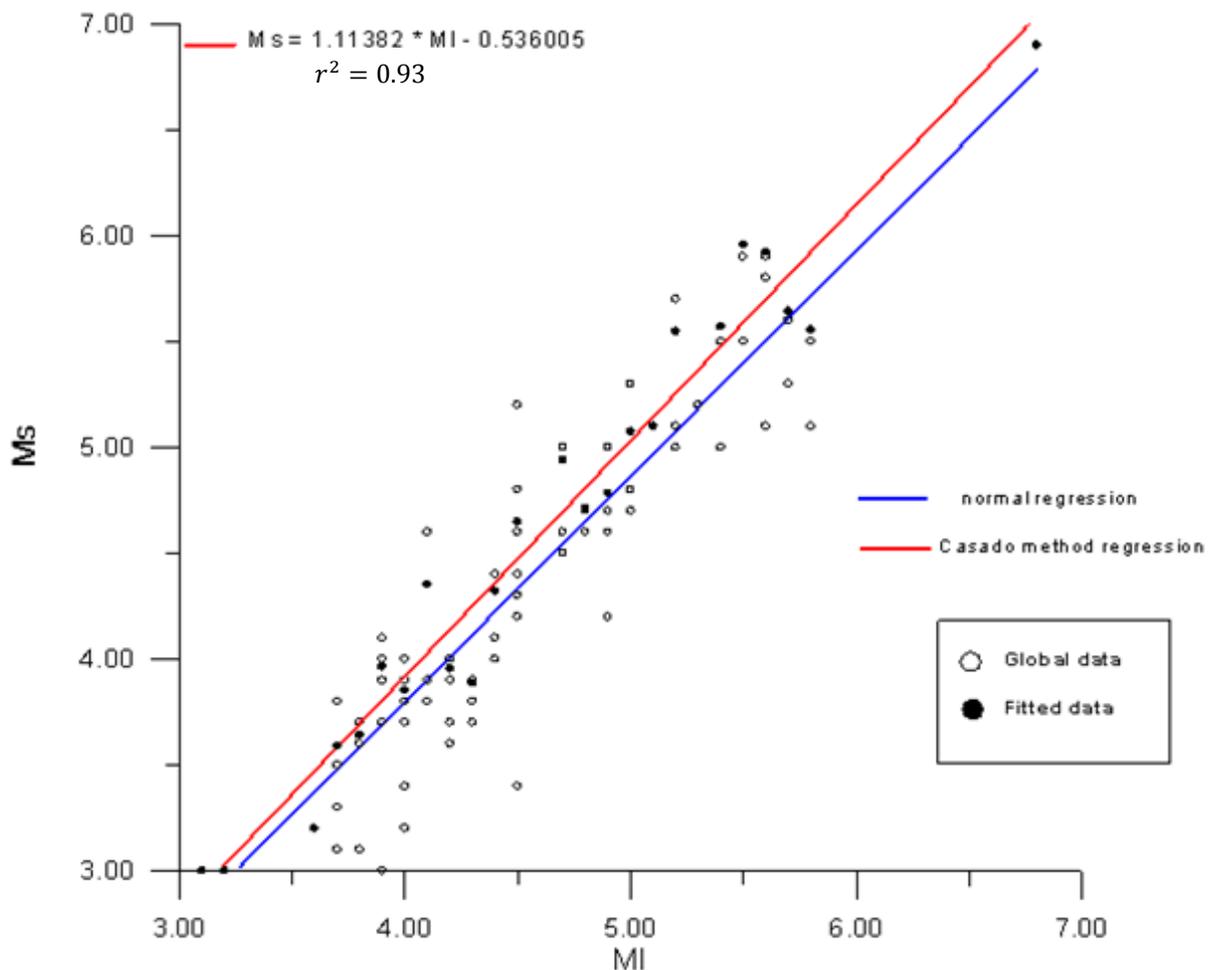


Figure I-5 Ajustement linéaire entre la magnitude des ondes de surface et locale

I-4 Élimination des répliques

I-4-1 Introduction

Le modèle choisi pour la modélisation de l'occurrence des séismes est celui de poisson. L'une des hypothèses de base de ce modèle est la stationnarité spatiotemporelle de l'activité sismique, et que les événements produits dans un intervalle donné sont indépendants et homogènes. Par conséquent, les précurseurs et les répliques des séismes principaux doivent être supprimés. L'identification des répliques des événements principaux est une opération extrêmement délicate ; nous avons cependant tenté d'identifier les répliques du catalogue grâce à deux méthodes distinctes

I-4-2 La méthode de Gardner et Knopoff (Declustering by using spatial and temporal varying windows)

La technique de fenêtrage qui est basé sur l'idée de Gardner et Knopoff (1974). Elle utilise des fenêtres spatiales et temporelles prédéfinies pour l'identification des événements dépendants et les chocs principaux. Elle est considérée la plus stable parmi d'autres méthodes pour l'élimination des répliques. Le principe est de chercher les séismes dans le temps et l'espace qui sont inclus dans les fenêtres prédéfinies par les formules 6.1 et 6.2. Nous avons appliqué la méthode sur les séismes qui ont une magnitude $M_S \geq 2.5$, les résultats de cette procédure sont illustrés dans le tableau I-1.

Fenêtre Spatiale $\longrightarrow \log_{10}(D) = 0.1238 \cdot M + 0.983 \quad \text{I-6.1}$

Fenêtre temporelle $\longrightarrow \left\{ \begin{array}{l} \log_{10}(T) = 0.032 \cdot M + 2.7389 \quad \text{Pour } M \geq 6.5 \quad \text{I-6.2a} \\ \log_{10}(T) = 0.5409 \cdot M - 0.547 \quad \text{I-6.2b} \end{array} \right.$

<i>Ms</i>	<i>Distance (km)</i>	<i>Temps (Jours)</i>
2.8	20.4	7
3.5	23.2	26
3.9	26.3	36
4.5	35.2	56
4.8	39	84
5.5	45	262
5.9	47	406
6.8	85	834
7.5	104	943

Tableau I-1: paramètres spatiaux et temporels utilisés pour l'élimination des répliques

I-4-3 La méthode de Reasenberg (1985)

Reasenberg a décrit la population des répliques comme une chaîne des événements liées entre elles par la 'zone d'interaction' dont l'étendue spatiale dépend du moment sismique du choc principal (formule I-7). Ainsi, un événement produit dans la zone d'interaction est systématiquement considéré comme une réplique.

$$\log_{10}(M_0) = 17 + 1.2 \cdot M \quad \text{I - 7}$$

L'étendue spatiale de la zone d'interaction est basée sur l'estimation de la redistribution des contraintes au voisinage du séisme, tandis que l'étendue temporelle est basée sur un modèle probabiliste. L'étendue spatiale du plus fort séisme dans la séquence est estimée à partir du rayon r (radius crack) pour une faille qui est supposée circulaire (Kanamori et Anderson, 1975). Ce dernier est donné par la relation suivante :

$$r = \sqrt[3]{\frac{7 \cdot M_0 \cdot \Delta\sigma}{16}} \quad \text{I - 8}$$

Où M_0 est le moment sismique et $\Delta\sigma$ est la chute de contraintes (supposée 30 bars pour tout les séismes)

L'étendue temporelle de la zone d'interaction est en fonction du taux d'occurrence des séismes. Elle est déduite par la loi d'Omori en temps t après l'occurrence du choc principal. Supposons que la probabilité P pour l'observation d'un ou plusieurs séismes dans un processus de poisson à taux d'occurrence τ connu, alors l'étendue temporelle est donnée par l'expression suivante:

$$t = \frac{\tau \cdot 10^{\frac{2}{3}(\Delta M - 1)}}{\log_{10}(1 - P)} \quad \text{I - 9}$$

Avec : $\Delta M = M_{\max} - M_{\min}$

M_{\max} est la magnitude du choc principal et M_{\min} est la magnitude seuil choisie pour les calculs.

Pour identifier les répliques avec l'algorithme de Reasenberg, nous avons été amenés à utiliser le programme **CLUSTER2000X** qui est disponible sur l'internet sous un site FTP anonyme. Nous avons conservé les paramètres requis par son programme pour la détermination des séquences de répliques.

Figure I-6: Représentation spatiale des séismes avant et après l'utilisation des méthodes de filtrages des répliques

- a) catalogue brut
- b) après l'utilisation de la méthode de Gardner et Knopoff
- c) après l'utilisation de la méthode de Reasenberg

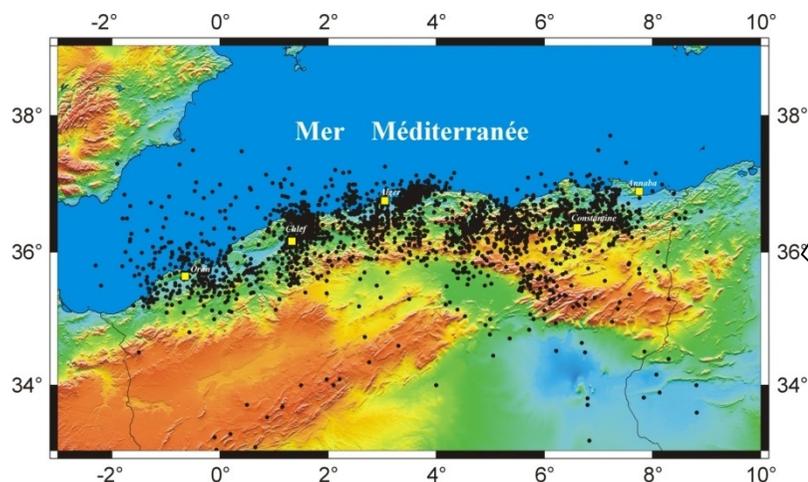


Figure I-6-a

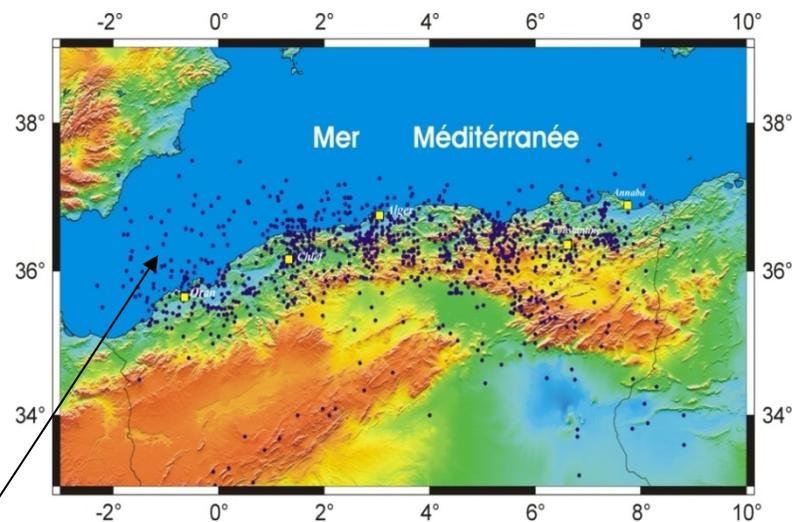


Figure I-6-b

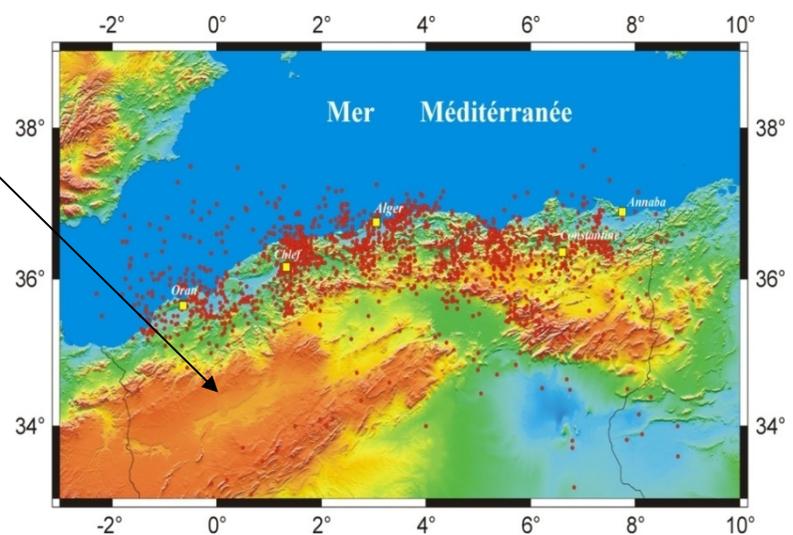


Figure I-6-c

La figure 1-6-a représente la sismicité au nord de l'Algérie en utilisant le catalogue brut ($M_s \geq 2.5$), quant aux figures I-6-b et I-6-c, sont la représentation schématique des deux techniques qui ont été utilisées pour le filtrage des répliques.

L'utilisation des méthodes de comparaisons statistiques, nous a permis de faire des tests de comparaisons entre les deux techniques avec le modèle de poisson. Les résultats qui ont découlent nous a amené à choisir la méthode de Gardner de Knopoff. Celle-ci nettoie efficacement les événements qui sont liés aux chocs principaux. Par conséquent, le catalogue choisi dans cette étude a été porté sur le fichier extrait de cette technique.

I-5 Analyse de la période de complétude du catalogue

La détermination des périodes de complétudes revient à estimer la date pour laquelle les séismes sont reportés sans oubli dans le catalogue. Cette date est appelée « la période de complétude ». La période la plus longue possible doit être utilisée afin de calculer les taux sur un maximum de données et sur des périodes de temps suffisamment grandes devant les temps de retour des magnitudes.

Deux méthodes de lecture graphique sont classiquement utilisées pour déterminer les périodes complètes : la méthode de l'estimation à partir du nombre cumulé de séismes et la méthode de Stepp (1972). La méthode de Stepp suppose le taux de sismicité invariant dans le temps. Tandis que, la méthode de l'estimation à partir du nombre cumulé ne repose pas sur cette hypothèse. Elle consiste à tracer le nombre cumulé de séismes sur des intervalles de plus en plus longs.

I-5-1 Estimation à partir du nombre cumulé de séismes

Pour obtenir une analyse de la période de complétude du catalogue pour chaque classe de magnitude, on utilise les graphiques du nombre cumulé des événements contre les années. On admet que le catalogue est complet à partir du moment où les données forment une droite à forte pente. Ceci est illustre par les graphiques de la figure I-6. Les tronçons linéaires sélectionnés sont indiqués, ainsi que les dates de complétudes. Les résultats de l'analyse sont représentés dans le tableau I-2.

Classe	Complète à partir de l'année	Période de complétude	Nombre de séismes pour la période de complétude
Classe 1	1930	75	409
Classe 2	1895	110	107
Classe 3	1865	170	19
Classe 4	1673	330	9

Tableau I-2 les périodes de complétudes pour le catalogue(GK) selon les classes de magnitudes

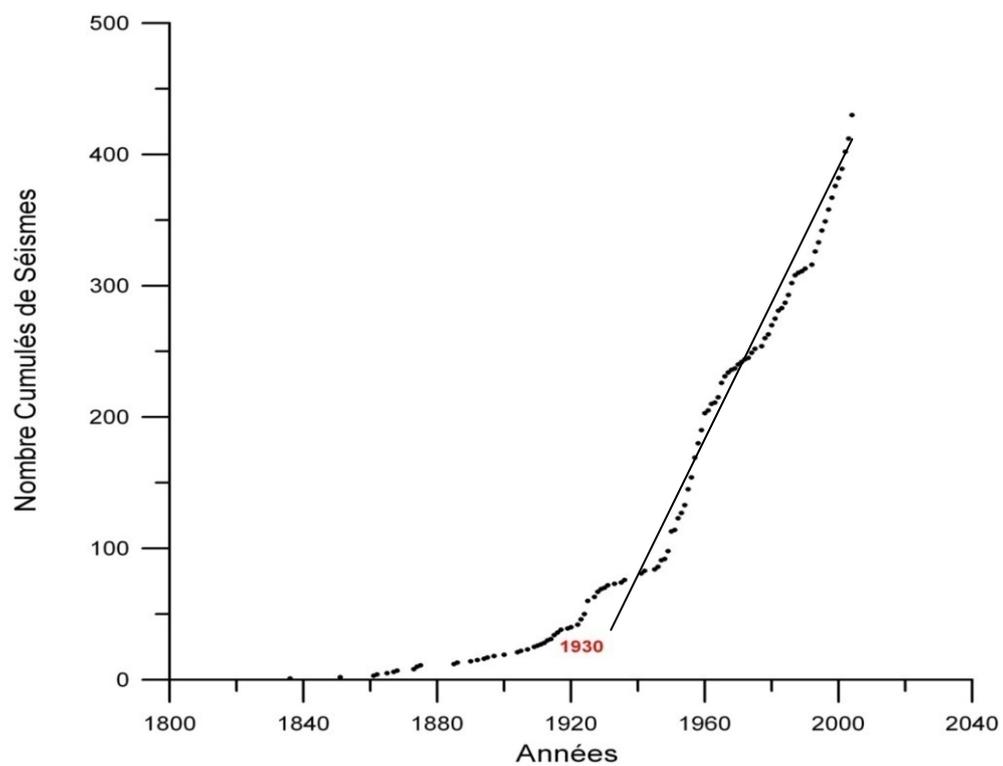


Figure I-7-a classe 1 [3.5, 4.5]

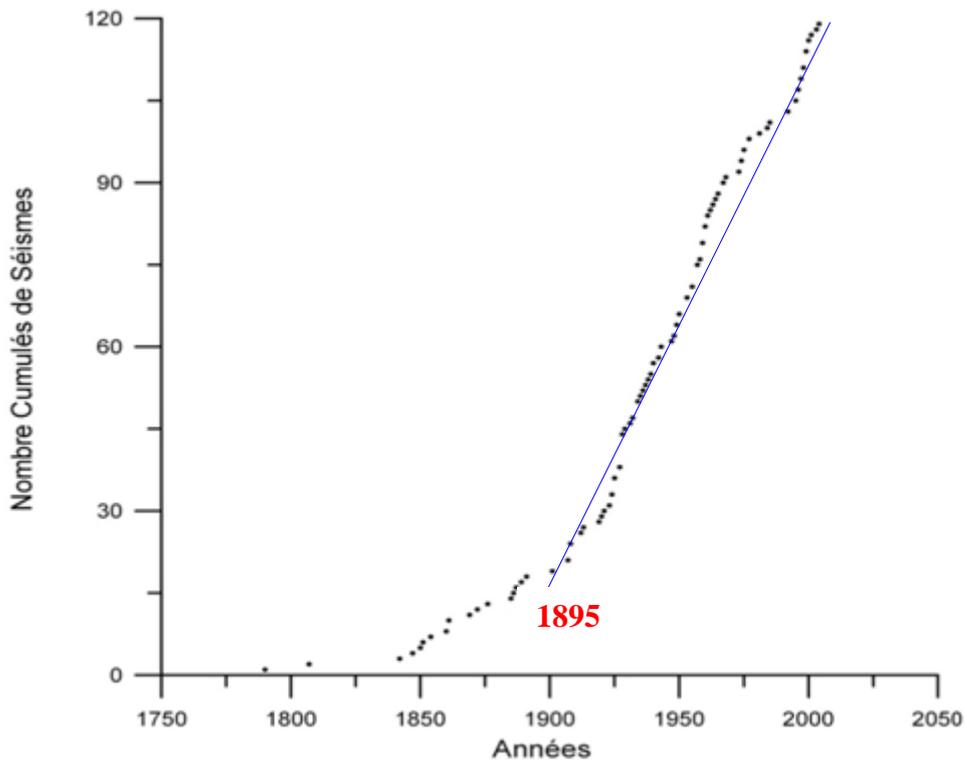


Figure I-7-b classe 2 [4.5-5.5]

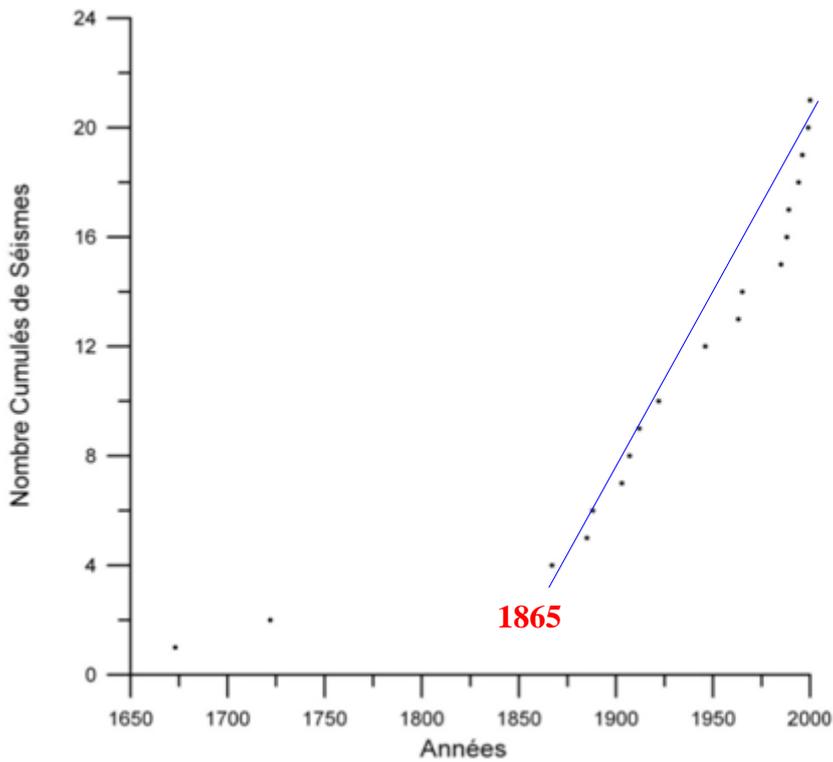


Figure I-7-c classe 3 [5.5-6.5]

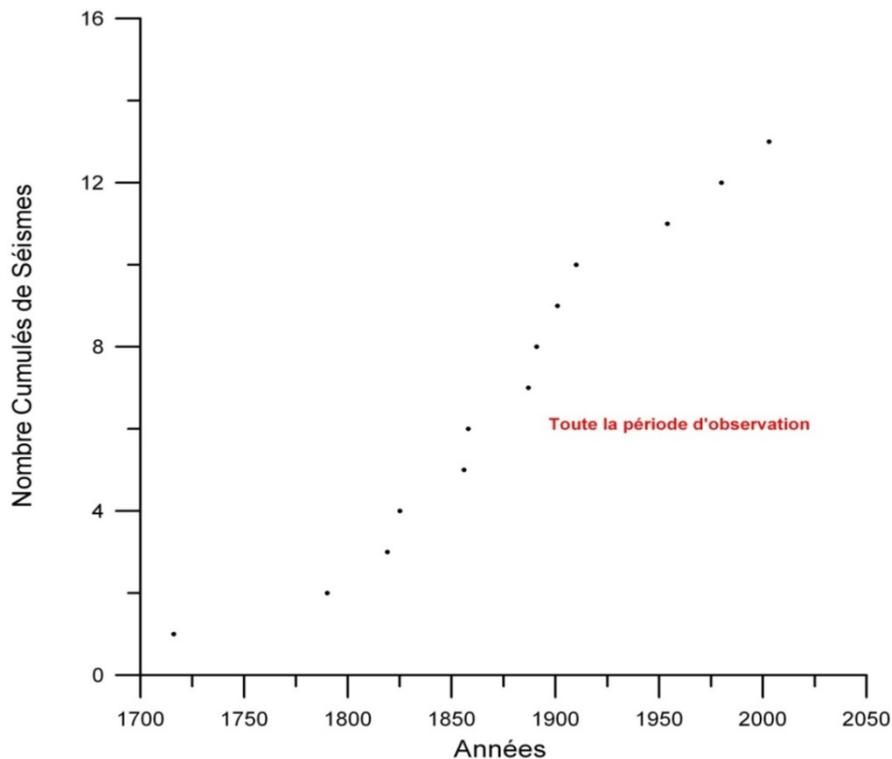


Figure I-7-d classe 4 [6.5 -7.5]

Figure I-7 : Analyse de la complétude du catalogue en utilisant la méthode du nombre cumulé de séismes

I-5-2 Méthode de Stepp

La méthode de Stepp (1972) est la seconde méthode graphique utilisée pour la détermination des dates de complétude. Les résultats se lisent à nouveau sur un graphique.

Pour chaque intervalle de magnitude, la méthode consiste à calculer sur des périodes de temps T de plus en plus longues l'écart type du taux de sismicité moyen et à le reporter sur un graphique en fonction de T (figure I-7). Le pas en temps ici est de 10 ans, la première période est donc [2005-1996], la seconde [1995-1986],..., la dernière de largeur 200 ans est [1806-2005].

Le taux annuel moyen sur la période de temps T (en années) est la moyenne des taux annuels. La variance de ce taux moyen est donc :

$$\sigma_{\lambda}^2(T) = \frac{\lambda(T)}{T} \Rightarrow \sigma_{\lambda} = \sqrt{\frac{\lambda(T)}{T}} \quad \text{I - 10}$$

Lorsque le taux est constant sur plusieurs années, il est constant d'une période T à l'autre et l'écart type σ_λ est inversement proportionnel à \sqrt{T} . Sur un graphique log-log, les valeurs de σ_λ s'alignent sur une droite de pente -0.5. La période complète se termine lorsque les points s'écartent de cette droite (figure I-7).

Les résultats de l'analyse de la complétude par la méthode de Stepp sont représentés dans le tableau I-3 :

Classes	Complète à partir de l'année	Période de complétude
[3.5-4.5[1935	70
[4.5-5.5[1885	120
[5.5-6.5[1830	170
[6.5 -7.5[1673	Tout le catalogue

Tableau I-3 Les périodes de complétudes du catalogue de sismicité selon la méthode de Stepp(1972)

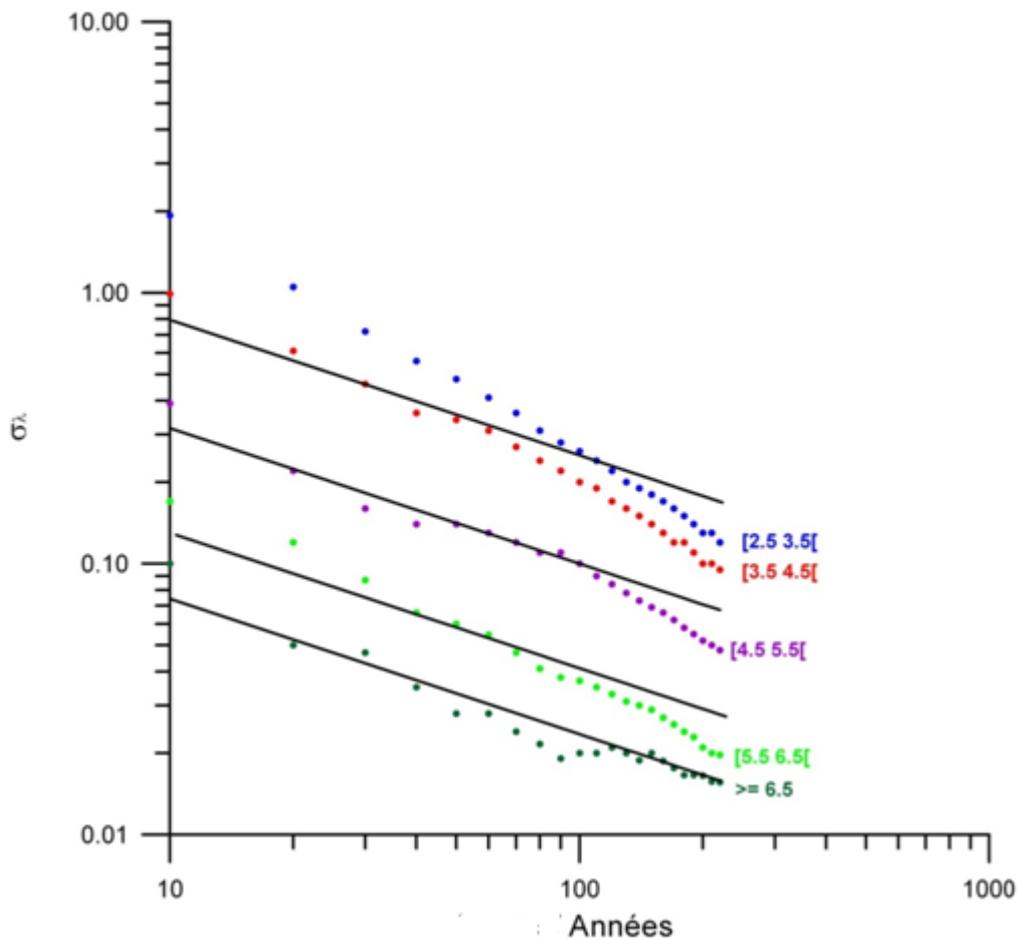


Figure I-8 Détermination des périodes complètes par intervalle de magnitude par la méthode de Stepp(1972).

I-6 Conclusion

La première étape dans ce chapitre a consisté à la compilation d'un catalogue pour le nord de l'Algérie à partir de sources et d'organismes différents, ainsi les formats des fichiers de données ne sont pas identiques. Pour pouvoir utiliser l'ensemble des données disponibles (intensités, magnitudes) sous un format standard, nous avons analysé statistiquement les résultats de Benouar (1994) et ceux de Casado et al.(2000), par la suite nous avons choisi les corrélations jugées judicieuses pour pouvoir homogénéiser le fichier établi.

Comme le processus d'occurrence choisi pour caractériser l'activité sismique est celui de poisson, par conséquent les précurseurs et les répliques des séismes principaux doivent être supprimés. Pour cela, on a utilisé les procédures de Gardner et Knopoff(1974) et celle de Reasenber(1982) au fichier établi. Cette étape nous a permis une maîtrise complète de ces deux techniques.

Pour mettre en évidence le caractère poissonien, nous avons proposé deux méthodes de lectures graphiques afin de trouver les périodes de complétudes pour chaque intervalle de magnitude. La flexibilité de la méthode de Stepp(1972) nous a amené à introduire un programme en Matlab afin de prendre en charge l'ensemble des calculs liés à cette démarche.

Chapitre II.

Estimation des paramètres a et b de la loi de Gutenberg et Richter

II-1 Introduction

En 1944, Gutenberg et Richter ont spécifié une relation entre le nombre de séismes et leur magnitude, dont les coefficients dépendent des caractéristiques sismiques et géologiques d'une région donnée. Cette relation montre que les séismes se distribuent de façon logarithmique en fonction de la magnitude suivant la loi :

$$\log_{10}(N) = a - b \cdot M \quad \text{II-1}$$

Où :

N est le nombre des séismes ayant une magnitude supérieure ou égale à M.

a,b sont des paramètres de la loi de GR.

Les paramètres de la loi de Gutenberg et Richter ont une importance capitale pour l'estimation de l'aléa sismique dans une région. Les expériences en laboratoire ont montré qu'il y a une relation entre le facteur b et le degré d'hétérogénéité des structures, la fracturation des roches et de la valeur des contraintes.(Mogi, 1962). D'après les expériences de Sholtz (1968) la valeur de b accroît avec le degré d'hétérogénéité du milieu. En d'autre part, il conclut que la valeur de b diminue avec l'augmentation de la valeur des contraintes dans un milieu (Hatzidimitriou, 1985). Les mêmes expériences ont dévoilé aussi que le paramètre a dépend proportionnellement de l'activité sismique dans une région donnée.

Par la suite nous présentons les différentes méthodes pour estimer les paramètres a et b de la loi du Gutenberg et Richter (II-1).

II-2 La méthode des moindres carrés linéaire :

Soit l'expression de la relation logarithmique non bornée décrite précédemment sous la formule (I-1):

Posant : $x_i = m_i$; $y_i = \log_{10}(N_i)$

Alors la formule (1) devient :

$$y_i = -b \cdot x_i + a \quad (i = 1; n)$$

Le but de cette méthode est de trouver \hat{a} et \hat{b} tels que : $y_i = \hat{a} + \hat{b} \cdot x_i$

La détermination des estimateurs \hat{a} et \hat{b} par la méthode des moindres carrés revient à minimiser l'expression :

$$\Delta = \sum_{i=1}^n (y_i + b \cdot x_i - a)^2$$

Avec

$$S_x = \sum_{i=1}^n x_i \ ; \ S_{xx} = \sum_{i=1}^n x_i^2 \ ; \ S_y = \sum_{i=1}^n y_i \ ; \ S_{yy} = \sum_{i=1}^n y_i^2 \ ; \ S_{xy} = \sum_{i=1}^n x_i \cdot y_i$$

Résultats :

Par l'application de la méthode des moindres carrés linéaires les estimateurs de \hat{a} et \hat{b} , ainsi leurs variances sont donnés par :

$$\hat{a} = \frac{S_y \cdot S_{xx} - S_x \cdot S_{xy}}{n \cdot S_{xx} - S_x^2} \quad \text{II-2}$$

$$\hat{b} = \frac{S_x \cdot S_y - n \cdot S_{xy}}{n \cdot S_{xx} - S_x^2} \quad \text{II-3}$$

$$\text{var}(\hat{a}) = \frac{S_{xx}}{n \cdot S_{xx} - S_x^2} \quad \text{II-4}$$

$$\text{var}(\hat{b}) = \frac{n}{n \cdot S_{xx} - S_x^2} \quad \text{II-5}$$

II-3 La méthode du maximum de vraisemblance

Pour l'estimation des paramètres de la relation de Gutenberg et Richter la méthode généralement utilisée est celle du maximum de vraisemblance. On peut décrire sommairement et généralement cette méthode comme suit :

Par définition, les variables aléatoires sont indépendantes X_1, X_2, \dots, X_n et de même loi $\theta: f(X; \theta)$. A partir de ces observations, on essaie de déterminer la valeur inconnue du paramètre θ . La méthode du maximum de vraisemblance postule que cette valeur de θ devrait être celle qui maximise la probabilité d'obtenir les valeurs observées sur X .

Ainsi, la procédure d'estimation par le maximum de vraisemblance suppose :

- d'abord la définition d'une fonction de θ , $\mathcal{F}(\theta)$, dite fonction de vraisemblance, qui permet de décrire la probabilité d'obtenir les valeurs observées de X ,
- puis la maximisation de cette fonction pour θ .

Fonction de vraisemblance de θ est donnée sous l'expression suivante :

$$\mathcal{F}(\theta) = f(X_1, \theta) \cdot f(X_2, \theta) \cdots f(X_n, \theta) = \prod_{i=1}^n f_{\theta}(X_i) \quad \text{II-6}$$

Estimer un paramètre par la méthode du maximum de vraisemblance, c'est proposer comme valeur de ce paramètre celle qui rend maximale la vraisemblance $\mathcal{F}(\theta)$.

La fonction $\mathcal{F}(\theta)$ atteint son maximum à la valeur de θ qui annule sa dérivée première et rend sa dérivée seconde négative:

$$\hat{\theta} \mapsto \frac{\partial \mathcal{F}(\theta)}{\partial \theta} \quad \text{II-7}$$

II-3-1 Application à loi de Gutenberg et Richter

Cette partie consiste à calculer les paramètres de la relation fréquence – magnitude par la méthode du maximum de vraisemblance.

La distribution des magnitudes a été obtenue à partir de la relation de Gutenberg et Richter non tronquée supérieurement ($m_{max} \rightarrow +\infty$). Cette expression est donnée par :

$$f_M(m) = \beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m - m_{min})] ; \quad m \geq m_{min}$$

On dispose d'un échantillon n événements dont les magnitudes sont m_1, m_2, \dots, m_n de la variable aléatoire M . La fonction de vraisemblance \mathcal{F}_M est la densité conjointe de m_1, m_2, \dots, m_n définie par :

$$\mathcal{F}(\beta, m_1, m_2, \dots, m_n) = \prod_{i=1}^n f_M(m_i)$$

Comme les magnitudes sont indépendantes et de même densité de probabilité $f_M(m_i/m_{max})$ alors la vraisemblance est donnée par :

$$\begin{aligned} \mathcal{F}(\beta, m_1, m_2, \dots, m_n) &= \prod_{i=1}^n \beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_i - m_{min})] \\ &= \beta^n \cdot \exp(-\beta) \cdot \sum_{i=1}^n (m_i - m_{min}) \end{aligned} \quad \text{II-8}$$

Il s'agit de trouver β qui annule la dérivée première de la fonction de vraisemblance \mathcal{F} et rend la dérivée seconde négative.

Celle-ci est obtenue comme solution du système d'équations suivant:

$$\begin{cases} \frac{\partial \log \mathcal{F}(\beta, m_1, m_2, \dots, m_n)}{\partial \beta} = 0 \\ \left| \frac{\partial^2 \log \mathcal{F}(\beta, m_1, m_2, \dots, m_n)}{\partial \beta^2} \right| < 0 \end{cases} \quad \text{II-9}$$

L'emploi du logarithme sur la fonction \mathcal{F} permet de passer de la maximisation d'un produit à celle d'une somme, le résultat restant le même car la fonction logarithme est monotone strictement croissante.

$$\log \mathcal{F}(\beta, m_1, m_2, \dots, m_n) = n \cdot \log(\beta) - \beta \cdot \sum_{i=1}^n (m_i - m_{min})$$

L'estimateur du maximum de vraisemblance de β est obtenu en résolvant l'équation :

$$\frac{\partial \log \mathcal{F}(\beta, m_1, m_2, \dots, m_n)}{\partial \beta} = \frac{n}{\beta} - \sum_{i=1}^n (m_i - m_{min}) = 0$$

Ce qui donne (Aki, 1965):

$$\frac{1}{\beta} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (m_i - m_{min})$$

Finalement :

$$\beta = \frac{1}{(\bar{m} - m_{min})}$$

$$\Rightarrow b = \frac{\log(10)}{(\bar{m} - m_{min})} \quad \text{II-10}$$

Avec

$$\bar{m} = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n m_i$$

L'incertitude sur le paramètre b est donnée selon Shi et Bolt (1982) sous l'expression suivante :

$$\sigma(\hat{b}) = 2.30 \cdot b^2 \cdot \sigma(\bar{m}) \quad \text{II-11}$$

Avec :

$$\sigma^2(\bar{m}) = \frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^2}{n(n-1)} \quad \text{II-12}$$

L'expression de la valeur de a est donnée par l'expression suivante:

$$a = \log_{10} \left(\frac{n}{f_{sum}} \right)$$

Avec :

$$f_{sum} = -\frac{\partial}{\partial m} \sum_{i=1}^n 10^{(-b \cdot m_i)}$$

$$a = \log_{10} \left(\frac{n}{b \cdot \sum_{i=1}^n 10^{(-b \cdot m_i)}} \right) \quad \text{II-13}$$

L'incertitude sur la valeur de a (pour n assez grand) est donnée approximativement par l'expression suivante (Aki, 1965) :

$$\sigma^2(\hat{a}) = b \cdot \frac{M_{min}}{\sqrt{n}} \quad \text{II-14}$$

II-4 La méthode de Weichert (1980)

La méthode de Weichert est la plus utilisée pour le calcul des paramètres de sismicité dans une grande partie des études d'estimation probabiliste de l'aléa. Cette méthode est une généralisation de la méthode d'Aki (1965) qui repose sur le maximum de vraisemblance. Elle tient en compte l'insuffisance du catalogue. Le manque de données revient essentiellement que certains séismes n'ont pas été enregistrés en raison de problèmes techniques ou périodes incomplètes d'observations. Pour remédier à ce problème, Weichert (1980) a développé une méthode pour estimer les paramètres a et b dans le cas d'inégales d'observations.

Pour cela, il considère que n événements de magnitude qui dépassent m_{min} sont regroupés dans n classes dont la longueur est égale à Δm (La largeur de l'intervalle doit être supérieure à l'incertitude sur la magnitude).

Pour la $i^{\text{ième}}$ classe de magnitude, on définit le centre de cette classe, noté m_c , par :

$$m_c = m_{min} + \left(i - \frac{1}{2}\right) \cdot \Delta m$$

Par conséquent toute magnitude m appartenant à la $i^{\text{ième}}$ classe, est telle que :

$$m_i - \frac{\Delta m}{2} \leq m \leq m_i + \frac{\Delta m}{2}$$

Conception de la méthode

La distribution d'un n événements $(e_1, e_2 \dots e_n)$ est de loi multinomiale de fonction de vraisemblance définie par:

$$\mathcal{L}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^n e_i!} \cdot \prod_{i=1}^n l_i^{e_i} \quad \text{II-15}$$

Tels que :

$$\sum_{i=1}^n e_i = N$$

$$\sum_{i=1}^n l_i = 1$$

l_i représente la probabilité qu'un séisme observé pendant la période t_i se trouve dans la classe i :

$$l_i = \frac{t_i \cdot p_i}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot p_i} \quad \text{II-16}$$

Avec :

p_i La probabilité qu'un séisme ait une magnitude qui appartient à la $i^{\text{ième}}$ classe. Il est calculé récursivement comme suit :

Considérons par $q(m_i)$ le nombre d'occurrences dont la magnitude appartient à la $i^{\text{ième}}$ classe.

$$q(m_i) = N \cdot P \left[m_i - \frac{\Delta m}{2} \leq m \leq m_i + \frac{\Delta m}{2} \right] \quad \text{II-17}$$

Où N est le nombre total de séismes dont la magnitude est comprise entre m_{min} et m_{max} .

Ainsi nous avons:

$$q(m_i) = N \cdot \int_{m_i - \frac{\Delta m}{2}}^{m_i + \frac{\Delta m}{2}} f_M(m/m_{max}) \cdot dm$$

Nous obtenons alors:

$$\begin{aligned} q(m_i) &= N \cdot \int_{m_i - \frac{\Delta m}{2}}^{m_i + \frac{\Delta m}{2}} \frac{\beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot dm \\ q(m_i) &= \frac{N}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot \int_{m_i - \frac{\Delta m}{2}}^{m_i + \frac{\Delta m}{2}} \beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m - m_{min})] \cdot dm \\ &= \frac{N \cdot \beta \cdot \exp(\beta \cdot m_{min})}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot \int_{m_i - \frac{\Delta m}{2}}^{m_i + \frac{\Delta m}{2}} \beta \cdot \exp(-\beta \cdot m) \cdot dm \\ &= \frac{N \cdot \beta \cdot \exp(\beta \cdot m_{min})}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot \left[\frac{\exp(-\beta \cdot m)}{-\beta} \right]_{m_i - \frac{\Delta m}{2}}^{m_i + \frac{\Delta m}{2}} \\ &= \frac{N \cdot \beta \cdot \exp(\beta \cdot m_{min})}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot \left\{ \exp \left[-\beta \cdot \left(m_i - \frac{\Delta m}{2} \right) \right] - \exp \left[-\beta \cdot \left(m_i + \frac{\Delta m}{2} \right) \right] \right\} \\ &= \frac{N \cdot \exp(\beta \cdot m_{min}) \cdot \exp(-\beta m_i)}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot \left\{ \exp \left[\beta \cdot \left(\frac{\Delta m}{2} \right) \right] - \exp \left[-\beta \cdot \left(\frac{\Delta m}{2} \right) \right] \right\} \\ &= \frac{N \cdot \exp(\beta \cdot m_{min}) \cdot \exp \left[\beta \cdot \left(\frac{\Delta m}{2} \right) \right] \{ 1 - \exp[-\beta \cdot (\Delta m)] \}}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} \cdot \exp[-\beta \cdot (m_i)] \end{aligned}$$

Posons

$$C = \frac{N \cdot \{1 - \exp[-\beta \cdot (\Delta m)]\} \cdot \exp\left[\beta \cdot \left(m_{\min} + \frac{\Delta m}{2}\right)\right]}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{\max} - m_{\min})]}$$

$$\Rightarrow q(m_i) = C \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)$$

Nous introduisons une nouvelle constante α_0 tels que :

$$C = \exp(\alpha_0)$$

Donc nous avons :

$$q(m_i) = \exp(\alpha_0 - \beta \cdot m_i)$$

De la même manière nous écrivons :

$$q(m_{i-1}) = \exp(\alpha_0 - \beta \cdot m_{i-1})$$

Donc :

$$\begin{aligned} q(m_i) &= \exp(\alpha_0) \cdot \exp[-\beta \cdot (m_i - m_{i-1})] \cdot \exp(-\beta \cdot m_{i-1}) \\ &= \exp(\alpha_0) \cdot \exp[-\beta \cdot (\Delta m)] \cdot \exp(-\beta \cdot m_{i-1}) \end{aligned}$$

D'où :

$$q(m_i) = \exp(\alpha_0 - \beta \cdot m_{i-1}) \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

Ainsi, nous déduisons une relation récursive de type :

Pour $i = 1, 2 \dots, n$

$$q(m_i) = q(m_{i-1}) \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

Mais nous avons vu pour :

$$i = 1, 2 \dots, n \quad q(m_i) = N \cdot p_i$$

Il vient alors ;

$$p_i = \frac{q(m_i)}{N} = \frac{\exp(\alpha_0 - \beta \cdot m_i)}{N} \quad i = 1, 2 \dots, n$$

p_i : la probabilité qu'un séisme ait une magnitude qui appartient à la $i^{\text{ème}}$ classe.

Remplaçons $q(m_i)$ par son expression, on obtient :

$$p_i = \frac{q(m_{i-1})}{N} \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m) = p_{i-1} \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

Donc :

$$(\forall i = 1, 2 \dots, n) \quad p_i = p_{i-1} \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

Avec :

$$\sum_{i=1}^n p_i = 1$$

Par conséquent :

$$p_{i-1} = p_{i-2} \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

$$p_{i-2} = p_{i-3} \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

.

.

.

$$p_2 = p_1 \cdot \exp(-\beta \cdot \Delta m)$$

Remplaçons récursivement les expressions de p_i , pour $i = 1, 2 \dots, n$

Nous obtenons l'expression suivante :

$$\text{Pour } i = 1, 2 \dots, n \quad p_i = p_1 \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]; \text{ avec } \sum_{i=1}^n p_i = 1$$

Cette dernière fait intervenir la relation de p_1 .

Cherchons l'expression de p_1

$$\text{Nous avons pour } i = 1, 2 \dots, n \quad \sum_{i=1}^n p_i = 1$$

Ce qui donne :

$$p_1 \cdot \sum_{i=1}^n [\exp(-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m)]^i = 1$$

Donc :

$$p_1 \cdot \sum_{i=0}^n [\exp(-\beta \cdot \Delta m)]^i = 1$$

Nous avons :

$\sum_{i=0}^n [\exp(-\beta \cdot \Delta m)]^i$ est la somme de $(n+1)$ termes d'une série géométrique de raison $\exp(-\beta \cdot \Delta m)$, tel que : $|\exp(-\beta \cdot \Delta m)| < 1$.

Son terme général est donné par :

$$\sum_{i=0}^n [\exp(-\beta \cdot \Delta m)]^i = \frac{1 - \exp(-\beta \cdot n \cdot \Delta m)}{1 - \exp(-\beta \cdot \Delta m)}$$

Pour $|\exp(-\beta \cdot \Delta m)| < 1$

On remplace dans l'équation II-3-1 on aura:

$$p_1 \cdot \frac{1 - \exp(-\beta \cdot n \cdot \Delta m)}{1 - \exp(-\beta \cdot \Delta m)} = 1$$

$$\Rightarrow p_1 = \frac{1 - \exp(-\beta \cdot \Delta m)}{1 - \exp(-\beta \cdot n \cdot \Delta m)}$$

Où l'expression finale de p_i est en fonction du nombre de classes et de la longueur d'intervalle supposée fixée.

Donc :

Pour $i = 1, 2 \dots, n$, nous avons la relation suivante :

$$p_i = \frac{1 - \exp(-\beta \cdot \Delta m)}{1 - \exp(-\beta \cdot n \cdot \Delta m)} \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]$$

Remplaçons l'expression de p_i dans l'expression (II-16) on obtient alors :

$$l_i = \frac{t_i \cdot p_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot p_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]}$$

$$\frac{t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]}$$

La fonction de vraisemblance

$$\mathcal{F}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^n e_i!} \cdot \prod_{i=1}^n \left[\frac{t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]} \right]^{e_i}$$

$$= \frac{N!}{\prod_{i=1}^n e_i!} \cdot \frac{\prod_{i=1}^n [t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]]^{e_i}}{[\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]^{\sum_{i=1}^n e_i}}$$

$$= \frac{N!}{\prod_{i=1}^n e_i!} \cdot \frac{\prod_{i=1}^n t_i^{e_i} \cdot [\exp[-e_i \cdot (i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]]}{[\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp[-(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m]^N} \quad \text{II - 18}$$

Soit \bar{m} la moyen d'un échantillon $e_1, e_2 \dots e_n$.

Tel que :

$$\bar{m} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n m_i \cdot e_i$$

Avec :

$$m_i = m_{min} + \left(i - \frac{1}{2}\right) \cdot \Delta m$$

Et donc :

$$\bar{m} = m_{min} + \frac{\Delta m}{2} + \frac{\Delta m}{N} \cdot \sum_{i=1}^n (i-1) \cdot e_i$$

On tire l'expression de $\sum_{i=1}^n (i-1) \cdot e_i$ de l'équation précédente ; on remplace dans l'expression II-18, la vraisemblance s'écrit sous l'expression suivante :

$$\mathcal{F}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^n e_i!} \cdot \frac{\prod_{i=1}^n [t_i e_i] \cdot \left\{ \exp \left[m_{min} - \frac{N}{2} \cdot (\bar{m} - \Delta m) \right] \right\}}{\left[\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(i-1) \cdot \beta \cdot \Delta m \right]^N}$$

La fonction de vraisemblance acquise est équivalente à cette dernière qui est obtenue en remplaçant p_i par $\exp(\alpha_0 - \beta \cdot m_i)$, donc on a :

$$\mathcal{F}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n) = \frac{N!}{\prod_{i=1}^n e_i!} \cdot \frac{\prod_{i=1}^n [t_i \cdot \exp - \beta \cdot m_i]^{e_i}}{\left[\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i) \right]^{\sum_{i=1}^n e_i}}$$

Il s'agit de trouver β qui réalise le $\max \mathcal{L}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n)$. Ceci nécessitera le calcul de la dérivée donnée par :

$$\frac{\partial \log \mathcal{F}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n)}{\partial \beta} = \frac{\sum_{i=1}^n [\sum_{i=1}^n m_i \cdot t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i) - m_i \cdot \sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)]}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)}$$

Pour trouver la valeur de β qui maximise la fonction de vraisemblance, il faut que l'expression ci-dessus égale à 0.

Ce qui donne :

$$\frac{\sum_{i=1}^n [\sum_{i=1}^n m_i \cdot t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i) - m_i \cdot \sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)]}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)} = 0$$

D'où on a :

$$N \cdot \frac{\sum_{i=1}^n m_i \cdot t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)} - \sum_{i=1}^n e_i \cdot m_i = 0$$

Résultat de la procédure :

$$\frac{\partial \log \mathcal{L}(\beta, e_1, e_2 \dots e_n)}{\partial \beta} = \frac{\sum_{i=1}^n m_i \cdot t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)} - \bar{m} = 0 \quad \text{II-19}$$

Où les t_i sont les périodes complètes des intervalles de magnitudes $m_i - \frac{\Delta m}{2} \leq m \leq m_i + \frac{\Delta m}{2}$ Centrés sur m_i et contenant e_n événements. N est le nombre total de séismes utilisés. Le paramètre β ($\beta = b \cdot \log(10)$) s'obtient alors par itérations. La méthode utilisée pour résoudre l'équation non linéaire II-19 est celle de **NEWTON**.

L'écart type sur β est par ailleurs (Wiechert, 1980) :

$$\sigma^2(\beta) = \frac{1}{N} \cdot \frac{[\sum_{i=1}^n t_i \cdot (-\exp(-\beta \cdot m_i))]^2}{[\sum_{i=1}^n t_i \cdot m_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)]^2 - \sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i) \cdot \sum_{i=1}^n t_i \cdot m_i^2 \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)} \quad \text{II-19}$$

Le second paramètre de la loi de récurrence est le taux de sismicité a . (En général, il est connu sous le symbole λ_0): le nombre annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à la magnitude m_{min} . Son estimateur au sens du maximum de vraisemblance et pour des taux calculés sur des périodes d'inégales d'observations est:

$$\lambda_0 = N \cdot \frac{\sum_{i=1}^n \exp(-\beta \cdot m_i)}{\sum_{i=1}^n t_i \cdot \exp(-\beta \cdot m_i)} \quad \text{II-20}$$

L'incertitude sur λ_0 est donnée par l'expression suivante :

$$\sigma(\lambda_0) = \frac{\lambda_0}{N} \quad \text{II-21}$$

II-5 Conclusion

Un des points crucial pour l'estimation de l'aléa sismique a été abordé dans ce deuxième chapitre. Il s'agit de l'étude du modèle de récurrence ou la relation fondamentale de Gutenberg et Richter $\log_{10}(N) = a - b \cdot m$. Dans ce cadre, nous avons entamé l'étude et l'analyse de ce modèle par différentes approches (Moindres carrées, Maximum de vraisemblance). La spécificité des catalogues à travers le monde, du fait que certains séismes n'ont pas été enregistrés en raison de problèmes techniques ou périodes incomplètes d'observations, nous a amené à utiliser une méthode plus appropriée qui est développée par Wiechert(1980).

Chapitre III.

Estimation de la Magnitude Maximale Régionale Possible

III-1 Introduction

La magnitude maximale compte parmi les paramètres clés de l'aléa sismique. L'estimation de M_{max} dans une région donnée est d'une importance capitale pour quantifier l'aléa sismique en un site, en conséquence l'établissement des normes parasismiques pour toutes études de constructions d'ouvrages.

Actuellement, il y a deux méthodes qui sont couramment utilisées pour l'évaluation de la magnitude maximale possible : la méthode déterministe et la méthode probabiliste.

III-2 Méthodes d'estimation de la magnitude maximale possible

III-2-1 Méthode déterministe

La méthode déterministe est souvent appliquée pour les études d'engineerings. Elle est basée sur les relations empiriques entre la magnitude et les différents paramètres tectoniques de la faille. Des efforts de recherches ont été consacrés pour la détermination de telles relations. Dans cette étude, nous citons les relations développées par Wells et Coopersmith (1994) comme exemple de cette méthode.

La méthode de Wells et Coopersmith

Les relations empiriques développées par Wells et Coopersmith (1994) sont déduites à partir de l'étude de 244 séismes superficiels continentaux ($h \leq 40km$) de magnitude $M_s \geq 4.0$. Pour chacun des séismes, non-associé aux zones de subduction, les données sismologiques (localisation, profondeur, magnitude, moment sismique, mécanisme focal) et les caractéristiques de la faille (longueur de la faille (déplacement et surface de la rupture) ont été utilisées. Ces caractéristiques

géométriques ont permis d'élaborer des fonctions empiriques permettant l'estimation de la magnitude de moment associée à chacune des failles étudiées.

L'ensemble des relations qui ont été développées par Wells et Coopersmith (1994) établissent des relations entre la magnitude de moment et la longueur de la rupture SRL (surface rupture length) et la surface de rupture RA (Rupture Area). Toutes ces relations sont présentées sous la forme linéaire suivante :

$$M = a + b \cdot \log_{10}(\varphi) \quad \text{III-1}$$

Où :

a et b : sont des coefficients

φ : les paramètres de la faille (SRL / RA)

Les relations empiriques développées par Wells et Coopersmith liant la magnitude du moment et la surface de rupture sont :

- Cas des décrochements $M = 3.98 + 1.02 \cdot \log_{10}(RA)$
- Cas des failles inverses $M = 4.33 + 0.90 \cdot \log_{10}(RA)$
- Cas des failles normales $M = 3.93 + 1.02 \cdot \log_{10}(RA)$
- Cas général $M = 4.07 + 0.98 \cdot \log_{10}(RA)$

Où :

$$RA: \text{Rupture Area} = \text{longueur} \cdot \text{profondeur}$$

Les Relations liant la magnitude du moment et la longueur de rupture sont comme suit :

- Cas des décrochements $M = 5.16 + 1.12 \cdot \log_{10}(SRL)$
- Cas des failles inverses $M = 5.00 + 1.22 \cdot \log_{10}(SRL)$
- Cas des failles normales $M = 4.86 + 1.32 \cdot \log_{10}(SRL)$
- Cas général $M = 5.08 + 1.16 \cdot \log_{10}(SRL)$

Où :

SRL : longueur de rupture en km

La magnitude maximale sera déduite de la magnitude des moments M estimée à laquelle on rajoute l'écart type σ (connu).

$$M_{max} = M_{estimée} + \sigma \quad \text{III-2}$$

III-2-2 Méthode probabiliste

Dans l'approche probabiliste, la valeur de la magnitude maximale M_{max} est purement estimée on se basant sur les événements qui se sont produits (historiques et instrumentaux) dans une région donnée. Et ce par l'utilisation du catalogue de la sismicité et les procédures statistiques appropriées.

La technique la plus utilisée dans l'approche probabiliste pour estimer la magnitude maximale possible a été développée vers la fin des années soixante. Celle-ci est basée sur l'extrapolation de la relation log-linéaire du Gutenberg et Richter.

Une autre technique qui est basée sur le formalisme des valeurs extrêmes des variables aléatoires. Cette dernière a été connue et bien développée dans les années quarante '40, elle a été appliquée par Nordquist en 1945.

Les outils statistiques appropriés requis pour l'évaluation de la limite d'une fonction de distribution (**End-point distribution**) ont été développés ultérieurement. Cependant, ils ont été utilisés seulement dans les deux dernières décennies pour l'estimation de la magnitude maximale possible (Kijko et Sellevol, 1989, 1992 ; Pisarenko, 1991 ; Pisarenko et al., 1996 ; Hamdache et Retief, 2001)

III-2-2-1 Procédures d'estimation de M_{max}

Le problème de l'évaluation de la magnitude maximale possible pour une région quelconque a toujours pris une importance capitale en sismologie. C'est attribuable, d'une part, au fait que la magnitude maximale possible M_{max} est l'un des paramètres de la loi d'occurrence, en d'autre part, au fait que les conséquences destructives possible des séismes dans une région particulière sont tout à fait dépendantes de la magnitude maximale M_{max} .

Nous supposons que dans une région donnée, on ait observé n événements sismiques de magnitudes respectives M_1, M_2, \dots, M_n , et ce durant un intervalle de

temps spécifié T . Tout les n événements, qui se sont produit, ont une magnitude supérieure ou égale à m_{min} (la magnitude de complétude).

Par la suite, nous supposons que les événements indépendants (chocs principaux) et équidistribués.

Notons par $f_M(m)$ la densité de probabilité et par $F_M(m)$ la fonction de répartition.

La relation de Gutenberg et Richter classique, en d'autre terme, c'est la relation fréquence magnitude non bornée supérieurement ($m_{max} \rightarrow +\infty$), la densité $f_M(m) = f_M(m|+\infty)$ et la fonction de répartition $F_M(m) = F_M(m|+\infty)$ sont continues et égales à (Aki, 1965) :

$$f_M(m) = \begin{cases} \beta \cdot \exp [-\beta \cdot (m - m_{min})] & \text{pour } m \geq m_{min} \\ 0 & \text{pour } m < m_{min} \end{cases} \quad \text{III-3}$$

$$F_M(m) = \begin{cases} 1 - \beta \cdot \exp [-\beta \cdot (m - m_{min})] & \text{pour } m \geq m_{min} \\ 0 & \text{pour } m < m_{min} \end{cases} \quad \text{III-4}$$

La densité de probabilité et la fonction de répartition dans le cas où la magnitude est bornée supérieurement par m_{max} , sont (Page, 1968 ; Cosentino et al., 1977) :

$$f_M(m) = \begin{cases} \frac{\beta \cdot \exp [-\beta \cdot (m - m_{min})]}{1 - \exp [-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} & \text{pour } m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 0 & \text{pour } m < m_{min}, m > m_{max} \end{cases} \quad \text{III-5}$$

$$F_M(m) = \begin{cases} 0 & \text{pour } m < m_{min} \\ \frac{1 - \exp [-\beta \cdot (m - m_{min})]}{1 - \exp [-\beta \cdot (m_{max} - m_{min})]} & \text{pour } m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1 & \text{pour } m > m_{max} \end{cases} \quad \text{III-6}$$

Où :

$\beta = b \cdot \log(10)$, et b c'est le paramètre de la loi de Gutenberg et Richter.

Par la suite on va s'intéresser aux développements mathématiques de deux procédures pour l'estimation de la magnitude maximale possible. Pour cela nous avons utilisé les expressions III-5 et III-6.

III-2-2-1-a Procédure I

C'est une méthode simple qui n'exige pas des calculs étendus. Cette procédure est introduite par Kijko et Graham (1998). Elle est basée sur l'ordre statistique des magnitudes $M_1 \leq M_2, \dots \leq M_n$, où M_i sont des variables aléatoires indépendantes et équidistribuées de distribution $F_M(m)$.

Alors on a :

$$Y_1 = F_M(M_1/m_{max}), Y_2 = F_M(M_2/m_{max}), \dots, Y_n = F_M(M_n/m_{max})$$

Les valeurs Y_1, Y_2, \dots, Y_n forment un ensemble ordonné de la forme :

$$Y_1 \leq Y_2 \leq \dots \leq Y_n$$

Avec :

Y_n : est la magnitude maximale observée ($Y_n = m_{max}^{obs}$)

Chaque variable de cet ensemble est distribuée selon une loi uniforme (i.e. Une loi de probabilité telle que pour chaque variable aléatoire la fonction de distribution est la même).

$$\begin{cases} 0 & y < 0 \\ y & y \in [0,1] \\ 1 & y > 1 \end{cases} \quad \text{III-7}$$

L'inverse de la fonction de répartition $F_M^{-1}(m)$ existe, sauf si la fonction $F_M(m)$ soit strictement croissante. Donc, on suppose que $F_M^{-1}(m)$ admet un développement de Taylor au voisinage de ($Y_n = m_{max}^{obs}$). Pour cela, il faut que la fonction $F_M^{-1}(m)$ soit n fois continument dérivable sur son intervalle de définition.

Rappel sur le développement de Taylor:

Soit f une fonction indéfiniment dérivable sur un intervalle I de \mathbb{R} et $x_0 \in I$. On peut alors effectuer le développement de Taylor de f en x_0 à l'ordre n :

$$T_n(f)(x) = f(x_0) + (x - x_0) \cdot f'(x_0) + \dots + (x - x_0)^n \cdot \frac{f^{[n]}(x_0)}{n!}$$

Si $T_n(f)$ converge lorsque n tend vers l'infini, si la limite est égale à $f(x)$ et si on peut facilement majorer la différence entre $f(x)$ et $T_n(f)(x)$. Si c'est le cas, on pourra utiliser $T_n(f)(x)$ comme valeur approchée de $f(x)$.

Posons :

$$M_n = F_M^{-1}(1|m_{max}) - \left[\frac{\partial F_M^{-1}(Y_n|m_{max})}{\partial Y_n} \right]_{Y_n=1} \cdot (1 - Y_n) + \sum_{i=2}^n \left[\frac{\partial F_M^{-1[i]}(Y_n|m_{max})}{\partial^{[i]} Y_n} \right]_{Y_n=1} \cdot \frac{(1 - Y_n)^i}{i!}$$

Une approximation de l'expression de M_n donne :

$$M_n = F_M^{-1}(1|m_{max}) - \left[\frac{\partial F_M^{-1}(Y_n|m_{max})}{\partial Y_n} \right]_{Y_n=1} \cdot (1 - Y_n) \quad \text{III-8}$$

On composant par l'espérance mathématique les deux membres de l'équation (III-8).

On obtient alors l'expression suivante:

$$E(M_n) = F_M^{-1}(Y_n|m_{max}) - \left[\frac{\partial F_M^{-1}(Y_n|m_{max})}{\partial Y_n} \right]_{Y_n=1} \cdot E(1 - Y_n) \quad \text{III-9}$$

Introduisons les conditions suivantes:

$$E(M_n) = m_{max}^{obs} \text{ (car } E(M_n) = m_n) \quad \text{(III-10)}$$

Et :

$$F_M^{-1}(1/m_{max}) = \hat{m}_{max} \longrightarrow \text{ Magnitude maximale estimée}$$

Et comme :

$$E(Y_n) = \int_0^1 y \cdot f_{Y_n}(y) \cdot dy \quad \text{III-11}$$

Calcul de $E(Y_n - 1)$:

Etant donné les variables aléatoires M_i sont indépendantes et equidistribuées de distribution $F_M(m)$, alors les variables aléatoires Y_1, Y_2, \dots, Y_n .

Alors :

$Y_1 = F_M(M_1/m_{max}), Y_2 = F_M(M_2/m_{max}), \dots, Y_n = F_M(M_n/m_{max})$ forment un ensemble ordonné de la forme $Y_1 \leq Y_2, \dots \leq Y_n$.

Ainsi la distribution du maximum parmi (Y_1, Y_2, \dots, Y_n) est donnée par :

$$F_{Y_n}(y) = \begin{cases} 0 & y < 0 \\ y^n & 0 \leq y \leq 1 \\ 1 & y > 1 \end{cases} \quad \text{III-12}$$

Par conséquent :

$$f_{Y_n}(y) = \begin{cases} 0 & y < 0 \\ n \cdot y^{n-1} & 0 \leq y \leq 1 \\ 1 & y > 1 \end{cases} \quad \text{III-13}$$

Remplaçons la valeur de $f_{Y_n}(y)$ dans la formule III-11:

Nous avons alors:

$$\begin{aligned}
 E(Y_n) &= \int_0^1 y \cdot (n \cdot y^{(n-1)}) \cdot dy \\
 &= \int_0^1 n \cdot y^n \cdot dy = \frac{n}{n+1} \cdot y^{(n+1)} \Big|_0^1 = \frac{n}{n+1} \\
 \Rightarrow E(Y_n) &= \frac{n}{n+1} \quad \text{III-14}
 \end{aligned}$$

Ainsi nous avons:

$$E(1 - Y_n) = 1 - \frac{n}{n+1} = \frac{1}{n+1}$$

Pour n assez grand:

$$n \nearrow \frac{1}{n+1} \cong \frac{1}{n}$$

Alors la formule (III-9) devient:

$$\begin{aligned}
 m_{max}^{obs} &= \hat{m}_{max} - \frac{1}{n} \cdot \left[\frac{\partial F_M^{-1}(Y_n | m_{max})}{\partial Y_n} \right] \Big|_{Y_n=1} \\
 \Rightarrow \hat{m}_{max} &= m_{max}^{obs} + \frac{1}{n} \cdot \left[\frac{\partial F_M^{-1}(Y_n | m_{max})}{\partial Y_n} \right] \Big|_{Y_n=1} \\
 &= m_{max}^{obs} + \frac{1}{n} \cdot \frac{1}{\frac{\partial F(Y_n | m_{max})}{\partial m} \Big|_{m_{max}}} \\
 &= m_{max}^{obs} + \frac{1}{n \cdot f_M(m_{max} | m_{max})}
 \end{aligned}$$

Pour n assez grand:

$$f_M(m_{max} | m_{max}) \cong f_M(m_{max}^{obs} | m_{max}^{obs})$$

Remplaçant $f_M(m_{max} | m_{max})$ par la formule approximative on a :

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{1}{n \cdot f_M(m_{max}^{obs} | m_{max}^{obs})} \quad \text{III - 15}$$

L'estimateur de la magnitude maximale (III-15) a été décrit par Tate(1959). Il a été utilisé par Pisarenko et al. (1996), mais sans introduire un développement de la méthode.

Calcul de la variance

Il est facile d'étendre la première procédure par l'estimation de la valeur approximative de la variance $var(\hat{m}_{max})$. Ceci est accompli si nous arrivons à faire une relation entre la dérivée d'une fonction continue strictement monotone et son inverse (Apostol, 1961). La valeur approximative de la variance de \hat{m}_{max} peut être écrit comme suit :

$$var(\hat{m}_{max}) = \left[\frac{\partial F_M^{-1}(m_{max}^{obs} | m_{max})}{\partial m_{max}} \right]^{-2} \Bigg|_{m_{max}=\hat{m}_{max}} \cdot var(\hat{y}_n)$$

A partir de la relation III-13 et III-14 on obtient alors:

$$E(Y_n^2) = \int_{\xi=0}^1 \xi^2 \cdot f_{Y_n}(\xi) d\xi = n \cdot \int_{\xi=0}^1 \xi^{n+1} \cdot d\xi = \frac{n}{n+2} \quad \text{III - 16}$$

Avec :

$$var(Y_n) = E(Y_n^2) - [E(Y_n)]^2 = \frac{n}{(n+2) \cdot (n+1)^2} \quad \text{III-17}$$

Pour n assez grand :

$$var(Y_n) = \frac{1}{n^2}$$

D'autre part, d'après Kijko et Graham(1998):

$$\frac{\partial F_M^{-1}(m_{max}^{obs}|m_{max})}{\partial m_{max}} = -F_M(m_{max}^{obs}|m_{max}) \cdot f_M(m_{max}|m_{max}) \quad \text{III-18}$$

Remplaçons $[F_M(m_{max}^{obs}|\hat{m}_{max}^2)]^2$ par sa variance $E(Y_n^2)$, pour n assez grand, nous obtenons :

$$var(\hat{m}_{max}) = \frac{1}{n^2 \cdot f_M^2(m_{max}^{obs}|m_{max}^{obs})} \quad \text{III - 19}$$

L'équation III-19 décrit la variance de \hat{m}_{max} , qui est estimée à partir de la formule III-15.

Supposons que le nombre de séismes (n) produits suit une loi de poisson dont le taux d'activité est λ . On considère par définition que $n = \lambda T$ (Tate, 1950), l'estimateur III-15 devient :

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{1}{\lambda \cdot T \cdot f_M(m_{max}^{obs}|m_{max}^{obs})} \quad \text{III - 20}$$

T : intervalle de temps d'observation

III-2-2-1-b Procédure II

Dans une région donnée, nous supposons que dans un intervalle de temps connu T, n événements se sont produits avec des magnitudes M_1, M_2, \dots, M_n ($M_1 \leq M_2 \leq \dots \leq M_n$), chaque magnitude $M_i \geq m_{min}$ ($i = 1, n$), où m_{min} est la magnitude de complétude.

Les magnitudes M_i sont supposées des variables aléatoires indépendantes et équidistribuées selon la fonction de répartition $F_M(m|m_{max})$ et n est le nombre total des séismes.

Ainsi nous avons:

$$Y_1 = Y_2 = \dots Y_n = F_M(m)$$

La fonction de répartition de la plus grande magnitude M_n est donc:

$$F_{M_n}(m) = \begin{cases} 0 & m < m_{min} \\ [F_M(m)]^n & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1 & m > m_{max} \end{cases}$$

Démonstration :

La fonction de répartition du maximum des variables parmi $\{M_1, M_2, \dots, M_n\}$ est comme suit:

$$F_{M_n}(m) = P(M_n \leq m) = P(M_1 \leq m, \dots, M_n \leq m)$$

Puisque $M_i (i = 1, n)$ sont indépendantes alors :

$$F_{M_n}(m) = \prod_{i=1}^n P[M_i \leq m] = \prod_{i=1}^n F_{M_i}(m)$$

$$F_{M_n}(m) = [F_M(m)]^n$$

Puisque les $M_i (i = 1, n)$ ont la même distribution, ca nous ramène au résultat suivant:

$$F_{M_n}(m) = \begin{cases} 0 & m < m_{min} \\ [F_M(m)]^n & m_{min} \leq m \leq m_{max} \\ 1 & m > m_{max} \end{cases}$$

On a :

$$M_n = F_{M_n}(m)$$

L'estimation de la magnitude maximale est possible à partir du calcul de l'estimateur de M_n .

$$E(M_n) = \int_{m_{min}}^{m_{max}} m \cdot dF_{M_n}(m) \cdot dm$$

Ce qui donne:

$$E(M_n) = m_{max} - \int_{m_{min}}^{m_{max}} [F_{M_n}(m)]^n \cdot dm$$

$$m_{max} = E(M_n) + \int_{m_{min}}^{m_{max}} [F_{M_n}(m)]^n \cdot dm$$

Or sous la condition fondamentale:

$$E(M_n) = m_{max}^{obs} \text{ et } m_{max} = \hat{m}_{max};$$

A partir de ces deux conditions, on déduit:

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \int_{m_{min}}^{m_{max}^{obs}} [F_M(m)]^n \cdot dm \quad \text{III - 21}$$

La variance est donnée par la formule suivante:

$$var(\hat{m}_{max}) = \sigma_{m_{max}^{obs}}^2 + \left[\int_{m_{min}}^{m_{max}^{obs}} F_M(m) \right]^{2n} \quad \text{III-22}$$

III-2-2-2 Application sur la loi de Gutenberg et Richter

- **Estimateur de Pisarenko**

Comme on a vu dans la première procédure, la magnitude maximale possible est donnée par :

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{1}{n \cdot f_M(m_{max}^{obs} | m_{max}^{obs})}$$

Comme :

$$f_M(m_{max}^{obs} | m_{max}^{obs}) = \frac{\beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]}{1 - \beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]}$$

Alors :

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{1 - \beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]}{n \cdot [\beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]]} \quad \text{III-23}$$

Calcul de la variance :

On applique le résultat III-19, l'expression de la variance s'écrit comme suit :

$$\text{var}(\hat{m}_{max}) = \left[\frac{1 - \beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]}{n \cdot [\beta \cdot \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]]} \right]^2 \quad \text{III - 24}$$

- **Estimateur de Kijko Sellevol**

Pour estimer de \hat{m}_{max} à partir de l'expression III-21, nous avons besoin de calculer l'intégral

$$\Delta = \int_{m_{min}}^{m_{max}} \left[\frac{1 - \exp[-\beta \cdot (m - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]} \right]^n \cdot dm \quad \text{III-25}$$

Pour un calcul plus commode de l'expression III-25, nous avons utilisé l'approximation de Cramer (1961). Cette application stipule, que pour n assez grand ($n \geq 10$), la valeur de $[F_M(m/m_{max})]^n$ est approximativement égale à $\exp\{-n \cdot [1 - F_M(m/m_{max})]\}$. Remplaçons le résultat de l'approximation, ce qui donne l'expression suivante :

$$\Delta = \frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \cdot \exp(-n_2)} + m_{min} \cdot \exp(-n) \quad \text{III - 26}$$

Où :

$$n_1 = \frac{n}{1 - \exp[-\beta \cdot (m_{max}^{obs} - m_{min})]}$$

$$n_2 = n_1 \cdot \exp\left[-\beta \cdot [(m_{max}^{obs} - m_{min})]\right]$$

n : est la nombre des événements sismiques

$E_1(\cdot)$: est la fonction d'intégrale exponentielle définie comme suit :

$$E_1(z) = \int_z^{\infty} \frac{\exp(-\zeta)}{\zeta} \cdot d\xi$$

Et peut être commodément approximé comme suit :

$$E_1(z) = \frac{z^2 + a_1 \cdot z + a_2}{z \cdot (z^2 + b_1 \cdot z + b_2)} \cdot \exp(-z)$$

Où:

$a_1 = 2.334733, a_2 = 0.250621, b_1 = 3.330657, b_2 = 1.681534$ (Abramowitz et Stegun, 1970).

Par conséquent, l'estimateur de la magnitude maximale de la distribution fréquence-magnitude est obtenu à partir de la relation :

$$\hat{m}_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \cdot \exp(-n_2)} + m_{min} \cdot \exp(-n) \quad \text{III-27}$$

Remarque

Il convient de noter que l'équation III-27, peut être utilisée lorsque le nombre des événements sismiques n est inconnu. Dans un tel cas, le nombre n peut être remplacé par $\lambda \cdot T$. Ceci est vrai dans le cas on suppose que le nombre des occurrences est conformément distribué selon un processus de poisson de paramètre λ , T la période complète du catalogue sismique.

Incertitude sur la détermination de \hat{m}_{max}

A partir de l'expression III-22, la variance de l'estimateur de la magnitude maximale possible est donnée par:

$$\text{var}(\hat{m}_{max}) = \sigma_{m_{max}^{obs}}^2 + \left[\frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \cdot \exp(-n_2)} + m_{min} \cdot \exp(-n) \right]^2 \quad \text{III - 28}$$

III-3 Conclusion

Ce chapitre a fait l'objet de l'estimation de la borne supérieure m_{max} ou la magnitude maximale possible dans une région donnée. Dans ce cadre, deux méthodes (déterministe et probabiliste) ont été présentées dont l'utilisation est courante. Deux procédures statistiques de l'approche probabiliste ont été appliquées pour l'estimation de la borne maximale possible de la magnitude. Ces dernières supposent que la forme analytique et les paramètres du modèle d'occurrence des séismes sont connus.

Chapitre IV.

Estimation de l'accélération maximale possible en un site

IV-1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'introduire une méthodologie pour calculer pour un séisme donné, l'accélération maximale qui peut engendrer en un site, sachant que cet événement a une magnitude la plus crédible possible (M_{max}) et qui s'est produit à une distance r de site.

IV-2 Présentation du modèle

Pour un site donné, l'accélération maximale (PGA) est donnée par la moyenne des accélérations maximales induites par les différents séismes. Ces accélérations peuvent être calculées en utilisant des relations d'atténuations.

La relation d'atténuation qui donne l'accélération en fonction d'une magnitude (M) et d'une distance hypocentrale (r) est souvent sous la forme suivante (Ambraseys et Srbulov, 1994) :

$$\text{Log}(A) = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot r + C_4 \cdot \log(r) + \sigma_{\log(A)} \quad \text{IV-1}$$

Où les paramètres C_i sont calculés par régression à partir d'enregistrements réels. $\sigma_{\log(A)}$ est l'écart type, il est constant et indépendant de la magnitude et de la distance. Il est calculé à partir des résidus entre les valeurs observées et les valeurs calculées (après détermination des coefficients).

Si un séisme d'une magnitude donnée M qui se trouve à une distance r , alors la probabilité d'engendrer une accélération supérieure ou égale à A est donnée par l'expression suivante :

$$P(PGA \geq A) = 1 - \Phi \left[\frac{\log(A) - \log(\bar{A})}{\sigma_{total}} \right] \quad \text{IV-2}$$

Avec :

$\Phi(\cdot)$: Est l'intégral de la probabilité normale ;

\bar{A} : est la médiane de l'accélération

$$\Phi(z) = (2\pi)^{-1/2} \int_{-\infty}^z \exp(-0.5 \cdot t^2) dt \quad \text{IV-3}$$

$$\sigma_{total} = \sqrt{\sigma_{\log(A)}^2 + C_2^2 \cdot \sigma_M^2 + \left(C_3 + \frac{C_4}{r}\right)^2 \cdot \sigma_r^2} \quad \text{IV-4}$$

L'application des règles de propagation des erreurs permet l'évaluation rigoureuse de l'incertitude globale σ_{total} .

Démonstration

Soit Y une fonction de n variables X_i entachées d'erreurs statistiques définies par leur écart type σ_{X_i} :

$$Y = F(X_1, X_2, \dots, X_n) \quad \text{IV-5}$$

Si les erreurs sur les différentes variables sont indépendantes les unes des autres, l'écart type $f(X_1, X_2 \dots X_n)$ sur la fonction Y , se calculera selon la loi de propagation des erreurs :

$$f(X_1, X_2 \dots X_n) = \sqrt{\left(\frac{\delta Y}{\delta X_1}\right)^2 \cdot \sigma_{X_1}^2 + \left(\frac{\delta Y}{\delta X_2}\right)^2 \cdot \sigma_{X_2}^2 + \dots + \left(\frac{\delta Y}{\delta X_n}\right)^2 \cdot \sigma_{X_n}^2} \quad \text{IV-6}$$

Application au modèle d'atténuation

Le modèle d'atténuation choisi est celui l'expression IV-2.

Pour rendre le calcul plus commode on pose :

$$X_1 = M; \quad X_2 = r$$

Alors on a :

$$f(M, r) = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot r + C_4 \cdot \log(r) + \sigma_{\log(A)}$$

Les dérivées partielles pour chaque paramètre donnent:

$$\frac{\partial f}{\partial M} = \frac{\partial}{\partial M} (C_2 \cdot M) = C_2$$

$$\frac{\partial f}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial r} (C_3 \cdot r + C_4 \cdot \log(r)) = C_3 + \frac{C_4}{r}$$

Par conséquent :

$$var[m, r] = (C_2 \cdot \sigma_M)^2 + (C_3 + \frac{C_4}{r})^2 \cdot \sigma_r^2$$

La variance totale est :

$$\sigma^2_{total} = \sigma^2_{\log(A)} + C_2^2 \cdot \sigma_M^2 + (C_3 + \frac{C_4}{r})^2 \cdot \sigma_r^2$$

Ce qui implique :

$$\sigma_{total} = \sqrt{\sigma^2_{\log(A)} + C_2^2 \cdot \sigma_M^2 + (C_3 + \frac{C_4}{r})^2 \cdot \sigma_r^2}$$

IV-3 Loi d'atténuation

La définition de l'aléa sismique en un site requiert la définition d'une relation d'atténuation du mouvement du sol fort. Celle-ci, traduit par la vibration d'un paramètre caractérisant le mouvement sismique (déplacement, vitesse, accélération) en fonction de la magnitude et de la distance séparant le site de la source.

Les lois d'atténuations de l'accélération avec la distance ne peuvent pas déterminées de façon locale comme pour l'intensité, étant donné le manque d'enregistrements en Algérie. Il faut donc utiliser une loi établie pour un pays (ou pour un groupe de pays) ayant une sismicité du même type que celle de l'Algérie.

Afin de faire un choix, un certain nombre de lois ont été comparées. Elles ont été établies à partir de données de séismes s'étant produits en Europe et dans les régions adjacentes.

-Ambraseys & Bommer(1991) : cette loi a été établie de 906 enregistrements triaxiaux de 443 séismes de toutes profondeurs enregistrés en Europe et dans les régions adjacentes dans le domaine crustal:

$$\log_{10}(A) = -0.87 + 0.217 \cdot Ms - \log_{10}(Rs) - 0.00117 \cdot Rs \quad \sigma = 0.26 \quad \text{IV-7}$$

Domaine de validité :

$$4 \leq Ms \leq 7.3 \text{ et } 1 \leq Rs \leq 313km$$

-Ambraseys(1995) : loi établie à partir de 1667 enregistrements triaxiaux de 865 séismes de toutes magnitudes et profondeurs enregistrés en Europe et au Moyen-Orient dans le domaine crustal(tout type de sols):

$$\log_{10}(A) = -1.06 + 0.245 \cdot Ms - 1.016 \cdot \log_{10}(Rs) - 0.00045 \cdot Rs \quad \sigma = 0.25 \quad \text{IV-8}$$

Domaine de validité :

$$4 \leq Ms \leq 7.3 \text{ et } 1 \leq Rs \leq 310km$$

-Ambraseys et al(1996) : loi établie à partir de 422 enregistrements triaxiaux de 157 séismes de toutes magnitudes et profondeurs enregistrés en Europe et dans les régions adjacentes. Elle est très utile surtout en absence d'une relation d'atténuation régionale.

$$\log_{10}(A) = -1.48 + 0.266 \cdot Ms - 0.922 \cdot \sqrt{d_s^2 + 3.5^2} \quad \text{IV-9}$$

Domaine de validité :

$$4 \leq Ms \leq 7.5 \text{ et } d_s \leq 200km$$

-Mohammadioun & Pecker(1993) : loi établie à partir d'enregistrements de mouvements forts en Californie sur rocher :

$$\log_{10}(A) = -0.945 + 0.17 \cdot Ml - 0.72 \cdot \log_{10}(Rh) \quad \sigma = 0.27 \quad \text{IV-10}$$

Domaine de validité :

$$5 \leq Ml \leq 7.7 \text{ et } 3 \leq Rs \leq 136km$$

-Petrovski & Marcellini(1988) : loi établie à partir de 120 enregistrements de 46 séismes enregistrés en Yougoslavie, dans le nord de l'Italie et de la Grèce :

$$\log_{10}(A) = -0.19 + 0.236 \cdot Ml - 1.33 \cdot \log_{10}(Rh + 20) \quad \text{IV-11}$$

Domaine de validité :

$$3 \leq Ml \leq 7 \text{ et } Rh \leq 150km$$

-Sebeta & Pugliese(1987) : loi établie à partir de 190 enregistrements horizontaux de 17 séismes italiens sur un rocher :

$$\log(A) = -1.562 + 0.306 \cdot Ml - \log \left(\sqrt{d_s^2 + 5.8^2} \right) \quad \text{IV-12}$$

Domaine de validité :

$$4.6 \leq Ms \leq 6.8 \text{ et } 2 \leq d_s \leq 200km$$

Tento et al.(1992) : loi établie à partir de 137 accélérogrammes de 40 séismes enregistrés en Italie par le réseau de Enea Enel(tout type de sol) :

$$\log_{10}(A) = -0.946 + 0.226 \cdot Ml - \log_{10}(R_h) - 0.00094 \cdot R_h \quad \sigma = 0.29 \quad \text{IV-13}$$

Domaine de validité :

$$4 \leq Ml \leq 6.6 \quad \text{et} \quad 3.2 \leq d_s \leq 170 \text{ km}$$

Avec :

A : l'accélération du mouvement du sol,

Ms : la magnitude des ondes de surface,

Ml : la magnitude locale,

d : distance épacentrale,

h : la profondeur focale,

$R_h = \sqrt{d^2 + h^2}$: la distance épacentrale,

$R_s = \sqrt{d_s^2 + h^2}$, avec d_s la plus courte distance à la projection en surface de la zone de rupture.

La loi d'Ambraseys et al(1996) a été choisie dans cette étude pour l'estimation de l'accélération maximale en un site (Application, Chapitre V).

IV-4 Estimation des périodes de retour des magnitudes

La période de retour, ou l'intervalle de récurrence, est un paramètre statistique qui mesure l'intervalle temps moyen d'occurrence d'événements dont la magnitude est semblable. Elle est équivalente à l'inverse du taux annuel moyen, elle renseigne sur la fréquence des séismes dans la zone.

Pour la calculer les périodes de retour, on utilise le modèle de récurrence de l'exponentielle tronquée qui est donné par l'expression :

$$\lambda_M = \lambda_{M_{min}} \cdot \frac{e^{-\beta(M-M_{min})} - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}}{1 - e^{-\beta(M_{max}-M_{min})}} \quad \text{IV-14}$$

Comme :

$$T = \frac{1}{\lambda_M}$$

Alors

$$T = \frac{1 - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})}}{\lambda_{M_{min}} \cdot [e^{-\beta(M - M_{min})} - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})}]} \quad \text{IV-15}$$

IV-4 Conclusion

Nous avons mis en évidence dans ce chapitre, une méthodologie pour l'estimation de l'accélération maximale en un site. Ce modèle est basé sur une loi d'atténuation adaptée à la région d'étude. Le choix d'un modèle d'atténuation est déterminant pour l'estimation de l'alea sismique. Nous avons présentés d'une façon succincte des exemples de lois d'atténuations de l'accélération avec la distance, elles sont dérivées à partir des enregistrements de l'accélération du mouvement du sol de plusieurs pays. La loi d'Ambraseys et al(1996) a été choisie dans cette étude, elle est la mieux adaptée au contexte de sismicité algérien.

Nous avons abordé dans cette partie l'estimation les périodes de retour de magnitude. Elles sont déduites à partir des courbes de récurrence qui sont basées sur l'observation de la décroissance du nombre de séismes en fonction de la magnitude (Gutenberg et Richter, 1944).

Chapitre V
Application

V-1 Introduction

L'objectif de cette étude est de quantifier l'aléa sismique pour quelques zones spécifiques du nord de l'Algérie.

Nous commençons par donner un aperçu géomorphologique et une description succincte du cadre Géodynamique du nord de l'Algérie.

V-2 Aperçu Géomorphologique de l'Algérie

D'un point de vue morphologique, l'Algérie comprend quatre grands domaines du nord au sud (Figure V-1):

L'atlas tellien est la région la plus exposée aux tremblements de terre. Cette zone appartient à l'orogène alpin méditerranéen qui a formé pendant cette phase des faisceaux de plis orientés Est-Ouest. Cette région est principalement composée d'une succession de reliefs (dont le mont de Djurdjura culminant à une altitude de 2308m) jalonnés de bassins et bordés de plaines côtières qui comptent aujourd'hui la plus forte concentration humaine du pays.

Les hauts plateaux ou hautes plaines sont une zone autochtone : l'autochtone sud tellien. Ils constituent aussi l'avant-pays de la ceinture alpine d'Algérie. ils sont connues sous le nom de hautes plaines oranaises (ou Méséta oranaise) pour celles qui vont de la frontière marocaine jusqu'au méridien de Cherchell, des hautes plaines algéroises au Sud de l'Algérois et encore plus à l'Est viennent les hautes plaines constantinoises qui se terminent en pointe, reliées par la chaîne du Hodna qui est légèrement chevauchée par l'Atlas saharien (Belhai 1996).

L'Atlas saharien s'étend depuis la frontière Algéro-Marocaine à l'ouest jusqu'aux bordures des régions de la steppe (Djelfa, Bousàada, Biskra) et se poursuit jusqu'en Tunisie en passant par les Aurès-Nememcha. Il est séparé des hauts plateaux par des failles en échelon qui se suivent d'Ouest en Est. Elles forment l'Accident Nord

Atlassique(ANA). Ce domaine est formé de sédiments allant du Trias à l'Eocène avec le Mio-Plio-quadernaire discordant (Belhai 1996).

La plate forme saharienne est une zone caractérisée principalement par les bassins sédimentaires qui constituent les réservoirs d'hydrocarbures et la grande nappe géothermale albiennne.

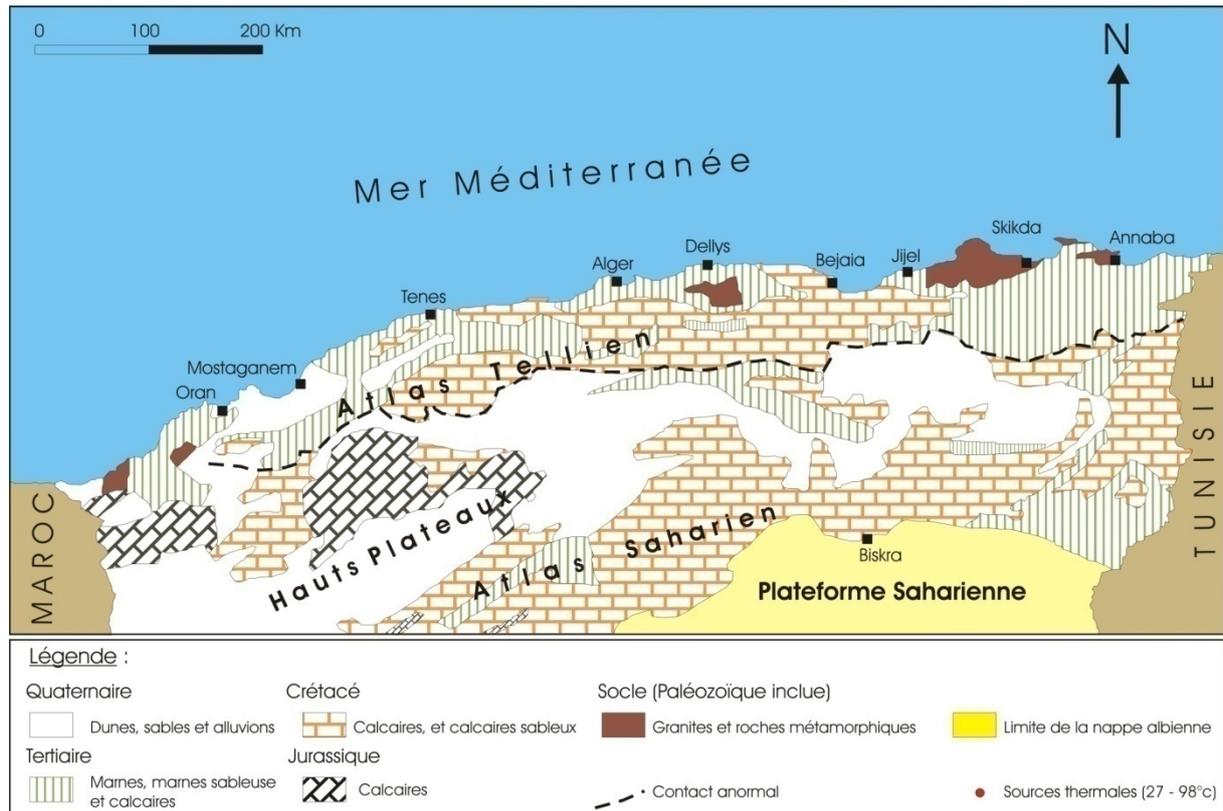


Figure V-1 Esquisse géologique du nord de l'Algérie (Fekraoui et Kedaid, 2005, modifiée)

V-3 Cadre Géodynamique

L'Algérie se trouve sur la plaque africaine qui est en collision avec la plaque eurasiennne. Les deux plaques étant limitées par une longue zone sismique qui s'étend des Açores (archipel portugais de l'atlantique Nord, formé de neuf îles) jusqu'en Turquie en passant par Gibraltar, le Maghreb, l'Italie, la Yougoslavie, la Grèce etc.....

Les travaux récents basés sur des analyses des mécanismes au foyer des séismes forts (Meghraoui, 1982; Meghraoui et al., 1988) ainsi que sur des méthodes récentes

basées sur des techniques spatiales telles que le GPS (Global Positioning System), VLBI (Very Long Baseline Interferometry) et le SLR (Satellite Laser Ranging) montrent que la direction du rapprochement est NNW-SSE. Le taux de raccourcissement entre la plaques africaine et celle de l'Eurasie est d'environ 4-6 mm/an (Anderson & Jackson, 1987; Argus et al., 1989).

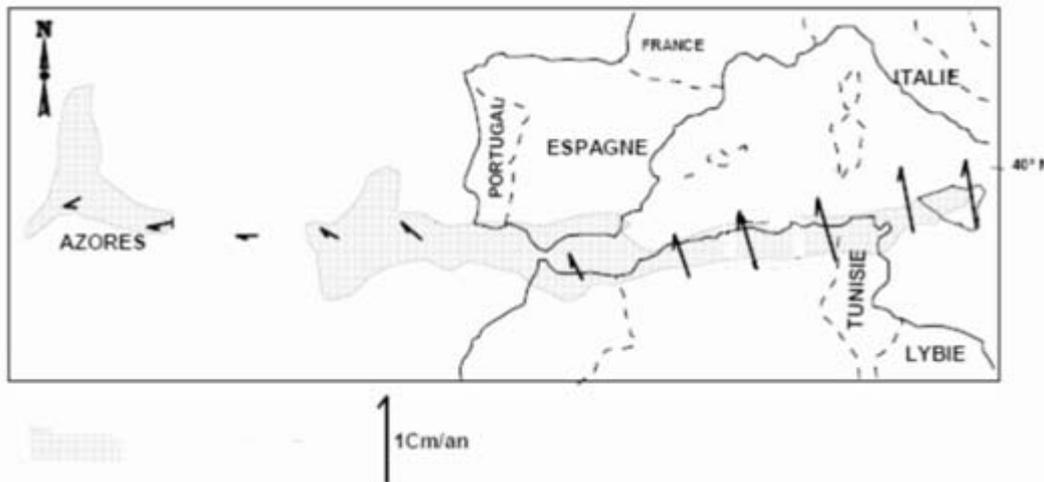


Figure V-2: La limite des Plaques africaines et eurasiennes entre les Açores et la Sicile (Anderson & Jackson, 1987). Les flèches indiquent aussi bien le taux de raccourcissement.

Ce contexte géodynamique régional a engendré au nord de l'Algérie un ensemble de structure tectonique (plis, failles, plis-failles) d'activités sismiques élevées comme l'atteste la fréquence des séismes durant les trois derniers siècles (figure V-3).

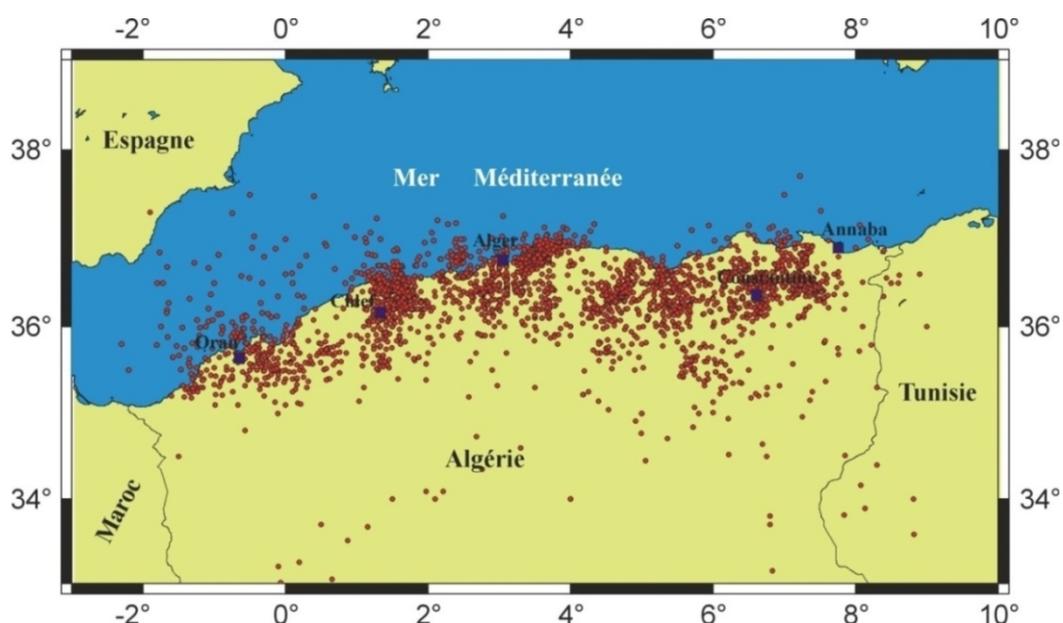


Figure V-3 : La distribution spatiale des séismes dans la partie nord de l'Algérie entre 1716-2005

V-4 Sélection des zones sources

V-4-1 Introduction

Le calcul de l'aléa sismique probabiliste repose sur trois données de base : un catalogue de sismicité de la région d'étude, un zonage sismogénique et un modèle d'atténuation du mouvement du sol adapté au contexte tectonique. Le zonage et la relation d'atténuation choisis pour cette étude sont présentés dans ce chapitre. Le zonage sismogénique utilisé est un zonage issu d'un travail qui a été publié en *Tectonophysics* par Montilla et al. (2003)

V-4-2 Modèle de zones sources

Le zonage utilisé dans cette étude est issu de travail qui a été publié en *Tectonophysics* (2003). D'après les auteurs le nord de l'Algérie peut être subdivisé en 10 zones sismogéniques (figure V-4) :

1) Zone 1 (Oran - Béni Chograne-Ain Temouchent)

Localisée dans la partie ouest de l'Algérie, cette zone est représentée par les montagnes de Béni Chograne au sud et le bassin de Merdjajdo au Nord. Ces monts sont d'origine Crétacé couvert par des plis d'une déposition sédimentaire quaternaire. La bordure sud-est de ces montagnes sépare le bassin alluvial de Ghriss par une faille inverse d'une direction NE-SO et d'un pendage de direction NO. Sur la bordure nord ouest du bassin de Béni Chograne, se trouve le bassin de Habra qui est la suite de la partie ouest du bassin d'Echcliff.

Parmi les tremblements de terre qui ont secoué cette zone, celui du 09.10.1790 qui a dévasté la ville d'Oran faisant plus de 3000 victimes. La région a connu d'autres séismes comme le séisme du 29.11.1887 ($I=X$), et récemment, les séismes de Mascara (le 18.08.1994, $M_L=5.7$) et de Ain Temouchent (le 22.12.1999, $M_s=5.5$).

2) Zone 2 (bassin de Cheliff)

Elle est classée comme la zone la plus active dans la Méditerranée occidentale où se sont produits plusieurs séismes de magnitude supérieure à 5. Le bassin de Cheliff a connu de nombreux séismes importants dans le passé, citons en particulier :

- le 09-03-1858 à Kherba ; $I_0 = IX$;
- le 25-08-1922 à Orléansville (Chlef) ; $I_0 = IX$;
- le 07-09-1934 à Carnot (Les Attafs) ; $I_0 = IX$;
- le 09-09-1954 à Orléansville(Chlef) ; $I_0 = IX$.

D'autre part, la crise sismique engendrée par le séisme du 10.10.1980 ($M_s=7.3$, $I_0 = IX \div X$) a duré plus de deux ans. En effet, celle ci a généré d'importantes répliques. Ce séisme est considéré comme le plus violent jamais enregistré en Afrique du Nord. Les effets produits sur le terrain ont été de différentes natures et caractéristiques d'où l'appellation "séisme désastreux" (Benhallou.H., 1984). Aussi, plus de 3.500 victimes ont été dénombrées. L'activité sismique dans cette région est associée à une faille inverse (figure V-4).

3) Zone 3

Comme la deuxième zone, le bassin de la Mitidja présente les mêmes caractéristiques de déformation active (carte n°5). Les événements sismiques les plus importants recensés dans cette zone sont ceux du 03-02-1716 ($I_0 = X$), et du 05-11-1924 ($I_0 = IX$) localisé à Douéra.

Le séisme du mont Chenoua survenue le 29-10-1989 a occasionné d'importants dégâts dans la zone s'étalant entre Tipaza et Cherchell, le nombre de victimes a atteint 22 morts et quelques centaines de blessés. Le choc principal a été localisé à 13 km de profondeur, plusieurs répliques ont lors suivies parmi lesquelles celui du 19-10-1989 à 19h 21 mn ($M_s=5.4$) et du 20h 20mn ($M_s=5.3$). L'étude de ces répliques a montré une rupture de 10 km environ de longueur, de direction N 40° et de pendage 60° orienté vers le nord-ouest. L'événement plus récent dans cette zone et celui du 21 Mai 2003 à Zemmouri ($M_l=6.9$). Ce séisme a occasionné dans la région épicertrale qui regroupe principalement : Boumerdes, Zemmouri, Corso, Tidjelabine, Reghaïa, Thenia, Bordj Menail, Sidi Daoud et Dellys des dégâts très importants. Des immeubles et des maisons récemment construits ont été complètement détruits ou endommagés. On déplore aussi plusieurs milliers de blessés et 2278 morts. La localité de ZEMMOURI ville reste celle qui a subi le plus grand nombre de dégâts. Ce séisme survenu en début de soirée (18h 44 G.M.T) a été largement ressenti, à l'Est

jusqu'à GUELMA, à l'Ouest jusqu'à Mostaganem, au Sud jusqu'à BISKRA et au Nord jusqu'aux larges des côtes espagnoles et françaises (source CRAAG).

Le mécanisme au foyer calculé par Harvard (CMT) montre une déformation en faille inverse (direction NE-SW). L'hypocentre est superficiel (environ 10 km). En fonction du moment sismique, la faille doit avoir une dimension de 15 à 20 km de long et le déplacement de l'ordre du mètre.

4) **Zone 4**

Cette zone est localisée dans le sud des chaînes mésozoïques de Djurdjura. La sismicité historique de cette région est relativement modérée et constante, environ cinq événements par an et deux séismes d'une magnitude moyenne chaque 2 ans.

5) **Zone 5**

Cette zone est représentée par un bassin néogène clairement observable dans une carte à grande échelle, elle est subdivisée en deux subbassins, l'un d'eux est d'une direction presque Est - Ouest, et l'autre d'une direction NE-SO. Le premier subbassin est le site qui a connu la troisième grande secousse de ce siècle en Algérie après Orleansville 1954 et El Asnam 1980. Ce séisme a secoué la région d'Aumale en juin 1910 ($M_s=6.6$).

La solution en surface des mécanismes focaux montre que les séismes de 25.11.1973 et de 10.11.2000 sont la preuve de la présence des structures actives compressives (Figure V-4).

6) **Zone 6**

Cette zone est la région de l'Est la plus proche de la Tunisie. Les affleurements dans cette zone sont principalement d'une base des roches paléozoïques. Elle est caractérisée par des séismes modérés.

7) **Zone 7**

Située à l'Est de l'atlas tellien. Cette zone a connu très peu de séismes majeurs. Les principales secousses enregistrées dans la région sont celles du 04 août 1947 ($I_0=VIII$), et du 27.10.1985 d'El Aria (près de la ville de Constantine, $I_0=VIII$). Ce dernier a fait beaucoup de victimes, d'importants dégâts ont été causés dans la région d'El Aria située à 24 km du centre ville. Aussi, les habitations ont subis des grands dommages. La zone 7 a fait l'objet de nombreuses études, son activité sismique semble être comme les autres régions liée à des structures actives orientées NE-SO. Néanmoins d'après Bounif et al., 1987, un mouvement décrochant senestre existe dans la zone.

8) **Zone 8**

Contrairement aux autres zones, la zone de Guelma présente un système de failles avec un mécanisme au focal en extension. Meghraoui(1988) a décrit un bassin de transtension(dépression tectonique formée par extension et subsidence)qui est formé entre deux chevauchements dextres d'une direction Est – Ouest. Le séisme de référence dans cette zone s'est produit le 10 février 1937($M_s=5.2$, Benouar, 1993). Deux autres séismes importants d'une intensité $I_0= VIII$ (MSK) ont secoués la région, il s'agit du séisme du 17 juin 1908 et celui du 3 décembre 1928.

9) **Zone 9**

Cette zone se trouve dans la partie sud Est de l'Algérie. Elle est considérée comme la partie intégrante de l'atlas tellien. Du point de vue structural celle-ci constitue un bassin néogène avec une topographie relativement régulière. La zone 9 a connu dans le passé des séismes destructifs. (Chesneau., 1892, Rothé., 1950). Les séismes les plus importants enregistrés dans cette région ont eu lieu le 01.01.1965, $M_s=5.5$ (Mckenzie. , 1972, Benouar. , 1993), et le 12.02.1946 ($I=IX$, MSK). Ces deux séismes ont le même foyer et sont probablement générés par une faille inverse d'une longueur de rupture approximative de 30 kilomètres.

10) Zone 10

C'est la seule zone qui n'appartient pas à la chaîne atlas tellienne. L'atlas saharien est considéré comme un autre domaine structural composé essentiellement par des plis et des structures compressives (Vila., 1980 Wildi., 1983). Cette région est séparée par des montagnes de l'atlas tellien et la zone stable des hauts plateaux (figure V-4). Les structures de cette zone sont définies comme active ou moins active au début de pléistocène moyen. Cependant l'évidence d'une occurrence sismique est actuellement mal connue.

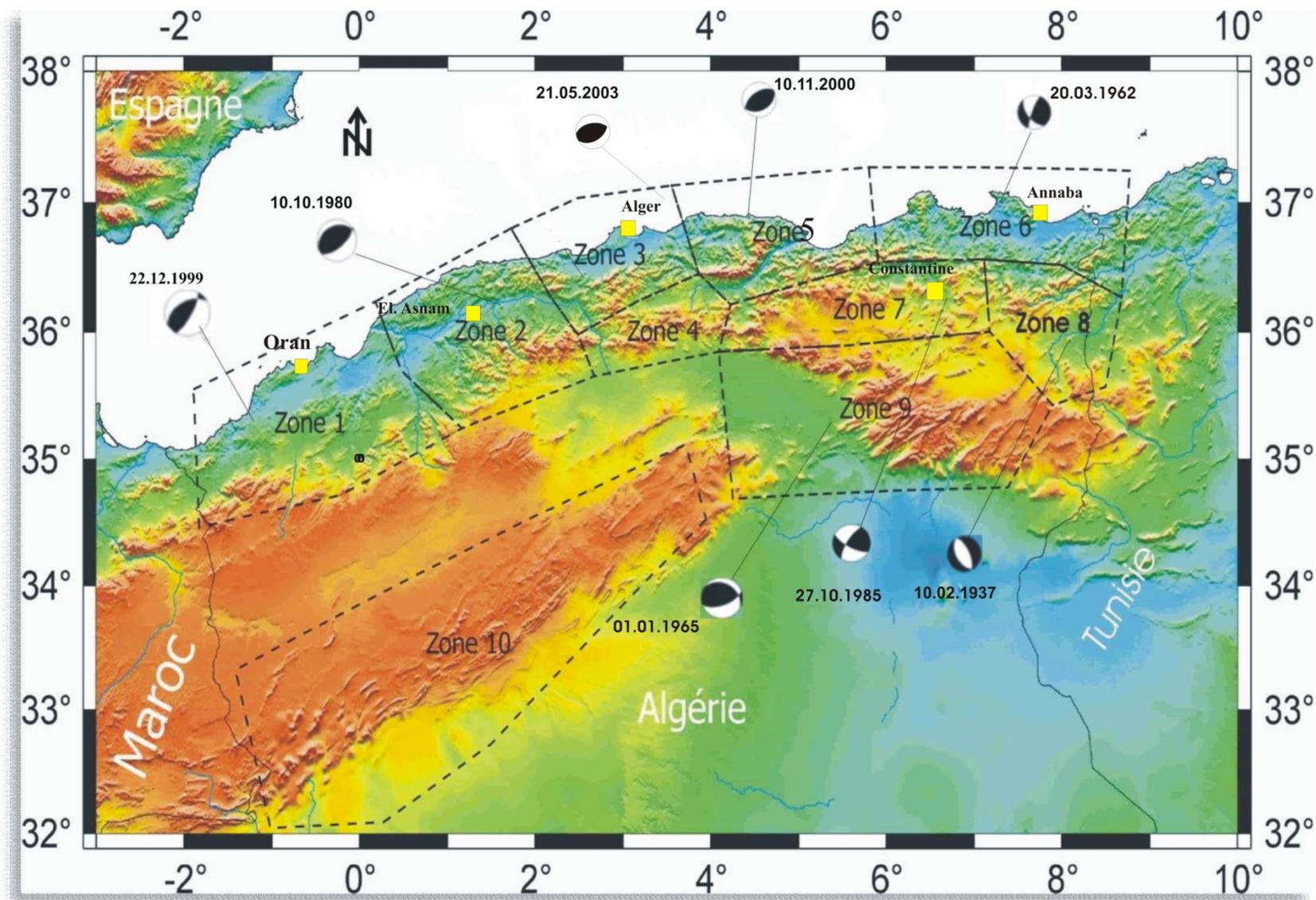


Figure V-4 Esquisse du Modèle de Zonage sismique utilisé dans cette étude (Montilla et al(2003), modifiée)

V-5 Calcul des paramètres de sismicité- application sur les potentielles zones sources

Les méthodes pour l'estimation a et b de la loi d'occurrence des séismes sont appliquées sur les zones sources (1, 2, 3, 4, 5, 7). On a ainsi rejeté les zones (6, 8, 9, 10) parce qu'elles ne contiennent pas suffisamment de séismes, soit parce que les magnitudes sont concentrés dans des intervalles restreints. Les méthodes des moindres carrés, Maximum de vraisemblance et la méthode de Wiechert sont appliqués sur les zones sources sélectionnées, en utilisant les périodes complètes déterminées sur l'ensemble du territoire. Les paramètres de sismicité sont calculés sur l'intervalle de magnitudes $[3.2-M_{max}^{obs}]$. La magnitude seuil 3.2 est estimée à partir de la méthode du maximum de courbure (figure V-5).

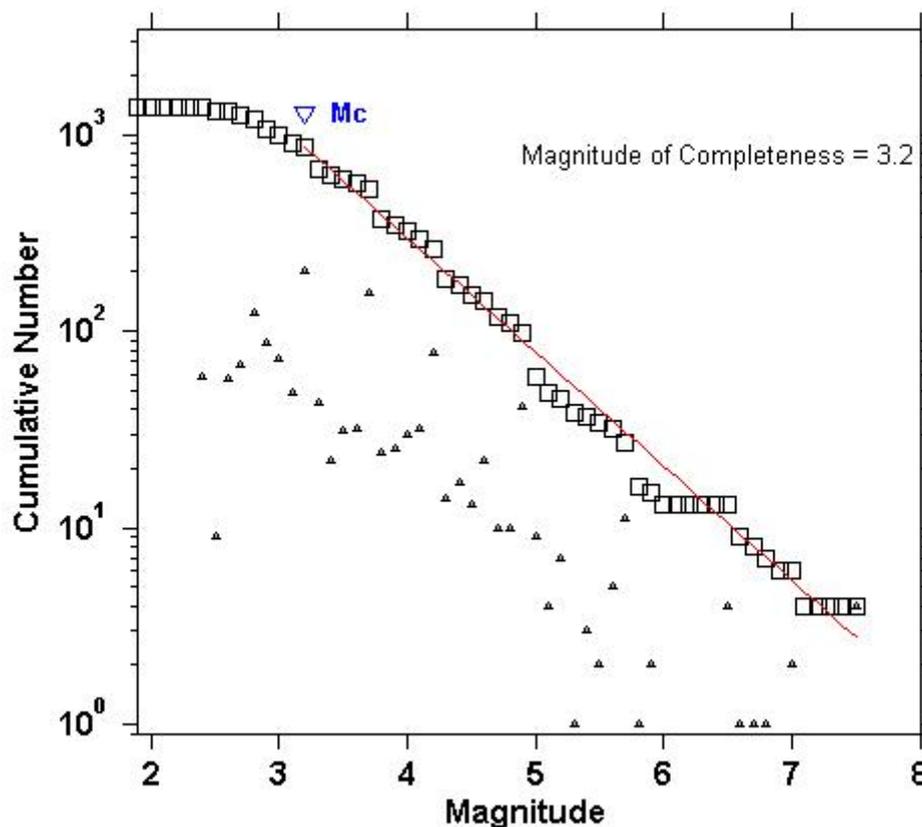


Figure V-5 : estimation de la magnitude de complétude pour le catalogue de sismicité

La magnitude M_{max}^{obs} est la magnitude maximale observée dans le sous catalogue entier (périodes non complètes incluses).

V-5-1 Résultats

a) Méthode des moindres carrés et le maximum de vraisemblance:

Les estimateurs des paramètres de la relation de Gutenberg-Richter par les moindres carrés et par la méthode du maximum de vraisemblance ($M_{min} = 3.2$) sont appliqués sur les zones sources sélectionnées. Les résultats sont donnés sur le Tableau V-1 et V-2.

Zone	Méthode des moindres carrés			
	a	$\sigma(a)$	b	$\sigma(b)$
Zone 1	3.56	0.97	0.48	0.045
Zone 2	3.62	0.84	0.49	0.039
Zone 3	3.65	0.83	0.47	0.038
Zone 4	3.32	1.48	0.52	0.074
Zone 5	3.50	0.86	0.50	0.039
Zone 7	3.89	1,6	0.61	0,086

Tableau V-1 : les valeurs des paramètres a et b calculées à partir de la méthode des moindres carrés

Zone	Maximum de vraisemblance			
	b	$\sigma(\mathbf{b})$	a	$\sigma(\mathbf{a})$
Zone 1	0.54	0.052	3.71	0.40
Zone 2	0.68	0.054	3.54	0.42
Zone 3	0.57	0.044	3.41	0.37
Zone 4	0.61	0.087	3.10	0.51
Zone 5	0.73	0.070	3.73	0.47
Zone 7	0.72	0.074	3.61	0.57

Tableau V-2 : les valeurs des paramètres *a* et *b* calculées à partir de la méthode du maximum de vraisemblance

Les droites de régressions de la méthode des moindres carrés linéaire appliqués sur les différentes zones sources sont représentées graphiquement sur les figures V-6-a...f.

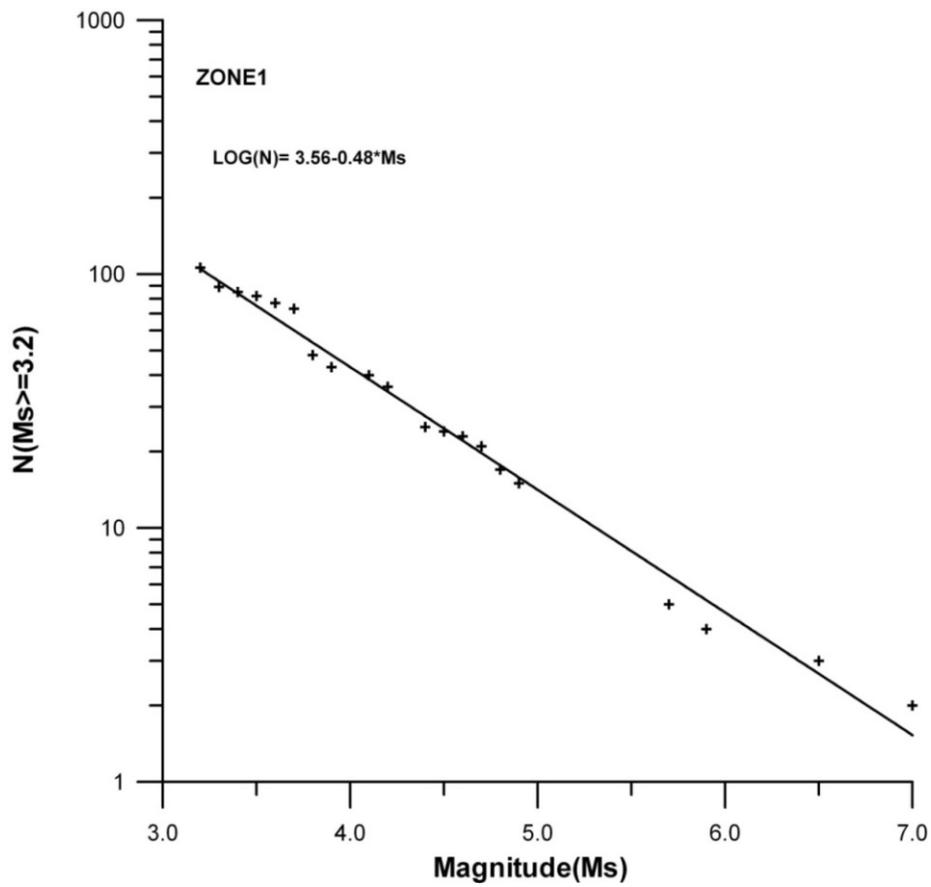


Figure V-6-a Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter pour la zone 1

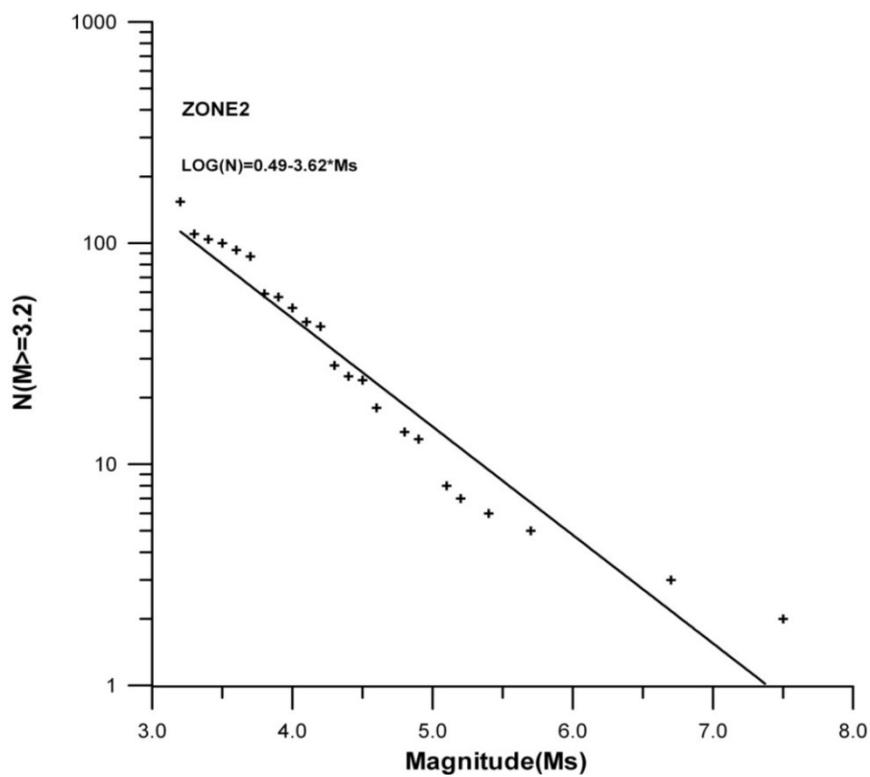


Figure V-6-a Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter pour la zone 2

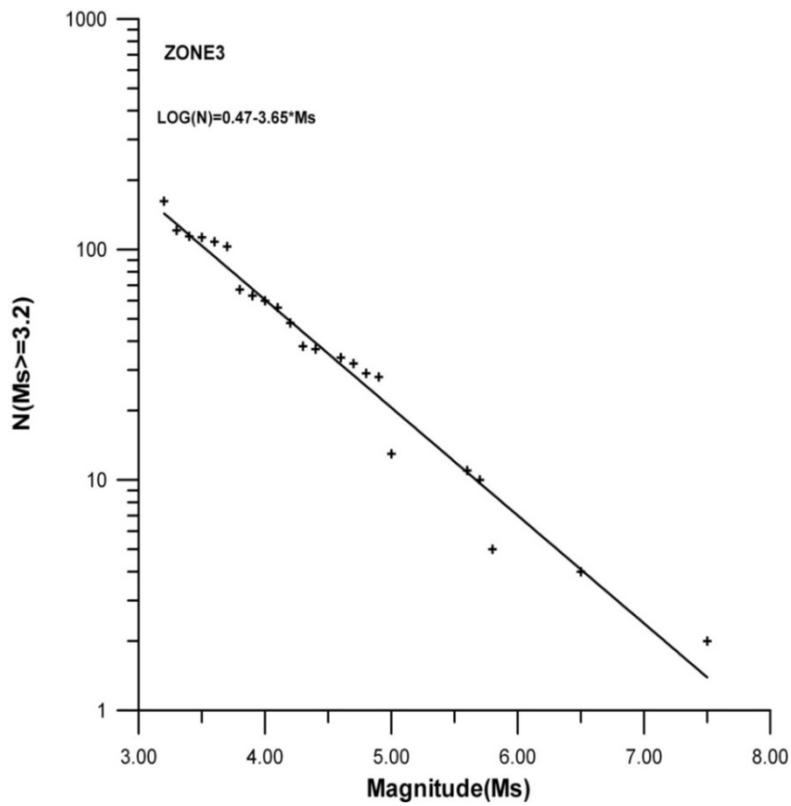


Figure V-6-c Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter pour la zone 3

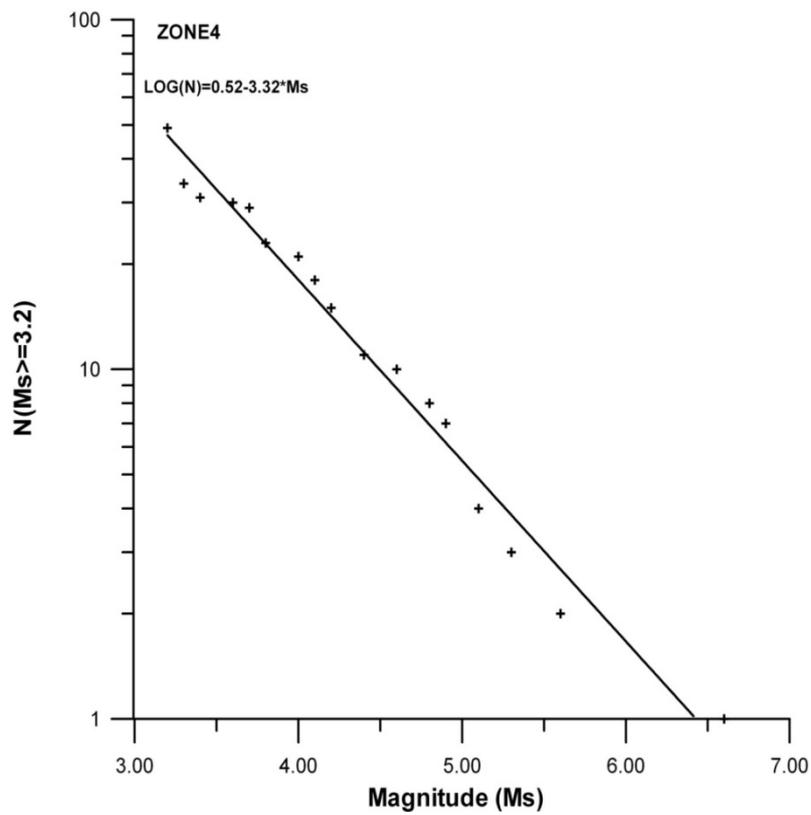


Figure V-6-d Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter pour la zone 4

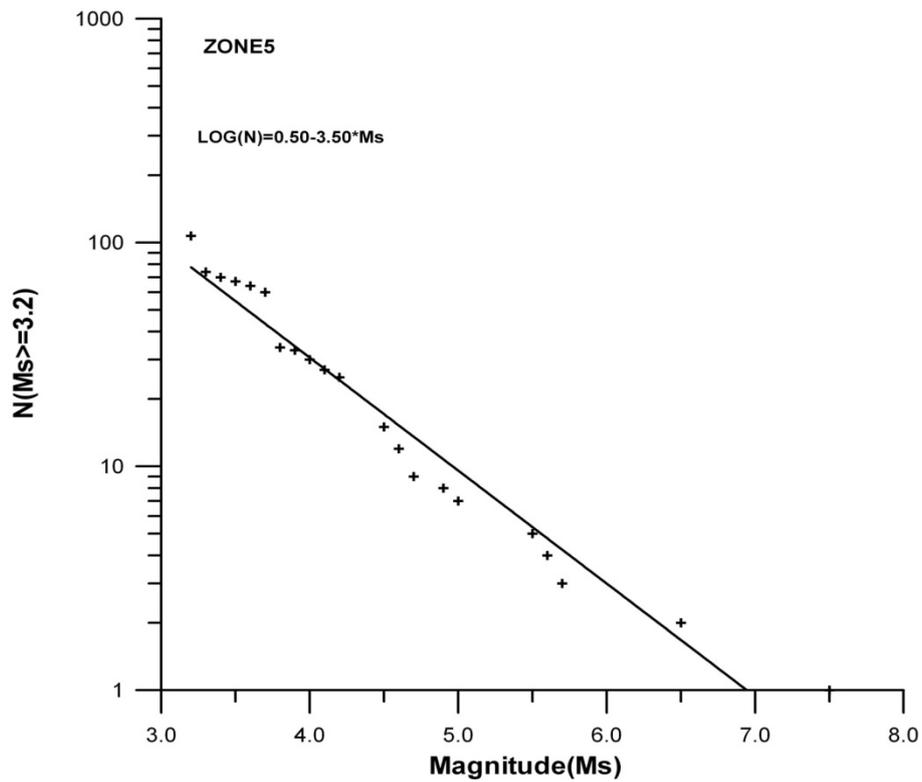


Figure V-6-e Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter pour la zone 5

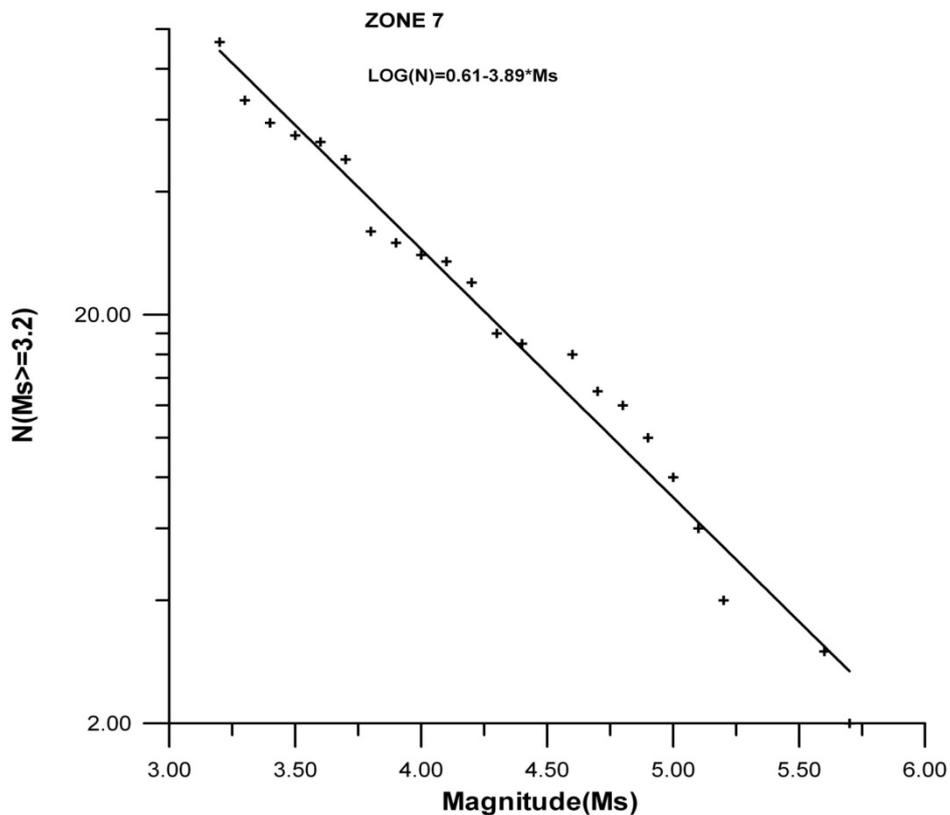


Figure V-6-f Estimation au sens des moindres carrés des valeurs de a et b de la loi de Gutenberg et Richter pour la zone 7

b) Méthode de Weichert

La méthode de Weichert est appliquée pour chaque zone source. En utilisant les périodes complètes déterminés sur le catalogue global de sismicité. Les paramètres de sismicité ($a = \lambda_{Mmin}$, b) sont calculés sur l'intervalle de magnitudes $[3.2, M_{max}^{obs}]$. La magnitude M_{max}^{obs} est la magnitude maximale observée dans le sous catalogue.

D'après les résultats qui sont illustrés dans le (Tableau V-3). On remarque que les zones les plus actives sont la zone 2 (bassin de Cheliff) et la zone 3 (bassin de Mitidja) avec un taux de sismicité respectivement de 3.13 et 3.44. Les valeurs de β de ces zones sont 1.45 et 1.40. Par ailleurs, le coefficient β de la zone n°7 est de élevé par rapport aux autres zones ($\beta = 1.73$), cette zone contient en effet un grand nombre de petites magnitudes ($M_s < 5.8$).

Zone	Méthode de Weichert			
	b	$\sigma(\mathbf{b})$	λ_{Mmin}	$\sigma(\lambda_{Mmin})$
Zone 1	0.66	0.0036	2.0900	0.015
Zone 2	0.63	0.0048	3.13	0.029
Zone 3	0.61	0.0044	3.44	0.015
Zone 4	0.59	0.0156	1.09	0.017
Zone 5	0.64	0.007	2.41	0.017
Zone 7	0.75	0.009	2.16	0.018

Tableau V-3 : les valeurs des paramètres a et b calculées à partir de la méthode de Weichert (1980)

V-6 L'estimation de l'accélération maximale possible en un site

V-6-1 Introduction

Les paramètres de sismicité sont estimés dans chaque zone source. 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 réalisée par les deux estimateurs suivants :

- ✓ L'estimateur de Pisarenko
- ✓ L'estimateur de Kijko- Sellevol

Remarque :

- i. les paramètres de sismicité calculés par la méthode de Weichert(Cas général) sont utilisés pour le l'estimation de l'accélération maximale possible.
- ii. Dans la suite, l'aléa ne sera estimé que pour les 6 zones prises en considération.

Le choix de la relation d'atténuation est déterminant pour l'estimation de l'aléa sismique. Dans cette étude nous avons choisit a relation d'Ambraseys et al (1996). Elle a été établit à partir de 422 enregistrements triaxiaux de 157 séismes de toutes magnitudes et profondeurs enregistrés en Europe et dans les régions adjacentes. Elle est de la forme :

$$\log_{10}(A) = -1.48 + 0.266 \cdot M_s - 0.922 \cdot \log_{10}(r) + 0.25 \cdot P \quad V-1$$

Avec :

$$r = \sqrt{R^2 + 3.5^2}$$

A : est le pseudo accélération en $g(1g = 9.80m.s^{-2})$

Ms : est la magnitude de surface

r : est la distance Hypocentrale en km

R : est la distance épacentrale (site-source) en km

P : est l'erreur de la régression qui suit une loi normale centrée réduite, elle est égale à 0 pour 50% des valeurs et 1 pour 84% des valeurs.

Country

V-6-2 Résultats

Après l'estimation des paramètres β et λ_{Mmin} , la magnitude maximale possible et étant choisi la loi d'atténuation, on peut évaluer l'aléa sismique pour les zones sources sélectionnées. Le modèle probabiliste choisit est décrit dans le chapitre IV. Pour le calcul on a un utilisé un programme en fortran(F77) pour estimer les valeurs d'accélération prédites.

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 V-4-a , V-4-b et V-4-c.

A partir des résultats, on constate que les niveaux de l'accélération varient d'une zone source à l'autre. En effet, les accélération 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(V-7-a ... f), 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.

Tableau V-4-a

Zone	Estimateur de Kijko-Sellevol			Estimateur de Pisarenko		
	\hat{m}_{max}	$\hat{A}_{max}(50\%)$ (g)	$\hat{A}_{max}(84\%)$ (g)	\hat{m}_{max}	$\hat{A}_{max}(50\%)$ (g)	$\hat{A}_{max}(84\%)$ (g)
Zone 1	7.40±0.35	0.33	0.41	7.49±0.34	0.34	0.42
Zone 2	8.05±0.39	0.39	0.55	8.32±0.44	0.42	0.59
Zone 3	7.75±0.27	0.36	0.45	7.76±0.27	0.36	0.45
Zone 4	6.94±0.32	0.29	0.36	7.00±0.32	0.30	0.37
Zone 5	6.85±0.33	0.28	0.35	6.92±0.34	0.29	0.36
Zone 7	5.85±0.25	0.22	0.27	5.84±0.25	0.22	0.27

Tableau V-4-b

Zone	Estimateur de Kijko-Sellevol			Estimateur de Pisarenko		
	\hat{m}_{max}	$\hat{A}_{max}(50\%)$ (g)	$\hat{A}_{max}(84\%)$ (g)	\hat{m}_{max}	$\hat{A}_{max}(50\%)$ (g)	$\hat{A}_{max}(84\%)$ (g)
Zone 1	7.40±0.35	0.20	0.25	7.49±0.34	0.21	0.26
Zone 2	8.05±0.39	0.24	0.30	8.32±0.44	0.26	0.33
Zone 3	7.75±0.27	0.22	0.27	7.76±0.27	0.22	0.28
Zone 4	6.94±0.32	0.19	0.24	7.00±0.32	0.22	0.27
Zone 5	6.85±0.33	0.28	0.35	6.92±0.34	0.29	0.36
Zone 7	5.85±0.25	0.13	0.16	5.84±0.25	0.13	0.16

Tableau V-4-c

Zone	Estimateur de Kijko-Sellevol			Estimateur de Pisarenko		
	\hat{m}_{max}	$\hat{A}_{max}(50\%)$ (g)	$\hat{A}_{max}(84\%)$ (g)	\hat{m}_{max}	$\hat{A}_{max}(50\%)$ (g)	$\hat{A}_{max}(84\%)$ (g)
Zone 1	7.40±0.35	0.11	0.13	7.49±0.34	0.11	0.14
Zone 2	8.05±0.39	0.13	0.16	8.32±0.44	0.14	0.17
Zone 3	7.75±0.27	0.12	0.15	7.76±0.27	0.12	0.15
Zone 4	6.94±0.32	0.19	0.24	7.00±0.32	0.22	0.27
Zone 5	6.85±0.33	0.10	0.12	6.92±0.34	0.10	0.12
Zone 7	5.85±0.25	0.07	0.09	5.84±0.25	0.07	0.09

Tableau V-4: Valeurs de la magnitude et l'accélération maximales possibles pour chaque zone source en utilisant les estimateurs de Kijko-Sellevol et Pisarenko : Tableau V-4-a : pour $R=5\pm 1$ km, Tableau V-4-b: pour $R=10\pm 2$ km, Tableau V-4-c : pour $R=20\pm 5$ km

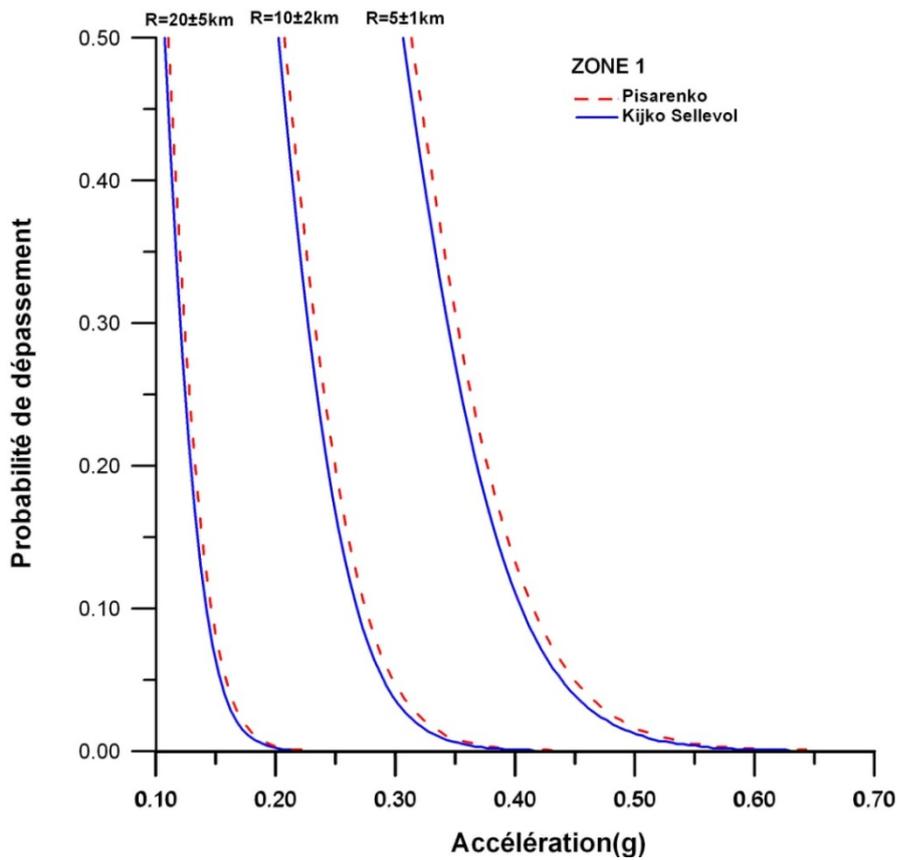


Figure V-7-a Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone 1

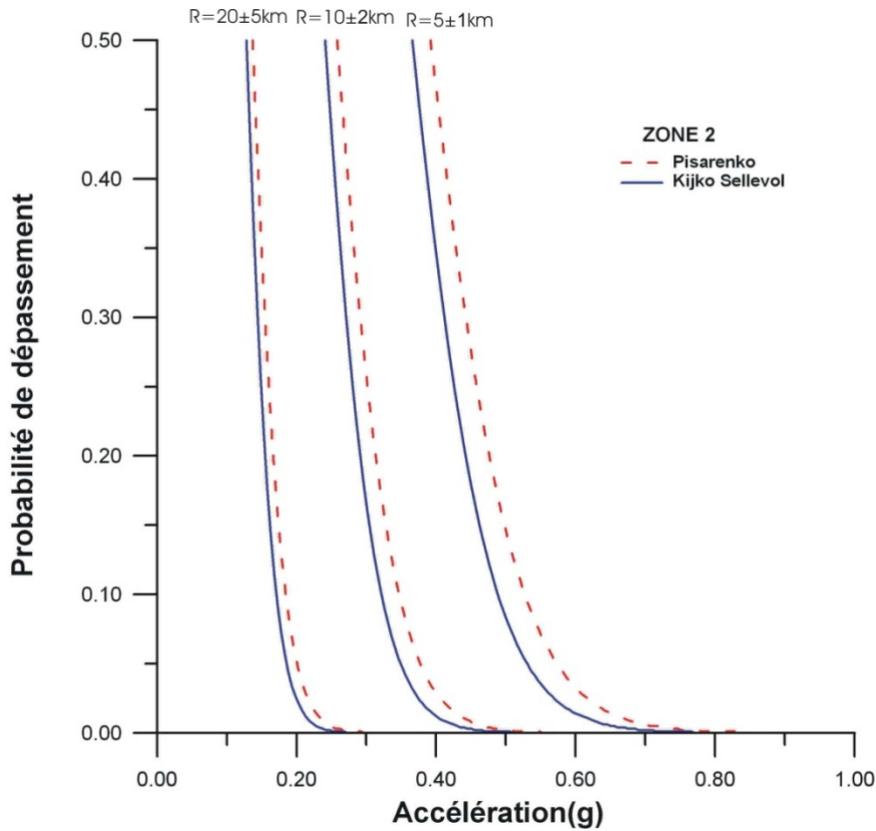


Figure V-7-b Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone 2

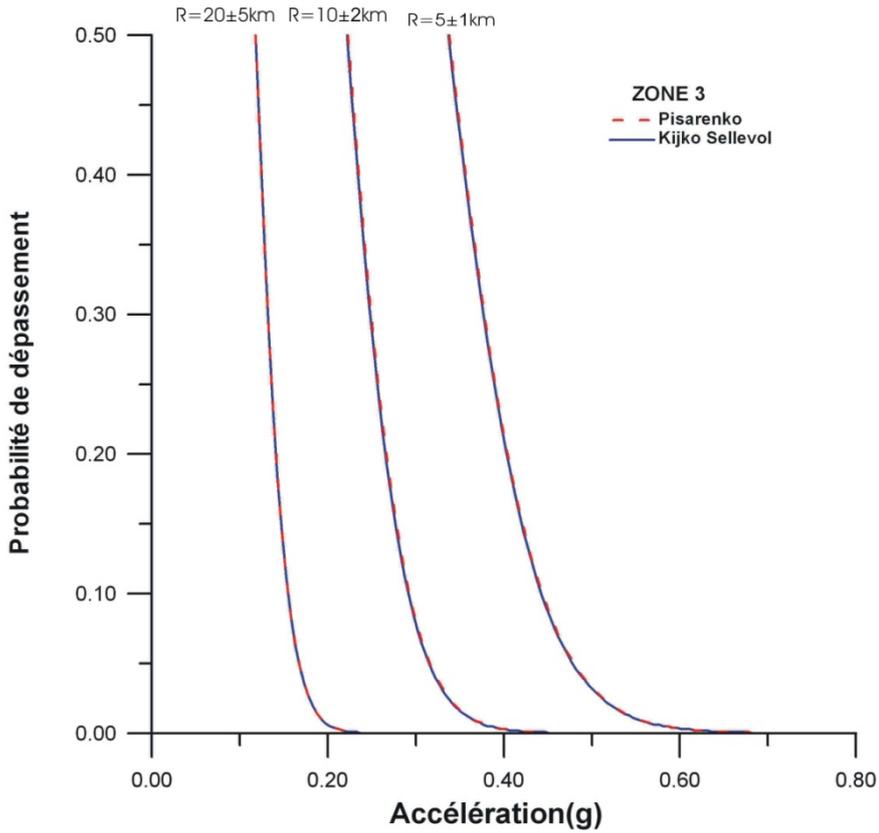


Figure V-7-c Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone 3

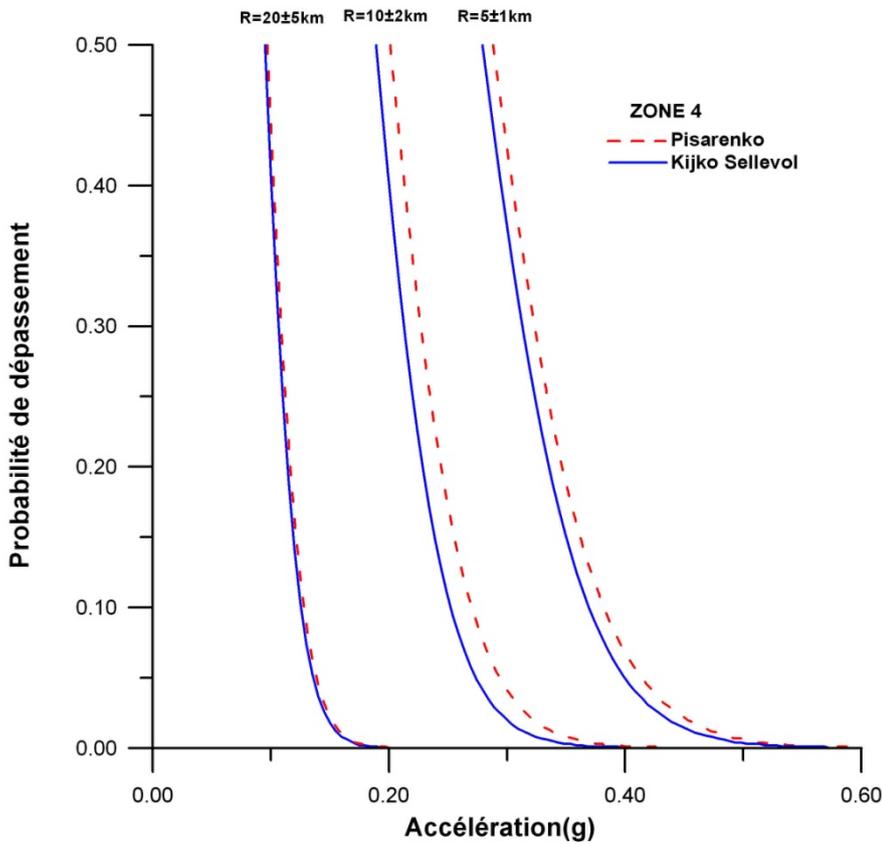


Figure V-7-d Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone 4

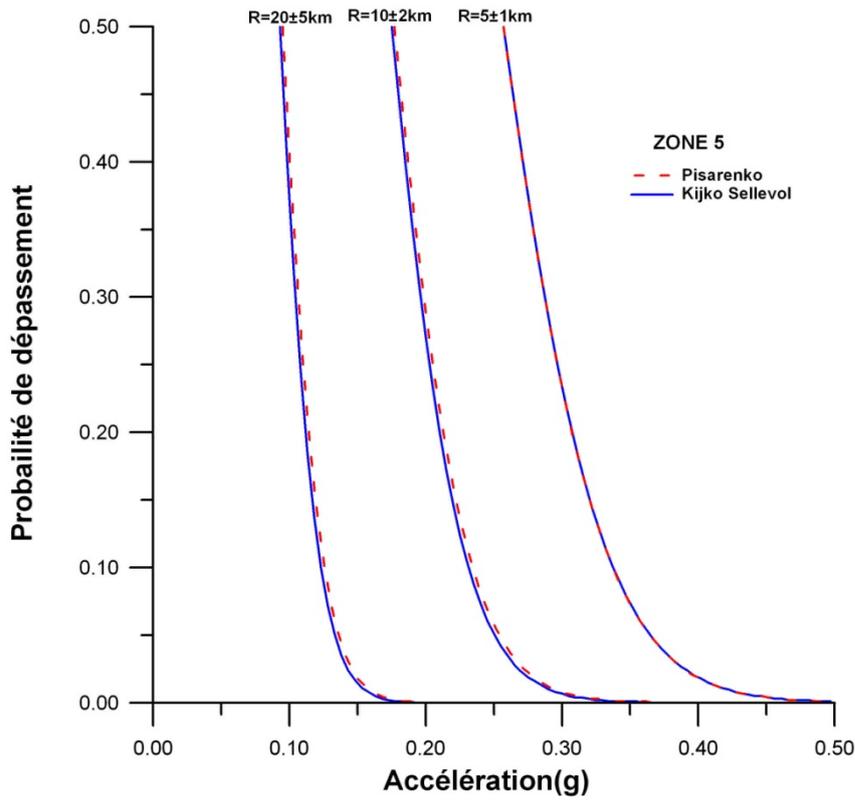


Figure V-7-e Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone 5

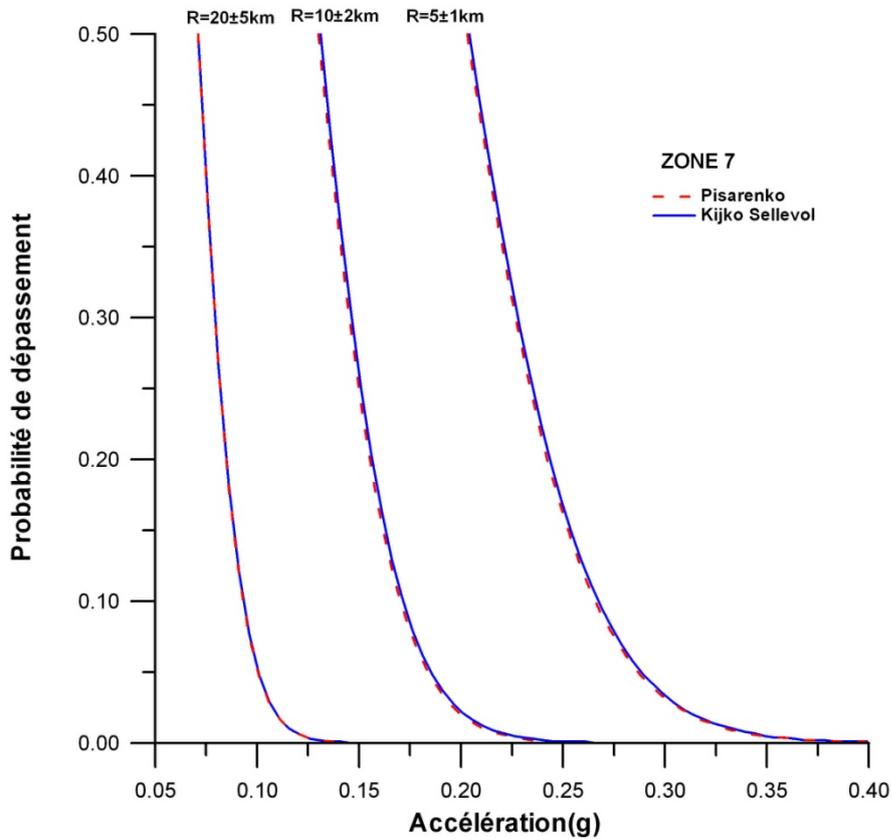


Figure V-7-f Courbe de la probabilité de dépassement en fonction de l'accélération pour la zone 7

V-7 Résultats des temps de retour des magnitudes

Etant donné que cette étude peut servir à l'avenir pour la construction des types d'ouvrage dans les zones sismiquement actives en Algérie. Dans ce cadre, Un effort a été effectué pour estimer les périodes de retour de magnitudes pour chaque zone source.

Les résultats sont représentés sur le tableau V-5

Magnitude	Période de retour (ans)					
	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 5	Zone 7
4.0	1.63	1.02	0.87	2.77	1.37	1.92
4.5	3.51	2.13	1.72	5.64	2.95	4.93
5.0	7.72	4.46	3.45	11.82	6.56	14.58
5.5	17.51	9.49	7.06	26.65	15.83	83.03
5.6	20.77	11.07	8.17	31.86	19.26	181.72
5.7	24.73	12.93	9.47	38.44	23.67	
5.8	29.58	15.14	11.00	46.88	29.51	
5.9	35.55	17.76	12.81	58.00	37.50	
6.0	43.03	20.90	14.96	73.13	48.92	
6.1	52.50	24.64	17.51	94.71	66.36	
6.2	64.75	29.18	20.59	127.59	95.84	
6.3	80.97	34.70	24.31	183.05	155.46	
6.4	103.19	41.50	28.88	295.01	335.60	
6.5	135.01	49.96	34.53	632.95		
6.6	183.66	60.66	41.65			
6.7	265.99	74.45	50.80			
6.8	432.56	92.67	62.84			
6.9	936.11	117.59	79.25			
7.0		153.14	102.64			
7.1		207.45	138.27			
7.2		299.23	198.37			
7.3		484.73	319.79			
7.4		685.92	1045.13			

Tableau V-5 : temps de retour (années) de magnitude pour chaque zone source

Les résultats des périodes de retour varient fortement d'une zone à l'autre (figure V-8-a,...f). Une magnitude inférieure à ($M_s < 7.0$) a un temps de retour dans la zone 3 (bassin de la Mitidja) qui varie entre 14.96 et 117.59 ans ; dans la zone 1 (Oran - Béni Chograne-Ain Temouchent) ce temps de retour prends des valeurs entre 43.03 et 936.11

Conséquence : les périodes de retour sont des ordres de grandeur, elles permettent de hiérarchiser les zones selon leur activité sismique.

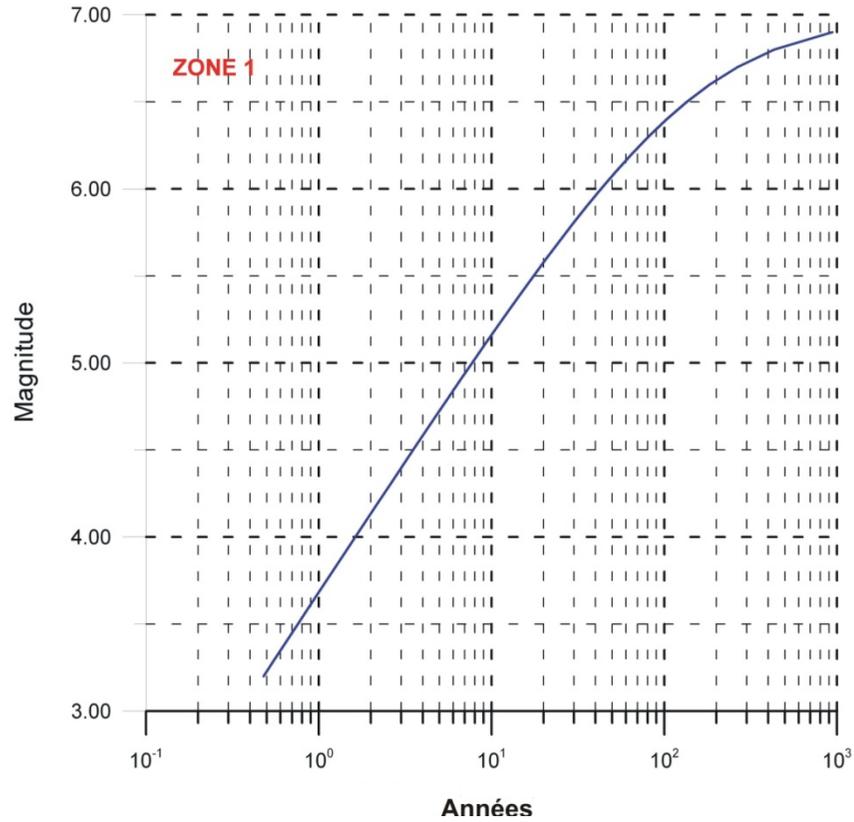


Figure V-8-a Temps de retour (années) de magnitude pour la zone 1

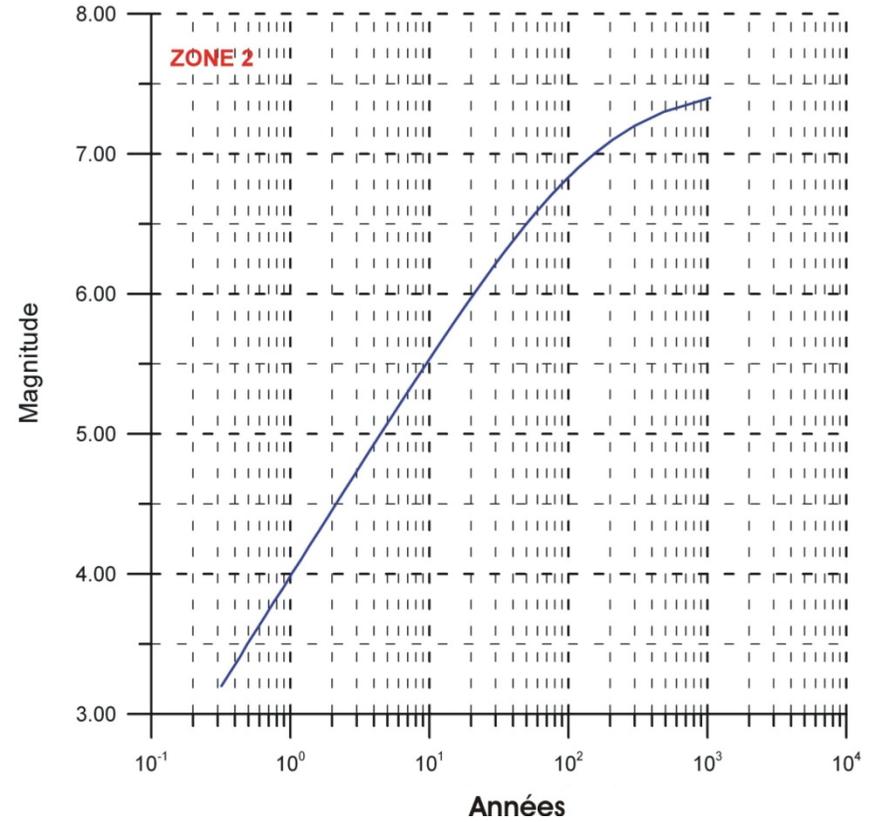


Figure V-8-b Temps de retour (années) de magnitude pour la zone 2

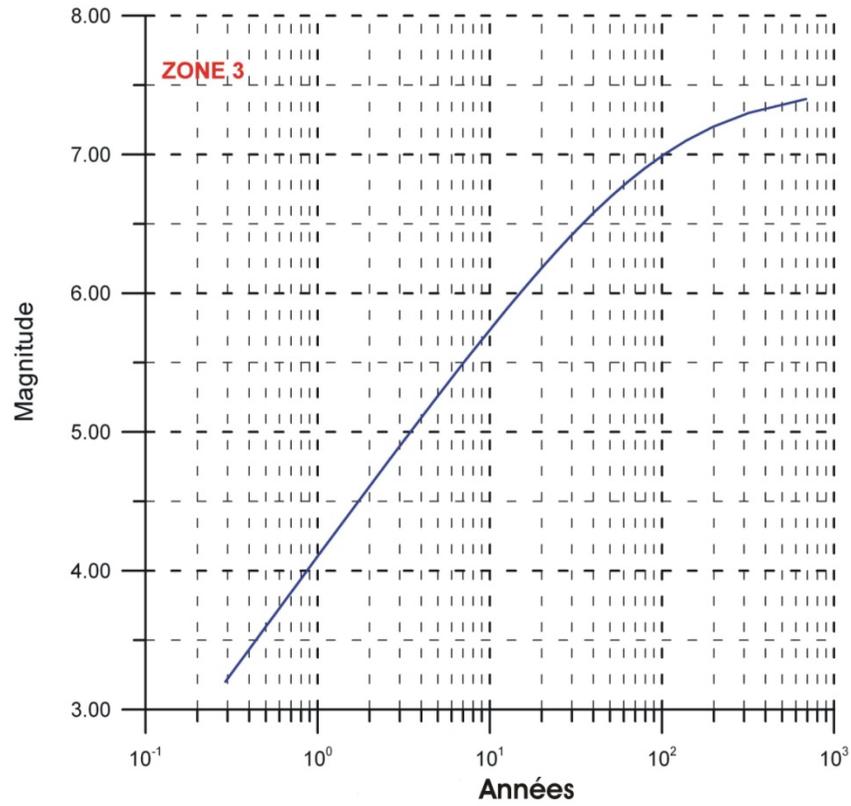


Figure V-8-c Temps de retour (années) de magnitude pour la zone 3

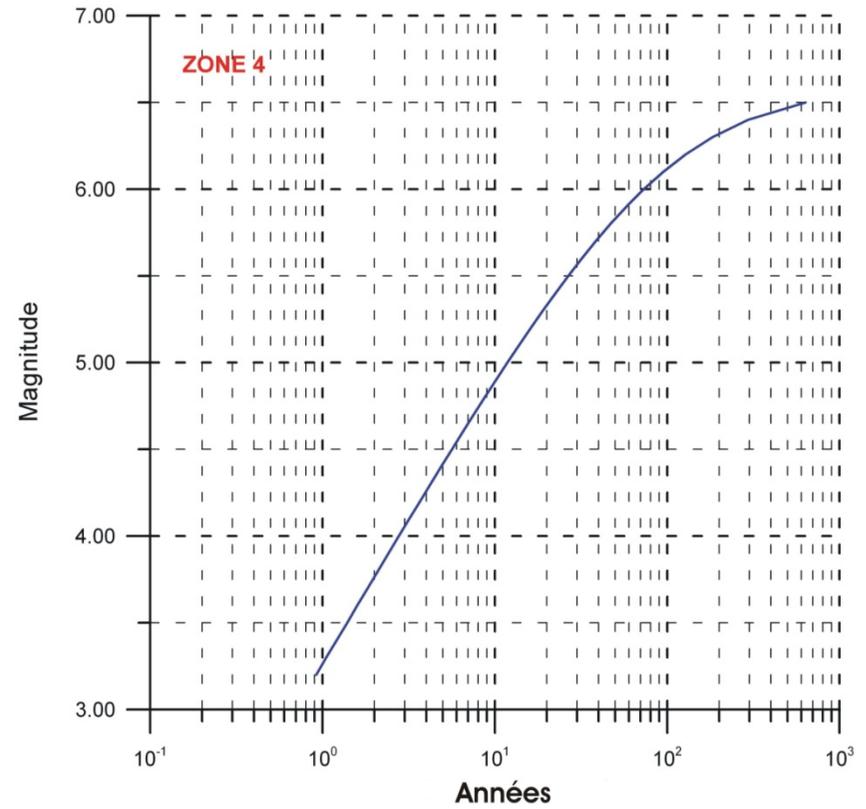


Figure V-8-d Temps de retour (années) de magnitude pour la zone4

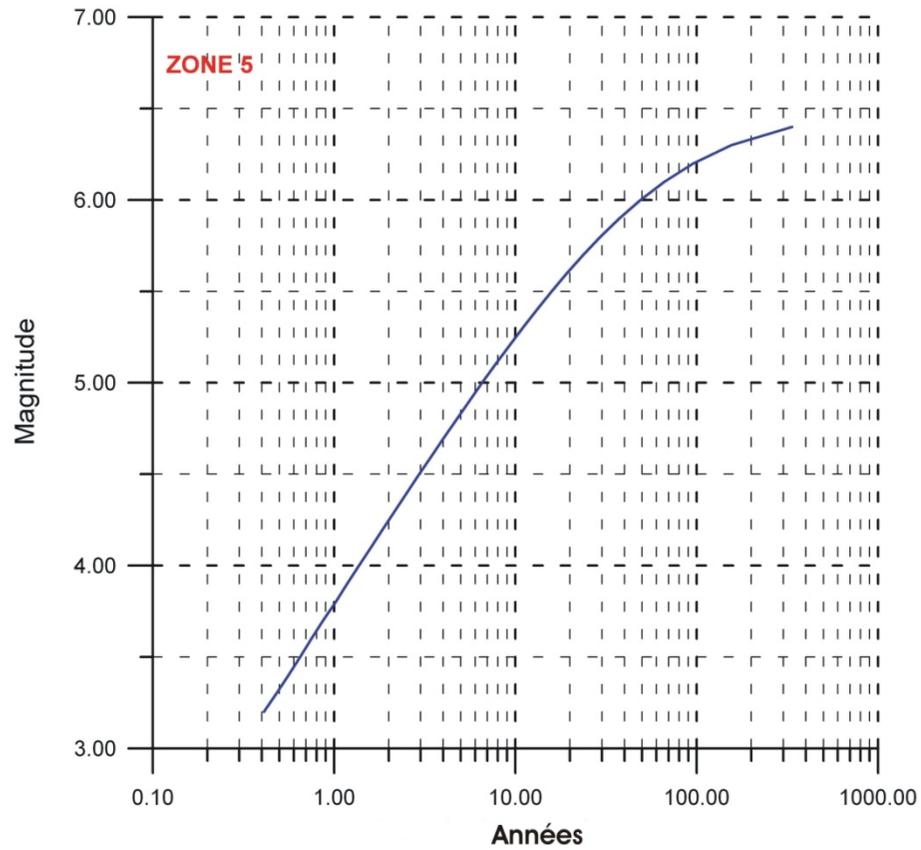


Figure V-8-e Temps de retour (années) de magnitude pour la zone 5

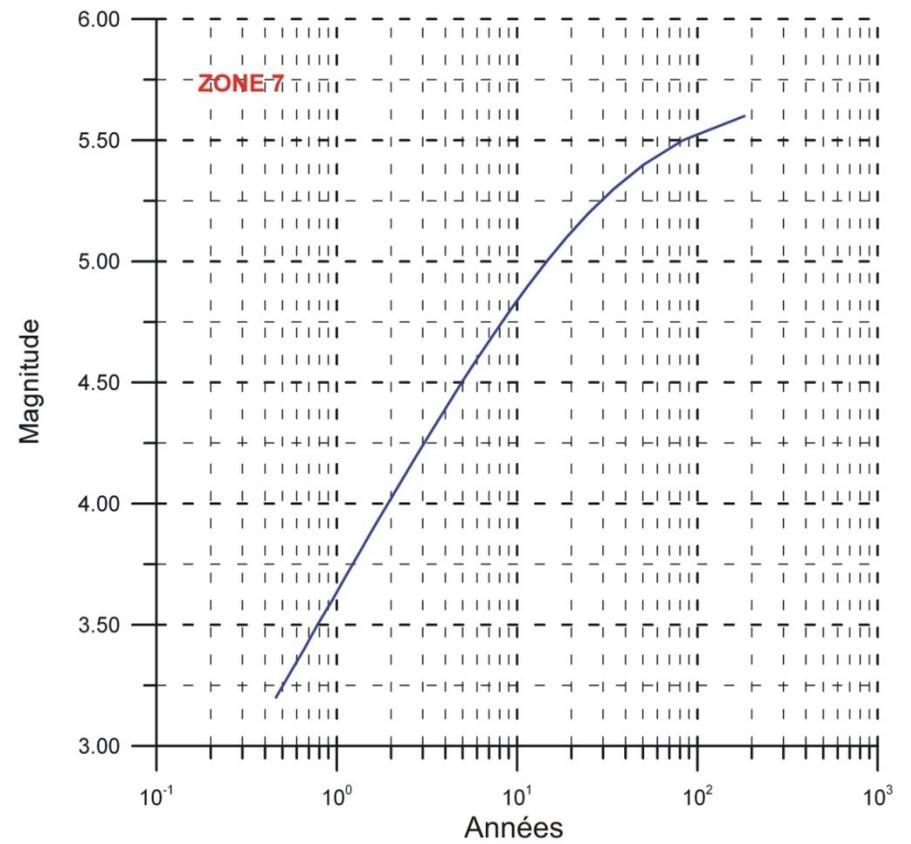


Figure V-8-f Temps de retour (années) de magnitude pour la zone 7

V-8 Conclusion

Ce dernier chapitre a été consacré pour l'application des méthodes traitées au long de cette thèse sur quelques zones potentiellement active au nord de l'Algérie. Dans la seconde étape, nous avons été amenés à déterminer pour chaque zone source les paramètres caractérisant l'activité sismique. Finalement, on a quantifié l'impact de ces paramètres sur l'estimation de l'accélération maximale et sur les temps de retour.

Conclusion

Tout au long de cette étude, nous avons développé une méthodologie afin de déterminer l'accélération maximale en un site donné ainsi le taux annuel de dépassement et par voie de conséquence les différentes périodes de retour.

La démarche utilisée consiste à calculer pour un séisme donné, l'accélération maximale qui peut engendrer en un site, sachant la magnitude maximale (M_{max}) d'un événement hypothétique se trouve à une distance r de site.

Afin de développer cette méthodologie, notre étude s'est reposée sur un certain nombre d'étapes.

- l'Établissement d'un catalogue de sismicité homogène.
- L'adoption d'un zonage sismique de référence.
- l'utilisation des techniques d'identification des répliques a savoir la méthode de Gardner et Knopoff, nous a permis de rendre le fichier de données établit a un caractère poissonien de paramètre λ .
- La caractérisation de l'activité sismique pour chaque zone source par une loi de distribution de type Gutenberg- Richter.
- Le choix d'un modèle d'atténuation adapté au contexte sismique de la région.

La première partie de cette étude a fait l'objet d'une analyse statistique du catalogue de données sismiques du nord de l'Algérie. Le catalogue utilisé est établi à partir de différentes sources et agences (CRAAG, IGN, USGS, ISC,...). Il contient 4057 événements couvrant la période allant de 1673 jusqu'à la fin de 2005. Pour pouvoir utiliser l'ensemble des données disponibles (intensités, magnitudes) sous un format standard, les questions d'uniformisation et d'homogénéisation on fait l'objet d'une attention particulière, des relations empiriques ont été suggérées afin de palier à ce problème.

Les techniques d'élimination des répliques et l'analyse de la complétude du catalogue ont été largement abordées. L'adaptation de la méthode de Gardner et Knopoff(1974) ou encore celle de Reasenber(1982) au fichier établit a permis une maitrise complète de cette notion, qui reste une étape essentielle pour l'acquisition d'événements qui ont un caractère poissonien.

Un point fondamental a été entrepris dans cette étude est celui de l'analyse du modèle de récurrence ou la relation fondamentale de Gutenberg et Richter $\log_{10}(N) = a - b \cdot m$. Les paramètres a et b ont été estimé par différentes approches (Moindres carrés, Maximum de vraisemblance). La particularité et la spécificité des catalogues à travers le monde, du fait l'existence de période d'inégale d'observation, nous a amené à utiliser une méthode plus appropriée développée par Weichert(1980).

L'estimation de la borne supérieure m_{max} a été abordée avec beaucoup d'attention Deux procédures statistiques dans l'approche probabiliste ont été appliquées pour l'estimation de la borne maximale possible de la magnitude. Elles supposent que la forme analytique et les paramètres du modèle d'occurrence des séismes sont connus.

BIBLIOGRAPHIE

Abramowitz, M., Stegun, I.A., Handbook of mathematical functions, 9th edn. (Dover Publ., New York, 1970)

Aki, M., 1965. Maximum likelihood estimates of b in formula $\log n = a - bm$ and its confidence limits. Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo Univ. 43, 237-239.

Ambraseys, N.N., Melville C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes, 219 pp., Cambridge Univ. Press.

Ambraseys, N.N., Finkel, C.F., 1990. The Marmara sea earthquake of 1509. Terra Nova 2, 167-174

Ambraseys, N.N., Bommer, J.J., 1991. The attenuation of ground acceleration in Europe. Earthq. Eng. Struct. Dyn. 20, 1179-1202.

Ambraseys, N.N., 1995. The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. Earthq. Eng. Struct. Dyn. 24, 467-490.

Ambraseys, N.N., Simpson, K.A., 1996. Prediction of vertical response spectra in Europe. Earthq. Eng. Struct. Dyn. 25, 401-412.

Ambraseys, N.N., Simpson, K.A., Bommer, J.J., 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. Earthq. Eng. Struct. Dyn. 25, 317-400.23, 467-487.

Ambraseys, N.N., Srbulov, M. 1994. Attenuation of earthquake induced ground displacements, Earth. Eng. Struct. Dyn.

Anderson, H. & J. Jackson, 1987: Active tectonics of the Adriatic region, Geophys. J. R. astr. Soc. 91, 937- 983.

Andre, E., 1999. Evaluation probabiliste de l'aléa sismique sur le territoire National. DEA en géophysique, Université de Strasbourg.

Aoudia, A. ; Meghraoui, M., 1995. Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria : the Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.8.1992. Tectonophysics 248, 263-276.

Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P., Meghraoui, M., 2000. Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. J. Of seismology. 4, 79-98.

Apostol, T.M., 1961. Introduction, with vectors and analytic geometry. Calculus : Blaisdell publishing company, New York Vol. I.

Argus, D.F., Gordon, R.G., de Mets, C., Stein, S., 1989. closure of Africa-Eurasia-North America plate motions circuit and tectonic of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585-5602.

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.

Belhai, D., 1996. Evolution tectonique de la zone Ouest-algéroise (Tenes-Chenoua) approche stratigraphique et structurale. Thèse de Doctorat, Institut des sciences de la terre, Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne(USTHB).

Bellalem, F., 2002. Essai de caractérisation d'un modèle de zonage de l'Algérie du nord. Rapport interne, Laboratoire Aléa Sismique. Dépt. Etudes et surveillance sismique. CRAAG.

Benhallou, H., Ferrer, A. and Roussel, J., 1971, Catalogue des séismes algériens de 1951 à 1970. Institut de Météorologie et de Physique du Globe (IMPG).

Benhallou, H., 1985. Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité de l'Algérie, Thèse de doctorat, USTHB, Alger

Benouar, D. 1993: The seismicity of Algeria and adjacent regions, during the twentieth century, *Ph.D. Thesis* (Imperial College of Science, Technology and Medicine, Civil Engineering Dpt., London).

Benouar, D., 1994. Magnitude-intensity and intensity-attenuation relationships for Atlas region and Algerian earthquakes. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 23, 717-727.

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.

Benouar, D., 1996. Seismic hazard evaluation at Algiers using Benouar's earthquake catalogue. *Nat. Hazards* 13, 119-131.

Benouar, D., 2004. Materials for the investigation of historical seismicity in Algeria from the records of past earthquakes. *Annals of Geophysics*, 47, 555-560

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

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.

Bounif, A., Haessler, H., and Meghraoui, M.: 1987, The Constantine earthquake of October 27, 1985: Surface ruptures and aftershock study. *Earth and planetary science letters.* 85, 451-460.

- 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.
- Casado, L., Molina, C.S., Giner, J.J., Delgado, J., 2000. Magnitude-Intensity relationships in the Ibero-Magrebian region. *Nat. Hazards* 22, 269-294.
- Chesneau, M. (1892): Note sur les tremblements de terre en Algérie, *Ann. Mines*, 9^e Sér., I, 5-46.
- Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 1583-1606.
- CRAAG- Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et de Géologie, 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Service de surveillance sismique, Alger.
- CRAAG- Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et de Géologie, 2002. Les séismes en Algérie de 1992 à 2001. Service de surveillance sismique, Alger.
- Cramer, M., 1948. *Mathematical methods of statistics*. Princeton University.
- Cosentino, P., Ficara, V., Luzio, D., 1977. Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statics. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67, 1615-1623.
- Fekraoui, A., Abouriche, M., 1995. Algeria country update report. World Geothermal Congress. Florence, Italy, 31-35
- Gardner, J.K., Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquake in Southern California, with aftershocks removed, poissonian?. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 64, 1363-1367.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1941. Seismiaty of the earth. *Geol. Soc. Amer. Spec paper.* 34, 1-131.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in Californie. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34, 185-188.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 46, 105-45.
- Hamdache, M., 1998a. Seismic hazad assessment for the main seismogenic zones in north Algeria. *Pure Appl. Geophys.* 152, 281-314.
- Hamdache, M., 1998b. Seismic hazard estimation in northern Algeria. *Nat. Hazards* 18, 119-114.
- Hamdache, M., Bezzeghoud, M., Mokrane, M., 1998. Estimation of Seismic hazard parameters in the northern part of Algeria. *Pure Appl. Geophys.* 151, 101-117.
- Hamdache, M., Retief, S.J.P., 2001. Site-specific seismic hazard estimation in the main seismogenic zones of north Algeria. *Pure Appl. Geophys.* 158, 1677-1690.

Hamdache, M., Peláez, J.A., Mobarki, M., Bellalem, F., accepté. Seismic parameters estimation in northern Algeria. Bulletin du Service Géologique National, Vol. 18 n°2, 2007.

Harbi, A. (2001): Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le Nord-Est Algérien Thèse de Magister, Institut des sciences de la terre, Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne(USTHB).

Harbi, A., 2006. Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la modélisation de l'Input Sismique dans les zones urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue. Thèse de Doctorat, Institut des sciences de la terre, Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne(USTHB).

Hatzimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Mountrakis, D.M., and Papazachos, B.C., 1985. The seismic parameter b of the frequency – magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece, Tectonophysics, 120, 141-151.

Hée, A., 1950, Catalogue des séismes algériens de 1850 à 1911,. Ann. Inst. Phys. Globe, Strasbourg, 6, 41–49

Jorgic, M., 2000. Evaluation of magnitude recurrence parameters based on a global earthquake catalog. Thèse de Master, Department of Earth sciences Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada.

Kanamori, H., Anderson, D.L., 1975. Theoretical Basis of Some Empirical relations in seismology. Bull. Seismol. Soc. Am. 65, 1073-1095.

Karnik V., 1969. Seismicity of the European area. Dordrecht, vol. I, 220 pp.; vol. II, 218 pp.

Kendall, M., Stuart, A., 1967. The advanced theory of statistics in inference and relationship. Vol. 2. Griffin, London.

Kijko, A., 1983. A modified form of the first Gumbel distribution: model for the occurrence of large earthquake. Part II. Estimation of parameters. Acta geophys, pol. 31, 27-39.

Kijko, A., Dessokey, M.M., 1987. Application of extreme magnitude distribution to incomplete earthquake files. Bull. Seismol. Soc. Am. 77, 1429-1436.

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.

Kijko, A., Sellevoll, M.A., 1992. Estimation of earthquake parameters from incomplete data files, Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. Bull. Seismol. Soc. Am. 82, 120-134.

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.

- Kijko, A., Graham, G., 1999. Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part II. Assessment of seismic hazard t specifies site. *Pure Appl. Geophys.* 154, 1-22.
- Kijko, A., Sellevol, M.A., 1992. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 120-134.
- Mckenzie, D.P., 1972: Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astronom., Soc.*, 30,109-185.
- Meghraoui, M., 1982: Etude néotectonique de la région nord-est d'El Asnam et relation avec le séisme du 10. 10.1980. Thèse de 3^o cycle, université de Paris, 210 p.
- Meghraoui, M., Cisternas, A., Philip, H., 1986. Seismotectonics of the lower Cheliff basin : structural bakground of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics* 5, 809-836.
- Meghraoui, M., 1988. Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie, tectonique active, paléosismologie et synthèse sismotectochnique. PhD dissertation, University of Paris-Sud.
- Meghraoui, M., Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. *J. Geophys. Res.* 101, 17617-17644.
- Mezcua, J., Martinez Solares, J.M., 1983. Seismicity of the Ibero-Magrebian area (in Spanish). Instituto Geográfico Nacional report, Madrid.
- Mogi, K., 1962. Magnitude-frequency relations for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bulletin of Earthquake Research Institute.* 40, 831-853.
- Mohammadioun, B., Pecker, A. 1993. Prévision du mouvement sismique au rocher à partir de mouvements forts actuellement disponibles. 3^{ème} colloque national AFPS, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France.
- Mortgat, C.P., Shah, H.C., 1979. A Bayesian model for seismic hazard mapping. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 69, 1237-1251.
- Nordquist, J.M., 1945. Theory of largest values applied to earthquake magnitudes. *Trans. Am. Geophys. Union* 26, 29-31.
- Norquist, J.M., 1945. Theory of largest values applies to earthquake risk in Canada. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59, 729-754.
- Page, R., 1968. Aftershocks and microaftershocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 1131-1168.
- Peláez, J.A., Hamadache, M., López Casado, 2003. Seismic hazard in northern Algeria using spatially smoothed seismicity results for peak ground acceleration. *Tectonophysics* 372, 105-119.
- Petrovski, D. Marcellini, A. 1988. Prediction of seismic movement of a site-Statistical approach. Seminar on the prediction of earthquakes. Lisbonne, Espagne.

Pisarenko, V.F., 1991. Statistical evaluation of maximum possible magnitude. *Izvestiya earth. Physics.* 27, 757-73.

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.

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.

Pisarnko, V.F., 1991. Statistical evaluation of maximum possible magnitude. *Izvestiya earth physics* 27, 757-763.

Reasenber, P.A., 1985. Second-order moment of cental California seismicity. *Geophys. J. Res.* 90, 5479-5495.

Roussel, J. (1973): Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie 1716-1970, *Bull. Soc. Hist. Nat.Afrique du Nord*, 64 , 11-227.

Rothé, J.P. (1950): Les séismes de Kherrata et la séismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie*, 4ème Sér., Géophysique, n. 3.

Sebetta, F. Pugliese, A. 1987. Attenuation of peak ground acceleration and velocity from Italian strong motion records. *Bull.Seismol.Soc.America* 77: 1491: 1513.

Shi.Y., Bolt,B.A., 1982. The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1677-1687.

Sholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfacturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 399-415.

Stepp, J.C., 1972. Analysis of completeness of the earthquake ample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard, *Proc. Microzonation Conf.*, Seattle WA. pages 897-909.

Tate, R.F., 1959. Unbiased estimation: function of location and scale parameters. *Ann. Math. Statist.* 30, 331-366.

Tento, A., Franceschina, L. and Marcellini, A. 1992. Expected ground motion evaluation for Italian sites", 10th World Conf. Earthq. Eng. 1, 489-494, Madrid

Tinti, S., Mulargia, F.,1985. Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 1681-1697.

Tirsatine, S., Yahiaoui, S., 2003. Estimation de l'aléa sismique en un site. Mémoire d'ingénieur en Probabilités et Statistiques, Faculté des Mathématiques Pures et Appliquées, Université des sciences et de la technologie Houari Boumedienne(USTHB)

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.

Utsu, T., 1966. A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups. Phys. J. Earth. 14, 37-40.

Vila, J.-M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Thèse Doct. Etat, Paris VI, 665 pp.

Weichert, D.H., 1980. Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observation period for different magnitudes. Bull. Seismol. Soc. Am. 70, 1337-1346.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seismol. Soc. Am. 84, 974-1002.

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.