

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



UNIVERSITÉ FERHAT ABBAS SETIF-1

FACULTÉ D'ARCHITECTURE ET DES SCIENCES DE LA TERRE

THÈSE

Présentée au Département de Géologie

Pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT

Domaine : Sciences et Technologie

Filière : Géologie

Option: Géo-ressources

Par

Sahra AOURARI

Thème

Analyse et cartographie de la zone de faille sud constantinoise:
néotectonique, impact en aléa sismique

Soutenue le /12/02/2025

	Devant le Jury		
CHARAF CHABOU Mouley	Professeur	Univ.Ferhat Abbas Sétif-1	Président
MACHANE Djamel	Directeur de Recherche	CGS	Directeur de Thèse
HADDOUM Hamid	Professeur	Univ. Houari Boumediene	Co-Directeur de Thèse
HADJI Riheb	Professeur	Univ.Ferhat Abbas Sétif-1	Examineur
BENDAOU D Abderrahmane	Professeur	Univ.Houari Boumediene	Examineur
BERSI Mohand	Maitre de Conférences	Univ.Ferhat Abbas Sétif-1	Examineur

Remerciements

Au nom d'Allah le Miséricordieux, très Miséricordieux à qui je reconnais sa sagesse divine pour m'avoir éclairé le chemin et m'avoir apporté forces dans tout ce que j'entreprends.

À l'issue de ce travail de thèse, je voudrais remercier tous ceux qui de près ou de loin m'ont aidé à le finaliser. Je commence par exprimer mes remerciements aux membres de Jury.

Mes vifs remerciements vont au Professeur Chabou, Doyen à l'Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre de l'Université de Ferhat Abbas (UFAS 1)-Sétif, pour avoir accepté de présider ma soutenance. Aussi je voudrais lui exprimer ma reconnaissance pour m'avoir donné l'opportunité de rejoindre le Laboratoire "Géo-matériaux" de l'Institut

Je voudrais exprimer ma reconnaissance au Dr. Machane Djamel, Directeur de Recherche et Chef d'équipe Néotectonique et Géologie du Quaternaire au CGS et Directeur de cette thèse. Je remercie Monsieur Machane pour la proposition du sujet, son soutien tout au long de la réalisation de cette thèse. Également je voudrais lui exprimer ma gratitude, pour avoir toujours partagé ses idées, son aide constante à surmonter les obstacles, ses remarques de qualités et sa collaboration qui ont considérablement progressé mes travaux de recherche pendant toutes ces années ensemble au CGS.

Ma reconnaissance au Pr. Haddoum Hamid, Co-Directeur de cette thèse, et avant tout mon enseignant en Géologie structurale il y a des années de ça. Je suis très reconnaissante pour ses conseils ainsi que ses encouragements tout au long de mon parcours depuis la graduation et durant mon mémoire d'ingénieur et aussi durant mon master.

Mes considérables remerciements au Pr. Ben Daoud Abderrahmane de l'Institut des Sciences de la Terre (FSTGAT) de l'USTHB, d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Mes vifs remerciements vont au Pr. HADJI Riheb et à Dr. BERSI Mohand, Maître de Conférences à l'Institut pour avoir accepté l'évaluation de ce travail. Je prolonge à exprimer mes remerciements au Pr. Hadji pour ses conseils durant le déroulement des cours de la post graduation au Laboratoire de Géologie à l'Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre de l'Université de Ferhat Abbas (UFAS 1)-Sétif.

Mes profonds remerciements au Dr. Ait Méziane Yamine, Directrice de Recherche au Département Génie Sismique au CGS. Je remercie Madame Ait Méziane pour ses conseils et son soutien. Mes remarquables remerciements destinés au Pr. Zaagane Mansour de la Faculté des Sciences de la Nature et de la vie, de l'Université de Mascara, pour ses encouragements.

Je remercie tout le staff de l'institut, pour leurs dévouements durant les conférences sur la Géologie des Maghrébides et les manifestations scientifiques en particulier durant le stage de terrain sur la chaîne des Babors organisé en Novembre 2017 et assuré par Dr. Kirèche qu'il trouve ici toute ma considération pour les discussions qui m'ont permis de progresser dans mes connaissances de terrain sur la Géologie des Babors.

Je remercie infiniment tous mes collègues chercheurs et administrateurs du CGS d'Alger et de Constantine pour leurs encouragements. Je remercie particulièrement mon collègue Dr. Benfedda pour ses précieux renforts en Sismologie.

Enfin, je dédie ce modeste travail de thèse à mes défunts parents qu'Allah leur préserve une place dans son vaste paradis, à Nemssou merci d'être à mes côtés. Je le dédie à ma famille, à mes amies et amis, merci infiniment à tous.

Sahra

Résumé

Le but recherché dans cette thèse est l'étude des failles potentiellement sismiques de la région de Constantine qui a enduré des séismes de magnitudes assez fortes dans le passé. Étant donné que d'authentiques failles d'âge alpin déjà cartographiées montrent des indices d'activité récente (plio-quadernaire). Certaines de ces failles néotectoniques sont identifiées actives et d'autres sont soupçonnées potentiellement actives feront l'objet de prospection. Ensuite elles sont évaluées et intégrées dans une cartographie aléa sismique adaptée.

C'est une étude pluridisciplinaire appliquée sur les affleurements de failles, qui s'appuie sur les particularités morphologiques et les indications géologiques adoptées en tectonique active. La méthodologie combine l'analyse géomorphologique par télédétection à l'analyse structurale opérée sur les cartes géologiques et sur les affleurements de failles ainsi que l'analyse spatio-temporelle de la sismicité.

L'étude soulève un certain nombre de remarques relatives à la structuration post-nappes de l'Atlas tellien de l'Est algérien principalement les bassins constantinois (le bassin de Mila-Constantine et le bassin d'Ain Mlila). La démonstration de l'activité néotectonique par la contribution de failles bordières d'âge alpin et leur classement entant que failles potentiellement sismiques. L'analyse sismotectonique consacrée à l'analyse spatio-temporelle de la sismicité et à l'inventaire des sources sismiques, a permis d'une part de confirmer le caractère actif de certaines de ces failles, c'est le cas du Front de nappes dans le nord constantinois, la Faille d'Ain Smara dans le sud Constantinois. D'autre part la mise en évidence d'une structure néotectonique qu'on suppose active qu'est la Faille Nord Telaghma dans le sud Constantinois.

L'évaluation de l'aléa sismique de la région par la méthode probabiliste est effectuée à partir d'un modèle de sources sismiques (failles et zones) combiné avec les équations de prédictions des mouvements forts récemment développés.

ملخص

الهدف من هذه الأطروحة هو دراسة الصدوع الزلزالية المحتملة في منطقة قسنطينة التي تعرضت لزلزلات ذات شدة قوية إلى حد ما في الماضي. بالنظر إلى أن الصدوع الأصلية لعصر الألبى التي تم رسمها بالفعل تظهر مؤشرات على نشاط حديث (العصر البليوسيني -العصر الرباعي). تم تحديد بعض هذه الصدوع التكتونية الحديثة على أنها نشطة والبعض الآخر يشتبه في أنها قد تكون نشطة وستخضع للتنقيب. ثم يتم تقييمها ودمجها في خريطة المخاطر الزلزالية المناسبة. إنها دراسة متعددة التخصصات يتم تطبيقها على أنواع الصدوع، والتي تعتمد على الخصائص المورفولوجية والمؤشرات الجيولوجية المعتمدة في التكتونيات النشطة. تجمع المنهجية بين التحليل الجيومورفولوجي عن طريق الاستشعار عن بعد والتحليل الهيكلي الذي يتم إجراؤه على الخرائط الجيولوجية والتنوعات الصدعية بالإضافة إلى التحليل المكاني والزمني للزلزلات.

تثير الدراسة عددا من الملاحظات المتعلقة بالهيكلية اللاحقة لأطلس تـل شرق الجزائر، خاصة أحواض قسنطينة (حوض ميلة- قسنطينة وحوض عين مليلة). إثبات النشاط النيوتكتوني من خلال مساهمة الفوالق الحدودية ذات العمر الألبى وتصنيفها كفوالق محتملة للزلزلات

إن التحليل الزلزالي التكتوني المخصص للتحليل الزلزالي الزمني المكاني وحصر المصادر الزلزالية، مكن من تأكيد الطبيعة النشطة لبعض هذه الصدوع، وهذا هو الحال في جبهة ناب شمال قسنطينة صدع عين السمارة جنوب قسنطينة. ومن ناحية أخرى، تم تحديد بنية تكتونية جديدة يفترض أنها نشطة، وهي صدع التلاغمة الشمالي بجنوب قسنطينة.

يتم تقييم الخطر الزلزالي للمنطقة بالطريقة الاحتمالية باستخدام نموذج المصدر الزلزالي (الصدوع والمناطق) بالإضافة إلى معادلات التنبؤ بالحركة القوية التي تم تطويرها مؤخرا.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1-4
Problématique.....	1
Contexte, but et motivation de l'étude	2
Organisation de la thèse.....	4
PARTIE 1: GENERALITES SUR L'ALEA SISMIQUE	5-23
Introduction.....	6
I.1. Séismes et tectonique des plaques.....	7
I.2. Contraintes et déformations tectoniques.....	8
I.3. Rupture de contraintes et séisme.....	9
I.4. Cycle sismique.....	10
I.5. Paramètres d'un séisme.....	11
I.6. Facteurs choisis dans l'évaluation de l'aléa sismique.....	13
I.6.1. Intensité macrosismique.....	13
I.6.2. Magnitude de moment (M_w).....	14
I.6.3. Ondes sismiques et les effets de site.....	15
I.6.4. Fréquence.....	17
I.6.5. Les mécanismes au foyer.....	18
I.6.6. Déformation sismique et rebond élastique.....	18
I.6.7. Sources sismiques : Failles actives.....	19
I.6.8. Récurrence et période de retour.....	22
I.6.9. Paléosismologie.....	22
I.6.10. Activité sismique des failles néotectoniques	23
Conclusion.....	23
PARTIE II : GEODYNAMIQUE ET GELOGIE REGIONALE	24-58
CHAPITRE 1 : GÉODYNAMIQUE ACTUELLE ET CONTEXTE SISMOTECTONIQUE	25
II. 1.1. Évolution géologique de la marge maghrébine.....	25
II. 1.1.1. Convergence cénozoïque.....	26
II. 1.1.2. Formation de la Méditerranée.....	27
II. 1.2. Histoire géologique de la chaîne tellienne et de la marge algérienne.....	27
II. 1.2.1. Chaîne tellienne : Marge Téthys maghrébine	27
II. 1.2.2. Bassin Algéro-Provençal: marge actuelle	30
II.1.3. Modèles géodynamiques et Cinématique actuelle de la Méditerranée occidentale.....	32
II.1.4. Tectonique active dans le nord algérien.....	34
II.1.4.1. Sismicité.....	36
II.1.4.2. Cadre sismotectonique du Constantinois.....	38
CHAPITRE 2 : CADRE GEOLOGIQUE	39
II. 2.1. Historique des travaux géologiques sur le Constantinois.....	39
II. 2.2. Géologie régionale.....	40
II. 2.2. 1. Introduction.....	40
II. 2.2. 2. Ensembles structuraux des Maghrébides de l'Est l'Algérie.....	42
A. Kabylides.....	43
A1. Paléozoïque.....	44
A2. Chaîne calcaire.....	44
A3. Molasse et Olistostromes.....	44
B. Domaine des flyschs sud kabyles.....	45
C. Domaine tellien.....	46
D. Le domaine de l'Avant pays allochtone.....	47
E. Domaine des Hautes Plaines.....	49
F. Domaine de l'Avant pays autochtone et l'Atlas saharien.....	50
G. Magmatisme néogène.....	51
H. Bassins post nappes.....	53
II. 2.3. Géologie locale.....	54
II. 2.3. 1. Le Substratum tellien.....	55
II. 2.3.2. Les dépôts post nappes.....	58
PARTIE III : EVALUATION NEOTECTONIQUE DES FAILLES BORDIERES	63-125
CHAPITRE 1 : EVALUATION MORPHOTECTONIQUE	64
Introduction.....	64

III.1. 1. Géomorphologie d'une zone active.....	65
A. Fronts montagneux	65
B. Escarpements de failles.....	66
B.1. Escarpements de failles primitifs.....	66
B2. Escarpements de failles résiduels.....	66
B3. Escarpements de failles à facettes triangulaires.....	66
C. Anomalies du réseau hydrographique.....	67
III.1.2. Approche morphotectonique dans la définition d'une zone tectonique active.....	68
III.1.3. Analyse morphotectonique de la zone d'étude.....	70
III.1.3.1. Particularités orographiques.....	74
III.1.3.2. Particularités hydrographiques.....	75
Conclusion.....	77
CHAPITRE 2 : ANALYSE STATISTIQUE DES LINEAMENTS MORPHOTECTONIQUES.....	79
III.2.1. Méthodologie	79
III.2.2. Analyse.....	81
III.2.2.1. Cartographie.....	81
III. 2.2.2. Analyse statistique.....	81
III.2.3. Interprétation des résultats	84
CHAPITRE 3: ANALYSE PHOTOGEOLOGIQUE.....	86
III.3. 1. Présentation géologique de la région d'étude.....	86
III.3.2. Structures néotectoniques.....	87
III.3.Méthodologie	92
III.4. Analyse et Interprétation de la carte photogéologique.....	93
III.5. Réajustement des structures morphotectoniques aux failles de la région et à la sismicité.....	94
Conclusion.....	95
CHAPITRE 4 : ANALYSE NEOTECTONIQUE ET CARTOGRAPHIE DES FAILLES BORDIERES.....	97
III.4.1. Introduction.....	97
III.4.2. Analyse structurale.....	98
III.4.2. 1. Examen des cartes géologiques.....	99
III.4.2. 2. Investigations de terrain dans le sud constantinois.....	102
A. Région d'El Khroub-Constantine.....	102
Coupe El Guerrah	102
Coupe El Guerrah-Source Sidi M'hamed	103
Coupe Oued H'mimine.....	105
Coupe Ouled Rahmoun.....	106
B. Région d'Ain Smara.....	106
Coupe Djebel Chettabah.....	107
C. Région Nord Telaghma.....	108
Coupe Toukouia sud.....	108
Discussion: Rupture en surface de la Faille Nord Telaghma (FNT)	111
Coupe Maziout nord.....	112
D. Région d'Oued Seguen.....	115
Coupe Felten nord	115
Coupe Felten sud	117
Coupe Oued Seguen.....	118
E. Région d'Ain Mlila.....	120
Coupe Plaine Ain Mlila.....	120
III.4.2. 3. Investigations de terrain dans le nord constantinois	121
Limite nord bassin de Mila	121
Coupe Oued El Kébir	122
Coupe Oued Enndja.....	123
Conclusion.....	124
Chapitre 5: Sismicité dans le constantinois.....	126
III.5.1. Introduction.....	126
III.5.2. Analyse spatio-temporelle de la sismicité.....	127
III.5.2. 1. Analyse en fonction de la magnitude.....	127
III.5.2. 2. Analyse en fonction de la profondeur.....	127
III.5.2. 3. Analyse de la fréquence.....	133
Conclusion.....	135
PARTIE IV: Apport de l'analyse néotectonique dans l'évaluation alea sismique.....	137-183

Chapitre 1: Modélisation des sources sismiques	138
IV.1. Introduction.....	138
IV.2. Zonage sismotectonique.....	141
IV.2. 1. Principe du zoning.....	141
IV.2. 2. Modélisations des sources sismiques.....	142
IV.2. 3. Estimation du pendage.....	142
IV.2. 4. Estimation de la profondeur.....	143
IV.2. 5. Estimation de la magnitude maximale	143
IV.3. Sources sismiques du Constantinois.....	145
IV.3. 1. Lignes sources	145
Ligne source Sud-Kabyle	146
Ligne source d'Ain Smara.....	146
Ligne source Tamlouka.....	146
Ligne source Sigus	147
Ligne source Nord Djemila	147
Ligne source Djebel Youcef	147
Ligne source Sebhket Djendli	147
Sources sismiques offshore	147
IV.3. 2. Zones sources	150
Zone source Sud Constantinois	151
Zone source Nord Constantinois	152
Zone source Hautes Plaines Constantinoises	152
Conclusion.....	152
Chapitre 2 : Evaluation de l'aléa sismique par l'approche probabiliste	153
IV.2. 1. Introduction.....	153
IV.2. 2. Historique de l'évaluation aléa sismique du nord algérien.....	154
IV.2. 3. Caractéristiques du domaine actif Nord-Est algérien.....	157
IV.2. 4. Évaluation de la sismicité historique	158
IV.2. 4. 1. Catalogue de la sismicité.....	158
A. Evaluation de la complétude des données.....	158
B. Définition des magnitudes maximales et minimales	161
IV.2. 4. 2. Carte de sismicité historique	162
A. Méthodologie	162
B. Analyse	163
IV.2. 4. 3. Carte des intensités historiques maximales	164
A. Approche	164
B. Analyse.....	165
C. Résultats et discussions.....	166
IV.2. 5. Modèle de source sismique	168
Modèle de Zone de surface.....	168
A. Zone source d'Offshore- Nord Constantinois (ZI).....	169
B. Zone source du Sud Constantinois (ZII).....	169
C. Zone source des Hautes Plaines Constantinoises et Atlas (ZIII).....	169
D. Paramètres de sismicité.....	170
IV.2. 6. Estimation de l'aléa.....	172
IV.2. 6.1. Concept.....	173
IV.2. 6.2. Sélection des lois d'atténuation (Ground Motion Prédiction Equation	174
A. Équation de Laouami et al. (2018)	174
B. Équation d'Akkar et al. (2014)	174
C. Équation de Boore et al. (2013)	175
IV.2. 6.3. Traitement des incertitudes et élaboration de l'arbre logique.....	175
IV.2. 6.4. Résultats et discussion.....	176
A. Courbe d'aléa sismique.....	177
B. Spectre de réponse	179
IV.2. 6.5. Carte de l'Aléa.....	180
IV.2. 6.6. Carte d'Aléa de la région d'étude	182
Conclusion	183
CONCLUSION GENERALE.....	185- 187
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	188- 207
ANNEXES.....	208- 218

INTRODUCTION GENERALE

Problématique

Un séisme est un phénomène géologique aléatoire perceptible physiquement par des vibrations du sol causées par la libération d'énergie accumulée dans la croûte terrestre et englobe l'ensemble des manifestations, y compris son origine, sa propagation et ses effets (Stein and Wysession, 2003).

On est constamment démunis face au séisme qui est perçu par le tremblement de la terre, surtout s'il s'agit d'une grande secousse. En raison de sa complexité, il est impossible de le prédire. Alors, son étude est plus attachée à la physique et à l'interaction des événements sismiques les uns avec les autres dans un contexte tectonique actif (Scholz, 2002). En fait, les séismes peuvent interagir lorsqu'ils influencent les contraintes mécaniques dans la croûte terrestre (King et al., 1994), ce qui peut en conséquence déclencher un autre séisme (dit déclenché ou induit) ou provoquer des répliques (Freed, 2005).

Le séisme, extrêmement bref (quelques secondes, généralement moins d'une minute), se produit d'une manière récurrente le long d'une rupture de faille géologique qui atteint la limite des contraintes qu'elle peut accumuler (Aki and Richards, 2002). La différenciation entre les failles sismiques et asismiques reste parmi les problèmes géologiques les plus compliqués (Meghraoui et al., 1996).

Dans le contexte nord-algérien sismiquement actif, les travaux effectués suite aux forts séismes d'El Asnam (1980) et de Zemmouri (2003) ont apporté considérablement d'informations sur la sismologie des structures géologiques récentes de l'Atlas tellien. Ainsi, le zonage sismique dans ces régions a été largement reconsidéré et réévalué (Ayadi et al., 2008). Cependant, les autres régions de l'Atlas modérément sismiques, n'ayant pas été suffisamment explorées, restent relativement inconnues.

En fait, les travaux sismotectoniques dans le nord-algérien sont effectués en totalité dans l'Atlas tellien. Ils ont démontré les relations entre les événements sismiques majeurs et les structures géologiques et ont soulevé deux équivoques : (i) les séismes historiques modérés ($4.5 < M < 6.5$) sont fréquents et répétés dans les mêmes régions (Harbi, 2001); (ii) les régions sismiquement

actives correspondent à des zones intensément déformées, mais présentent des structures tectoniques quaternaires aveugles ou cachées (Meghraoui et al., 1986 ; Meghraoui, 1988).

Pour une évaluation réaliste de l'aléa sismique, qui dépend nécessairement des caractéristiques physiques des tremblements de terre et de la compréhension des failles sismiques ou "failles actives", les chercheurs dans le domaine de l'aléa sismique ont développé des méthodes et approches spécifiques (Cornell, 1968). L'approche probabiliste consiste en une évaluation totale d'une région sismiquement active en se basant sur les failles géologiques et en les identifiant par la suite en différentes classes : failles actives, soupçonnées actives ou supposées actives à failles asismiques (Reiter, 1990).

La thèse soulèvera l'importance des profondeurs des séismes pour la connaissance de la limite de transition fragile-ductile à l'échelle de la chaîne de montagnes (Sibson, 1982). En effet, généralement, les failles actives sont d'ampleur régionale à lithosphérique, ainsi elles peuvent s'étendre jusqu'à cette zone, ce qui permettra par conséquent de connaître la nature de la croûte lithosphérique de la chaîne tellienne et voire la profondeur du Moho (Meghraoui et al., 1996).

Contexte, but et motivation de l'étude

La thèse exposera la tectonique active dans une région appartenant à l'Atlas tellien oriental au regard des observations et analyse de la déformation néotectonique. Cette déformation est forcément la conséquence de l'activité sismique dans la région durant le Néogène et le Quaternaire.

Le Constantinois est la zone d'étude choisie ; c'est un domaine connu par sa sismicité modérée. Des exemples de zones de failles actives ou supposées actives se manifestent aux bordures des bassins de Mila – Constantine, Telaghma. Ceci permettra de proposer un modèle néotectonique expliquant la formation de ces zones de déformation tectonique.

L'objectif est de contribuer à l'identification, la cartographie et la caractérisation géométrique des structures néotectoniques qui présentent un rôle dans la sismicité actuelle.

Il s'agit plus de faire la reconnaissance géologique et d'apporter des éléments de réflexion sur les phases tectoniques plio- quaternaires ayant joué un rôle dans la structuration à l'échelle régionale. Pour cerner au mieux les zones de déformation actives et approcher une meilleure évaluation sismique régionale et une contribution à la réglementation parasismique algérienne.

Afin de contraindre ces zones de failles, l'analyse combinera différentes méthodes selon l'approche probabiliste :

- (1) L'observation directe sur le terrain des failles géologiques actives.
- (2) L'emploi de la télédétection et des modèles numériques de terrain pour un examen de la topographie et la morphologie des zones de failles. En fait, les modèles peuvent aider à discriminer sur de grandes surfaces l'empreinte de ces failles dans le paysage mais aussi de détecter dans certains cas la cinématique de la faille et même de discerner le comportement mécanique du matériau géologique (la roche) en réponse aux mouvements de ces failles.
- (3) Il est aussi question de s'intéresser à la déformation qui siège à des profondeurs <5km par le biais des mécanismes aux foyers d'un nombre de séismes modérés ($M_w \geq 4.5$) publiés. Cette donnée permettra d'estimer les conditions aux limites de la transition fragile-ductile dans ce secteur de l'Atlas tellien.
- (4) Les résultats néotectoniques effectués dans la partie géologique de la thèse seront repris sous dans la partie consacrée à l'évaluation aléa sismique.

Ce projet de thèse est valorisé par deux publications et des communications nationales (Univ Sétif, Univ Mila), et internationales (Tunisie en novembre 2018; Iran en novembre 2019).

Organisation de la thèse

La thèse comprend des chapitres qui décrivent la néotectonique des bassins plio-quadernaires et l'estimation de l'aléa sismique de la région de Constantine. Après une introduction générale qui est un préalable, avec la problématique et les objectifs de l'étude et enfin une conclusion générale avec présentation des principaux résultats en y ajoutant les perspectives, elle est structurée en quatre parties

La partie I comprend des généralités sur l'aléa sismique sous forme de définitions et quelques théories sur l'aléa sismique.

La partie II synthétise la géodynamique et la géologie régionale et comprend un chapitre sur l'évolution géodynamique dans le contexte de la Méditerranée occidentale et un chapitre sur la

géologie régionale de la chaîne des Maghrébides de l'Est algérien dont fait partie le Constantinois la région d'étude.

La partie III est consacrée à l'évaluation néotectonique des failles bordières et la néotectonique dans le Constantinois. Les trois premiers chapitres s'articulent sur l'évaluation néotectonique par les analyses ; statistique des linéaments morphotectoniques, photogéologique et cartographie des failles bordières. Les chapitres exposent à travers la télédétection et les données numériques de terrains pour la visualisation des zones de failles à l'interface entre les massifs telliens et néritiques, au nord et au sud des bassins constantinois et l'emploi du SIG, pour l'assemblage des données (géologie, géomorphologie, tectonique, failles actives, sismicité... etc.). La partie est cloturée par un chapitre sur la sismicité dans le constantinois témoignant de l'activité tectonique actuelle.

La partie IV abordera l'apport de l'analyse néotectonique dans l'évaluation aléa sismique ; comprend un chapitre sur la caractérisation des failles actives (susceptibles de générer des séismes) et leur modélisation en sources sismiques ou potentiellement sismique. Le second chapitre sur l'estimation de l'aléa sismique régional selon l'approche probabiliste. Il porte sur l'évaluation de la sismicité historique et les paramètres de l'aléa sismique, telles que l'accélération sismique maximale, la période de retour, et la distribution spatiale de l'aléa. Le résultat est représenté sous forme de cartes d'aléa sismique représentant la probabilité de survenance de différents niveaux d'accélération sismique dans la région d'étude.

PARTIE 1 : GENERALITES SUR L'ALEA SISMIQUE

Introduction

La partie synthétise le concept de l'aléa sismique « seismic hazard » qui désigne la probabilité qu'un séisme de caractéristiques spécifiques (magnitude, durée, l'intensité...etc.) se produise dans une région donnée sur une période de temps déterminée (Reiter, 1990).

L'objectif de cette synthèse est pour se familiariser aux notions utilisées en aléa sismique notamment dans la partie IV réservée à l'estimation de l'aléa sismique de la région d'étude.

Les séismes tectoniques résultent de la géodynamique interne et se localisent quasiment dans la partie superficielle de la croûte terrestre et les discontinuités lithosphériques (failles) sont les sources (Shearer, 2009).

L'analyse de l'aléa sismique intègre de nombreux facteurs clés qui sont expliqués par la sismologie et la tectonique (Kanamori, 1977). Ces facteurs sont :

- Les mouvements des plaques lithosphériques et les foyers des séismes à l'échelle du globe terrestre.
- La limite fragile – ductile dans la croûte terrestre comme un indicateur de tectonique active.
- Le processus de rupture de contrainte suivi de la libération d'énergie sismique et vibration sismique.
- Les paramètres physiques des séismes ; à savoir la magnitude, la profondeur à laquelle s'est produit un séisme (car les séismes superficiels tendent à causer plus de dégâts que les séismes profonds).
- La magnitude de moment et le concept du moment sismique qui décrit de façon purement mécanique un séisme.
- Le concept de l'estimation de la probabilité d'occurrence de séismes futurs.
- La propagation des ondes sismiques et leurs atténuations avec la distance depuis l'épicentre.
- Les effets de site qui influencent le parcours des ondes sismiques en raison des conditions géologiques.
- Le modèle du rebond élastique pour expliquer la relation séisme et failles géologiques et la description du mécanisme du déplacement qui précise les paramètres à la source. Ce dernier concept permet de mieux comprendre la nature et la géométrie de faille active.

I.1. Séismes et tectonique des plaques

Les séismes tectoniques, marqueurs des mouvements de la Terre, sont associés aux limites des plaques lithosphériques. La théorie de la tectonique des plaques divise la surface terrestre en une douzaine de grandes plaques et de nombreuses microplaques en mouvement constant (Le Pichon et al., 1973 ; McKenzie and Parker, 1967) (annexe I.1a).

Les plaques lithosphériques, considérées comme « rigides » sont composées de roches relativement légères, reposent sur le manteau terrestre « ductile » constituée de roches solides mais suffisamment chaudes pour se déformer à long terme (Turcotte and Schubert, 2002). Sous l'effet des températures et des pressions élevées, le manteau se comporte comme un « fluide visqueux » sur des échelles de temps géologiques.

Le moteur de cette mobilité est l'ensemble des contraintes tectoniques qui génèrent les déplacements des plaques. Ces contraintes sont principalement induites par les courants de convection au sein de l'asthénosphère (Davies, 1999). Ces courants sont provoqués par la chaleur évacuée par la désintégration radioactive des éléments présents dans le manteau (Schubert et al., 2001). Les cellules de convection, situées sous la lithosphère (entre 100 et 200 km de profondeur, où la température avoisine 1300 °C), sont responsables des mouvements ascendants et descendants du manteau (annexe I.1b).

L'activité sismique à la surface du globe présente une distribution non homogène : elle est principalement concentrée le long des limites des plaques tectoniques et diminue vers l'intérieur des continents (Gutenberg and Richter, 1954). La majorité des séismes se produisent dans des contextes tectoniques bien définis (Lay and Kanamori, 1981 ; Tapponnier et al., 1986 ; Barka, 1996 ; Chorowicz, 2005)

- Zones d'accrétion océanique (ex.: dorsales médio-océaniques) (Parsons and Sclater, 1977),
- Rifts continentaux (ex.: vallée du Rift est-africain),
- Zones de subduction (ex.: fosse du Japon, fosse du Chili),
- Failles transformantes océaniques (ex.: faille de San Andreas)
- Zones de coulissage intracontinentales (ex.: faille nord-anatolienne,
- Chaînes de montagnes jeunes (ex.: Himalaya, Alpes).

I.2. Contraintes et déformations tectoniques

Les forces ou pressions ou contraintes "tectonic stress" subsistent aux limites des plaques lithosphériques. À partir des rides médio-océaniques, dérivent les contraintes "natives" qui entraînent au fur et à mesure les mouvements relatifs des plaques. Par la suite, les déplacements d'une plaque produisent localement des accumulations de contraintes qui sont maintenues sur les roches de sa croûte terrestre (annexe I.2a).

Les contraintes tectoniques sont de trois types: (i) des contraintes extensives (tension) qui engendrent de l'écartement ou la divergence des blocs rocheux et elles s'exercent par exemple sur la lithosphère des dorsales océaniques et les rifts continentaux (Turcotte and Schubert, 2014). (ii) des contraintes compressives (pression) qui engendrent le rapprochement ou la convergence et elles agissent par exemple sur la lithosphère des zones de subduction des chaînes de montagnes actives formées par collision (Fossen, 2016). (iii) les contraintes transformantes qui convertissent le mouvement extensif dérivant de la ride médio-océanique en un mouvement de coulissage et elles agissent sur les failles décrochantes d'ampleur globale, telles que la faille de San Andreas (USA) et la faille des Açores qui sont aussi des limites de plaques (Scholz, 2019).

Sous l'effet du mouvement relatif des plaques tectoniques, les roches de la croûte terrestre résistent aux contraintes des déplacements par la déformation "strain" accumulée le long de failles géologiques (Means, 1976) (annexe I.2b). Dans la partie superficielle de la croûte, les roches présentent un comportement élastique et elles répondent à la loi du rebond élastique (Molnar et al., 2015). C'est-à-dire qu'une fois les contraintes exercées dépassent les forces de résistance des roches, alors le seuil critique d'élasticité est atteint ; elles cèdent brutalement et le déplacement le long de la cassure se produit (Reid, 1910 in Liu, 2014).

Les forces de friction "frictional forces", ou de frottements, sont les principales forces de résistance qui s'opposent aux contraintes de mouvement tectonique. Elles sont influencées par des facteurs intrinsèques tels que la rugosité des surfaces et la présence de fluides interstitiels dans les roches (Smith and Doe, 2019, ref. therein). Ainsi, la présence d'eau peut réduire la friction des roches le long d'une faille et changer sa résistance de deux manières: (i) l'eau piégée dans les fissures de la roche réduit la friction et facilite la rupture et aussi (ii) l'eau souterraine, en s'infiltrant dans une faille, peut agir comme un lubrifiant, ce qui faciliterait le déclenchement des mouvements le long de la faille et favoriserait potentiellement le glissement voire la survenue d'un séisme (Sibson, 1973).

En profondeur, les roches possèdent un comportement de plus en plus souple et se déforment d'une manière continue et plastique en réponse aux contraintes exercées. Elles se déforment d'une manière continue et souple par la formation des plis (Twiss and Moores, 2007). Dans les niveaux inférieurs de la croûte terrestre, à la zone de transition lithosphère-asthénosphère, les roches sont sous le fluage tectonique. Le fluage "creeping" caractérise des zones de subduction et de collision. C'est un mouvement continu et lent se produisant sur de longues périodes du temps géologique. En fait, il s'agit d'un phénomène asismique où les roches sont soumises aux contraintes cumulées, conditionnées par la température ainsi que la pression et la composition chimique de la croûte inférieure (Caniven, 2014 and ref. therein). En réponse à cela, elles présentent un comportement ductile, c'est-à-dire qu'elles accommodent la déformation de façon régulière par glissement continu sans produire de séismes (Burgmann and Dresen, 2008).

Il est à signaler que le fluage asismique (annexe I.2c) et l'eau sont deux facteurs qui s'associent parfois comme ils peuvent avoir un rôle séparément dans le changement des propriétés mécaniques des roches le long d'une faille, ce qui contribue à l'accélération de son activité et à influencer la fréquence et la magnitude des séismes.

I.3. Rupture de contraintes et séisme

La rupture des contraintes le long des failles correspond au processus par lequel l'énergie accumulée est soudainement libérée sous forme d'ondes sismiques. Elle se produit lorsque les roches atteignent leur limite de déformation élastique et ne peuvent plus supporter les contraintes tectoniques exercées (Scholz, 2019). Lorsque cette limite est dépassée, les blocs rocheux de part et d'autre de la faille glissent brusquement, entraînant la libération instantanée de l'énergie accumulée (Dasgupta et al., 2019).

La déformation élastique de la croûte terrestre est maintenue tant que les contraintes accumulées restent inférieures aux forces de résistance. Cependant, lorsque la force exercée dépasse la résistance des roches, celles-ci se fracturent brutalement, générant un déplacement le long de la faille (Kanamori and Brodsky, 2004). Ce phénomène est décrit par la théorie du rebond élastique, initialement proposée par Reid (1910), qui explique la mécanique des séismes en lien avec l'accumulation et la libération des contraintes tectoniques.

La rupture sismique se manifeste par un déplacement brusque qui peut varier de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres. L'énergie libérée se dissipe sous forme de chaleur due

au frottement des blocs rocheux et sous forme d'ondes sismiques qui se propagent à travers la Terre jusqu'à la surface (Sibson, 1982 ; Stein and Wysession, 2003). Après un séisme, la faille se bloque à nouveau jusqu'à ce qu'un nouveau cycle d'accumulation des contraintes conduise à une nouvelle rupture (Turcotte and Schubert, 2014).

I.4. Cycle sismique

Le cycle d'une faille (annexe I.4) qui peut durer de 10 à 1 000 ans, permet d'évaluer la récurrence des séismes et constitue un élément clé dans l'estimation de l'aléa sismique d'une région. L'un des principaux modèles explicatifs est celui du rebond élastique, développé par Harry Fielding Reid suite au séisme de San Francisco en 1906 (Reid, 1910). Ce modèle décrit une succession récurrente de phases de chargement, déchargement et relâchement des contraintes accumulées le long d'une faille active (Scholz, 2019).

1. Phase cosismique

La rupture sismique est un événement instantané qui se produit lorsque l'accumulation de contraintes tectoniques dépasse la résistance des roches (Kanamori and Brodsky, 2004). La libération soudaine d'énergie sous forme d'ondes sismiques provoque un glissement sur la faille et un rebond élastique des roches environnantes pour compenser ce mouvement (Lay and Wallace, 1995). Cette phase peut entraîner des effets secondaires tels que des glissements de terrain, des tsunamis, des effondrements de bâtiments et la rupture de barrages (Stein & Wysession, 2003).

2. Phase post-sismique

Après un séisme, la faille entre dans une phase de relaxation des contraintes avec le déchargement de la faille.. Une fois la rupture sismique a lieu et l'énergie accumulée est complètement libérée ; les roches broyées commencent à se ressouder progressivement et des réajustements visco-élastiques se produisent (Freed, 2007). Cette phase s'accompagne souvent de répliques sismiques (aftershocks), qui résultent de la libération de l'énergie résiduelle accumulée dans la croûte terrestre (Peng and Gomberg, 2010). Ces répliques peuvent durer de quelques jours à plusieurs mois, selon la magnitude du séisme principal (Marone, 1998). Une fois l'activité des répliques diminuée, la faille retrouve un état de stabilité relative.

3. Phase intersismique

Cette phase, souvent appelée période de repos, est caractérisée par une faible activité sismique, voire une accalmie totale. Pendant cette période, la faille est bloquée par les forces de friction et les roches subissent une déformation élastique sous l'effet des contraintes tectoniques qui s'accumulent lentement (Savage and Burford, 1973).

4. Phase pré-sismique

À mesure que la contrainte augmente, la faille entre dans une phase de pré-sismicité, marquée par une augmentation progressive des micro-séismes et des déformations de la croûte terrestre (Dieterich, 1994). Cette phase précède immédiatement le seuil critique de rupture.

5. Phase de rupture et début d'un nouveau cycle

Lorsque les contraintes atteignent un seuil critique, elles dépassent la résistance des roches et déclenchent un nouveau séisme. L'énergie accumulée est brusquement libérée sous forme d'ondes sismiques, amorçant ainsi un nouveau cycle sismique (Bürgmann and Dresen, 2008).

Actuellement, l'étude du cycle sismique repose sur des technologies modernes comme l'interférométrie radar et les réseaux GPS, qui permettent d'observer les déformations de la croûte terrestre au fil du temps (Bürgmann and Thatcher, 2013). Cependant, ces observations couvrent une période trop courte pour restituer les cycles de plusieurs siècles ou millénaires. D'où l'intérêt des études paléosismologiques, qui analysent les traces laissées par d'anciens séismes pour mieux comprendre l'évolution des failles et affiner les modèles de prévision sismique (McCalpin, 2009).

I.5. Paramètres d'un séisme

Une partie de l'énergie libérée lors de la rupture des contraintes se transforme en ondes sismiques qui se propagent à travers le globe terrestre. Les paramètres mesurables liant un séisme à une faille sont les ondes repérées par les stations sismologiques et qui sont introduites dans le calcul de paramètres physiques de la source sismique (annexe I.5).

Ces paramètres sont la localisation géographique, la profondeur de la rupture, la magnitude, l'énergie libérée, la durée de la rupture, la magnitude de moment (M_w) et la nature de la faille impliquée (glissement ou coulissage). L'hypocentre ou foyer correspond à la zone de rupture de la faille en profondeur.

L'épicentre est la projection en surface de l'hypocentre autrement c'est le lieu où l'énergie est fortement libérée. La profondeur de la rupture donnée en kilomètres est la distance verticale entre l'hypocentre dans la croûte terrestre et la surface de la Terre. L'amplitude des ondes sismiques est la mesure de l'amplification du mouvement du sol causé par le séisme et elle est mesurée directement du sismographe. L'intensité est la mesure qualitative de l'effet d'un séisme sur les personnes, les structures et l'environnement, souvent évaluée en utilisant l'échelle d'intensité de Mercalli, qui classe les effets observés en fonction de leur gravité. La durée est l'intervalle de temps pendant lequel les vibrations sismiques se font sentir et qui peut varier en fonction de la magnitude et de la distance de l'épicentre. Magnitude est la mesure de la taille du séisme exprimée par l'énergie totale libérée au foyer. Son calcul est lié aux mesures de la surface de rupture et de la longueur du glissement sur le plan de faille (Shearer, 2009 and reference therein). Son calcul est évalué autrefois, par la magnitude établie par Charles Francis Richter en Californie en 1935, qui correspond au logarithme de la mesure de l'amplitude des ondes de volume (de type P et S), à 100 kilomètres de l'épicentre. C'est une échelle ouverte qui n'a pas de limite supérieure, définie initialement pour quantifier la taille des séismes locaux. Succinctement, un séisme de magnitude de :

- 1 à 3 est à peine ressenti par les personnes,
- 4 à 5 est nettement ressenti et cause peu de dégâts,
- 6 à 7 est destructeur,
- 8 est dévastateur, de plus ressenti sur une grande distance,
- 9 ou au-delà, toutes destruction totale sur une large superficie.

Actuellement, il existe plusieurs modes de magnitudes (M_s , M_l , m_b , M_w) calculées en utilisant soit l'oscillation des signaux enregistrés (la magnitude locale, la magnitude des ondes de surface, la magnitude des ondes de volume), soit leur longueur (magnitude de durée), soit l'énergie totale rayonnée (magnitude d'énergie, obtenue par l'analyse fine des signaux). Chacune de ces magnitudes est une grandeur logarithmique ; et une augmentation d'une unité en magnitude correspond à une augmentation d'un facteur au moins 10 de l'amplitude des mouvements du sol; cela signifie que les ondes sismiques d'un tremblement de terre de magnitude 6 par exemple ont une amplitude dix fois plus grande que celles d'un séisme de magnitude 5. L'emploi de telle ou telle magnitude est lié à la grandeur du séisme ; ainsi les magnitudes locales sont adaptées à la mesure des séismes de magnitude ≤ 6 , alors que seule la magnitude d'énergie est adaptée pour caractériser un très fort séisme supérieur à 8.5. Pour caractériser un séisme modéré, on emploie la

formule qui établit la magnitude locale (M_l) établie sur la base du logarithme décimal : $M_l = \log(A) - \log(A_0)$ où A représente l'amplitude maximale relevée par le sismographe et A_0 une amplitude de référence. Notons qu'un séisme de magnitude $M = 3$ correspond à une secousse ressentie sur une surface peu étendue ; un séisme de magnitude $M = 4,5$ peut causer des dégâts légers; un séisme de magnitude $M = 6$ cause des dégâts importants; les plus grands séismes enregistrés ont une magnitude comprise 7-8,5 et le séisme de plus forte magnitude évaluée à 9 a été celui de Lisbonne en 1755.

I.6. Facteurs choisis dans l'évaluation de l'aléa sismique

I.6.1. Intensité macrosismique

L'activité sismique, ou sismicité, peut être mesurée en termes de fréquence, de magnitude et de localisation des tremblements de terre dans une région donnée. Elle est souvent utilisée pour évaluer le risque sismique d'une zone et pour mettre en place des mesures de prévention ou d'atténuation des risques.

L'intensité macrosismique correspond à l'évaluation des effets d'un séisme en fonction des dommages observés sur les bâtiments, les infrastructures et l'environnement, ainsi que des réactions humaines. Ces effets sont décrits à l'aide d'échelles d'intensité, parmi lesquelles l'échelle EMS-98 (*European Macroseismic Scale*) (Grünthal, 1998), issue de l'évolution de l'échelle MSK (*Medvedev – Sponheuer – Karnik*) et de l'échelle de Mercalli.

L'échelle EMS-98 comprend 12 niveaux, allant de I (*non ressenti*) à XII (*destruction totale*). Entre ces deux extrêmes, les niveaux intermédiaires traduisent des secousses allant de faibles à modérées, ressenties sans dommages significatifs, jusqu'aux intensités les plus élevées, indiquant des destructions majeures et un risque important pour la vie humaine.

Dans l'évaluation de l'aléa sismique, on reproduit les effets d'un séisme sous forme de cartes des intensités historiques maximales. L'estimation de l'intensité d'un séisme en un point donné repose sur plusieurs critères :

- La classification des bâtiments potentiellement endommagés, en fonction de leur qualité de construction et des matériaux utilisés.
- Le degré d'endommagement des structures, allant de dégâts mineurs à une destruction totale.

- Le taux de bâtiments endommagés dans la zone étudiée.

Il est important de noter que la relation entre la magnitude et l'intensité d'un séisme n'est pas toujours directement corrélée. Par exemple, un séisme de forte magnitude mais situé à grande profondeur peut engendrer moins de dégâts qu'un séisme de magnitude plus modérée, mais moins profond. De plus, des effets locaux, comme l'amplification des ondes sismiques, peuvent accentuer l'intensité ressentie à la surface et entraîner des dommages significatifs.

I.6.2. Magnitude de moment (M_w)

Pour estimer l'ampleur des forts séismes dans le cadre de l'aléa sismique, les sismologues Keiiti Aki (1956) et Hiroo Kanamori (1977) ont introduit la magnitude de moment (*moment magnitude*, M_w), qui est dérivée du moment sismique (*seismic moment*, M_0) (Shearer, 2009 and référence therein).

Le moment sismique (M_0) est défini par la relation empirique suivante :
 $\log_{10} M_0 = 1,5 M_w + 9,1$ / $\log M_0 = 1,5 M_w + 9,1$... où M_0 est exprimé en newton-mètre (Nm).

Un séisme survenant à grande distance, où il peut être assimilé comme un point dans l'espace, libère son énergie sous la forme d'un double couple de forces. Sa grandeur peut alors être déterminée par un moment sismique donné par la relation suivante : $M_0 = \mu \cdot A \cdot D$

où :

- μ est la rigidité du matériau (module de cisaillement, en pascal (Pa)),
- A est la surface de la faille ayant glissé (m^2),
- D est le déplacement moyen sur la faille (m).

La relation empirique de Kanamori (1977): l'unité de la M_w est le newton mètre (Nm) ou dyne centimètre (dyn cm) ($1 \text{ Nm} = 10^7 \text{ dyn cm}$).

La magnitude de moment (M_w) s'exprime en newton-mètre (Nm) ou en dyne-centimètre (dyn cm), avec la conversion suivante: $1 \text{ Nm} = 10^7 \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ / $1 \text{ Nm} = 10 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-1}$

En termes d'énergie libérée (E) au foyer du séisme, la magnitude (M) est reliée à E par la formule de Gutenberg-Richter, aussi appelée "earthquake energy-magnitude relationship":

$\log E = 11,4 + 1,5M$ / $\log E = 11,4 + 1,5M$... où : $\log E$ est le logarithme décimal de l'énergie libérée (en ergs), M est la magnitude du séisme.

Cette formule permet d'estimer l'énergie libérée par un séisme en fonction de sa magnitude. Elle montre qu'une augmentation d'une unité de magnitude correspond à une énergie environ 31,6 fois plus élevée :

Par exemple, pour un séisme de magnitude $M = 8,5$:

$\log_{10}E = 11,4 + 1,5 \times 8,5 = 24,15 / \log E$. Ce qui signifie que l'énergie libérée est de $10^{24,15}$ ergs, une quantité extrêmement élevée.

I.6.3. Ondes sismiques et effets de site

Une partie de l'énergie libérée par un séisme se propage sous forme de vibrations élastiques, appelées ondes sismiques, qui se propagent dans toutes les directions à l'intérieur du globe terrestre, avec des vitesses différentes (Annexe I.7). Selon leur nature et le type de matériau traversé, les ondes sismiques se divisent en ondes de volume et ondes de surface.

A) Ondes de volume

Les ondes de volume se propagent à l'intérieur du globe et se classent en deux catégories :

Les ondes de compression (ondes P , primaires) sont les premières ondes enregistrées par les sismographes. Elles se propagent dans tous les milieux (solides, liquides, gaz) et génèrent des compressions et des dilatations successives des roches, similaires à un ressort. Leur vitesse varie entre 1 et 14 km/s, avec une moyenne de 6 km/s. Elles provoquent un mouvement vertical du sol et, parfois, des manifestations sonores.

Les ondes de cisaillement (ondes S , secondaires) se propagent uniquement dans les milieux solides. Elles font vibrer le sol horizontalement, ce qui peut causer d'importants dégâts en cas de séisme violent. Leur amplitude et leur période sont plus grandes que celles des ondes P . Leur vitesse varie en fonction du substrat :

3,5 km/s en moyenne dans la croûte terrestre.

8 km/s à la base du manteau.

1 km/s dans les sédiments non consolidés.

Les ondes S provoquent un mouvement de cisaillement du sol, entraînant de fortes oscillations dommageables aux constructions.

B) Ondes de surface

Les ondes de surface apparaissent dans les couches superficielles du sol et résultent de l'interférence des ondes de volume. Elles sont plus lentes mais plus destructrices et plus facilement observables sur les enregistrements sismiques. Elles se classent en deux types :

Les ondes de Love (ondes *L*) se forment par l'interaction des ondes *S* avec la surface terrestre. Elles se propagent avec des vitesses comprises entre 2 et 6 km/s. Elles génèrent un mouvement horizontal intense, responsable de nombreux dommages aux infrastructures.

Ondes de Rayleigh (ondes *R*) sont les plus lentes, résultant des interactions avec les structures géologiques proches de la surface. Leur vitesse varie entre 1 et 5 km/s, selon la fréquence de vibration. Ces ondes entraînent un mouvement elliptique rétrograde du sol, semblable aux vagues de l'océan.

Effets de site

Lors d'un séisme, les ondes sismiques se propagent à travers les roches et, lorsqu'elles atteignent la surface, elles provoquent des oscillations du sol qui s'atténuent généralement avec la distance. Cependant, certains phénomènes locaux peuvent modifier ces mouvements et aggraver les dégâts. Ainsi, la nature des sols joue un rôle clé dans la propagation des ondes sismiques.

A) Amplification et atténuation

L'amplification et l'atténuation sont les réponses des terrains géologiques aux ondes sismiques. Certains terrains peuvent amplifier les ondes sismiques, tandis que d'autres les atténuent. Par exemple, les sédiments meubles et faiblement consolidés (alluvions, argiles) amplifient les ondes sismiques, augmentant ainsi les secousses et les dommages aux bâtiments. En revanche, les roches dures absorbent mieux l'énergie et atténuent les ondes, réduisant ainsi leur impact (Bard, 1998).

B) Effets topographiques

Les séismes peuvent induire des mouvements plus forts dans les zones de relief accidenté, notamment sur les crêtes, collines et vallées non remplies de sédiments meubles. Ce phénomène est dû à des effets de diffraction et de concentration des ondes sismiques, entraînant une amplification locale des secousses.

C) Résonance

La résonance se produit lorsque la fréquence des ondes sismiques correspond à la fréquence propre d'un terrain ou d'une structure. Les bâtiments hauts (10 étages, fréquence propre ≈ 1 Hz) sont plus sensibles aux basses fréquences, tandis que les bâtiments bas (1 ou 2 étages, fréquence

propre ≈ 5 Hz) réagissent davantage aux hautes fréquences. Ce phénomène peut provoquer une amplification locale des secousses et aggraver les dommages dans les zones urbaines.

D) Dissipation de l'énergie sismique

La dissipation de l'énergie sismique dépend des propriétés géologiques des terrains traversés. Les sols meubles dissipent moins d'énergie que les roches dures, ce qui peut prolonger la durée des secousses ressenties et augmenter les dégâts.

I.6.4. Fréquence des séismes

La fréquence d'un séisme est une mesure de la répétitivité des événements sismiques sur une période déterminée. Il s'agit d'une analyse statistique essentielle pour évaluer la sismicité d'une région et estimer les risques sismiques. Cette fréquence peut être exprimée de plusieurs façons :

- 1- Le nombre de séismes par unité de temps: Il correspond au nombre de séismes enregistrés dans une région donnée sur une période définie, par exemple, le nombre de séismes par an.
- 2- La probabilité d'occurrence : Il s'agit de la probabilité qu'un séisme d'une magnitude donnée se produise dans un intervalle de temps spécifique, sur la base de données historiques et de modèles statistiques.
- 3- La période de récurrence : Il s'agit de l'intervalle de temps moyen séparant deux séismes majeurs dans une région donnée. Cette valeur est généralement estimée à partir des archives sismologiques et des études paléosismiques (Cornell, 1968).

I.6.5. Mécanismes au foyer

Le mécanisme au foyer décrit la géométrie et la cinématique du plan de rupture lors d'un séisme. Son étude permet d'identifier le type de mouvement à l'origine du séisme (compressif, extensif ou décrochant) et ainsi de déterminer le type de faille géologique et ses orientations hypothétiques.

La méthode des mécanismes focaux repose sur l'analyse du premier mouvement des ondes sismiques enregistrées par les stations sismologiques. Toutefois, l'identification du plan de faille actif présente une ambiguïté, qui peut être levée à l'aide de données statistiques, géologiques ou géodynamiques.

Chaque type de faille est associé à un mécanisme au foyer spécifique (Annexe I.9). En analysant un grand nombre de ces mécanismes, il est possible de déterminer les orientations des contraintes tectoniques locales responsables de la sismicité. Pour une interprétation fiable, il est essentiel de combiner ces données avec d'autres informations géologiques et géodynamiques (Caniven, 2014).

I.6.6. Déformation sismique et rebond élastique

L'étude des mécanismes au foyer est essentielle pour comprendre la dynamique des failles, mais il est également crucial d'examiner les déformations associées aux cycles sismiques. En fait, les déformations mesurées en surface lors des phases de chargement intersismique et de relaxation cosismique sont expliquées par le modèle de dislocation élastique, utilisé pour contraindre les déformations observées le long des failles actives (Caniven, 2014 et références citées).

Le concept de rebond élastique, introduit par Reid en 1910, joue un rôle clé dans le cycle sismique. Il décrit le processus de déformation des roches sous contrainte tectonique et aide à comprendre la déformation accumulée entre deux séismes majeurs :

1. Accumulation des contraintes : Sous l'effet des forces tectoniques, la roche se déforme de manière élastique, emmagasinant de l'énergie.
2. Rupture sismique : Lorsque la contrainte atteint un seuil critique, la roche se fracture brusquement, libérant l'énergie accumulée sous forme d'un séisme.
3. Rebond élastique : Après la rupture, les blocs faillés se redressent partiellement, mais ne retrouvent pas exactement leur état initial.

Le modèle s'applique aux trois types de failles géologiques:

- Faille normale (extension): le bloc abaissé peut remonter légèrement après la rupture.
- Faille inverse (compression): le bloc soulevé peut redescendre partiellement après la rupture.
- Faille décrochante : un léger ajustement post-sismique peut se produire dans la direction du mouvement.

I.6.7. Sources sismiques : Failles actives

L'analyse des failles actives est essentielle pour comprendre la dynamique des séismes et améliorer la cartographie de l'aléa sismique. Les failles sont le résultat des déformations de la croûte terrestre sous l'effet des mouvements des plaques lithosphériques. Lorsqu'une faille traverse les différentes structures de la croûte terrestre jusqu'à la surface, elle peut générer des séismes tectoniques. Ces séismes se produisent lorsque la contrainte accumulée atteint un seuil critique, entraînant une rupture par cisaillement le long de la faille. La majorité des séismes correspondent à la réactivation de failles préexistantes, qui peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres. Cependant, lors d'un séisme, seule une portion de la faille, appelée « *segment* », est activée. Même lors d'un tremblement de terre majeur, cette rupture ne concerne généralement que quelques dizaines de kilomètres avec un déplacement maximal de quelques mètres (Meghraoui, 1988).

L'évaluation de l'aléa sismique repose donc sur l'identification des failles actives, c'est-à-dire celles qui ont montré des signes de réactivation récente et qui présentent un potentiel de rupture future. La reconnaissance d'une faille active s'appuie essentiellement sur l'étude des terrains quaternaires (Pléistocène et Holocène), ainsi que sur des approches modernes telles que la paléosismologie, la géomorphologie des zones actives et l'analyse structurale des plis-failles. En Algérie, ces méthodes ont été développées suite au séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980 (M 7.3), qui a mis en évidence une faille de 36 km de long (Meghraoui, 1988).

A. Définitions et critères d'activité des failles

Différentes institutions scientifiques et réglementaires proposent des définitions précises sur l'activité d'une faille. Selon l'American Geological Institute, une faille active peut être définie selon plusieurs critères notamment son âge géologique, son activité sismique ou la récurrence des déplacements observés :

- US Nuclear Regulatory Commission (Reiter, 1990): une faille est considérée comme active si elle a généré un déplacement en surface au moins une fois au cours des 35 000 dernières années.
- California Division of Mines and Geology : une faille est active si elle a connu un mouvement en surface durant l'Holocène (10 000 dernières années).

- United States Bureau of Reclamation : une faille est active si un déplacement relatif en surface s'est produit au cours des 100 000 dernières années.

Selon la JAICA, the Research Group for Active Faults of Japan (1992) : une faille est active si elle a été réactivée à plusieurs reprises au cours du Quaternaire (2 millions d'années) et peut potentiellement rejouer dans un futur proche.

B. Failles segmentées et dynamique de la rupture

Une rupture sismique ne se propage pas nécessairement sur toute la faille active, mais elle peut être limitée à certaines zones de plus fortes concentrations de contraintes. Physiquement, deux modèles expliquent l'état des contraintes lors de la propagation des séismes sur une faille active (annexe I.10).

- Le modèle des aspérités (*Kanamori, 1981*) : Il suggère que les aspérités accumulent l'énergie élastique avant un séisme, créant un état de contrainte hétérogène dans la faille. Ces zones deviennent alors les points de départ des ruptures sismiques.
- Le modèle des barrières (*Aki, 1979*) : Il propose que les segments de faille, soient séparés par des barrières qui limitent la propagation de la rupture. Ainsi lors d'un séisme, seules certaines sections de la faille peuvent glisser, empêchant un mouvement uniforme sur toute sa longueur.

D'un point de vue géologique, une faille active qui est généralement segmentée, se compose de plusieurs aspérités et les barrières pouvant se déplacer de manière synchrone ou asynchrone lors d'un événement sismique. Les aspérités sont les zones à irrégularité ou rugosité témoignant des frictions au glissement de la faille alors que les barrières plus résistantes sont les zones où les contraintes sont déjà relâchées et se présentent comme des zones spécifiques avec des particularités structurales ou géométriques (comme des changements dans l'orientation des roches ou dans leurs natures) entravent le mouvement. Ces barrières font que la rupture sismique ne se propage pas sur toute la faille de la même manière.

Le comportement de ces zones est expliqué comme suit ; lorsque la pression et la contrainte tectonique augmentent dans une région à tectonique active, les aspérités accumulent de l'énergie élastique jusqu'à ce qu'elles cèdent, déclenchant ainsi le mouvement sismique. Puis les barrières influencent la propagation de la rupture en limitant ou arrêtant un glissement de faille ainsi l'étendue d'un séisme.

Le modèle à aspérités proposé par Kanamori développe qu'avant le séisme, la zone serait le site de nombreux séismes produisant un état de contraintes hétérogènes à plus fortes friction toutefois une concentration se produit aussi au lieu où les contraintes se sont relâchées lors d'un séisme antécédent. Le modèle à barrières proposé par Aki explique que lors d'un séisme seul un certain nombre de segment de failles, séparés par de barrières, peuvent glisser. Pour cela, l'identification des aspérités et des barrières permet d'affiner les modèles de propagation des ruptures et d'évaluer plus précisément le risque sismique associé aux grandes structures tectoniques.

I.6.8. Récurrence et période de retour

La période de retour et la récurrence décrivent la probabilité qu'un séisme d'une certaine magnitude se produise dans une région donnée.

La récurrence signifie qu'au cours d'une période de temps suffisamment longue, les séismes se produisent de manière répétée ou cyclique. Cette répétition peut être observée à travers les enregistrements des séismes passés et les études paléosismologiques, sans spécifier un intervalle de temps précis entre chaque événement.

Quant à la période de retour, il s'agit d'une mesure statistique qui quantifie la probabilité qu'un événement sismique survienne dans un laps de temps donné. Elle représente la fréquence moyenne d'occurrence d'un séisme d'une magnitude donnée. Par exemple, une période de retour de 100 ans pour un séisme de magnitude 7 signifie qu'en moyenne, un tel séisme pourrait survenir tous les 100 ans. Cependant, il est important de noter que le calcul de la période de retour ne garantit pas qu'un séisme se produise à intervalles réguliers.

L'évaluation de la période de retour et de la récurrence des séismes repose sur l'analyse des archives historiques et paléosismologiques, notamment en déterminant l'intervalle de temps écoulé entre deux séismes majeurs.

Des chercheurs américains et japonais ont développé des relations empiriques reliant la magnitude des séismes aux paramètres de la source sismique, tels que le moment sismique, le plan de faille et le déplacement maximal sur la faille (Wells and Coppersmith, 1994). Ces études ont montré que les déplacements cumulés observés depuis 1900 permettent d'identifier des intervalles de récurrence pour certaines failles actives.

I.6.9. Paléosismologie

L'un des moyens les plus fiables pour l'évaluation de l'aléa sismique consiste à entreprendre des prospections paléosismologiques, notamment par la réalisation de tranchées sur des failles actives. La paléosismologie permet d'identifier les zones ayant été le siège d'anciens séismes et d'estimer la probabilité d'occurrence de futurs événements sismiques (McCalpin, 2009).

Une tranchée paléosismologique est une coupe transversale du sol où les couches géologiques récentes (Quaternaires) sont exposées. La profondeur de la tranchée peut atteindre plusieurs mètres, avec des parois verticales ou légèrement inclinées. Sa largeur varie en fonction des objectifs de l'étude, mais elle doit permettre une observation détaillée de la stratification des couches, qui sont généralement non compactées et peu indurées. Chaque couche doit être bien définie et peut contenir des indices d'événements sismiques passés, tels que des surfaces d'érosion, des paléosols ou des structures de rupture.

Les preuves des mouvements sismiques passés incluent des fractures, des décalages dans les couches sédimentaires et d'autres déformations tectoniques. Pour dater et estimer la fréquence des séismes, des techniques comme la datation au carbone 14 et la dendrochronologie sont couramment utilisées. Ces méthodes permettent ainsi d'identifier les sources sismiques et d'affiner les modèles de récurrence des séismes.

I.6.10. Activité sismique des failles néotectoniques

Les failles néotectoniques sont celles qui sont produites ou celles déjà préexistantes mais réactivées durant la période plio-Quaternaire. Certaines d'entre elles peuvent générer des tremblements de terre, elles sont ainsi sismiques. Toutefois, l'activité sismique dépend comme expliqué précédemment de plusieurs facteurs, notamment la vitesse de déplacement des plaques, l'accumulation des contraintes tectoniques et la présence de fluides au sein de la faille.

Il est important de noter qu'une faille est considérée géologiquement active sans pour autant produire de séismes significatifs ; on parle alors de faille asismique. Son mouvement est souvent très lent (de l'ordre de quelques millimètres par an), se traduit par un glissement progressif appelé fluage tectonique ou *creeping* (Annexe I.2c). À l'inverse, d'une faille qui est considérée comme inactive lorsqu'elle ne présente aucune déformation récente.

Dans la chaîne tellienne, la désignation du caractère sismique à certaines failles néotectoniques est appuyée sur le fluage tectonique observé et la présence de la sismicité (séismes de faible magnitude $ML < 3.5$) à leurs voisinages. La Faille de la Soummam en constitue un exemple significatif (Boudiaf, 1996; Machane, 2011).

Conclusion

L'évaluation de l'aléa sismique permet d'estimer la probabilité qu'une vibration sismique se produise dans une région donnée au cours d'une période déterminée. Pour ce faire, elle repose sur plusieurs étapes essentielles, notamment l'analyse des séismes passés, l'étude des failles géologiques et l'utilisation de modèles probabilistiques pour estimer la récurrence des séismes.

La cartographie de l'aléa sismique joue un rôle clé en fournissant des représentations spatiales des zones à risque. Elle inclut la localisation géographique des séismes, la sismicité historique, les intensités maximales observées, ainsi que la caractérisation des sources sismiques. De plus, elle permet d'évaluer la probabilité d'occurrence de différents niveaux de secousses sismiques en termes de vitesse ou d'accélération du sol, éléments indispensables à la prévention et à la gestion du risque sismique.

PARTIE II : GEODYNAMIQUE ET GELOGIE REGIONALE

Chapitre 1 : Géodynamique actuelle et contexte sismotectonique

II. 1.1. Évolution géologique de la marge maghrébine

II. 1.1.1. Convergence cénozoïque

La marge maghrébine appartenait au domaine téthysien, à l'origine des chaînes cénozoïques le long du pourtour méditerranéen. La Téthys était un espace océanique formé suite aux déplacements de la plaque africaine, entraînée par l'expansion de l'Atlantique dès le début du Mésozoïque. Durant cette période, qui s'étale sur plus de 200 Ma, l'océan téthysien a subi plusieurs processus géologiques, notamment l'élargissement, le resserrement et la subduction, contribuant à la formation de nouvelles croûtes terrestres et océaniques. Cependant, c'est la modification de la trajectoire de la plaque africaine, lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud au début du Crétacé (vers 84 Ma), qui a initié la phase de fermeture de la Téthys, laquelle s'est poursuivie tout au long du Cénozoïque.

Les reliques de l'océan téthysien subsistent aujourd'hui sous forme de mers et de bassins résiduels, comme la mer Caspienne et la mer Noire, mais aussi sous forme de chaînes de collision, telles que les Cordillères Bétiques, les Alpes du Sud de l'Europe et les Maghrébides.

L'ouverture de la Méditerranée a débuté à la fin de l'Oligocène avec la formation progressive de ses bassins. Actuellement, son extension se poursuit dans le bassin tyrrhénien, au nord de la Sicile.

Les processus géologiques varient d'une région à l'autre en fonction des conditions géodynamiques locales (Fig. II.1) :

- À l'Oligocène, des mouvements d'extension et de compression se manifestent simultanément.
- Dans ce contexte géodynamique général, une phase d'extension au Miocène supérieur a entraîné la dislocation de la Corse et de la Sardaigne du continent européen, favorisant la formation des premiers bassins de la Méditerranée occidentale.
- Vers la fin du Miocène, le détroit de Gibraltar s'est refermé à la suite d'une phase de surrection, réduisant la mer Méditerranée à un vaste lac.

Actuellement, les mouvements des plaques africaine et eurasiennne se poursuivent, engendrant une activité tectonique et sismique, ainsi qu'un volcanisme actif, notamment en Italie et dans certaines zones insulaires, comme les îles Éoliennes.

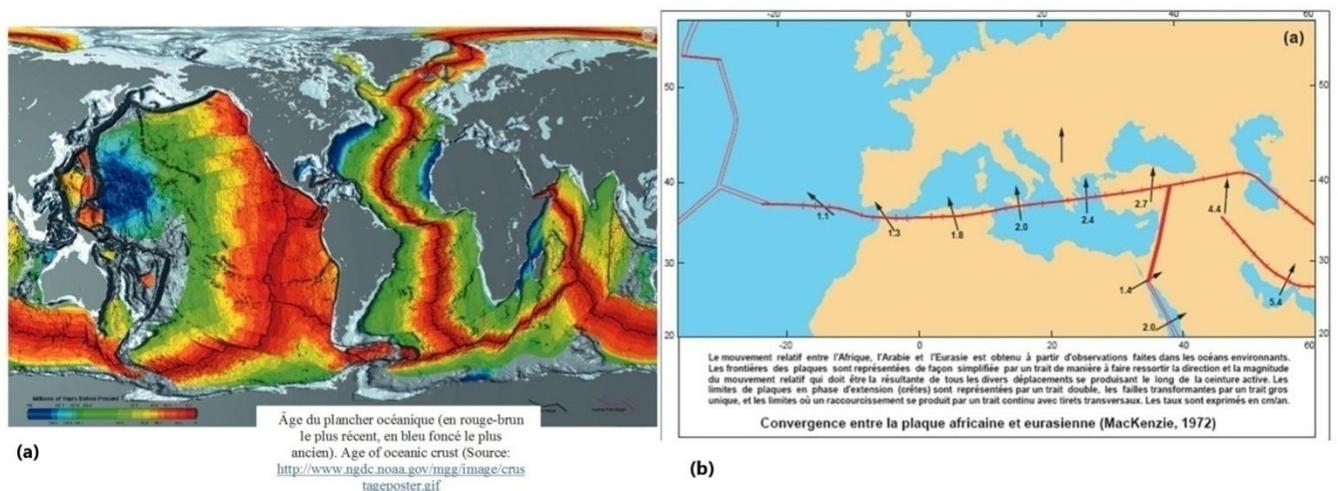


Figure II.1 : (a) expansion du plancher atlantique. (b) Le taux de convergence au niveau des frontières des plaques africaine et eurasiennne (MacKenzie, 1972 *in* M2ei, 2003).

II .1.1.2. Formation de la Méditerranée

La Méditerranée scindée en Méditerranée occidentale et Méditerranée orientale séparées par une zone de hauts fonds entre la Tunisie et la Sicile, est l'espace géographique entre l'Eurasie et l'Afrique (Fig. II.2). Cet espace est largement identique à celui du Pliocène ; seules les fluctuations eustatiques liées aux glaciations du Quaternaire sont enregistrées sans entraîner de changements morphologiques majeurs.

Sa lithosphère est majoritairement océanique, d'âge miocène pour la Méditerranée occidentale, tandis que la croûte de la Méditerranée orientale remonte au Mésozoïque. Bien que certaines régions présentent une nature continentale en raison du manque de preuves quant à l'existence d'un plancher océanique.

Sa croûte se compose de plusieurs zones tectoniquement actives en extension, subduction ou coulissage (eg. Jolivet, 1997). Ces zones résultent de l'interaction entre subduction, collision, extrusion et extension post-collision, depuis le Mésozoïque. C'est le cas de certaines zones, comme les bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien, qui témoignent de processus de subduction active, d'autres, à l'image des chaînes alpines et maghrébides, résultent de collisions majeures

entre les deux plaques tectoniques eurasiennne et africaine. Par ailleurs, les mouvements d'extrusion, tels que ceux affectant le bloc anatolien, et les phénomènes d'extension post-collision dans des bassins comme celui de la mer d'Alboran, illustrent la diversité des déformations tectoniques qui continuent de modeler la Méditerranée actuelle.

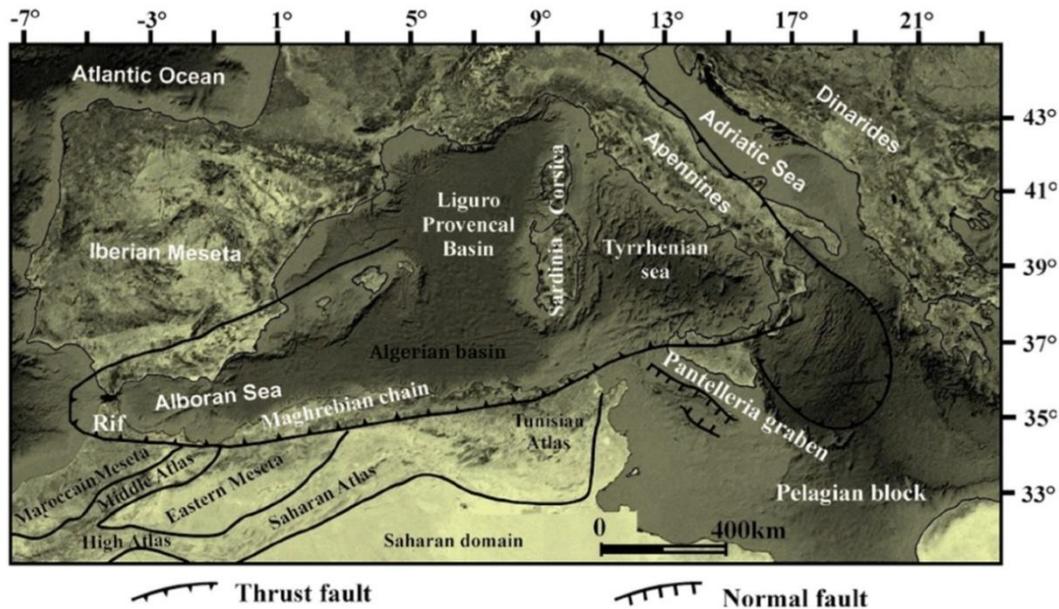


Figure II.2 : Extension géographique et la morphologie des différents bassins et marges de la mer Méditerranée actuelle et position des Maghrébides et de la marge algérienne dans le bassin de la Méditerranée (Geologica Carpathica, 2016)

Les données géodésiques issues (des modèles NUVEL1 et NUVEL1A) indiquent une convergence orientée N000-N330 en Méditerranée orientale et N350-N300 en Méditerranée occidentale. Aussi, le mouvement relatif de la sous-plaque Nubie (nord-ouest de l'Afrique, incluant l'Égypte et le Soudan) par rapport à l'Eurasie est estimé à $5,3 \pm 0,1$ mm/an. Parallèlement à cette convergence, une extension de plusieurs bassins (mer Égée, bassin algérien, mer Tyrrhénienne) a débuté depuis le Néogène.

II.1.2. Histoire géologique de la chaîne tellienne et de la marge algérienne

II.1.2.1. Chaîne tellienne : Marge Téthys Maghrébine

L'évolution de la chaîne tellienne résulte de l'affrontement progressif entre ses domaines externe et interne, conséquence du rapprochement des plaques africaine et eurasiennne durant le Méso-Cénozoïque. La chaîne constituait l'ancienne marge ou Téthys maghrébine (Boukaoud et al., 2021) étroitement liée à la géodynamique de la Téthys « océan alpin », qui existait déjà au Trias.

La création de la Téthys et son l'élargissement, puis la formation, soit par subduction ou par collision, de divers segments orogéniques téthysiens ou alpins, est en lien avec l'expansion N-S de l'Atlantique nord (Fig. II.3A).

La marge maghrébine ainsi que d'autres marges adjacentes ont été très actives durant cet intervalle géologique entre le Jurassique jusqu'au Miocène inférieur, subissant une alternance de phases distensives et compressives :

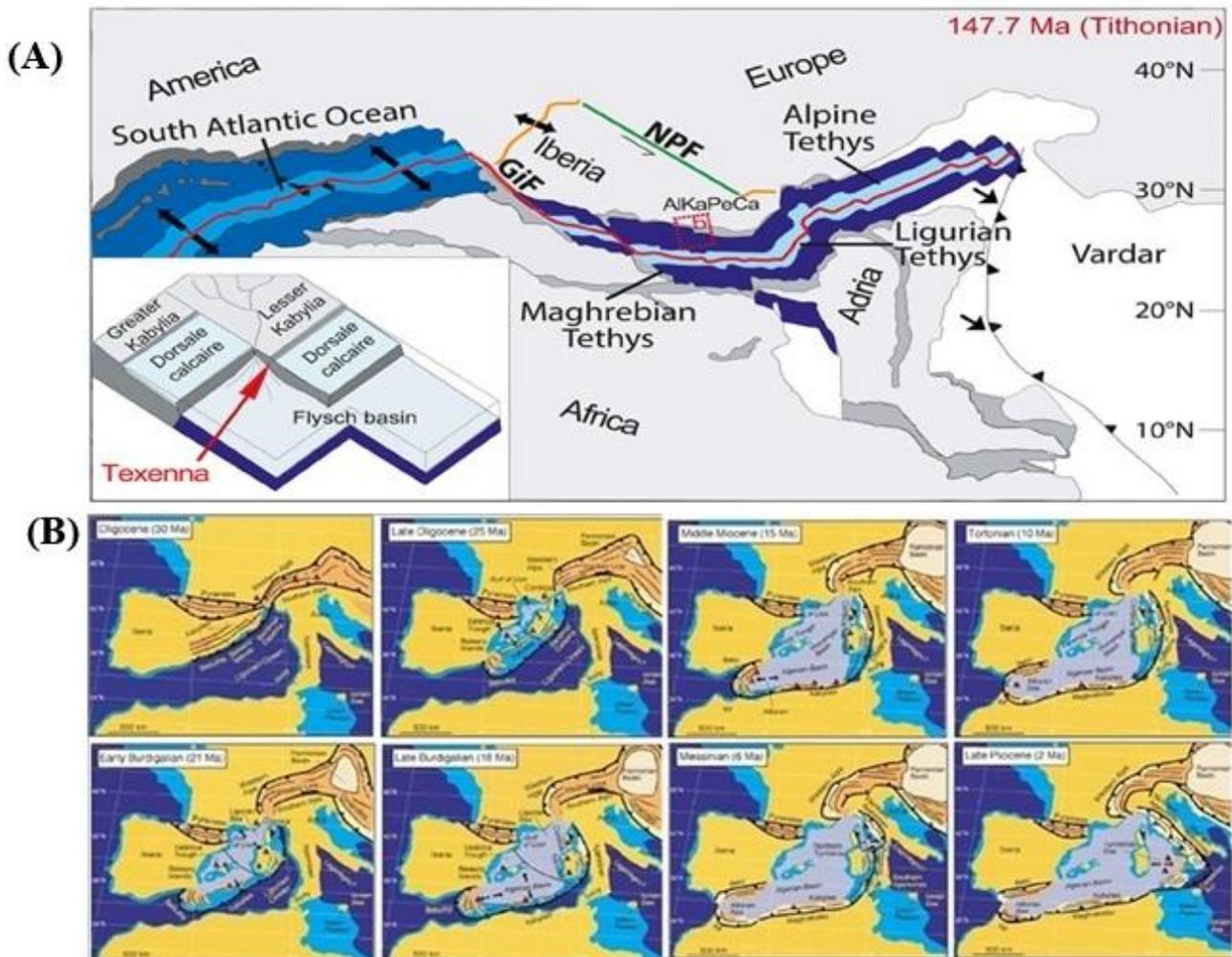


Figure II.3: Reconstitution paléogéographique du domaine téthysien durant le Méso-Cénozoïque: (A). marge maghrébine durant le Mésozoïque (Boukaouedet al., 2021). (B): Méditerranée durant le Cénozoïque (Rosenbaum et al., 2002).

Au Jurassique, une distension généralisée entraîne le développement de bassins et de marges passives (ex. marge kabyle).

Au Crétacé inférieur, la rotation et le coulissage des plaques, influençant la géodynamique régionale par la création de bassins en transtension (ex. bassins de flyschs). Sur le talus continental de cette marge, d'épais dépôts de flyschs se sont accumulés. Le bassin des flyschs,

très profond, séparait la marge AlKaPeCa (Alboran, Kabylie, Péloritains, Calabre) de la marge maghrébine.

Au Crétacé supérieur, le coulissage senestre, prédominant jusqu'alors, commence à s'affaiblir, marquant un changement dans les contraintes tectoniques, entraînant le commencement de la subduction.

À l'Éocène, les différents bassins de la marge (ex. bassins des flyschs) étaient déjà structurés et ont subi une inversion tectonique. Une diminution des processus de subduction a entraîné un ralentissement des mouvements compressifs et une distension qui s'installe.

À l'Oligocène, la distension devient prédominante, favorisant l'ouverture de certains bassins (ex ; bassin recevant l'OMK) et la réorganisation des structures tectoniques.

Au Miocène inférieur, le régime tectonique évolue vers une compression accompagnée d'un coulissage senestre, ce qui conduit à la mise en place des nappes de charriages. Aussitôt, le domaine a acquis une configuration proche de son état actuel.

Au Miocène supérieur- Pliocène, attestée comme période post nappes dans la chaîne tellienne est indiquée la base de la néotectonique (Boudiaf, 1996 and references therein). La convergence se manifeste par une collision généralisée, accompagnée d'un volcanisme calco-alcalin, et d'un volcanisme alcalin pliocène-quaternaire) dans l'extrême ouest algérien. Ce volcanisme est caractérisé par des épisodes explosifs, serait lié à des remontées de laves alcalines le long de fractures profondes de la croûte terrestre, notamment dans la région de l'Arc de Gibraltar.

Durant le Pliocène et le Quaternaire, une stabilité relative avec réduction progressive des mouvements tectoniques, bien que certaines déformations subsistent à l'échelle locale.

Au Quaternaire ancien, un changement du régime tectonique est observé, marquant une évolution des contraintes et des déformations affectant la région (Meghraoui et al., 1992).

Il est aujourd'hui admis que cette convergence a pour conséquence depuis le Cénozoïque, la fermeture du bassin maghrébin ainsi que l'ouverture en arrière-arc du bassin algéro-provençal.

II.1.2.2. Bassin Algéro-Provençal : marge actuelle

Sur la base des travaux réalisés par le *Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar* (1977), Philip (1983, 1987), Meghraoui (1982, 1986, 1992) et Boudiaf (2003), il est établi que l'histoire géologique du bassin algéro-provençal depuis le Miocène supérieur à l'Actuel, s'inscrit dans la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Elle constitue un exemple de marge passive sismiquement active en bordure des chaînes cénozoïques répondant au modèle d'une collision en contexte de convergence.

En fait, les modèles néotectoniques élaborés pour le bassin à partir du Miocène moyen (*Langhien*) jusqu'à l'Actuel, inscrivent le bassin Algéro-Provençal dans la continuité des processus de convergence (Fig. II.4a et Fig. II.4b). Le bassin évolue constamment dans ce contexte de rapprochement N-S à NNW-SSE entre les plaques eurasienne et africaine, en réponse à l'extension de l'Atlantique Nord qui est confirmé par des données paléomagnétiques (Dewey et al., 1989).

Les travaux récents en paléomagnétisme indiquent que le rifting du bassin algérien s'est produit entre l'Oligocène moyen et supérieur (Speranza et al., 2002). Il s'est prolongé au Miocène à l'arrière de la subduction de la Téthys. Ce processus a entraîné la dérive, puis la collision du bloc AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre) avec la plaque africaine (Bouillin, 1986). L'ouverture du bassin s'est achevée lorsque les Kabylides se sont totalement accrétées à la plaque africaine, entre 13 et 18 Ma (Mauffret et al., 2004). La déformation s'est ensuite progressivement propagée vers le sud, affectant les structures des deux Atlas. Selon Maury et al. (2000) et Gelabert et al. (2002). Les conversions géodynamiques s'intensifiaient ensuite, par la subduction, la collision et l'extension. Cette géodynamique se s'observe dans l'Atlas tellien par une tectonique transpressive ; c'est à cette période que les nappes telliennes se sont mises en place et d'importants mouvements décrochants ont entraîné le bloc Alboran vers l'ouest (Mauffret, 2004).

La collision actuelle se manifeste par une compression NNW-SSE à N-S, réactive certaines failles préexistantes, dont les dernières phases de réactivation remontent au Miocène. Ces failles forment le réseau de fluage tectonique affectent les deux chaînes atlasiques, plus particulièrement la chaîne tellienne.

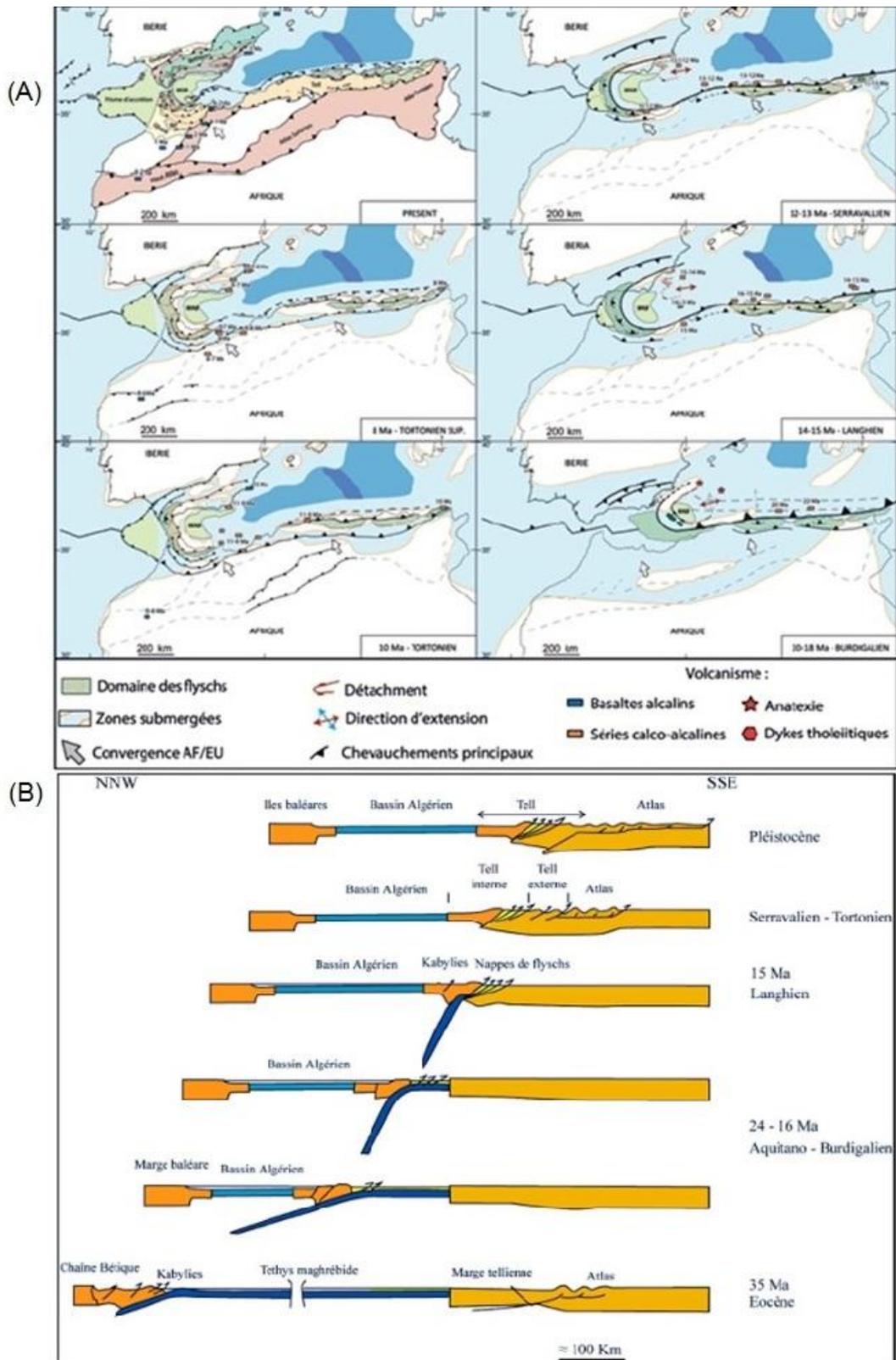


Figure II.4a : Reconstruction de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis le Néogène (Do Couto et al., 2016)

Figure II.4b : Modèle de reconstitution cinématique de l'édification de la chaîne des Maghrébides et de l'ouverture concomitante du bassin algérien entre l'Eocène au Quaternaire ancien sur un transect NNW-SSE allant des Baléares à la Plateforme Saharienne (Frizon de Lamotte et al., 2000).

II.1.3. Modèles géodynamiques et cinématique actuelle de la Méditerranée occidentale

De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de la Méditerranée, à laquelle s'intègre la marge algérienne. Elle présente des caractéristiques morpho-tectoniques remarquables :

- Une plate-forme continentale étroite,
- Une pente abrupte et rectiligne à l'échelle régionale,
- Un remplissage sédimentaire plio-quadernaire,
- La présence de dépôts évaporitiques issus de la crise de salinité messinienne.

Auzende et al., 1975 suggèrent un début de subduction en pied de marge passive. El Robrini, 1986; Mauffret et al., 1987 proposent des modèles structuraux où la tectonique décrochante joue un rôle prépondérant, Les modèles plus récents proposent une marge passive sismiquement active, en bordure de la chaîne tellienne plissée et qui en cours d'inversion tectonique (Domzig, 2006)

Les taux de déformation sont confirmés par les modèles qui s'appuient notamment sur les mécanismes au foyer des grands séismes et leurs moments sismiques. Une direction de convergence d'environ $N45W \pm 20-30^\circ$ (McKenzie, 1972 ; Argus et al., 1989 ; Argus and Gordon, 1991 ; DeMets et al., 1990, 1994, 2010 ; Calais et al., 2003 ; Fernandes et al., 2003; McClusky et al., 2003 ; Serpelloni et al., 2007 ; Sella et al., 2002 ; Altamimi et al., 2007, 2011; Deverchère et al., 2005 ; Reilinger et al., 2006). Les vitesses varient selon les longitudes ; par exemple, elles sont de :

- 3 à 8.3 mm/an en Sicile,
- 1.8 à 5.3 mm/an à Gibraltar,
- 2.7 à 6.6 mm/an à Alger.

Les observations issues de la campagne Maradja renforcent l'hypothèse d'une subduction du bassin Liguro-Provençal sous la marge algérienne. En effet, les vitesses de convergence mesurées sont comparables aux taux et directions de la zone de déformation, estimées entre 4.5 et 6 mm/an. Toutefois, le régime tectonique le long de cette zone de déformation n'est pas homogène, comme le soulignent Serpelloni et al. (2007).

La distribution des contraintes tectoniques, illustrée dans la figure II.5, met en évidence des variations régionales (Nocquet et al., 2006 ; D'Agostino et al., 2008 ; Nocquet and Calais, 2004 ; Serpelloni et al., 2007 ; Bougrine et al., 2019) :

- Extensif au point triple des Açores, avant de devenir transcurrent dextre vers l'est, jusqu'à la mer d'Alboran, où il engendre localement des zones en extension connectées à des décrochements.
- Transcurrent dans l'Atlas tellien, où l'on distingue deux types de déformations :
 - À l'ouest, un régime compressif.
 - À l'est, un régime transpressif, avec une direction de compression N-S à NW-SE (Meghraoui et al., 2012).

Par ailleurs, les travaux de Serpelloni et al. (2002) montrent que l'Atlas tellien enregistre un raccourcissement de 2.7 à 3.9 mm/an. Cette déformation est principalement accommodée par des structures orientées NE-SW, disposées orthogonalement à la direction de raccourcissement.

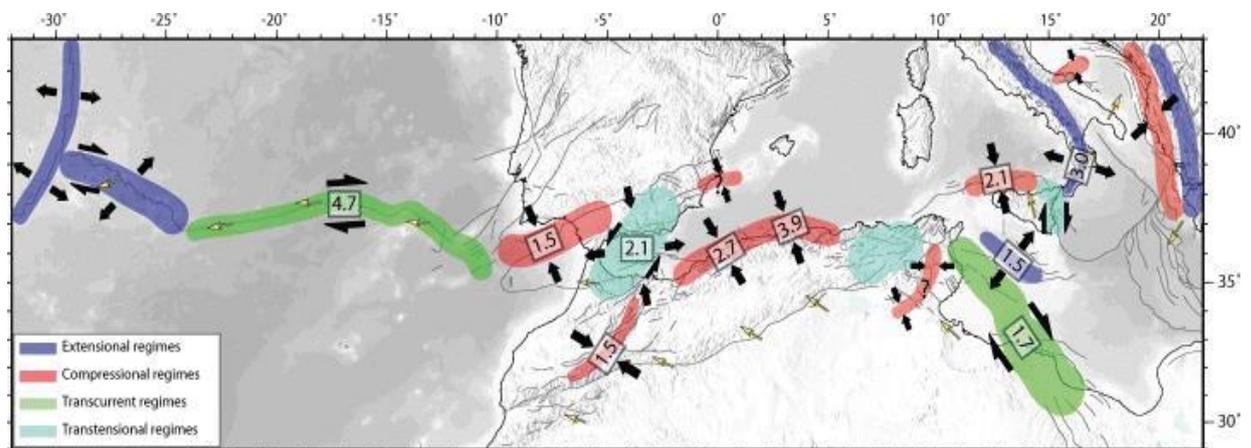


Figure II.5 : Différents régimes tectoniques et cinématique à limite de plaque Afrique et Eurasie avec les déformations correspondantes en mm/an (Serpelloni et al., 2007).

Le long de la marge sud de Méditerranée occidentale, les épicentres des séismes se localisent principalement dans la partie sud de l'Ibérie, en mer d'Alboran, et au nord de la marge algérienne :

- En Espagne, l'activité sismique la plus intense est enregistrée dans la chaîne des Cordillères Bétiques.

- Au Maroc, elle se concentre principalement sur la bordure sud de la chaîne rifaine, la bordure est du Moyen Atlas, ainsi que la bordure sud du Haut Atlas. Les mesures GPS indiquent que la déformation tectonique dans cette région est encore active, avec un rapprochement WNW-ESE (Serpelloni et al., 2007 ; Calais, 2008), atteignant une vitesse de 1.2 ± 0.8 mm/an.
- en Algérie dans le Tell méridional en Tunisie et dans l'Atlas saharien.

Dans l'Atlas tellien, la direction du raccourcissement varie selon les régions, notamment dans les Tell occidental et central. Les vitesses de déplacement y sont estimées entre 1 et 3 mm/an, et sont accommodées par un réseau de failles actives, aussi bien à terre qu'en mer.

II.1.4. Tectonique active dans le nord algérien

Dans le modèle de collision en contexte de convergence, le nord algérien constitue un exemple typique d'une marge passive sismiquement active. L'étude des mécanismes focaux des séismes majeurs (magnitude supérieure à 5) a permis d'avoir une cartographie approximative des failles actives. Dans le NW algérien, les séismes sont produits par des failles inverses de direction NE-SW alors que dans le NE algérien les mécanismes focaux indiquent une prédominance de séismes en décrochement (Bounif et al., 1987; Bounif, 1990 ; Deschamps et al., 1991). Ce qui suggère un changement du champ de contraintes (Fig. II.6), avec une orientation dominante NE-SW (Ouyed et al., 1983; Meghraoui, 1988, 1996 ; Bounif et al., 2004; Delouis et al., 2004 ; Yelles-Chaouche et al., 2004, 2022).

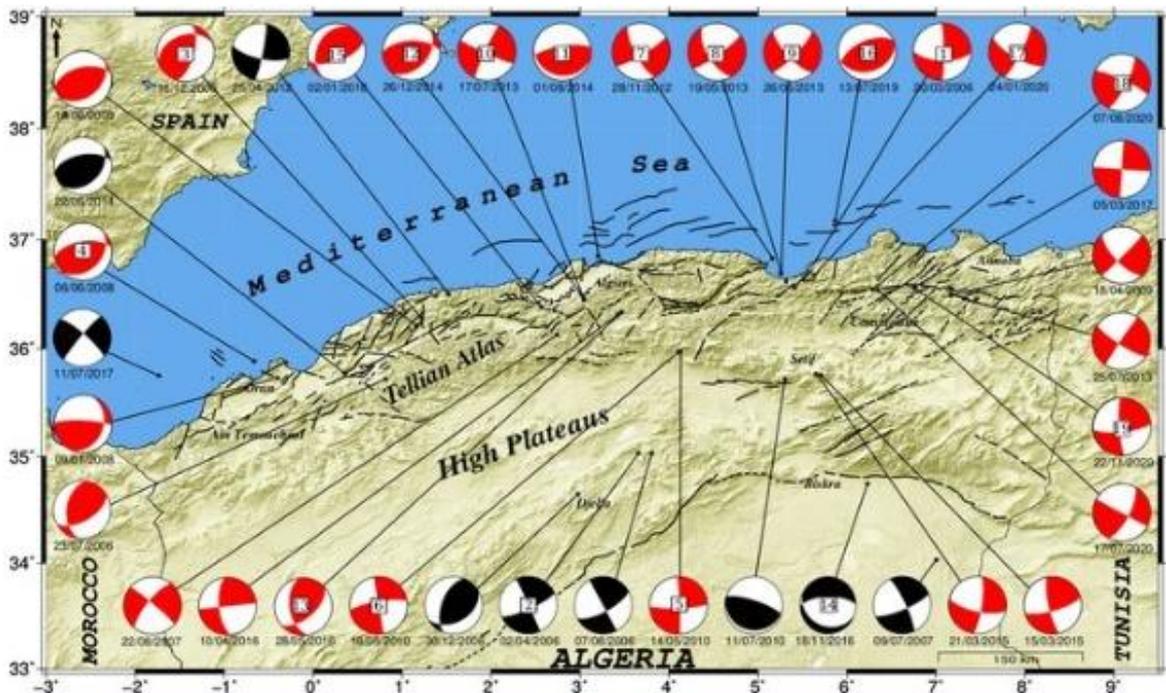


Figure II.6 : Carte des mécanismes focaux des principaux séismes ($M_w > 5,0$) de 2006 à 2020 (Yelles et al., 2022). Les lignes noires représentent les principales structures actives des études précédentes. Les mécanismes focaux en rouge sont calculés par le CRAAG. Les mécanismes focaux en noir proviennent d'agences internationales. Les numéros FM (mécanisme focal) sont rapportés à partir des événements majeurs

Par ailleurs, des vitesses de déformation comprises entre 1 mm et 2,3 mm/an (Meghraoui et al., 1996), atteignant un maximum de 2,7 mm/an dans le secteur compris entre Oran et Alger (Buforn et al., 2004). Ces résultats sismologiques sont en accord avec les modèles géodésiques actuels exploitant les données GPS, qui indiquent des vitesses de déformation de 2,7 à 3 mm/an pour le nord-ouest algérien et de 3,9 mm/an pour le nord-est. Domzig (2006) rapporte, à partir des travaux de Serpelloni et al. (2006) et Stich et al. (2006), des vitesses de glissement comprises entre 4,7 et 5,9 mm/an sur la marge algérienne. Par conséquent, les vitesses enregistrées aux longitudes de l'Est algérien sont plus élevées (Bougrine et al., 2019).

Ces déformations actuelles ne sont pas uniquement concentrées dans le domaine tellien, mais s'étendent également plus au nord, en mer, ainsi que plus au sud, dans l'Atlas saharien (Domzig, 2006).

Les données sismologiques indiquent que les foyers sismiques se situent principalement dans la partie superficielle de la croûte, à des profondeurs n'excédant pas une quinzaine de kilomètres, et qu'ils sont généralement associés à des failles d'environ trente kilomètres de longueur.

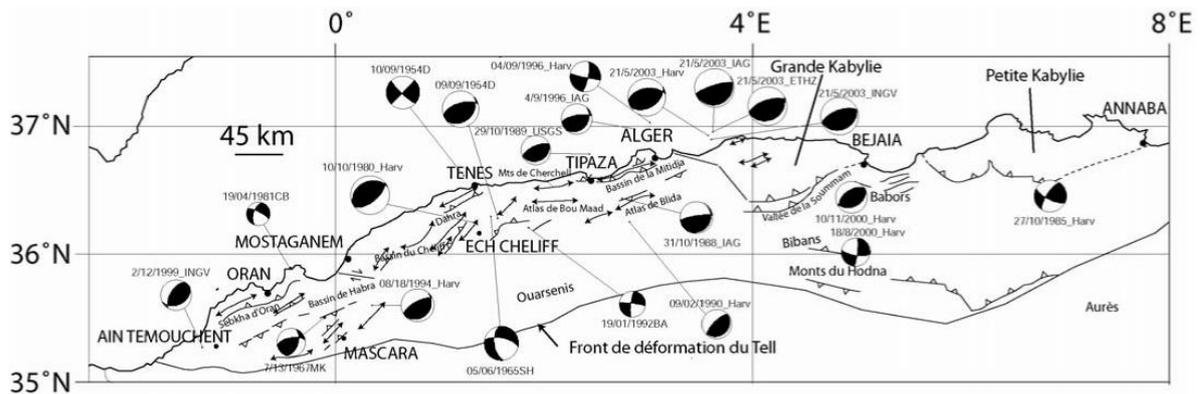


Figure II.7. Carte des failles actives et mécanismes aux foyers des séismes associés, nord algérien (Domzig, 2006).

II.1.4. 1. Sismicité

La sismicité en Algérie a fait l'objet de nombreuses études et elle est répertoriée dans plusieurs catalogues. Les archives décrivent plusieurs séismes majeurs historiques. Le plus ancien séisme recensé est celui de Sétif en l'an 419, mentionné dans le catalogue de Guidoboni (1994) cité par Beldjoudi (2011). Des séismes historiques destructeurs repertoriés (Benhallou, 1985 *in* Harbi, 2001) : Djidjeli du 22 août 1856 les séismes d'Alger en 1365 et 1716, de Gouraya en 1891, et d'Oran en 1790.

Depuis le début de la période instrumentale, qui remonte à un peu plus d'un siècle, les séismes les plus dévastateurs se sont produits principalement dans l'Atlas tellien (Fig.II.8). On cite le séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980, d'une magnitude Ms 7.3 (eg.Ouyed et al., 1981; Oussadou, 2012) ; le séisme de Boumerdès du 21 mai 2003, de magnitude Mw 6.8 (Yelles et al., 2003; Belabbès, 2009 et references therein). Aussi, séismes destructeurs ont marqué l'Atlas tellien, on citer :

- le séisme d'Aumale du 24 juin 1910 (Ms 6.6) (Benouar, 1994),
- le séisme d'Orléansville du 9 septembre 1954 (Ms 6.7) (Rothé et al., 1955, cité par Meghraoui, 1988),
- le séisme de Chlef du 10 octobre 1980 (Ms 7.3) (Ouyed, 1981 ; Meghraoui, 1988),
- le séisme de Constantine du 25 octobre 1985 (Ms 6.0) (Bounif et al., 1987),
- le séisme de Tipaza (Chenoua) du 29 octobre 1989 (Mw 6.0) (Meghraoui, 1991),
- le séisme de Mascara du 17 août 1994 (Benouar et al., 1996),
- le séisme d'Alger du 4 septembre 1996 (Yelles et al., 1997),

- le séisme d'Aïn Témouchent du 22 décembre 1999 (Mw 5.7) (Yelles et al., 2004),
- le séisme de Béni-Ouartilane du 10 novembre 2000 (Yelles et al., 2001),
- le séisme de Boumerdès du 21 mai 2003 (Mw 6.8) (Yelles-Chaouche et al., 2004 ; Domzig, 2006 ; Benabbès, 2009).

De forts séismes ont marqué la marge algérienne et ont fait l'objet de nombreuses publications scientifiques. Parmi eux, plusieurs évènements récents localisés au large de Béjaïa et Jijel ont été ressentis par la population au cours des deux dernières décennies.

En dehors de l'Atlas tellien, des séismes modérés ont également été enregistrés par le CRAAG dans l'Atlas saharien et la partie nord de la Plateforme saharienne. Parmi eux :

- le séisme d'El Djelfa du 9 janvier 2007 (MI 4.1),
- le séisme d'El Oued du 9 juillet 2007 (MI 5.2),
- le séisme d'Aïn Sefra du 14 décembre 2009 (MI 5.0).

La majorité des séismes produits dans m période instrumentale, sont superficiels et situés dans les 20 premiers kilomètres de profondeur, avec quelques exceptions atteignant plus de 30 km. En général, les séismes ne dépassent pas 15 km de profondeur, ce qui les rend plus dangereux et fortement ressentis par la population. La fréquence de la sismicité est plus élevée dans l'Atlas tellien et diminue progressivement vers le sud. L'analyse des enregistrements sismiques met en évidence cette décroissance de la sismicité du nord vers le sud, où elle devient plus diffuse dans l'Atlas saharien et quasi inexistante dans les Hauts Plateaux et le nord de la Plateforme saharienne.

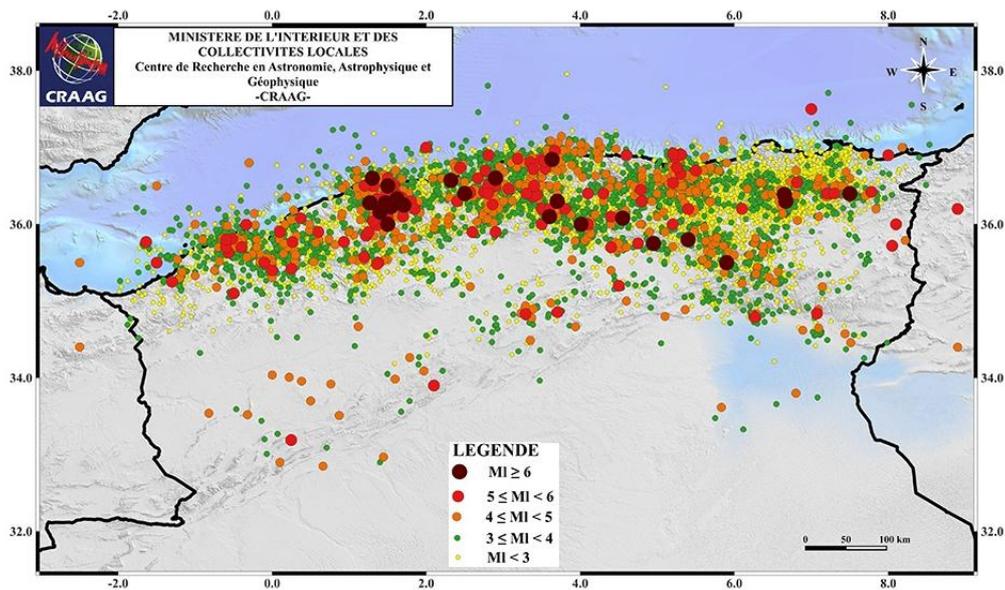


Figure II.8 : Activité sismique de l'Algérie de 1910 à 2024 (CRAAG, 2024)

II.1.4.2. Cadre sismotectonique du Constantinois

Le réseau de failles actives affectant le nord algérien, s'insèrent dans un modèle de tectonique en transpression (Meghraoui et al., 2012) perceptible notamment dans le Constantinois, la région d'étude. Les failles actives dans le nord algérien, sont de directions NE-SW et E-W à ENE-WSW accommodant un raccourcissement N-S à NW-SE. Ceci induit un état de contrainte compressive qui se traduit par une activité sismique particulièrement intense en Oranie et dans le centre du pays, alors qu'elle reste plus modérée dans l'Est du pays.

La sismicité, bien que faible à modérée dans le Constantinois, constitue une preuve supplémentaire de la persistance de la déformation durant les périodes récentes. Par ailleurs, les études de Harbi (2001, 2010) sur la sismicité historique confirment que Constantine, Guelma et le littoral entre Jijel et Skikda comme les zones les plus sismiques de l'Est algérien. En même temps que le taux de raccourcissement dans ces régions est relativement élevé par rapport aux zones ouest et centrale du pays (Bougrine et al., 2019).

Chapitre 2 : Cadre géologique

II .2.1. Historique des travaux géologiques sur le Constantinois

Les premières investigations géologiques dans la région d'étude furent initiées par Puillon Boblaye en 1838 qui publia ses travaux sur les calcaires crétacés du massif de Chattabah, les conglomérats de la Koudiat Aty et les calcaires lacustres d'Ain el Bey (*in* Chettah, 2009).

Les premières cartes géologiques sont dues à Hardouin, Tissot, Pomel, et Ficheur. La première carte au 1/250.000 signée par Hardouin (1868), contient la subdivision des formations géologiques de Constantine. La deuxième carte englobe tout le Constantinois, est signée par Tissot (1881). Le géologue a le grand mérite d'avoir attribué au Nummulitique supérieur les grès et argiles du Numidien. La cartographie se survire par l'édition de Pomel en 1889 sur la carte de l'Algérie au 1/800.000. La révision de cette carte est due à Ficheur en 1900 où des détails sur le bassin Miocène de Constantine sont reportés. À partir du vingtième siècle, c'est la période des grandes monographies. On cite en premier, les travaux de Joleaud en 1912 ; Outre sa thèse accompagnée d'une carte au 1/200.000° l'auteur a réalisé des levés de plusieurs cartes au 1/50.000. Les travaux de Flandrin (1948) qui étudia surtout le Tertiaire dans les chaînes de la Grande Kabylie (Djurdjura) et la Chaîne de la Petite Kabylie (Nord Constantinois). Les travaux géologiques entrepris par le Hollandais Van der Fliert dans la région de Constantine (El Khroub, Oued Athmania, Ain M'lila, et aussi les travaux de Voute sur la géologie d'Ain Fekroune Oum Bouaghi ainsi que les travaux de Dubourdiou (1956).

Durant la période allant de 1967 à 1980 sous la direction de Durand-Delga, d'éminentes études ont été entreprises particulièrement par Raoult (1969, 1974) et Bouillin (1973, 1977) dans la chaîne de la Petite Kabylie et sur l'origine de mise en place des flyschs de la région. Ces études sont accompagnées par des levés réguliers des cartes au 1/50.000. Aussi, les travaux de Guiraud (1973) sur les monts du Hodna et les Hautes Plaines Constantinoise où il a proposé l'allochtonie du «môle néritique Constantinois. Vila (1980) avait étudié toute la chaîne d'Algérie Nord orientale à ses différentes phases orogéniques et désigne le môle néritique constantinois sous le terme «nappe néritique Constantinoise ». Kazitani (1986) explique l'évolution paléogéographique et structurale des plates formes Constantinoise et sétifiennne et il interprète la structuration par un système d'accidents bordiers NE-SW et NW-S.E ayant fonctionné déjà dans un contexte décrochant depuis le Jurassique et le Crétacé supérieur. Chadi

(1991, 2004) propose une émergence du nérétique constantinois au Crétacé supérieur. Coiffait. (1992) réalise une analyse séquentielle à l'échelle de toute la chaîne de l'Algérie nord orientale. Précisément dans la chaîne de Petite Kabylie ; Djellit (1987) effectua des travaux remarquables sur les flyschs dans la région de Jijel, Mahjoub (1990) réalisa des travaux sur la tectonique proposa un modèle cinématique. Oubadi (1994) mena une étude sur la pétrologie et la géochimie du magmatisme tertiaire dans la région de Collo. Aris (1994), dans son étude tectonique dans l'Est algérien en particulier le Constantinois, quantifia la tectonique du Secondaire et du Tertiaire et met en évidence les déformations plio-quadernaire et il détermina d'importantes lacunes de dépôts, des surfaces durcies et des variations d'épaisseurs dans les dépôts quadernaires. Benabbas (2006) met en relief une nouvelle approche concernant l'étude structurale dans la région de Constantine, la tectonique récente ou néotectonique. Les travaux d'Abbassène (2016) sur le magmatisme néogène du Cap Bougaroun et ses implications géodynamiques. Nous signalons par ailleurs les travaux de Blés et Fleury (1970), sur les fossés plio-quadernaires de la région de Tebessa aux quels ces auteurs associent des notices à la carte géologique de Morsott.

II .2.2. GEOLOGIE REGIONALE

II .2.2. 1. Introduction

Nous introduisons ce chapitre par un résumé sur la géologie du nord algérien et nous enchaînerons par la stratigraphie des bassins post nappes de la région étudiée.

La géologie de l'Algérie se distingue par deux domaines ; le nord algérien qui s'étale de la côte jusqu'à l'Atlas Saharien (Fig. II. 9), est marqué par la tectonique méso-cénozoïque ; (ii) le sud algérien qui s'étale du Sahara où la néotectonique est moins affirmée jusqu'aux chaînes panafricaines et protérozoïques à l'extrême sud. La limite tectonique entre le nord actif et le Sahara stable, est d'ordre régional dénommée l'Accident Sud Atlasique ou aussi le front sud-atlasique ou encore la flexure sud-atlasique.

Succinctement de part et d'autre de l'accident, la géologie est composée du sud au nord on distingue la Plateforme Saharienne qui correspond à un craton ou socle précambrien avec sa couverture constituée de terrains sédimentaires paléozoïques et mésozoïques quasiment peu ou pas déformés.

L'Atlas Saharien est une chaîne de montagne intra-continentale méso-cénozoïque composée de terrains autochtones allant du Trias à l'Eocène, dessus le Néogène et Quaternaire discordants. La chaîne est déformée et les structures compressives (plis et failles inverses) sont développées dans les séries du Secondaire. Les chevauchements apparaissent ancrés sur des décollements à la base des évaporites du Trias (Bracène, 2000).

(iii) Les Hautes Plaines dans l'Est algérien et les Hauts Plateaux dans le centre et l'Ouest algérien, sont situés entre L'Atlas tellien et les montagnes de l'Atlas Saharien. Les Hautes Plaines quasiment peu déformées sont séparées du domaine tellien par l'avant fosse miocène, sont composées presque entièrement de terrains paléozoïques et mésozoïques, peu couverts de dépôts récents.

(iv) La chaîne tello-rifaine ou les Maghrébides d'Afrique du Nord qui fait partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen d'âge méso-cénozoïque, s'étend d'Ouest en Est sur 2000 kilomètres depuis le sud de l'Espagne jusqu'au en Italie (arc calabro-sicilien). Dans cet orogène, se distinguent les zones internes dispersées le long de la côte méditerranéenne et les zones externes localisées à la périphérie (Figs. II. 9a, II.9b).

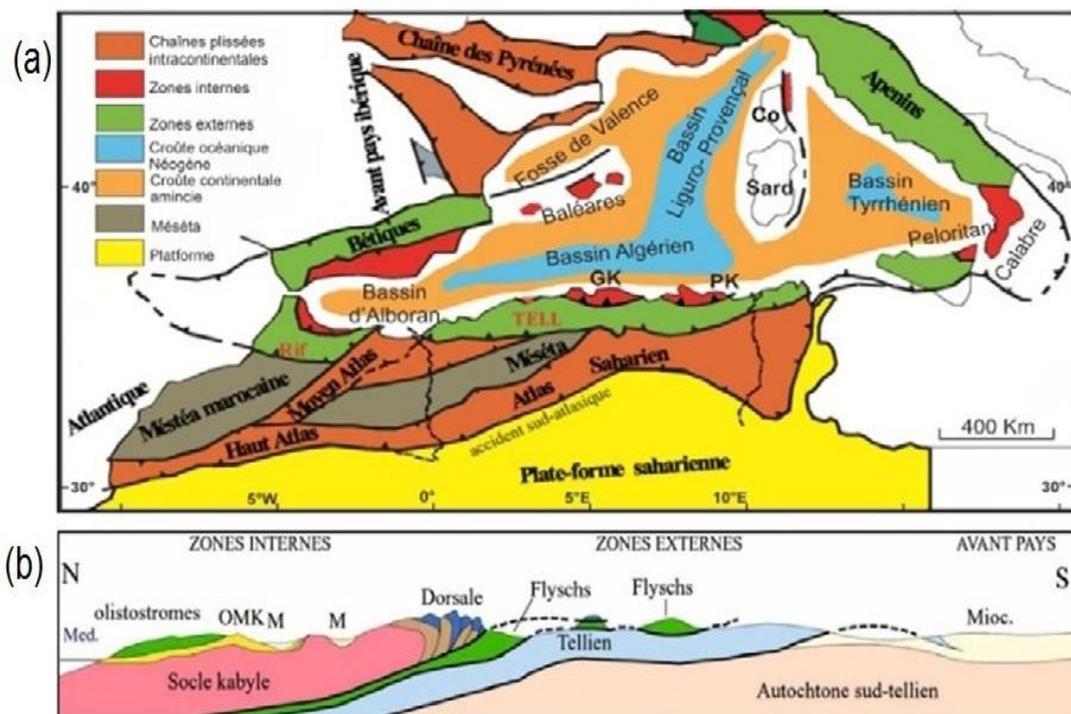


Figure II.9 : (a) Schéma structural de la Méditerranée occidentale montrant les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et de la Méditerranée occidentale ainsi que la dispersion du domaine AlKaPeCa (Frizon de Lamotte et al.2000 in Shaza, 2021). (b). Coupe schématique des Maghrébides de l'Algérie montrant la disposition des zones internes (AlKaPeCa) et externes (d'après Durand Delga, 1969 in Shaza, 2021)

II .2.2. 2. Ensembles structuraux des Maghrébides de l'Est l'Algérie

La région d'étude occupe le centre des Maghrébides de l'Est algérien (Fig. II. 10). Cette chaîne des représente un segment de l'orogène alpin d'Afrique du Nord. Les différentes domaines géologiques différents qui sont du Nord vers le Sud sur la transversale de la zone d'étude de Skikda- Oum El Bouaghi qui correspond au rayon de la zone d'étude, paraissent au complet les ensembles géologiques des Maghrébides qu'on regroupe en domaines nord et sud kabyles. Ces deux domaines sont distinctement d'origines différentes rassemblés et structurés durant les phases tectoniques cénozoïques. Ils sont séparés par un contact tectonique majeur dit l'accident sud kabyle ou le chevauchement sud kabyle ou le front de nappes dans l'Est algérien (Durand Delga et al., 1980). Cet accident tectonique correspondrait à la limite de plaques miocène (Bouillin, 1986), est directement observable dans le Constantinois mais parfois il est dissimulé sous le bassin post nappes de Mila-Constantine. Succinctement, nous présenterons ces deux domaines qui à leur tour sont formés de plusieurs ensembles géologiques (Figs. II.10a; II. 10b).

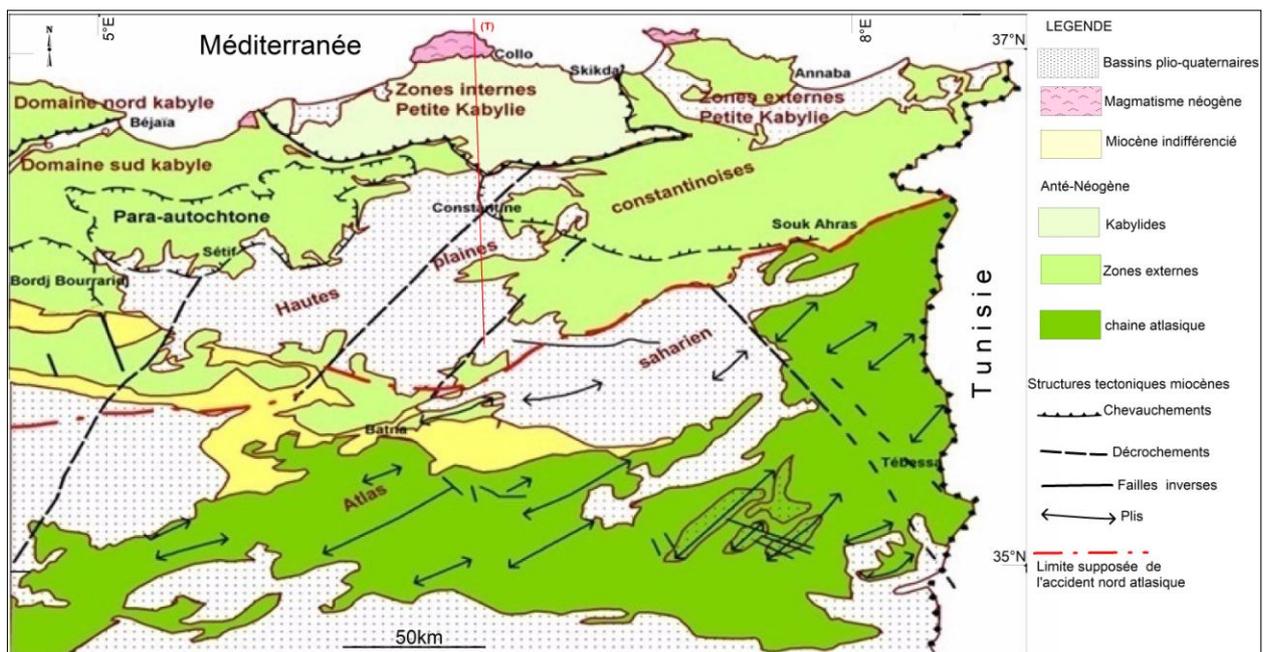


Figure II.10: Schéma structural du NE algérien réalisé sur la base de la carte géologique 1.200 000 de Caire, 1957). (T) indique les différentes unités structurales sur la transversale de Constantine. Les structures tectoniques, notamment les plis et les failles supposées, sont reprises de la carte de Caire.

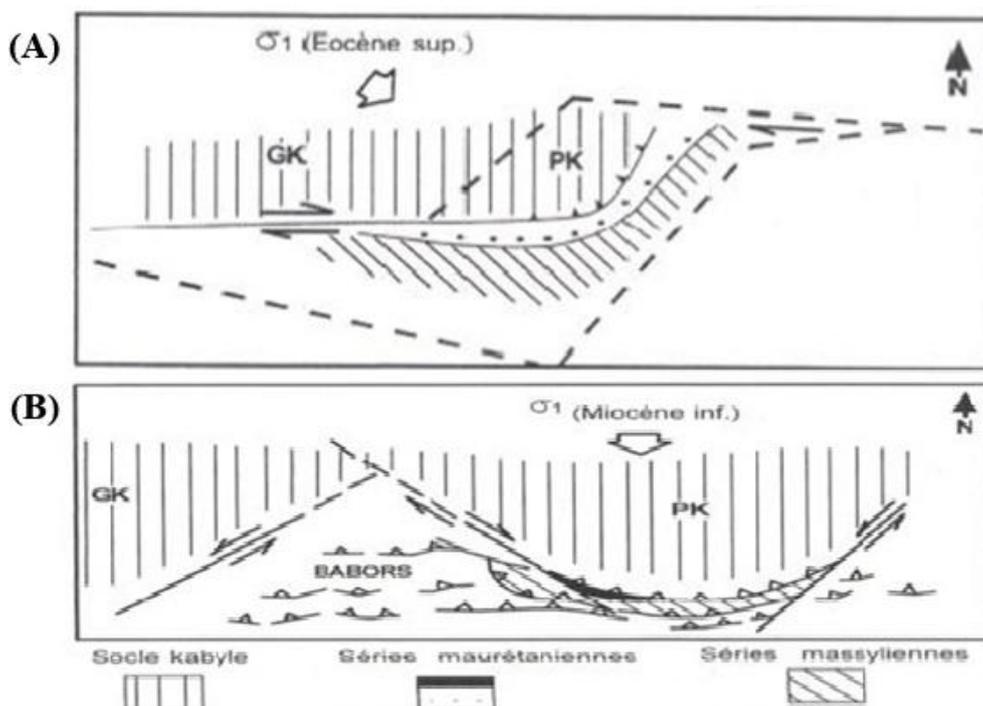


Figure II.10b: Phases tectoniques Éocène supérieur et Miocène inférieur. (A) : Compression en transpression dextre responsables des chevauchements vers l'Est à l'Éocène ; (B) : Principales déformations rattachées à la compression N-S durant le Miocène. (Mahdjoub et Merle, 1990).

A. Les Kabyliques

Les Kabyliques ou zones internes dont fait partie la chaîne de la Petite Kabylie, sont issus de la fragmentation de la microplaque d'Alboran (Andrieux et al., 1971), dénommée également la sous plaque méso-méditerranéenne (Durand- Delga, 1980), ou encore ALKAPECA (Alboran, Kabylie, Peloritain, Calabre) (Bouillin, 1986) qui rassemble le socle cristallophyllien et la chaîne calcaire. Dans l'Est Algérien affleure, apparaît le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie ; sur près de 120 km de long et une largeur de 30 km entre Jijel- El Milia - Skikda affleure et plus à l'Est à Annaba. Il s'agit de roches cristallophylliennes et cristallines (essentiellement de gneiss, amphibolites, micaschistes et schistes, des granites et granodiorites, granulites, phyllades) d'âge hercynien ou plus ancien (\leq à 300 Ma). Durand Delga (1969). a signalé l'existence du socle dans le domaine tellien où il paraît pelliculaire et affleure en fenêtre à Ain Kechera.

A.1. Paléozoïque

Le Paléozoïque est une couverture d'âge Ordovicien à Carbonifère peu métamorphique composée de schistes carbonifère «flysch culm» et des grès permien qui apparaissent plus à l'ouest dans les massifs de grandes Kabylie (Géry et al., 1981) et de Chenoua (Belhai, 1987).

A.2. Chaîne calcaire

La chaîne calcaire ou la dorsale kabyle méso-cénozoïque, fortement écaillée et structurée en trois unités (interne, médiane et externe) composées de dépôts d'une plateforme dont les dolomies du Trias, les calcaires du Lias inférieur et d'un microconglomérat priabonien connu sous l'*Éocène détritique* ou le *Nummulitique détritique*. La chaîne calcaire doit son nom à Glangeaud (1933) du fait de la dominance de la sédimentation carbonatée jurassique. Le terme "dorsale kabyle" a été ultérieurement proposé par Durand-Delga (1969). Depuis, la généralisation de l'utilisation du terme "dorsale" dans le domaine océanique, le terme "chaîne calcaire ou carbonatée" est rétabli (Raoult, 1974 ; Bouillin, 1977 ; Vila, 1980). Dans l'Est algérien, la chaîne carbonatée apparaît au Nord de Constantine et au sud d'Annaba. Elle est structurée en trois unités tectoniques dont l'unité interne comporte des séries allant du Permo-Trias au Néocomien et représentée par des calcaires néritiques massifs ; l'unité médiane ; l'unité externe.

A3. Molasse, Olistostromes

L'Oligo-Miocène Kabyle (*OMK*) forme la couverture stratigraphique discordante du socle kabyle. C'est une molasse constituée surtout de conglomérats, grès micacés et pélites d'âge Oligocène supérieur- Miocène inférieur. La base de l'OMK est datée Oligocène supérieur et son sommet (silexites) qui peut atteindre l'Aquitainien (Bouillin, 1977).

Le Nummulitique constitue la couverture cénozoïque de la chaîne calcaire et des flyschs mauritaniens, caractérisée par des formations grésos- micacées, d'âge Priabonien à Oligocène supérieur (Bouillin, 1977).

Les Olistostromes sont caractérisés par une puissante série à caractère détritique. Dans la région de Constantine, ce sont des silexites blanches (Bouillin, 1977 ; Raoult, 1974; Vila, 1980).

B. Flyschs Sud Kabyles

Les flyschs sont très étendues affleurent sur 800 km de long des Maghrébides, entre Mostaganem en Algérie jusqu'à Bizerte en Tunisie. Le domaine occupe des positions structurales variées, par rapport aux zones internes et externes. Il s'agit essentiellement de dépôts silico-clastiques turbiditiques crétacés-paléogènes de mer profonde mobile de jurassique moyen au Burdigalien (Bouillin 1986).

On subdivise classiquement en trois nappes selon leurs positions structurales : flyschs nord-kabyles charriés sur les zones internes ; leur mise en place s'est faite au Burdigalien dans la région de Grande Kabylie.

Les flyschs sud-kabyles localisés en situation externe ; soit à la côté sud de la chaîne carbonatée, soit totalement externes transportées sur une centaine de km sur les zones externes.

B.1. Flysch Maurétanien ou *flysch de Guerrouch* (Durand Delga, 1969) occupe une position haute, est caractérisé par des formations de composition grès-pélique d'âge jurassique –crétacé à l'Éocène (Bouillin et Raoult, 1971 ; Bouillin, 1977 ; Vila, 1980). Dans le constantinois, le flysch mauritanien correspond à une épaisse série qui débute localement par des radiolarites rouges attribuées au Malm par Vila, (1980) suivie de calcaires gréseux en alternance avec des bancs argileux et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

B.2. Flysch Massylien, défini au Kef Sidi Driss par Raoult (1969, 1974) occupe une position inférieure par rapport au Maurétanien, Il comprend une série pélico-quartzitique d'âge crétacé inférieur surplombée par une série pélico-micro-bréchiq ue d'âge Crétacé supérieur. Il s'agit d'un ensemble Crétacé inférieur argilo-quartzitique à niveau de phtanite surplombé par une alternance d'argile et de microbrèche d'âge Crétacé supérieur (Raoult 1969).

B.3. Flysch Numidien est très étendu dans le Constantinois. Il correspond à de grès et argiles d'âge Oligocène supérieur- Burdigalien inférieur. Il s'agit en fait de la triologie de (Ficheur, 1980 in Coiffait, 1992) qui comprend.

La nappe est composée à la base par une formation pélique ou des argilites versicolores, des alternances de grosses barres de grès épais de plusieurs centaines de mètres et de pélites.

Sa mise en place est ultérieure à la tectonique transcurrente fini-éocène, et recouvre indifféremment toutes les unités (Bouillin, 1977 ; Lahondère, 1979, Wildi, 1983).

D'un point de vue paléogéographique entre le Crétacé à l'Eocène moyen, un large sillon dénommé le bassin maghrébin, a reçu les sédiments flyschs sur deux zones (Fig.II.11a). La zone septentrionale interne ayant reçu le flysch maurétanien et une zone méridionale externe ayant reçu le flysch massylien (Gélard, 1969). Ensuite à l'Eocène supérieur une nouvelle paléogéographie s'installait donnant naissance au bassin Numidien (Fig.II.11b).

Ces flyschs forment une bande bien structurée. Deux hypothèses principales ont été répandues au sujet de la situation initiale du sillon maghrébin : soit hypothèse "ultra" qui propose que le sillon fût localisé plus au nord que les actuelles zones internes, soit l'hypothèse "infra ou citra" qui propose le sillon était localisé entre les zones internes et externes. La seconde hypothèse possède le plus de partisans (Belhaï, 1987).

La nappe numidienne est impliquée que par la tectonique miocène sauf dans le nord Constantinois particulièrement à El Aria, elle est amplement déformée et semble être impliquée dans les accidents qui affectent l'édifice allochtone.

C.1. Le domaine tellien

Le domaine tellien où zones externes ou encore le Tell méridional rassemble l'allochtone tellien, l'avant pays allochtone, et l'autochtone pré- atlasique [Vila, 1980, Kazi Tani, 1986].

L'allochtone tellien structuré en un empilement de nappes pelliculaires imbriquées les unes dans les autres et sont composées surtout des marnes d'âge triasique à néogène. Ces nappes seraient issues du décollement de la couverture sédimentaire déposée dans le sillon tellien ou la paléomarge africaine (Bouillin, 1986). Cet allochtone dit « nappes telliennes » est décollé et charrié sur une centaine de km vers le sud au-dessus du Trias gypso-argileux, est essentiellement composé d'épaisses formations à dominance marneuse et marno-calcaires d'âges crétacées à néogènes.

Dans l'Est algérien, les nappes telliennes sont caractérisées par des séries marneuses très épaisses et elles sont rassemblées en trois grandes unités sont du nord vers le sud par Vila (1980):

Les unités ultra-telliennes sont des formations de marne et calcaires claires d'âge crétacé inférieur surmontées d'une série plus détritique d'âge sénonien à l'Eocène. Elles sont connues que dans la partie orientale algérienne et en Tunisie ; ont été déterminées au Nord de Guelma par Vila (1968) et Skikda par Raoult (1968). La désignation d'ultra-tellien a été donnée par (Durand Delga, 1969) et montrent des caractères voisins de ceux du flysch massylien.

Les faciès de ces unités sont d'origine bathyale montrent de bas en haut :

- Un Crétacé inférieur marneux.
- Un Paléocène marneux noire.
- Un Eocène inférieur formé de calcaire à silex et
- Un Eocène supérieur marneux.

Les unités telliennes « sensu stricto » sont les nappes Baboriennes (Obert 1981). Elles sont formées de calcaires et marnes jurassiques caractérisant une plateforme carbonatée, puis un Crétacé inférieur détritique.

Les unités peni-telliennes et les unités méridionales à nummulites définies dans le Constantinois, se caractérisent par des séries à faciès néritique du Crétacé à l'Oligocène sont carbonatées et marneuses.

Ces unités sont localisées dans la région d'étude à Constantine sur la pente nord du Dj Zouaoui dans massif de Chettabah. Les termes supérieur des unités peni-telliennes sont incomplets dans la région de Constantine (Vila, 1980).

L'Avant-fosse sud-tellienne qui correspond à la limite méridionale des nappes, sont les bassins molassiques syn-nappes ayant reçu le front des nappes telliennes.

D. Le domaine de l'Avant pays allochtone

L'avant pays allochtone (Vila, 1980) est structuré au Miocène moyen, et il est surmonté tectoniquement par les nappes telliennes et lui-même surmonte l'autochtone nord Aurèsien. Le domaine est caractérisé par des faciès calcaires et marneux de la plate-forme constantinoise et du domaine de l'Atlas par des séries localement écaillées et il se différencie d'Ouest en Est par:

D.1. L'allochtone sud-sétifien se montre sous la forme d'un vaste empilement d'écailles délimitées par des accidents coulissants et qui apparaît plus à l'ouest dans la fenêtre des Azerou dans les Bibans et à la partie nord du Hodna plus à l'Ouest.

Ceci représente les séries de Djebels Guergour, Anini, Zdimm, Youssef, Braou, Tnoutit, Sékirine, Tafourer, Agmérrouel, Zana, Azraouat, Hammam, Ain el Ahdjar, Koudiat Tella et série supérieure du Djebel Kalaoun), qui se présentent sous des faciès à caractère carbonaté et marneux de plateforme subsidente, allant du Jurassique au Miocène. Par ailleurs, à l'ouest de la région étudiée, on associe à ce domaine les massifs para-autochtones à schistosité de la chaîne des Babors (Kirèche, 1992).

D.2. la nappe néritique constantinoise qui est caractérisée par des séries en majorité carbonatées épaisses et rassemble : un Jurassique inférieur marno-calcaires et un jurassique moyen et supérieur par des calcaires massifs, un Crétacé inférieur calcaro-dolomitique, un crétacé moyen marneux à Ammonites, un Crétacé supérieur avec le Sénonien inférieur est peu épais et le supérieur est représenté par de minces niveaux sparitiques, on trouve un Éocène se présentant sous un faciès littoral.

D.3 l'unité ou la série des confins algéro- tunisiens sont caractérisées par la prépondérance des faciès d'origine néritique allant du Crétacé supérieur à l'Eocène. Les dépôts de ces unités montrent de grandes ressemblances avec les unités peni-telliennes et le môle néritique constantinois.

D.4. L'unité des écailles des Sellaoua contient des formations allochtones argilo-marneuses déposées pendant le Crétacé dans un sillon assez large NE-SW entre le domaine atlasique et le domaine alpin (Voute 1967, Vila 1980).

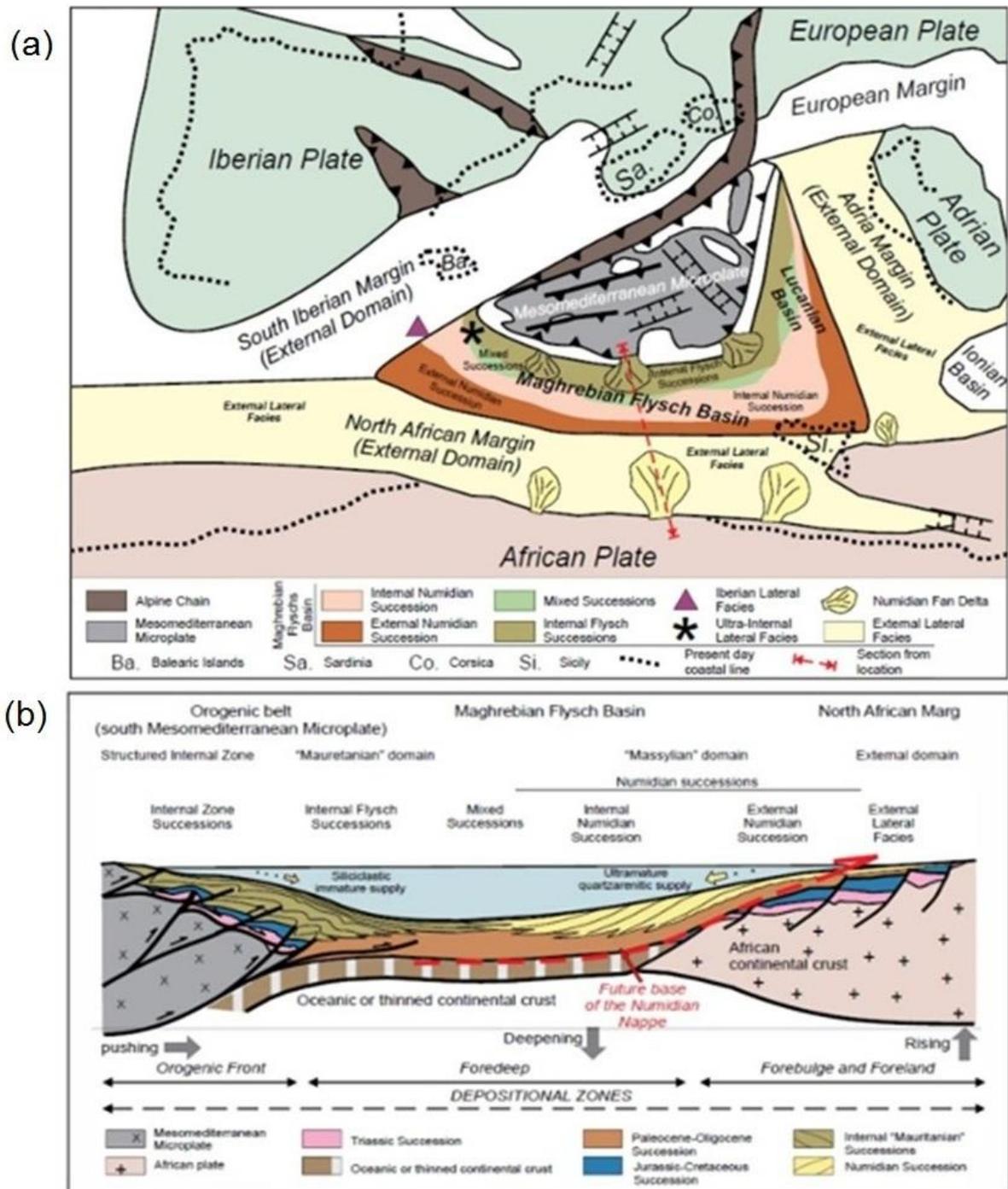


Figure II.11: Reconstitution paléogéographique du domaine téthysien. (a) illustre la position des flyschs (Oligocène supérieur-Miocène inférieur). (b) Coupe tectono-sédimentaire synthétique du bassin maghrébin de flyschs et de ses marges interne et externe (respectivement la micro-plaque kabyliques et la marge africaine) au cours de l'Oligocène-Miocène précoce (Guerrera et al., 2012 in Shaza, 2021)

E. Le domaine des Hautes Plaines

Le domaine des Hautes Plaines désignées par l'autochtone sud tellien ou encore l'autochtone pré-saharien) s'insèrent d'Ouest en Est entre le Tell et l'Atlas saharien et se terminent en pointe à la

frontière algéro-tunisienne. Dans la zone d'étude, les hautes plaines apparaissent à Oum El Bouaghi, sont caractérisées par une structuration en écaillés constituées d'un socle primaire peu recouvert par les sédiments méso-cénozoïques, très résistant et peu déformé. Bracène (2001) considère que certains de ces décollements sont enracinés sur des failles à pendage nord plus profondes (Fig.). À Souk Nouamen, les séries de l'avant pays atlasique autochtones constituent la zone des diapirs caractérisée par des séries du Secondaire très épaisses, très homogènes de plateforme subsidente envahie par une sédimentation gréseuse durant le Crétacé (Berriasien-Albien) (Vila, 1980).

Par ailleurs, plus à l'Est par rapport à la transverse Skikda-Oum Bouaghi, des fossés d'effondrement de direction globalement NW-SE, dont ceux de la région de Tébessa (WNW-ESE) et région de Morsott (NNW-SSE). Leur mise en place a débuté préalablement au Plio-Villafranchien, ils se distinguent par leurs 'amplitudes qui atteignent 450 m pour le fossé de la région de Morsott et jusqu'à 800 m pour celui de la région de Tébessa (Blés et Fleury, 1970).

F. Domaine de l'Avant pays autochtone et l'Atlas saharien

Le domaine de l'Avant pays atlasique autochtone et l'Atlas saharien prend relai par l'intermédiaire d'une zone de failles en échelon d'orientation E-W, formant l'accident nord-atlasique. L'ensemble de ces deux domaines, est représenté par les monts de Batna et les massifs des Aurès qui se distinguent par des séries mésozoïques épaisses à facies de plateforme subsidente, qui correspond à une sédimentation gréseuse monotone (Vila 1980).

Au niveau des Maghrébides de l'Est algérien, la fin des paroxysmes des grands charriages alpins qui se sont terminés au Miocène inférieur à Moyen et ils sont remplacés par une période de relaxation isostatique marquée par l'ouverture d'un ensemble de dépressions intra-montagneuses, ou bassins Néogènes, dont le comblement a débuté par des niveaux marins évoluant vers le haut à des dépôts lagunaires et lacustres puis à des accumulations continentales (Bouillin, 1977; Raoult, 1974; Vila, 1980). Ces dépressions occupent indifféremment des positions supérieures au-dessus des différentes unités de la chaîne alpine et ont une direction orographique générale Est-Ouest à NE-SW. Elles ont été guidées et effondrées par des structures distensives en failles normales de même direction, couplées à des décrochements de direction N110-N120 (Djellit, 2013). La néotectonique a inversé leurs structures distensives en leur imposant ainsi qu'à l'ensemble de la chaîne alpine, une compression générale NNW-SSE à N-S, consécutive du rapprochement des deux plaques

africaine et eurasiatique (Demets et al., 1994; Nocquet and Calais, 2004; Serpelloni et al., 2007). Cette compression est accommodée par des structures actives en décrochements et en failles inverses (Djellit, 2013 ; Guiraud, 1977 ; Meghraoui, 1988).

Après les paroxysmes alpins qui ont conduit à la mise en place des nappes en Algérie (Burdigalien supérieur, Serravallien), vient une période de relaxation isostatique responsable d'une extension généralisée sur toute la chaîne avec une direction NE-SW à N-S (Aris et al., 1998; Guiraud, 1977). Cette période s'est accompagnée de failles normales qui sont à l'origine de l'installation des bassins néogènes dont le comblement a été synchrone d'un volcanisme calco-alcalin à alcalin sur toute la côte algérienne. Dans le bassin de Constantine, cette période est accompagnée par une réactivation des accidents majeurs de direction E-W en failles normales (Aris et al., 1998; Coiffait, 1992) et par un épanchement des coulées volcaniques volcanique (trachytes) au sud immédiat de Kef Haouner (Raoult, 1974, Djellit, 1987).

La période de cette extension va jusqu'au Quaternaire basal (Guiraud, 1977), conduisant au dépôt des calcaires lacustres de Constantine. La deuxième phase qui est compressive, débute au Quaternaire inférieur et continue jusqu'à nos jours. Elle est responsable de la fermeture du bassin de Constantine par inversion des structures distensives et par plusieurs chevauchements et plis de direction NE-SW, localisés à la limite septentrional du bassin. La limite méridionale est caractérisée par des décrochements de direction NE-SW dont les jeux sont conformes à la direction globale du raccourcissement NNW-SSE.

Par ailleurs, l'activité sismique répartie dans tout le bassin de Constantine est, quant à elle un affirmation d'une activité tectonique active de nos jours Ousadou et al., 2013).

G. Magmatisme néogène

Une intense activité magmatique a eu lieu durant le Néogène le long de la marge maghrébine. Cette activité est liée à la subduction de la lithosphère téthysienne et elle s'est répandue en deux séries ; la série calco-alcaline à shoshonitique et la série alcaline plus récente à prédominance basaltes et basanites (eg. Maury et al., 2000; Abbassène et al., 2016, Chazot et al., 2017).

En Algérie, dans la chaîne tellienne, la série calco-alcaline comprend des roches volcaniques (andésitiques, dacitiques, rhyolitiques) et des granitoïdes. Le volcanisme de la côte est essentiellement andésitique avec la présence de granitoïdes. Le bassin algéro-provençal

présente un magmatisme de type arrière-arc, marqué par des basaltes en contexte extensif (Hamlaoui et al., 2020 and références therein).

Dans le nord-est algérien (Petite Kabylie, Edough-Cap de Fer), les roches magmatiques recoupent les nappes de socle et flyschs crétacés-numidiens. L'activité miocène calco-alcaline se manifeste par des roches volcaniques et plutoniques. La plupart des plutons granitiques ont provoqué dans leur encaissants sédimentaires ; un métamorphisme de contact.

La série calco-alcaline se caractérise par ; les granites potassiques de Cap de fer –Edough datés 15.1-15.9 Ma, les dacites de l'Aouina datées entre 14.5-15.9 Ma, monzogranite d'El Milia d'âge, les granites rhyolites et les Ignimbrites de Cap Bougaroun datés 15.2-16.4 Ma, granites shoshonitiques de Filfila datés 15.3 Ma (*in* Maury et al., 2000).

Au nord de la zone d'étude, au cap Bougaroun, un complexe magmatique, à la base du socle qui est formée, par des péridotites, constituées par des lherzolites à plagioclase, fortement serpentinisées, des gneiss rétomorphisés et des pegmatites expliqués comme issues d'une zone crustale profonde et du manteau supérieur. Des plutons granitoïdes et des roches volcaniques sont riches en potassium. Des datations U-Pb sur zircons et K-Ar sur roches/minéraux indiquent un début d'activité post-collisionnelle entre 17 et 15 Ma, avec des âges de 14-13 Ma et jusqu'à 11 Ma pour les filons mafiques et felsiques en Kabylie de Collo (Abbassène et al., 2016). Des gabbros d'âge oligocène supérieur (27-23 Ma) du Cap Bougaroun montrent un caractère océanique.

Les données géochimiques et isotopiques révèlent deux sources mantelliques distinctes (Abbassène et al., 2016):

1. Une source appauvrie, sans influence de subduction, associée aux gabbros du Cap Bougaroun et Bou Maïza, vestiges du rifting oligocène.
2. Une source enrichie en éléments mobiles et LREE, correspondant au manteau lithosphérique kabyle métasomatisé lors de la subduction paléogène (Maury et al., 2000). Les magmas issus de cette source ont évolué par cristallisation fractionnée et contamination crustale pour former les roches intermédiaires et felsiques.

Un modèle tectono-magmatique de rupture du slab téthysien qui aurait induit une délamination crustale aux marges de la lithosphère africaine et kabyle. À 17 Ma, un flux thermique asthénosphérique ascendant aurait provoqué la fusion du manteau, générant des magmas

mafiques calco-alcalins moyennement potassiques, enrichis par interaction avec la croûte africaine. Les anomalies négatives en Nb, P et Ti attestent d'une signature magmatique liée aux zones de subduction (Maury et al., 2000). Les granitoïdes miocènes d'El Aouana, mis en place en contexte post-collisionnel, montrent des similarités avec d'autres granitoïdes métalumineux du nord de l'Algérie, considérés comme issus d'un manteau métasomatisé par le processus de « slab break-off » sous la marge nord-africaine (Hamlaoui et al., 2020).

H. Bassins post nappes

Dans l'Est algérien, la répartition des bassins post-nappes se distingue en bassins septentrionaux ou les bassins littoraux (Oued El Kébir, Seybouss, les plaines de Taref...), et bassins intra-montagneux (Mila-Constantine, Oued Zenati, Guelma, Tamlouka, ...). Ils sont pour la plupart orientés NE-SW à WSW-ENE et sont caractérisés par un des formations continentales et marines transgressives et discordantes. Ces bassins sont mis en place postérieurement aux grands chevauchements c'est-à-dire postérieurement au Burdigalien sur tous les domaines (zones internes, des nappes de flyschs et des nappes telliennes).

La position du bassin de Mila-Constantine en bordure de la Petite Kabylie a entraîné une intense déformation sur sa marge nord, due aux phases tectoniques majeures ayant structuré les unités géologiques de la Petite Kabylie et du domaine des nappes.

Les formations post nappes qui caractérisent ces bassins, sont très développées de point de vue épaisseur. Les dépôts mio-pliocènes affleurent sur de vastes espaces dans le constantinoise (Bouillin, 1977 ; Vila, 1980).

Selon une orientation E-W, le remplissage du bassin de Mila-Constantine commence localement par des formations marines burdigaliennes à langhiennes et qui passent vers le haut à des formations continentales du Miocènes et du Plio-Quaternaires (Coiffait, 1992). Ces dépôts sont associés à un magmatisme illustré dans la région d'étude par les complexes volcaniques de Bouharoun et Collo (Raoult, 1974 ; Djellit, 1987 ; Abbassène, 2016, Boukaoud et al., 2021).

II .2.3. GÉOLOGIE LOCALE

Le chapitre résume les différents ensembles lithostratigraphiques de la région d'étude qui comprend des massifs telliens et les bassins néogènes du constantinois, sur la base des coupes et datations réalisés par [Vila, 1980, Lahondère, 1987 ; Chadi 1991 Coiffait 1992, Aris 1994, Marmi, 2006 ; Chettah, 2009] et les travaux de (Durand Delga, 1955 ; 1977 ; Laffite, 1967 ; Raoult, 1974 ; Bouillin, 1977, 1986 ; Vila, 1980 ; Wildi, 1983 ; Coiffait, 1992). La position structurale ainsi que la stratigraphie de chaque ensemble au sein de la chaîne des Maghrébides de l'Est algérien, sont montrés dans la carte de Guiraud (1990) (Fig. II.13) et la coupe et la colonne litho-stratigraphique de Coiffait(1992) (Fig.II.14).

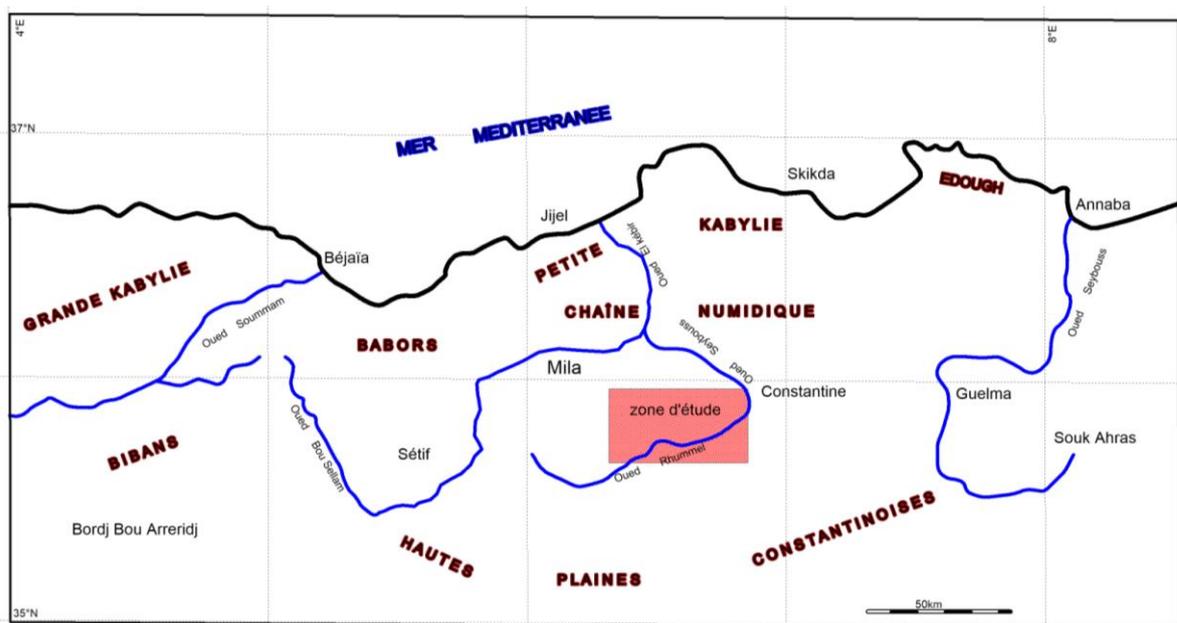


Figure II.12 : Localisation géologique de la région d'étude

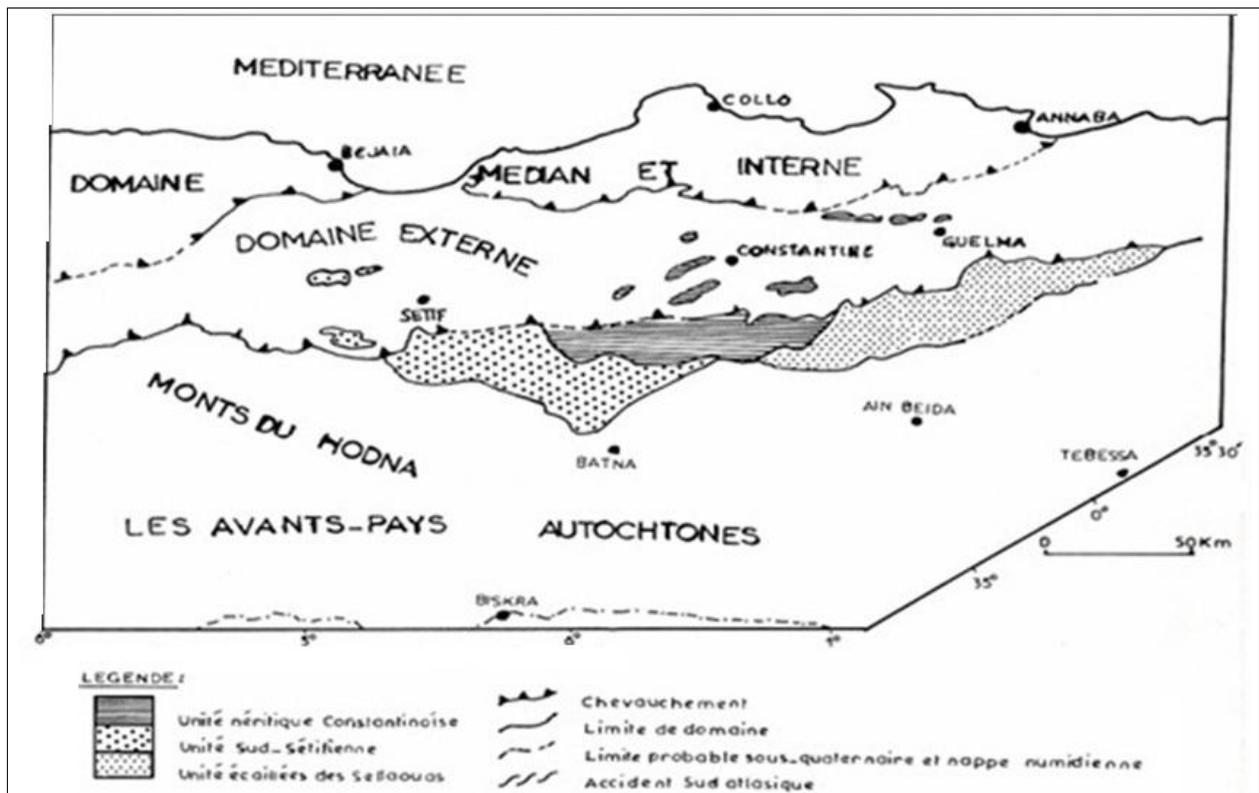


Figure II. 13: Esquisse structurale du Nord-Est algérien (Guiraud, 1990)

II .2.3. 1. Le Substratum tellien

Le cycle alpin débute par le **Trias**, c'est complexe évaporitique qui se présente en lames éjectées le long des accidents tectoniques ou en appointements diapiriques. Les affleurements sont généralement peu étendus, le plus important correspond à la terminaison orientale du massif de Chettabah à l'Ouest immédiat de Constantine. Le Trias n'affleure jamais en position stratigraphique normale, mais se présente en pointements diapiriques et en lames injectées le long des accidents tectoniques traversant la couverture mio-plio-quaternaire. Les formations triasiques affleurent au pied des massifs de djebel Kheneg, djebel Chettabah, au Sud de djebel Akhal et à l'Ouest de Sidi Merouane.

D'autres pointements existent aussi au Sud de Constantine entre El Khroub et Ain Miila.

Il s'agit surtout d'argilites bariolées (Coiffait 1992). On trouve aussi des blocs de dolomies noirâtres. A ce complexe triasique qu'on rencontre à Oueled Rahmoune, sont associés des roches volcaniques « Ophites » (Aris 1994). Au Sud dans les massifs qui entoure la plaine d' Ain Miila le Jurassique correspond à une puissante série de dolomie sombre.

Les formations jurassiques sont représentées au niveau des massifs entourant le bassin de Mila, tels que djebel Kheneg, djebel Akhal, djebel Chettabah, djebel. Kerkara et au djebel M'cid Aicha (Durand Delga, 1955 ; Raoult, 1974).

Le Jurassique débute par des calcaires compacts et dolomies massives. Ces roches correspondent probablement au Lias. Le Dogger est également carbonaté, caractérisé par des calcaires oolithiques massifs. Le Malm, est formé dans sa partie supérieure de calcaires fins. Ces calcaires sont affectés par un phénomène de dolomitisation, notamment au djebel Kheneg, représenté par 300m à 400m de dolomies noires, grenues et massives (Coiffait, 1992). Alors que, la chaîne calcaire de M'cid Aicha limitant le bassin de Mila au Nord, est formée d'importantes masses de calcaires liasiques d'épaisseur variable (Durand Delga, 1955).

Les formations crétacées correspondent le plus souvent à des calcaires néritiques déposés sur une ancienne plate-forme appelée Môle néritique Constantinois. Il regroupe le **Néocomien** caractérisé à la base par une alternance de marnes claires et de marno-calcaires riches en foraminifères. Dans les monts d'Aïn M'lila la base de la série est constituée de marnes gréseuses et de dolomies et le sommet de l'Aptien est marqué par une surface d'érosion régionale (Aris, 1994). Dans le massif de l'Oum Settas l'Aléien correspond à des conglomérats calcaires intra-formationnels surmontés d'une passée marneuse épaisse d'une quinzaine de mètres (Coiffait 1992). Le **Cénomaniens** se développait sur près de 200 mètres dont la base n'affleure pas. Du bas (ponts des chutes) vers le haut (rocher de sidi M'cid) se succède (Coiffait 1992) : calcaires massifs, calcaires massifs cristallin ; de calcaires azoïques cristallin ; de calcaires gris plus ou moins noirâtres, de calcaires gris rubanés à pate fine avec quelques passées bioclastiques. Le **Turonien** est représenté par des calcaires gris, rubanés à pate fine et à tendance concrétionnée avec quelques rares intercalations organo-détritiques plus ou moins marneuse à microfaune appauvrie et à débris d'hippurites, et par des calcaires à silex à Dj Kerkara (Lahonder 1983 in Chettah, 2009), et par des assises conglomératiques remaniant les calcaires du Cénomaniens au Dj Kheneg. Le **Sénonien inférieur** est essentiellement marno-calcaire composé de deux ensembles : un ensemble conglomératique ; un ensemble marno-calcaire situé au Sud de Constantine et il est bien représenté dans le synclinal du Taxas (à l'Est d'Aïn M'lila) (Voûte, 1967). Le **Sénonien supérieur** repose en discordance sur plusieurs termes inférieur d'âge différents et il correspond à une succession de calcaires massifs de couleur grise. Au-dessus, d'épaisses marnes brun-gris assez claires vers la base. Il est composé par des calcaires massifs microconglomératiques. Le Maastrichtien correspond à deux barres de

calcaires micritique à Inocérames, séparées par des marnes grises (Coiffait 1992). Au Sud, dans les Monts d' Ain M'Lila, le Sénonien supérieur est marno-calcaire épais et montre des alternances de calcaires argileux, riche en glauconie (Aris 1994).

Les formations cénozoïques sont représentées par les trois termes du Paléogène caractérisé par une épaisse série de marnes, de calcaires phosphatés et de calcaires à silex. Le **Paléocène** est représenté par des marnes noires, affleure sur les deux rives de l'Oued el Kebir et sur le versant Nord-Ouest de Oued Endja **est caractérisée par une** sédimentation en continuité apparente avec les marnes sénonienne, des marnes noires parfois indurées contenant des niveaux de boules jaunes carbonatées mal individualisées ayant livré une microfaune homogène du Paléocène supérieur (Coiffait 1992).

L'**Éocène** est représenté par des calcaires yprésiens, affleure à l'Ouest de Sidi Merouane. Et par des marnes sont très déformées et existent souvent au contact des calcaires yprésiens et parfois redressées à la verticale, notamment dans le contact avec des dépôts néogènes caractérisée de bancs de calcaires clairs en patine, très foncés et parfois clairs en cassure, contenant de fréquents niveaux rognonneux de silex noirs, la base est souvent riche en concrétions phosphatées et une microfaune de l'Yprésien. Ensuite, des marnes grises à gris-noires contenant de nombreux blocs bien individualisés de calcaires de taille allant du centimètres au mètre, ces marnes ont livré une riche microfaunes avec foraminifères du Lutétien (Coiffait 1992).

L'Oligocène présent uniquement dans le sud, au Dj Medelso, et il s'agit de marnes feuilletées, claires.

Le Miocène inférieur représenté par L'Aquitaniens et le Burdigalien correspondent au terme basal du bassin de Mila –Constantine et c'était un fond de golfe marin ou lagunaire (Coiffait, 1992). Localement, au niveau du lit de l'Oued El Koton, existe un véritable conglomérat de base, à nombreux galets de marnes telliennes. Dont l'épaisseur est variable et il est daté Burdigalien terminal (Coiffait, 1992). L'évolution du bassin vers l'Ouest, se traduit par une augmentation des épaisseurs et des influences marines plus marquées.

L'Astracien (équivalent continental du Serravalien) est présent dans la bordure nord du bassin au pied du Dj Sidi Driss, le terme comprend du bas en haut: (i) une formation argileuse à galets de teinte rouge vif, noire.

Au Sud de l'Oued El Athmenia, et sur le flanc nord du Djebel Chettabah, l'Astracien est caractérisé par des conglomérats rougeâtre, grossières, avec des interlits d'argiles ou de marnes rouges, sableuses ou à galets provenant des massifs voisinant méridionaux Et des pélites brun- rougeâtres sableuses et gypseuses avec des lentilles de grès et de conglomérats.

Ensuite, un peu plus vers le sud ce sont des conglomérats qui correspondent aux remplissages de chenaux de teinte généralement brunâtre, formés d'éléments hétérométriques, qui sont bien lavés, dont le ciment entre les grains est sparitique.

Au pied nord de la colline d'El Hadj Baba, les niveaux précédents passent vers le haut à des pélites brunes (Coiffait 1992).

Par contre l'Astaracien de la bordure nord du bassin comprend les formations qui débutent par des assises détritiques avec des argiles à galets. Puis, des grès à ciment calcaire, argiles rouges à roses, sableuses, intercalées par des lentilles très aplaties de grès rouges et des calcaires lacustres roses, alternant avec des niveaux d'argiles rougeâtres, coiffant le sommet du Djebel Kheneg et affleurent à Sidi Merouane.

Il est important d'informer que si l'Astaracien affleure largement sur les bordures du bassin, qu'il est absent dans la partie centrale.

Le **Vallésien et le Turolien inférieur (Tortonien) et moyen** caractérisent la partie centrale du bassin de Mila-Constantine qui a essentiellement fonctionné en subsidence. Ces termes détritiques sont remplacés par des sables jaunes alternant avec des passées d'argiles brun rouge. Localement, une passée de calcaire lacustre, alternant avec des niveaux d'argiles, atteint possiblement le Turolien basal à Sidi Merouane.

Dans le bassin de Mila, il est représenté par des marnes grises, souvent gypseuses, parfois gréseuses, avec des petits niveaux de calcaires lacustres

Dans le bassin d'Ain Mila, le Vallésien et le Turolien inférieur plus présent et il composé à la base, par des conglomérats rouge-vifs, en discordance sur les terrains sous adjacentes.

II .2.3.2. Les dépôts post nappes

Les formations néogènes désignées aussi poste-nappes sont des séries déposées postérieurement à la mise en place des nappes de charriages. Leur base datée du Burdigalien terminal et leurs

sommet peut atteindre le Quaternaire. Le bassin était le siège de l'accumulation d'épais sédiments essentiellement continentaux qui débute depuis le Burdigalien terminal (Coiffait, 1992).

La sédimentation se prolonge durant le Plio-Quaternaire et les travaux effectués par les auteurs cités plus haut suggèrent que l'évolution de la sédimentation néogène du régime fluvial au régime lacustre suit tout à fait le changement du niveau de base lié aux différentes phases tectoniques qui ont affectées la région et leurs structures associées. La bordure nord du bassin de Mila-Constantine se trouve aux piedmonts des massifs du Djebel Sidi Driss, passant par Zighout Youcef jusqu'au pied du djebel el Kantour. La bordure sud est la région entre Constantine et Oued el Athmenia constitue la bordure méridional du bassin de Constantine (Coiffait, 1992). Il comprend de bas en haut.

Les dépôts néogènes recouvrent la majeure partie du bassin de Mila-Constantine, sont essentiellement représentés par des dépôts détritiques (conglomérats, sables et argiles), des dépôts évaporitiques et des calcaires lacustres.

Miocène Marin de Mila représenté par marnes à *Ostrea crassissima* (entre Mila et Azzaba Lotfi) et des marnes grises à petits lits de gypse et de cailloutis. Sur les feuilles de Redjas El Ferrada et de Constantine, le Mio-Pliocène continental couvre de vastes surfaces. La dominance argileuse des formations donne lieu à des fluages et glissements superficiels fort gênants (Villa.1980).

Le **Pliocène** est représenté par des calcaires lacustres. Il comprend à la base, des marnes argileuses noires ou grises, alternant avec des passées de calcaire lacustre (10 à 20cm d'épaisseur) et des argiles d'épaisseur métrique brunes puis orangées à graviers, avec entre 20cm à 1m de calcaire lacustre blancs ou rosés.

Le Pliocène est bien développé dans la partie sud du bassin de Mila-Constantine comprend. Ces formations atteignent le Pliocène supérieur dans la région d'Oued El Athmenia, Coiffait rapporte les calcaires d'El Hadj Baba dans les environs de Constantine, au Pliocène inférieur. Dans la partie nord du bassin dans la région de Zighoud Youcef, le Pliocène est beaucoup plus réduit, il est composé également par l'alternance de marnes et de calcaires lacustres rapporté au début du Pliocène supérieur.

Dans la bordure nord du bassin, des conglomérats rouges, plus ou moins violacé, à ciment terreux, et blocs bien roulés, d'une dizaine de centimètres de diamètre ou moins, sont datés Plio-Quaternaire au nord de Grarem.

Les formations quaternaires sont représentées essentiellement par les terrasses alluviales principalement celles des oueds Rhumel et BouMerzoug et par les calcaires lacustres rapportés au Quaternaire ancien des Plateaux de Mansourah, Ain El Bey et Salah Bey.

Le Quaternaire récent et moyen correspond à des alluvions mal consolidées constituées de limons, graviers et blocs roulés et parfois encroutés. Il comprend: (i) les alluvions récentes caractérisées par des limons, graviers et des galets roulés ; (ii) les alluvions anciennes composées de cailloux roulés, recouvertes par une croûte calcaire, limons et graviers provenant d'anciennes terrasses et (iii) les alluvions anciennes des plateaux composées de cailloux roulés, limons et graviers et une formation conglomératique.

- (i) les alluvions récentes des oueds (Oued Rhumel, Oued Endja...).
- (ii) Des alluvions anciennes des oueds qui se composent de cailloux roulés, recouverts par une croûte calcaire, limons et graviers provenant d'anciennes terrasses.
- (iii) Des alluvions anciennes des plateaux composées de cailloux roulés, limons et graviers.
- (iv) Des formations conglomératiques qui s'étend du revers Sud du fort de Mouais jusqu'au Nord de Grarem daté aussi du Plio-Quaternaire. Ils s'agissent d'une accumulation de blocs de taille variable, des galets qui ont des blocs de plusieurs mètres cubes, noyés dans une matrice argileuse, sans aucune stratification visible. Ils correspondent à des mouvements de masse actuellement stables, mais leurs surfaces est le siège de nombreux glissements de terrains (Coiffait, 1992).

Le Quaternaire ancien s'organise en quatre terrasses alluviales étagées de part et d'autre des rives des principaux oueds (Rhumel, Bou Merzoug), de bas en haut : la première terrasse ou le Rharbien qui se trouve entre 1 et 2m du lit majeur des cours d'eau actuels. La deuxième terrasse ou le Soltanien se trouve entre 3 et 5m d'altitude par rapport au lit majeur des Oueds (Rhumel et Boumerzoug). La troisième terrasse ou le Tensiftien plus éloignée du cours d'eau actuel. La quatrième terrasse ou l'Amirien correspond à la terrasse la plus élevée dont les altitudes sont très variables, peuvent atteindre 25m, elle se distingue des autres terrasses (à matériel fin), par sa nature franchement conglomératique.

Aussi, le Quaternaire ancien se distingue également par le Salétien qui correspond à de vastes épandages conglomératiques composées de galets de grès numidien présentent un cortex ferruginisé très caractéristique autour de Djebel Ouahsch. Cette formation résulte de coulées boueuses ou des accumulations de blocs et des galets de taille variable, noyés dans une matrice argileuse, sans aucune stratification visible, qui correspondent à des mouvements de masse actuellement stables, mais leurs surfaces est le siège de nombreux glissements de terrains (Coiffait, 1992). C'est un ensemble de terrains comporte à la base une assise détritique (variant de grès plus au moins grossiers à de véritables conglomérats), surmontée de calcaires lacustres qui passent vers le Sud, à la croute saumonée villafranchienne.

Dans le bassin d'Ain Mlila, le Quaternaire récent comprend des alluvions anciennes composées de cailloux roulés, recouverts par une croûte calcaire, limons et graviers provenant d'anciennes terrasses. Le Quaternaire ancien comprend (i) les alluvions anciennes des plateaux composées de cailloux roulés, limons et graviers (ii) les formations conglomératiques daté aussi du Plio-Quaternaire, rouges, plus ou moins violacés, à ciment terreux, (iii) les coulées boueuses s'agissent d'une accumulation de blocs de taille variable et de galets, noyés dans une matrice argileuse, sans aucune stratification visible.

Par ailleurs, au-delà de la région d'étude, des bassins côtiers et les bassins dans l'avant pays atlasiques sont contemporains du bassin de Mila –Constantine et celui d'Ain Mlila, ont pris naissance aussi au Miocène.

La base des bassins côtiers dans l'Est algérien est marquée par une transgression introduite d'abord à l'ouest dans les bassins de la basse Soummam, les Babors occidentaux d'abord et progressait en fur et mesure de plus en plus vers l'Est. Cette transgression est indiquée par les premiers dépôts calcaires gréseux (Leikine 1971, Courme-Rault 1985 *in* Chettah, 2009). Au Langhien, la mer s'était retirée et les bassins de Milia et Cap de Fer, là étaient émergés (Bouillin 1977, 1979).

Les bassins de l'avant pays s'initient au Burdigalien supérieur par la transgression issue du bassin nord tunisien existant depuis l'Oligocène supérieur, et envahit l'avant pays des Maghrebides. Dans le sillon des Sellaoua, les premiers dépôts de la mer Miocène, soient déposés directement sur les terrains secondaires rubéfiés (Voute 1957 et 1967, Chouabi, 1987). Par Ailleurs, dans la région de Sedrata les marnes, plus au moins gréseuses, sont octroyées au Burdigalien supérieur - terminal (Coiffait, 1992).

Dans le bassin des Aurès, les formations de l'Aquitano-Burdigalien supérieur sont discordantes directement sur le substratum ou elles sont séparées par des discordances (Laffite 1939, Bureau 1986 *in* Chettah, 2009). L'émergence de plusieurs massifs anté-néogènes au sein du bassin et sa morphologie actuelle ; plaident en faveur d'une activité néotectonique.

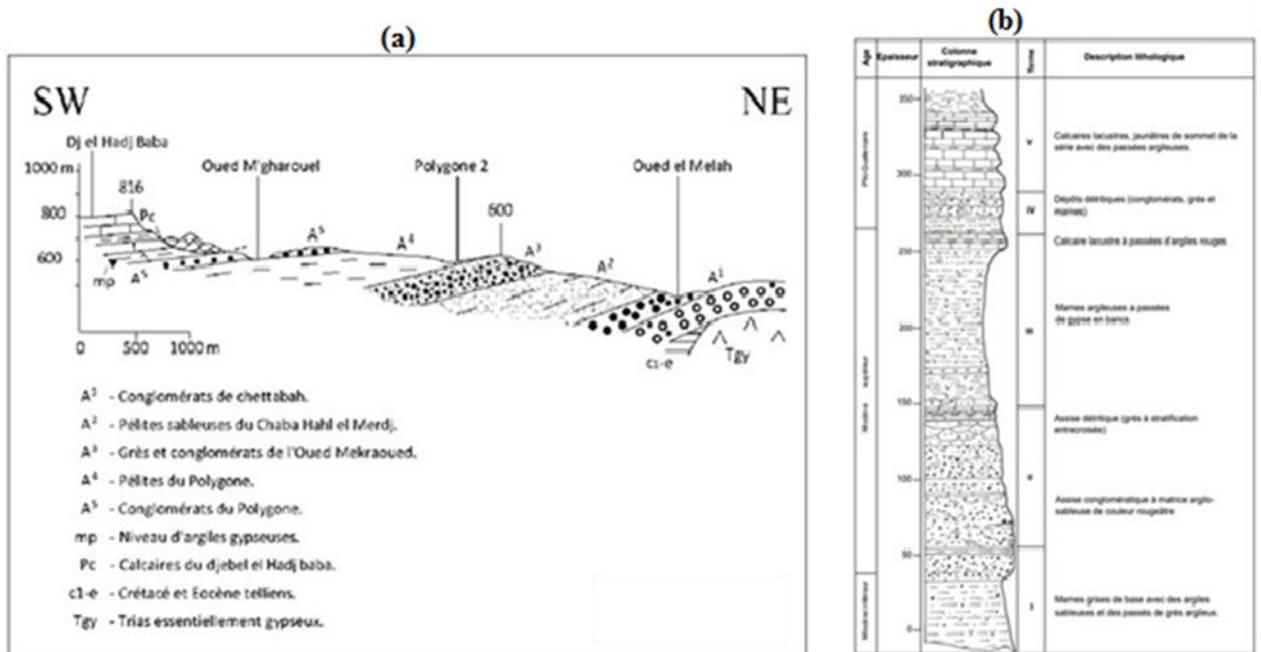


Figure II.14: (a) Coupe dans le Pliocène de Constantine, (b) Log synthétique des formations néogènes et quaternaires (Coiffait, 199)

**PARTIE III: EVALUATIONNEOTECTONIQUE DES FAILLES
BORDIERES**

Chapitre 1: Evaluation morphotectonique d'une zone tectoniquement active

Introduction

La géomorphologie et la tectonique sont étroitement liées dans l'étude de la genèse et de l'évolution des reliefs. Tandis que la géomorphologie analyse la forme des paysages et les agents dynamiques qui les modèlent, la tectonique associe la géodynamique du globe et les mouvements responsables de leur genèse. Ces deux disciplines se complètent en expliquant les interactions entre les processus dynamiques, tels que l'érosion et le transport sédimentaire, et les processus tectoniques, comme l'orogénèse et la subsidence.

Ainsi, plusieurs phénomènes illustrent cette relation:

- La surrection d'une chaîne de montagnes qui peut accélérer l'érosion. La figure III.1 illustre cette affluence entre la tectonique et l'érosion lors de la surrection (Montgomery, 2001 in Strak, 2012).
- L'érosion, qui influence la distribution des contraintes tectoniques en modifiant la charge sur la croûte terrestre et en exposant des structures géologiques enfouies.
- Les escarpements et les terrasses alluviales, qui constituent des marqueurs de l'activité sismique dans une région tectoniquement active durant le Quaternaire (Benedetti et al., 2000).

L'analyse des indices morphotectoniques tels que : *mountain front sinuosity* (Smf), *basin shape ratio* (BS), *stream length gradient index* (SL), *valley floor width to height ratio* (VF), *hypsometric curve* (HI), *asymmetric factor* (AF), *index of relative tectonic activity* (IRTA) ; permet d'identifier et de classifier les zones impliquées dans la tectonique active d'une région.

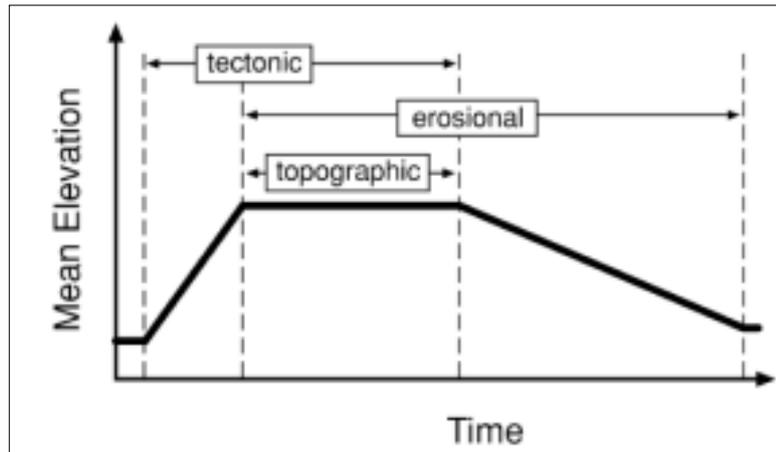


Figure III.1 : Modèle de l'évolution de l'altitude moyenne du relief en fonction du temps (d'après Montgomery, 2001 in Strak, 2012). Les rectangles indiquent le temps pendant lequel l'intitulé qui s'y trouve est stationnaire. Par exemple, la tectonique agit avec une vitesse constante dans la moitié gauche du graphique. L'état stationnaire d'un relief résulte donc de la compétition entre la tectonique et l'érosion. Il s'agit d'un équilibre dynamique où le taux moyen d'érosion du relief équivaut au taux moyen de la surrection.

III.1.1. Géomorphologie d'une zone active

A) Fronts montagneux (S_{mf})

Les fronts montagneux marquent la transition entre une chaîne de montagnes et un bassin sédimentaire adjacent. La transition correspond à des escarpements de failles, en général inverses, mais aussi normales et décrochantes. Les failles normales et les décrochements produisent souvent des géométries linéaires, alors que les failles inverses produisent une géométrie plus irrégulière et sinueuse (Goldsworthy and Jackson, 2000).

L'indice des fronts montagneux (S_{mf}). $S_{mf} = L_{mf} / L_s$... où L_{mf} est la longueur d'un escarpement, et L_s la longueur totale d'une ligne droite joignant les deux extrémités de l'escarpement (Rockwell et al., 1984). L'indice reflète la balance entre l'érosion qui tend à produire des fronts sinueux et irréguliers et les forces tectoniques qui tendent à produire des fronts linéaires. Sa valeur permet d'estimer le degré d'activité tectonique en comparant la longueur réelle du front montagneux (L_{mf}) à la longueur d'une ligne droite qui relie ses extrémités (L_s). Les fronts montagneux d'une zone active ont des valeurs de S_{mf} comprises entre 1 et 1,4 à 1,6 et les valeurs plus élevées indiquent une érosion plus marquée (eg. Rockwell et al., 1984; Keller, 1986; Keller and Pinter, 2002; Delcaillau and Aubouin, 2004; Ramires and El Hamdouni, 2008; El Hamdouni et al. 2008, Burbank and Anderson, 2011).

B. Escarpements de failles

B1. Escarpements primitifs

Les escarpements « primitifs d'une faille active sont des reliefs encore peu altérés par l'érosion, se caractérisent par des ressauts situés à la base de l'abrupt et correspondent au plan de faille intacte. Ces ressauts résistent rarement longtemps aux processus de l'érosion. La présence au pied de l'escarpement d'un miroir régulièrement dégagé est le cas idéal surtout s'il est taillé dans des roches résistantes ou dans les milieux arides. Les escarpements d'une faille normale est nette, alors que les escarpements des failles inverses sont rapidement dégradés. De manière générale les failles inverses peu inclinées ont une faible empreinte dans la topographie et s'accompagnent de la formation des dépôts gravitaire provenant des éboulements du compartiment chevauchant. Seuls les escarpements taillés dans des roches cohérentes permettent le maintien de pentes fortes sur une large durée. C'est le cas de certains escarpements taillés dans des calcaires résistants et renforcés par des brèches tectoniques au pied de l'escarpement.

B2. Escarpements résiduels

Lorsqu'une faille est inactive, ses escarpements primitifs s'érodent progressivement pour devenir des escarpements résiduels. Ces derniers sont marqués par la formation de tabliers de brèches et de coins alluviaux plus ou moins consolidés à la base de l'escarpement. L'escarpement est plus ou moins aménagé par le rôle des processus d'érosion accompagnant le mouvement vertical.

B3. Escarpements à facettes triangulaires

Les grands escarpements subissent l'action de l'érosion différentielle et des séismes successifs, conduisant à la formation de facettes triangulaires ou trapézoïdales (Fig.III.2). Ces structures indiquent des réactivations tectoniques et des changements climatiques. En fait, les facettes se forment par l'action des cours d'eaux qui incisent le compartiment soulevé et découpent l'escarpement en facettes triangulaires ou trapézoïdales. Les facettes les plus élevées topographiquement et les plus anciennes sont émoussées et leur pente diminue. Lorsque l'escarpement possède une ampleur topographique suffisante, l'escarpement est coupé en entailles au profil transversal en « V »; leurs cours longitudinal présentent une ou plusieurs ruptures reculant par érosion régressive. La morphologie des facettes emboîtées révèle un jeu multiphasé des grands escarpements de failles (Briais et al., 1990 ; Riley et Moore, 1993 *in* Strak, 2012).

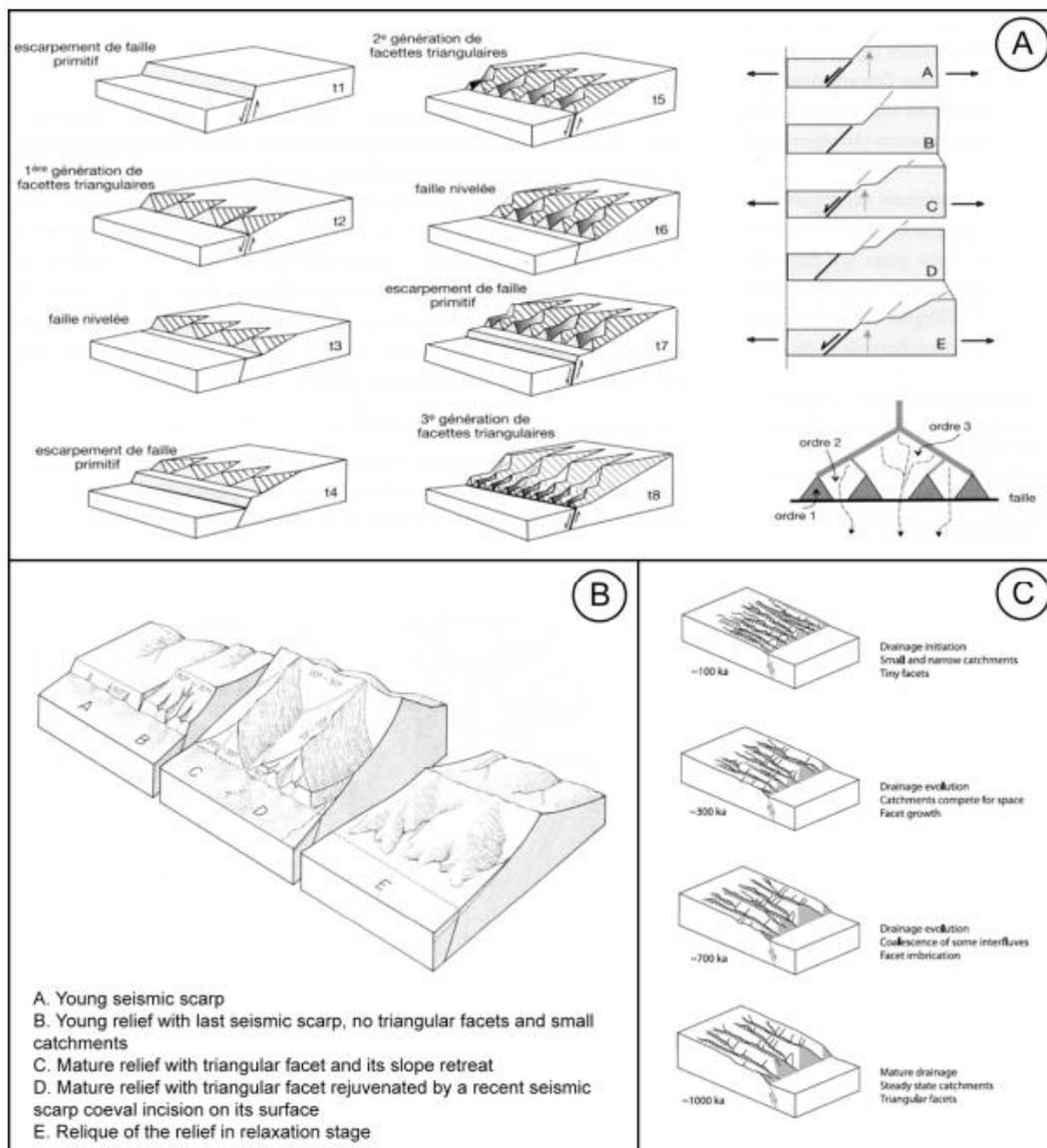


Figure III.2 : Modèles d'évolution des facettes triangulaires en fonction du temps. (A) Evolution par séquences de formation d'escarpements de failles successifs en alternance avec des phases de stabilité d'après (Hamblin, 1976) et repris par (Delcaillau and Aubouin, 2004) (B) Evolution par passage du stade correspondant à un escarpement primitif au stade « relief mature » pour finir au stade de relaxation du relief modifié (d'après Wallace, 1978 in Strak, 2012). Ces deux premiers modèles découlent d'observations de terrain. (c) Evolution topographique dans des modélisations numériques (d'après Petit et al., 2009 in Strak, 2012).

C. Anomalies du réseau hydrographique

Mis à part la sinuosité qui est rattachée à l'érosion ; le réseau hydrographique d'une région tectoniquement active présente des cours d'eau à parcours non cohérent. Le changement brusque dans la direction d'écoulement ; le resserrement, l'écoulement linéaire sur une grande distance (Fig.III.3).

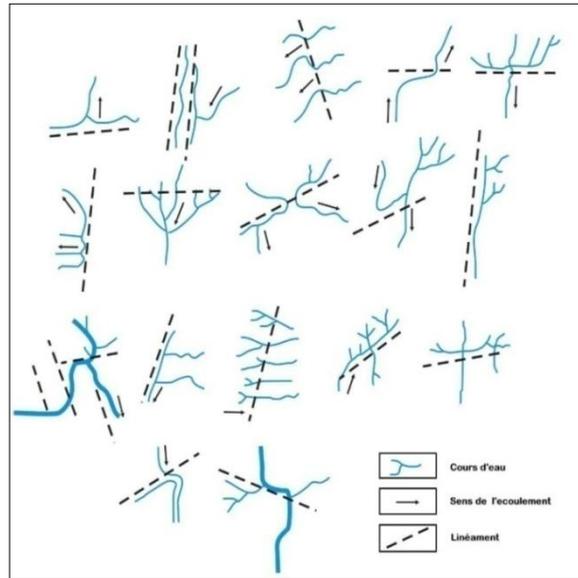


Figure III.3 : Exemples d'anomalies hydrographiques : sinuosité et désordres dans l'écoulement (Raskatove, 1979)

III.1.2. Approche morphotectonique dans la définition d'une zone tectonique active

Les paramètres présentés dans le tableau III.1 correspondent aux indices morphologiques utilisés pour estimer le taux d'activité tectonique d'une région soumise à la tectonique active (eg2. Keller, 1986 ; Goldsworthy et Jackson, 2000 ; Keller et Pinter, 2002 ; Delcaillau et Aubouin, 2004 ; Hamdouni et al., 2008 ; Hadji et al., 2024) :

1- Stream Length-Gradient Index (**SL**) mesure les variations de pente le long d'un cours d'eau. Des valeurs élevées ($SL > 600$) indiquent généralement un soulèvement plus actif ou une pente marquée.

2- Asymmetry Factor (**Af**) quantifie l'asymétrie d'un bassin versant. Une valeur d'**Af** notablement différente de 50 traduit un basculement ou une déformation tectonique du bassin.

3- Hypsometric Integral (**HI**) indique la répartition altitudinale dans un bassin versant. Un HI élevé ($HI > 0,5$) caractérise souvent un relief jeune et potentiellement actif.

4- Valley Floor Width to Valley Height Ratio (**Vf**) donne la largeur du fond de vallée à sa hauteur. Des valeurs faibles ($Vf < 0,5$) sont associées à des vallées étroites et profondes, typiques de régions soumises à un soulèvement tectonique.

5- Basin Shape Index (**Bs**) mesure la forme d'un bassin (rapport longueur/largeur). Des bassins très allongés (**Bs** élevé) suggèrent souvent un contrôle structural ou une déformation active.

6- Mountain Front Sinuosity (*S_{mf}*) compare la longueur réelle du front de montagne à la distance en ligne droite. Un front de montagne peu sinueux ($S_{mf} < 1,5$) indique souvent une activité tectonique élevée, car le relief est moins érodé.

7- Index of relative tectonic activity (*IRTA*) synthétise les indices précédents. Plus l'*IRTA* est élevé, plus la zone est tectoniquement active.

Ces indices permettent de qualifier l'expression de la tectonique active. Le tableau (III.2) regroupe les six indices géomorphiques utilisés pour évaluer le degré d'activité d'une région. Chaque indice est divisé en trois classes (Haute, Modérée, Faible) selon les valeurs mesurées. Les valeurs seuils présentées pour chaque indice permettent de catégoriser la région étudiée en fonction du niveau d'activité tectonique :

- Classe 1 (High): témoigne d'une tectonique active marquée.
- Classe 2 (Moderate): indique une activité tectonique modérée.
- Classe 3 (Low): reflète une tectonique moins active ou stable.

Tableau III.1: Tableau récapitulatif des indices morphométriques et de leur interprétation tectonique (Keller and Pinter, 1966)

Indice	Formule	Valeurs Utilisées	Interprétation
SL (Stream Length Gradient Index)	$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \times L$	$\Delta H = \dots, \Delta L = \dots, L = \dots$	Indique la pente des oueds et son lien avec la tectonique.
Vf (Rapport de Forme de la Vallée)	$Vf = \frac{2Vfw}{(Eld - Esc) + (Erd - Esc)}$	$Vfw = \dots, Eld = \dots, Erd = \dots, Esc = \dots$	Des valeurs faibles de Vf indiquent une incision forte, liée à un soulèvement tectonique.
HI (Hypsométrie Intégrale)	$HI = \frac{H_{mean} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$	$H_{mean} = \dots, H_{min} = \dots, H_{max} = \dots$	Si HI > 0.5, cela indique un relief jeune avec une érosion limitée.
AF (Asymétrie du Bassin Versant)	$AF = \frac{Ar}{At} \times 100$	$Ar = \dots, At = \dots$	Une forte asymétrie suggère une déformation tectonique en cours.
IRTA (Indice de l'Activité Relative Tectonique)	$IRTA = \frac{SL + HI + AF + Vf}{4}$	Basé sur les indices précédents	Plus il est élevé, plus la région est tectoniquement active.

Tableau III.2 : Classification de l'activité tectonique en fonction des indices morphométriques

Indice	Classe 1 (Élevée)	Classe 2 (Modérée)	Classe 3 (Faible)
SL (Stream Length Gradient Index)	$SL > 600$	$300 < SL \leq 600$	$SL \leq 300$
AF (Asymétrie du Bassin Versant)	$AF < 35$	$35 \leq AF \leq 50$	$AF > 50$
HI (Hypsométrie Intégrale)	$HI > 0.5$	$0.3 \leq HI \leq 0.5$	$HI < 0.3$
Vf (Rapport de Forme de la Vallée)	$Vf < 0.5$	$0.5 \leq Vf \leq 1.0$	$Vf > 1.0$
Bs (Rapport de l'indice de Basin Shape)	$Bs > 2.9$	$1.9 \leq Bs \leq 2.9$	$Bs < 1.9$
Smf (Rapport de la Frontalité des Escarpements de Faille)	$Smf < 1.1$	$1.1 \leq Smf \leq 1.5$	$Smf > 1.5$

III.1. 3. Analyse morphotectonique de la zone d'étude

Localisation

La région d'étude qui s'étend sur un périmètre 100km correspond à l'espace géographique occupé administrativement par les wilayas de Mila, d'Oum El Bouaghi et de Skikda, est comprise entre les coordonnées géographiques [36.80°- 35.50°N, 6°-7°E] (Fig.III.4). La région se trouve entre la chaîne littorale kabyle au Nord et les massifs du Tell méridional, est limitée par le bassin de Guelma à l'Est, les massifs de la chaîne de Petite Kabylie de Jijel et ceux Skikda au nord et par les massifs des Hautes Plaines d'Oum Bouaghi au sud. Elle se singularise par un relief diversifié ; un espace montagneux et piémonts, un espace de vallées-collines et espace plaines, dont les proportions topographiques son respectivement : 15%, 30% et 55% (PDAU de Mila, 2007 *in* Chettah, 2009).



Figure III.4 : Localisation de la région d'étude. Carte des altitudes (35.92649 6.45694 36.12477 6.66754), altitude minimum : 701m, altitude maximum : 1 721m, altitude moyenne : 871m (source : https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1f/Constantine_1930.JPG)

Pour l'évaluation de l'activité néotectonique de la région d'étude, nous avons calculé les indices morphométriques et attribuer à son activité tectonique trois niveaux : élevée, modérée et faible en fonction des indices morphométriques :

À partir de Global Mapper, nous avons téléchargé des rasters de la Shuttle Radar Topography Mission- Digital Elevation Model (SRTM-DEM) avec une résolution de 10 mètres. Nous avons ensuite analysé et extrait les données relatives à l'altitude, à la longueur des cours d'eau et aux pentes. Les indices ont été calculés sous SIG sur la base de la carte hypsométrique et de la carte topographique (Figs. III.5, III.6a, III.6b). Les résultats de l'analyse sont présentés dans les tableaux III.3 et III.4.

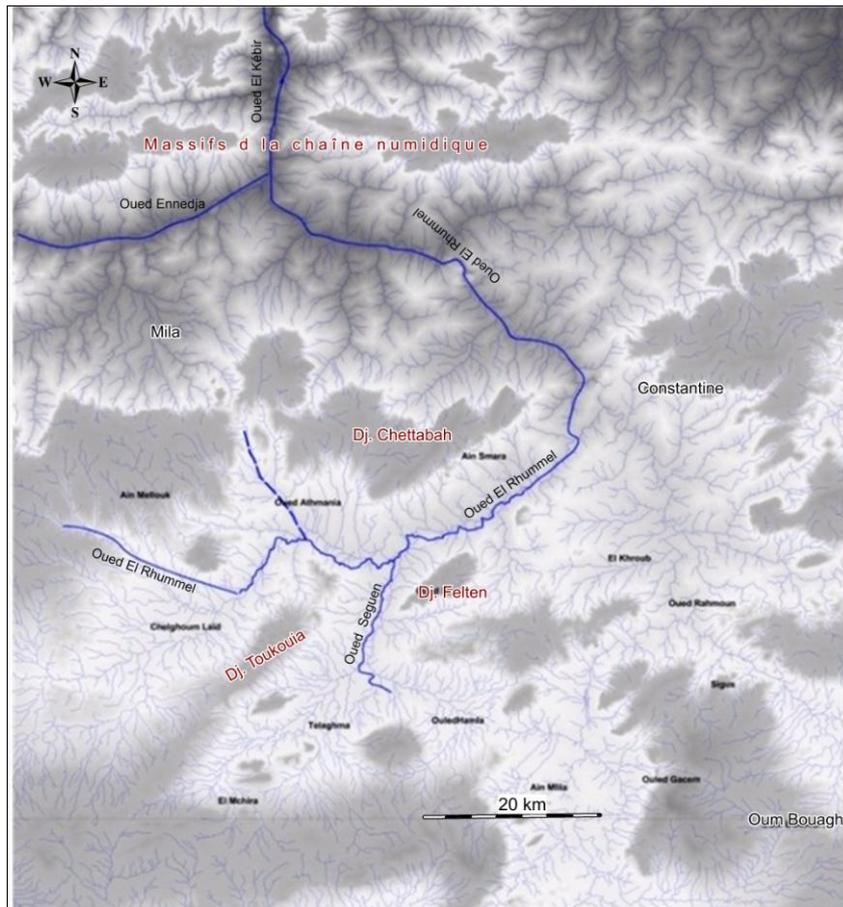


Figure III.5: Analyse du Réseau Hydrographique (Oued El Rhummel et ses principaux affluents) et du relief de la région de Constantine.

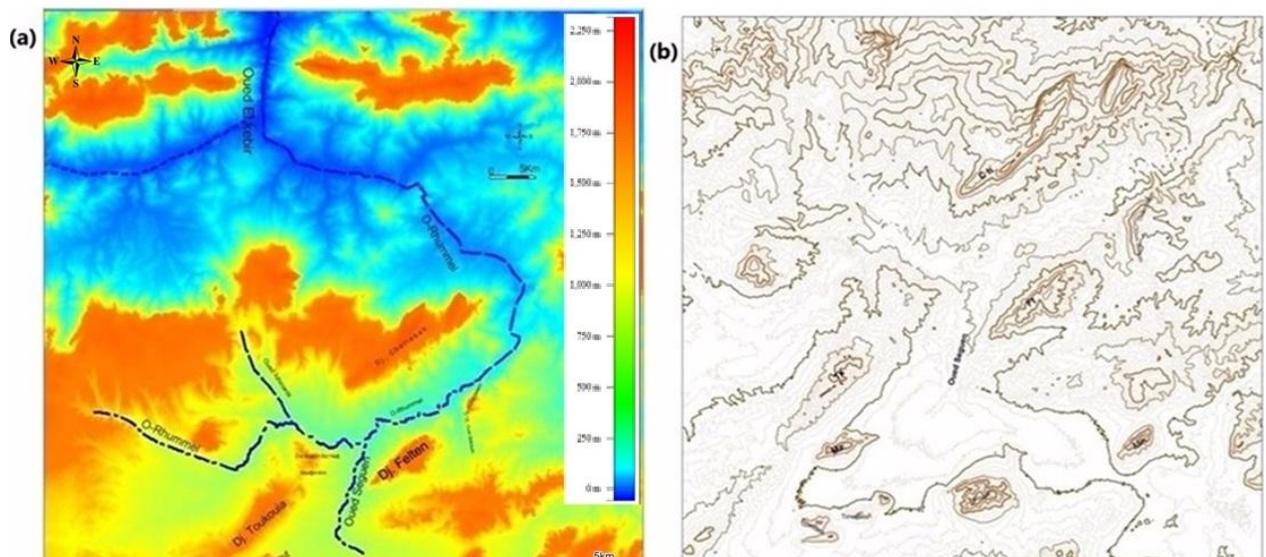


Figure III.6 : (a) Carte hypsométrique de la zone d'étude (Athmania, Suguen, Ain Smara). (b) Topographie des principaux versants asymétriques de Chettabah, Felten et Maziout. Equidistance des courbes: 20mètres Zoom de la carte montrant l'allure allongée et dissymétrique des massifs, le point de jonction de Rhummel-Oued Athmania et Oued Seguen et la réorientation du Djebel Toukia vers le NE formant ainsi le bombement de Chouf Aissa et celui de Sidi Bou Jemline.

Tableau III.3. : Calcul des indices morphométriques de la zone d'étude

Indice	Formule	Valeurs Utilisées	Résultat	Interprétation
SL (Stream Length Gradient Index)	$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \times L$	$\Delta H = 120m, \Delta L = 3km, L = 10km$	400	Indique une pente marquée
Vf (Rapport de Forme de la Vallée)	$Vf = \frac{2Vfw}{(Eld - Esc) + (Erd - Esc)}$	$Vfw = 200m, Eld = 800m, Erd = 820m, Esc = 750m$	1.43	Valeur modérée, indiquant une incision notable liée à un soulèvement tectonique modéré.
HI (Hypsométrie Intégrale)	$HI = \frac{H_{mean} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$	$H_{mean} = 680m, H_{min} = 500m, H_{max} = 900m$	0.6	Relief jeune avec une érosion encore faible, suggérant un soulèvement récent.
AF (Asymétrie du Bassin Versant)	$AF = \left(\frac{Ar}{At}\right) \times 100$	$Ar = 120km^2, At = 250km^2$	48	Légère asymétrie, indiquant une potentielle déformation tectonique.
IRTA (Indice de l'Activité Relative Tectonique)	$IRTA = \frac{SL + HI + AF + Vf}{4}$	Basé sur les indices précédents	112.6	Indique une activité tectonique modérée

Tableau III.4 : Synthèse des indices morphométriques et évaluation de l'activité néotectonique

Indice	Résultat	Interprétation	Classe d'Activité Tectonique
SL (Stream Length Gradient Index)	400	Indique une pente marquée, potentiellement due à un soulèvement tectonique	Classe 2
Vf (Rapport de Forme de la Vallée)	1.43	Valeur modérée, indiquant une incision notable et un relief en évolution	Classe 3
HI (Hypsométrie Intégrale)	0.6	Relief jeune avec une érosion encore faible, suggérant une activité récente	Classe 1
AF (Asymétrie du Bassin Versant)	48	Légère asymétrie, pouvant refléter une déformation tectonique modérée	Classe 2
IRTA (Indice de l'Activité Relative Tectonique)	112.6	Indique une activité tectonique modérée dans la région étudiée	—

III.1.2.3. Particularités orographiques

La région est caractérisée par un relief à plusieurs unités géomorphologiques. La carte hypsométrique montre les différentes classes d'altitude qui varient de 500m à plus de 1700m d'altitudes caractérisés par des dénivelées, ruptures de pentes des virgations, des fortes incisions et le changement dans de direction de la majorité de ses oueds, la segmentation et la déformation de ses crêtes (Fig. III.7). Dans ce contexte, on différenciera les zones hautes (massifs) et les zones basses (plaines et vallées) et nous indiquerons uniquement les morphostructures présentant particularités en faveur de la néotectonique.

Djebel Chettabah dans le sud-ouest de Constantine, c'est un imposant massif de direction NE avec des replats au sommet, ses altitudes atteignent 1360 m et il a la forme d'une lentille sigmoïde à grand rayon de courbure

Djebel Felten occupe une vaste étendue et se présente avec une linéarité typique et le plus imposant dans le sud-est de Constantine et atteint l'altitude (1113m). Le massif a une forme asymétrique nette, avec un versant NW à pentes escarpées, concave vers le haut, les courbes de niveau s'écartent de plus en plus en allant vers le bas alors que son versant sud qui présente des pentes moins abruptes où la dénivelée se fait graduellement et les courbes de niveau sont régulièrement espacées

Deux petits massifs détachés de Felten ; ce sont les Djebels Oulad Selem et Sekoum. Djebel Sekoum apparait immédiatement au Nord de Dj Felten et. Djebel d'Oulad Selem culmine à 923m de direction N-S. Cette direction est différente de la direction de la chaîne qui indique la trace de la néotectonique.

Djebel Toukouia, au sud-ouest de l'Oued Athmania montre une morphologie assez particulière avec sa forme triangulaire et l'un de ses pics atteint l'altitude 1106m. Il est marqué par ses versants linéaires à pente concave vers le haut où se dessinent plusieurs escarpements et sa crête disloquée en forme sigmoïdale.

Djebel Maziout , au sud de Chelghoum El Aïd, dont le sommet dépasse 1000 m, occupe et il est dans le prolongement SE de Felten. C'est un massif imposant par sa morphologie dans la partie nord-ouest de la plaine d'Ain Mlila (voir, chapitre investigation de terrain).

est dense de type arborescent ou dendritique et dans la majorité des cas présentant des ramifications complexes et aussi une sinuosité assez particulière qui peut être due à l'érosion différentielle connue dans les domaines tectoniquement actifs.

Le réseau est composé de nombreux cours d'eau sont perturbés par les morpho-structures traversés. Parmi les perturbations discernées on cite : (Fig.5)

- 1- le changement dans la direction d'écoulement des oueds ; Seguen (N-S puis E-W) et de Rhummel (NE-SW, E-W, NNW-SSE),
- 2- le resserrement d'oued Rhummel au Nord d'Ain Smara,
- 3- l'écoulement linéaire de nombreux des cours d'eau ; parfois sur des centaines de mètres ; mis à part Rhummel, oued Seguen, c'est l'exemple de l'oued Bou-Yacour et de l'oued Sedjar.
- 4- l'apparition des sources d'eau linéaires,
- 5- la sinuosité de Rhummel,
- 6- la disparition de certains oueds au milieu avant de rejoindre leurs collecteurs.

Oued Rhummel prend plusieurs directions le long de son parcours depuis les monts de Ferdjioua passant par Oued Athmania, Constantine pour rejoindre l'Oued El Kébir au Nord de Mila. Il est de direction NE-SW à l'amont puis devient WSW-ENE dans la vallée de Rhummel entre Oued Athmania et Ain Smara. L'incontestable anomalie de Rhummel est son resserrement et le changement de sa direction à S- N au nord d'Ain Smara marquant ainsi le passage d'une faille NNE-SSW. L'Oued Rhummel occupe un large chenal méandrique et présente des terrasses par rapport au cours actuel.

Dans la vallée d'Ain Smara El Rhummel, présente une forte, dissymétrie tant du point de vue de la répartition orographique que de la disposition du drainage.

Oued Sedjar a un parcours linéaire parfait sur 10Km avec une direction d'écoulement S-N puis il rejoint oued Rhumel. Sur sa rive droite on mentionne la faille N-S qui délimite Djebel Ouled Salem (carrière de Onyx), sa rive gauche présente des escarpements de faille orientées N-S. la Faille de l'Oued Sedjar marquée par le changement dans la direction de Rhummel délimite la terminaison occidentale de Djebel Ouled Selam.

Oued Boumerzoug s'écoule S-N depuis Ouled Rahmoune jusqu'à la terminaison NE de Draâ el Djedia puis rejoint Oued el Rhumel dans la direction NW-SE à l'amont de la ville de

Constantine. On note plusieurs anomalies soulignant les tracés de failles dans les directions E-W délimitant la terminaison NE du Djebel Ouled Selam, la direction NW-SE près d'El Khroub, traverse le Rhumel, la direction NE-SW qui délimite la terminaison Nord de Djebel Oum Settas.

Oued Hamimine est l'un des affluents les plus grands de l'Oued Boumerzoug dans la région d'El Khroub. Il s'étend sur près de 5.5km de long et orienté N-S dans sa partie nord puis devient sensiblement E-W dans sa partie sud avant de rejoindre Oued Boumerzoug.

Oued Seguen coule suivant la direction S-N depuis la plaine d'Ain Mila, rejoint l'Oued Rhumel à l'altitude 730m, il reçoit sur sa rive gauche l'oued el Meleh et sur sa rive droite oued Grouz, tous les deux sont de direction E-W et considérés comme des structures morphotectoniques (fractures potentielles).

Oued Athmania de direction NE-SW dans la vallée de l'Oued Athmania. Il rejoint l'Oued Rhummel à l'altitude 700m et l'oued Baala et Boumalek de direction E-W dans la Vallée.

Oued Bou-Yacour coule dans la ville de l'Oued Athmania depuis l'altitude 700 m et présente une linéarité E-W parfaite. Il est également un affluent de l'oued Rhummel.

Nécessairement, l'influence de la tectonique sur le réseau hydrographique est assez significative. Elle est perceptible par une dissymétrie remarquable dans la répartition spatiale du réseau hydrographique, l'écoulement linéaire des affluents de l'oued Rhummel, en particulier ses principaux affluents oued Seguin, oued Bou-Yacour et ainsi que deux nombreux cours d'eau, sur des centaines de mètres parfois sur plusieurs kilomètres, les changements brusques dans la direction d'écoulement, la disparition de certains oueds avant de rejoindre leur collecteur et la présence des sources d'eau linéaires (Mebarki, 2005). Cependant, l'allure générale du réseau ne demeure pas uniquement dans l'évolution morpho-structurale mais aussi il y a la trace d'événements morphogéniques surtout morphoclimatiques qui marquent le paysage constantinois notamment le domaine nord. Ainsi l'installation d'un réseau hydrographique dense et hiérarchisé a été aussi favorisée par un ruissellement abondant sur des pentes abruptes. Ce réseau qui était bien ravitaillé sous le climat humide du Quaternaire (Mebarki, 1984 *in* Amirech, 2001).

Conclusion

L'analyse morphotectonique permet d'entamer aisément le chapitre suivant. La région montre des particularités morphologiques qui plaident en faveur d'un relief d'une zone tectoniquement active. Ceci est démontré par le calcul des indices morphométriques (SL, Af, HI, Vf, Bs, Smf, IRTA) appliqués pour l'évaluation d'une zone soumise à la tectonique active.

Les particularités morphotectoniques de la zone d'études ont :

L'asymétrie et la dislocation des grands massifs comme Chettabah, Felten et les massifs néritiques dans la plaine d'Ain Mlila.

La linéarité d'un grand nombre de ravins et Oueds : c'est un réseau hydrographique qui suit parfaitement le tracé des grands accidents.

Le parcours hydrographique de l'Oued El Rhummel et l'élargissement de la vallée du Boumerzoug marquant une structure morphotectonique E-W.

Chapitre 2 : Analyse statistique des linéaments morphotectoniques

Introduction

Les linéaments morphotectoniques sont des alignements qui apparaissent dans le relief ; sachant que la ligne droite étant un arrangement anormal. Ainsi, ces linéaments peuvent correspondre au reflet de structures tectoniques superficielles et parfois profondes (flexures, failles de socle ou plis profonds) (Raskatov, 1978).

Hobbs, 1904 in Benabbas, 2006) définit le premier le terme de linéament dans un article intitulé « *Linéament of the Atlantic border region* » qui a été publié dans le bulletin de la société géologique d'Amérique: expliquant que les linéaments les plus importants qui apparaissent dans le paysage correspondent à des crêtes, rides ou limites du relief: lignes de partage des eaux ou rivages, limites linéaires de déformations géologiques, lignes d'affleurements.

III.2.1 Méthodologie

La carte linéamentaire ou carte morphotectonique, est de la photo-interprétation est établie pour faire dégager les linéaments de nature tectonique d'ordre régional. Ceux-ci présenteraient plus de possibilité de correspondre aux failles. Dans l'analyse des indications morphotectoniques, nous avons appliqué l'approche adoptée dans de nombreux travaux [eg. Boudiaf, 1996 ; Ritz, 1994, Benabbas, 2006].

Les linéaments morphotectoniques sont des structures linéaires visibles sur la surface terrestre, souvent symptomatiques de failles, de fractures ou d'autres discontinuités géologiques. L'analyse linéamentaire permet d'obtenir un schéma structural de la région et son interprétation contribue à une meilleure représentation de la géométrie ou la direction des structures tectoniques. Nous avons combiné la télédétection à la méthode de Raskatov qui est une technique utilisée en géologie structurale. La méthode consiste en l'utilisation des photographies aériennes, des images satellitaires ou des cartes topographiques pour identifier les linéaments potentiellement tectoniques désignés les *linéaments morphotectoniques*.

Par contre, on tient à mentionner que dans l'analyse par télédétection, on a recours aux techniques de rehaussement des contrastes par l'application des filtres directionnels (à savoir ;

compositions colorées, analyse filtrages directionnels réalisables par des logiciels professionnels tel que ENVI) afin de mieux distinguer les objets (les linéaments dans notre cas) ou améliorer les contrastes des structures linéaires moins évidentes ou accentuer les linéaments orientés dans certaines directions ; n'étaient pas indispensables dans notre analyse.

Dans notre cas d'étude, l'analyse est effectuée dans le but de visualiser numériquement les structures tectoniques (failles, zones de cisaillement) identifiées actives et compléter nos observations aux zones contigües par rapport à la région d'étude.

Pour ce faire, nous avons effectué un repérage visuel des structures linéaires sur les images SRTM et GDEM de la région d'étude (Annexes III. 1et III.2). On a opté à ces images car elles reproduisent uniquement le relief et aussi à leurs propriétés géo-référenciés, exportées vers le SIG (MapInfo). On trace un linéament morphotectonique qui est une ligne topographique qui correspond souvent à l'intersection d'un plan de rupture émergeant avec la surface terrestre (vallée, sillon ou des ruptures de pentes linéaires). Comme il peut également correspondre à l'intersection d'un pli avec la surface terrestre, dépendant de sa géométrie et de son orientation par rapport à la surface d'érosion (Ramsay and Huber, 1988). A cette étape on commence la cartographie de SIG sur laquelle on effectue un relevé des structures linéaires (Annexe III.1). Après la vectorisation (traçage), Tous les linéaments tracés sont caractérisés par leurs directions et leurs longueurs, variables utilisées pour toute analyse statistique (eg. Jordan et al., 2005 ; Benabbes, 2006). Nous avons collecté le maximum de linéaments“ significatifs” de failles et effectuer leur dénombrement semi-automatique, en les classant en fonction de leurs positions géographiques (coordonnées x, y en UTM), leurs orientations par rapport au Nord géographique et de leurs longueurs cartographiques (en Km). Ces données sont par la suite exploitées pour une analyse statistique sous forme de diagramme communément appelés *rosaces* de direction et de longueur. L'analyse est effectuée dans le chapitre suivant.

III.2.2. Analyse

III.2.2. 1. Cartographie

Notre analyse par télédétection aux bordures des bassins post nappes de la région ; le bassin de Mila-Constantine et le bassin de Telaghma (partie nord du bassin d'Ain Mlila), a permis d'avoir une image plus nette sur la structuration et la relation massifs telliens et bassins néogènes et de cibler les points potentiels requérant la vérification sur terrain des grandes structures néotectoniques. Le résultat affinée de la cartographie et l'extraction des linéaments sont représentés (Fig.III.9)

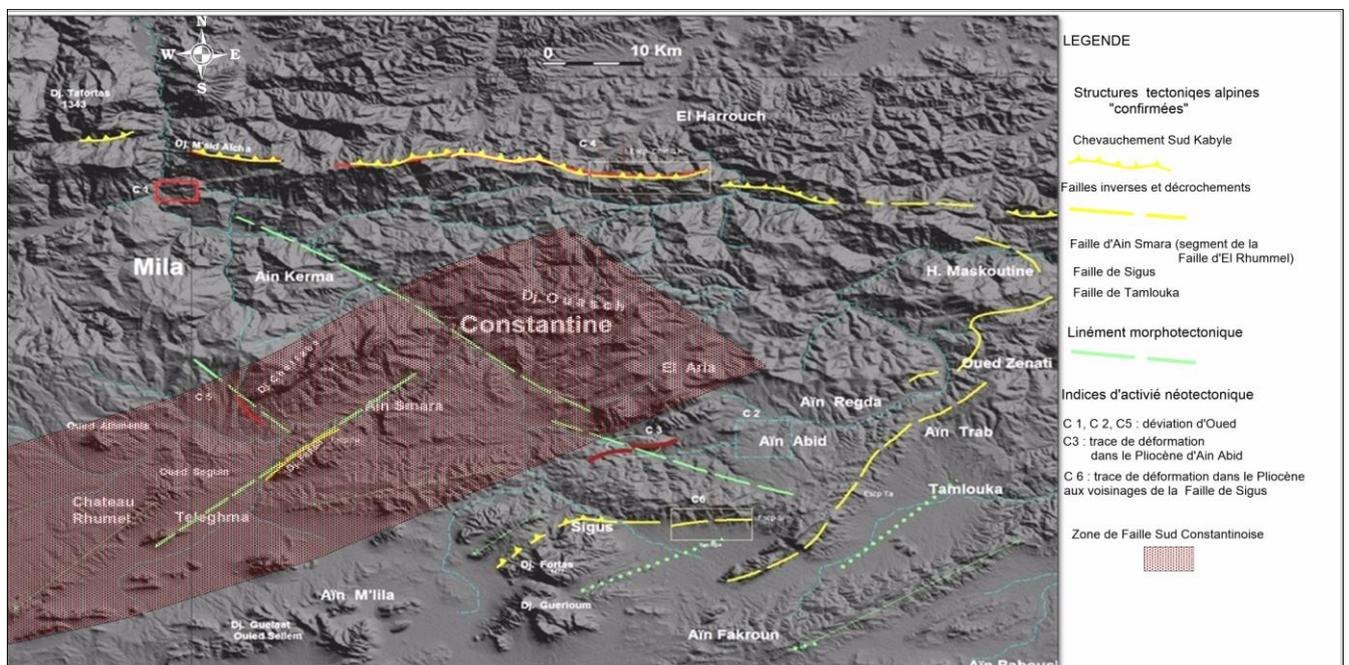


Figure.III.8 : Carte morphotectonique de la région de Constantine

III.2.2.2. Analyse statistique

Les linéaments sont analysés de façon statistique et projetées dans des diagrammes (ou rosaces) de fréquence de directions et de longueurs, afin d'en extraire des orientations préférentielles (par rapport au Nord géographique) (Annexe III.1). Le diagramme des directions est quantitatif ; il enregistre le nombre de linéaments se trouvant dans un intervalle de direction considéré alors il ne permet pas de distinguer entre, par exemple, un grand linéament qui coïnciderait à une grande faille d'ordre kilométriques et un alignement de petits segments se relayant sur la même étendue. Pour pallier cette insuffisance, on a recouru au diagramme de fréquence des longueurs. Celui-ci est en plus qualitatif, puisque chaque intervalle renferme la

longueur totale des linéaments ayant l'orientation considérée, en cela il présente un grand intérêt pour l'analyse morphotectonique.

En pratique, il s'agit d'organiser sur la trame dense la longueur des linéaments par rapport à une unité de longueur avant de les projeter sur la rosace. Par exemple, si l'unité est de 1 cm, un linéament de 2 cm est comptabilisé deux fois et un autre linéament de 10 cm est comptabilisé 10 fois. On a dénombré un nombre important de linéaments morphotectonique qui sont traités en fonction de leurs orientations et leurs longueurs et rangés en classes avec un pas de 10 pour faciliter la lecture et l'interprétation. Dans notre cas, l'analyse statistique par méthode des rosaces directionnelles a été effectuée sous *ArcGis*. Ce logiciel présente un outil de visualisation spatiale des linéaments et le traçage des rosaces à partir des couches vectorielles. Les linéaments sont groupés et projetés sous le diagramme de fréquence (rosace). Nous avons tenu compte surtout de leurs longueurs et on les a classés dans des classes de 10. C'est à dire tous les linéaments de faille de même orientation et ayant la même longueur cartographique (en km). L'analyse statistique à l'aide de rosaces résumé dans le tableau (III.1) montre une concentration maximale des linéaments en 04 classes directionnelles en termes de longueur.

Nous soulignons que l'analyse de ces linéaments ne permet pas de distinguer les linéaments qui correspondraient aux failles actives de ceux qui correspondent aux failles géologiques inactives. Alors nous avons utilisé les résultats de l'analyse statistique pour dénombrer les linéaments de failles se trouvant respectivement dans l'Alpin (Anté –Néogène), dans les terrains néogènes et quaternaires des bassins post nappes du Constantinois.

Tableau III.5 résumant la répartition des longueurs de linéaments de direction

Orientation	Direction	Nombre de longueur/ longueur totale %	Fréquence/ nombre total (%)
90° à 120°	E-W WNW-ESE	24 %	23 %
20 à 60 ° 60° à 80	NE-SW ENE-WSW	22 % 20 %	25% 18 %
120- 160°	NW-SE	16 %	18 %
N350 à N010	N-S NNW-SSE NNE-SSE	15%	15%

La direction E-W à ENE-WSW

La direction E-W à ENE-WSW est omniprésente dans tout le constantinois elle est surtout étendue dans la partie nord ; au niveau des massifs de M'cid Aicha et au nord de Mila et Constantine. La direction est fort nombreuse et se distingue par des segments le plus souvent dépassant 1 Km. La plupart des linéaments représentent les accidents E-W à cinématique dextre. Les évidences d'activité néotectonique sont confirmées par plusieurs indices. En effet, un bon nombre de segments d'oued ou ravin traversé par ces failles montre des perturbations; angularités et changements brusques des directions telles: Oued Mekraoud, Oued El Maleh et Oued Rhumel. Aussi, la direction est nette dans la partie nord Plateau d'Ain El Bey.

La direction NE- SW

La direction est présente dans les massifs telliens et numidiens des Djebels Ouahsch, Zouaoui, Felten et Toukouia. Les linéaments calquant cette famille, correspondent soit à une limite stratigraphique ou un contact tectonique. Les indicateurs de la cinématique sont parfois repérés par rapport aux déplacements vers la gauche des entités géologiques, ce qui dévoile des décrochements senestres. Le cas est illustré par (i) la zone de faille plio-quadernaire d'Ain Smara, au sud-ouest de Constantine entre le massif du Chettabah et Djebel Felten, (ii) le linéament de la Faille Nord Telaghma mise en évidence dans cette étude.

La direction NW-SE

La NW-SE est largement étendue dans le nord constantinois et dans le Djebel Ouasch par contre elle est dispersée ailleurs dans la zone des nappes telliennes. Les linéaments morphotectoniques NW-SE correspondent aux décrochements dextres sont visibles au niveau des Djebels Akhal Aougueb Zouaoui dans la région d'Oued Athmania.

La direction N-S

Les linéaments représentant les accidents N-S, ont une allure en relais, et ils sont souvent organisés en faisceaux ou couloirs. Les linéaments de cette famille se caractérisent une grande dispersion spatiale la région de Constantine et ils sont parfois perturbés par d'autres directions. Cela a été confirmé sur terrain où les calcaires lacustres dans le SW de Constantine, et de l'Oued Seguen, sont affectés par cette direction. La carrière d'Onyx, à l'Est de Ain Smara, est traversée par une faille de direction N-S séparant les formations carbonatées crétacées et les calcaires lacustres pliocènes, attestant ainsi l'activité plio-quadernaire de cette direction

III.2.3. Interprétation des résultats

On constate à partir de la carte et de l'analyse statistique

(i) une densité élevée de linéaments relevée dans les terrains anté-néogènes par rapport aux terrains plus récents. Du fait de l'existence de plusieurs épisodes tectoniques ayant engendré de la déformation cassante (failles). En effet, Le nombre de linéament relevés dans l'Anté-Néogènes représente 50 % du total. Les linéaments de failles de direction E-W sont discontinus et dominants dans l'Anté Néogène et ils correspondraient aux chevauchements E-W séparant les différentes unités alpines. La densité des linéaments relevés dans le Néogène représente 30% de la totalité et la direction dominante reste toujours NE -SW suivie des autres directions. Et une densité de 20 % de la totalité de linéaments se localise dans les terrains quaternaires.

(ii) une distinction du nord vers le sud dans la répartition ; une concentration de linéaments plus marquée dans le dans le nord, une dispersion au centre et disparité dans les Hautes Plaines. Ces linéaments sont répartis en particulier sur les bordures nord et sud du bassin de Mila-Constantine, dans la vallée de Rhumel et Oued Athmania.

Dans le nord constantinois, on observe une prédominance d'une famille de linéaments ESE-WNW. Cette famille affecte un espace, en forme de couloir, ayant une largeur de 1 à 3 Km environ et une longueur de 50 Km. Ce couloir correspond à la zone de faille nord constantinoise de direction ENE-WSW mise en évidence par (Raoult, 1974 ; Guiraud, 1972, Coiffait, 1992). Cette famille est décalée localement par une à NE-SW qu'appartient la faille d'El Kantour (Abacha, 2015 and reference therein). Une autre famille de moindre importance affecte cette bordure, il s'agit de la famille NW-SE qui semble former un système conjugué avec la famille NE-SW.

Dans la Vallée de Rhumel (Aïn Smara), on observe une concentration de linéaments dans la direction NE-SW. Notons qu'aux linéaments identifiés précédemment dans le nord selon les WNW-ESE, NE-SW sont également fréquents dans la vallée d'Ain Smara, Oued Athmania, Oued Seguen s'ajoute une troisième famille dans la direction N-S.

À limite ouest du bassin de Mila-Constantine (Oued Athmenia, Ferdjioua), les linéaments de la bordure Ouest du bassin, se répartissent selon deux directions principales la direction WNW-ESE et la direction NW-SE. Les linéaments de la direction WNW-ESE sont représentés par plusieurs segments occupant l'extrême bordure occidentale et formant un couloir plus

ou moins large. Les linéaments de la direction NW-SE s'organisent de façon parallèle. On note aussi la présence de deux directions ; la NE-SW et dans une moindre mesure la direction N-S.

À l'est et le sud-est de la bordure du bassin de Mila-Constantine (région de Constantine : Ain Smara, El Khroub), le schéma est inversé ; les linéaments de cette bordure Ouest se répartissent selon deux directions principales la direction ENE-WSW et la direction NE-SW. Les linéaments de la direction ENE-WSW sont représentés par plusieurs segments occupant la vallée d'Ain Smara formant un couloir de déformation néotectonique (Vila, 1980; Aourari et al. 2024). Les linéaments de la direction NE-SW qui a joué un rôle dans la déviation de l'Oued Rhummel de la direction ENE-WSW à l'intérieur du couloir à la direction N-S au nord d'Ain Smara. Et on observe la direction N-S qui est fortement présente.

Chapitre 3 : Analyse photogéologique

III.3. 1. Présentation géologique de la région d'étude

Pour mieux investir l'étude des failles bordières ; on divisera la région d'étude en deux domaines en raison de leurs disparités morpho structurales. La limite nord de la région d'étude est marquée par les lignes de crêtes de la chaîne numidique et la limite sud correspond aux lignes de crêtes des massifs néritiques les plus méridionaux.

Le nord constantinois s'étale de la chaîne numidique de Raoult jusqu'à la bordure nord du bassin néogène de Mila-Constantine. Le domaine est caractérisé par un alignement montagneux très morcelé, conséquence des phases tectoniques précoces (eg. Bouillin, 1986, Djellit, 1987; Coiffait, 1992). Les massifs ; M'cid Aïcha, Sidi Driss et El Kantour formant une ligne tectonique remarquable dans le paysage culminant à plus de 2000 m, sont allongés E-W. Le domaine regroupe les bombements cristallophylliens hercyniens (paléozoïques), les massifs carbonatés liasiques et nummulitiques de la dorsale, les affleurements de flyschs (maurétanien massyllien) et le numidien disloqués et sont réduits par endroits à de lambeaux ; ceci dénote de l'ampleur des phases alpines dans ce domaine (Mahdjoub and Merle, 1990). Des évidences néotectoniques dans ce domaine cités dans la bibliographie, se limitent aux conglomérats éocènes (Lutétien supérieur) déformés durant le miocène supérieur postérieurement ; à la mise en place des nappes.

Le sud constantinois s'étale à partir de la bordure sud du bassin de Mila-Constantine jusqu'aux sud du Néritique de la plaine d'Ain Mlila et au-delà des Hautes Plaines Constantinoises.

Appartenant au domaine sud ;

(i). Le bassin néogène de Mila-Constantine est un bassin intra-montagneux entièrement à remplissage néogène (Miocène, Pliocène). Le relief du bassin est accidenté et se présente sous forme de collines d'altitudes moyennes de 500m, entaillées par un réseau d'Oueds assez dense (Mebarki, 1984).

(ii) La plaine d'Ain Mlila est la zone charnière entre le Néritique et les massifs des Hautes plaines d'Oum Bouaghi, s'étend depuis les massifs méridionaux de Chelghoum El Aïd,

jusqu'aux lignes de crêtes des Djebels Guerrioun et Fortas. Les terrains anté-néogènes formant ses massifs sont marqués par des ruptures de pentes parfois escarpées mais moins d'évidences quant à la néotectonique. Le Djebel Guerrioun présente une morphologie inhabituelle où des évidences morphologiques ont été soulevées (Marre and Quinif, 1981). Le contact crétacé du Djebel Fortas avec la plaine est un contact tectonique miocène cartographié par Vila (1980).

III.3.2. Structures néotectoniques

On observe plus d'anomalies néotectoniques notamment dans la partie centrale de la région le long de l'Oued El Rhummel et au carrefour de Rhummel avec ses deux principaux influents particulièrement Oued Athmania et Oued Seguen.

Nous reportons les anomalies néotectoniques exprimant l'existence de failles :

Au niveau des zones morphotectoniques basses

L'oued El Rhumel, le long de son parcours depuis les monts de Ferdjioua jusqu'au Plateau de Constantine ; la Vallée d'Ain Smara se présente avec une forte dissymétrie, du point de vue répartition volume orographique et organisation du drainage. Dans la vallée, El Rhummel occupe un large chenal méandrique avec un étagement des terrasses fluviales (carte géologique 1.50.000 Oued Athmania) par rapport au cours actuels avant son resserrement au nord d'Ain Smara avec un changement dans sa direction. La Vallée est une zone de faille en décrochement ENE-WSW découpée par un réseau de failles orthogonales N-S, E-W quaternaires extensives (investigations de terrain).

Aussi, de part et d'autre de l'Oued Hamimine, une faille décrochante affectant les calcaires pliocènes marque sa rive gauche qu'on abordera dans le chapitre investigations de terrain.

Au niveau des zones morphotectoniques hautes

Ce sont les massifs qui montrent une asymétrie morphologique avec un versant plus raide et pointu où la dénivelée se fait rapidement, et un versant moins abrupte et plus doux, montrant des replats à plusieurs altitudes. Les massifs du sud constantinois sont délimités par des failles longitudinales parallèles à leur orientations et ils sont disloqués par d'autres failles transverses ce qui leur donne un pseudo forme en « horst et graben ». La plupart de ces failles 'secondaires'

ont été cartographiées par Vila (1980). Dans le nord constantinois, le massif de M'cid Aicha et son prolongement Djebel Sidi Idriss.

Djebel Chettabah est un massif à dominance carbonaté d'âge crétacé et marnes éocènes, on note l'étendue des formations triasique dans ce massif, soit sous forme de diapirs francs, subcirculaires à son extrémité orientale. Il apparait comme une méga-sigmoïde à grand rayon de courbure de direction NE-SW et il soit comme semelles de nappe le long des contacts anormaux, alignées sensiblement NE-SW (carte géologique de Constantine : 1.50.000). Le massif est délimité par un réseau de failles pluridirectionnelles NE-SW, N- S, NW-SE. Le versant sud de Chettabah affleure la grande faille bordière segmentée orientée N060E délimite le massif de la vallée d'in Smara. C'est un massif de la nappe péni-tellienne qui se situe à l'Ouest de Constantine. On signale Djebel Karkara qui culmine à 1186 m est le segment orientale détaché de Chettabah.

Djebel Felten fait partie de la nappe néritique, c'est une structure monoclinale de direction NESW parallèlement à Djebel Chettabah.

Le versant NW de Felten présente une linéarité parfaite car il est affecté par un système de failles sub-verticales à gradins dont le rejet peut atteindre quelques centaines de mètres (Vila, 1980). C'est la Faille d'Ain Smara de Vila et qu'on désigné Faille Sud Rhumel par rapport à la faille de Chettabah désignée quant à elle Faille Nord Rhummel.

Nous soulignons le prolongement de ce système de faille (Nord et Sud Rhummel) vers l'Est jusqu'au Djebel El Ouahch.

Dans la vallée d'Ain Smara, à l'Est de Felten, les Djebels Oulad Oulad Selem se poursuivent vers le Nord. Le Dj. Sekoum est une structure monoclinale délimitée au nord et au sud par deux failles de direction E-W et par une faille de direction N-S. Djebel Sekoum un monoclinale composé de calcaires karstifiés crétacés. Il est limité au Nord et au Sud par deux failles longitudinales E-W et par une faille transverse N-S affectant le côté ouest.

Djebel d'Oulad Selem est un monoclinale de direction N-S ; cette direction est opposée à la direction atlasique. Le massif est limité du côté occidental par une faille de direction NE-SW et du côté oriental par un réseau de failles de direction E-W, NW-SE écartant plus

le massif dans sa partie septentrionale de l'ensemble. Ces failles correspondent à des zones de minéralisation dont la carrière de « l'Onyx d'Ain Smara ».

Ces massifs sont délimités du côté occidental par une faille de direction NE-SW et du côté oriental par des failles de direction E-W, d'autres failles de direction NW-SE délimitent le massif Oulad Selam dans sa partie septentrionale. Toutes ces failles sont cartographiées par Vila (1980)

Dans le sud constantinois, la terminaison occidentale de Djebel Oum Settas (SE d'El **Khroub**) est délimitée par une faille de direction N-S, est représentée par une altitude qui dépasse les 1200m. Ce massif est orienté NE-SW et présente une asymétrie par rapport à sa ligne de crête : le versant Nord est plus abrupt que le versant Sud.

Au sud vers Oum Bouaghi **Djebel Medelou** s'exhibe une structure synclinale E-W. Le massif est limité par une faille NE-SW du côté Nord et par une faille E-W sur sa terminaison périclinal Sud.

Dans la région d'Oued Athmania, **Djebel Toukouia** appartenant à la nappe pénitellienne est une structure anticlinale de direction atlasique avec un cœur éocène et versants miocènes et quaternaires. Aussi, on note, la présence du complexe triasique évaporitique le long d'un accident NE-SW sur son versant sud. Et note aussi une déviation importante de la terminaison périclinale nord de ce Djebel qu'on associera à une faille NE-SW décrochante (FNT) (Figs. III.9 et III.10 voir chapitre suivant). Il présente une crête de forme sigmoïde et des versants à pente concave vers le haut marqués par plusieurs escarpements. Le massif présente une morphologie assez particulière.

Il est à signaler la présence du complexe triasique dans la zone d'étude, dans deux autres endroits sur le versant sud de Chettabah et dans la région de Guerrah. Le complexe triasique se met en place dans la chaîne tellienne le long des failles profondes.

Dans le prolongement NE de Toukouia paraît le bombement de Sidi Bou Jemline qui est une structure anticlinale se situe au nord immédiat de Djebel Toukouia, ceci se produit vraisemblablement suivant une flexure (faille profonde) de direction sensiblement NW-SE qu'on abordera dans le chapitre investigations de terrain.

Le bombement de Chouf Aissa culmine à environ 830 m d'altitude, il est constitué de formations discordantes du villafranchien et du Pontien. L'érosion intense fait bien ressortir les directions E-W et N-S.

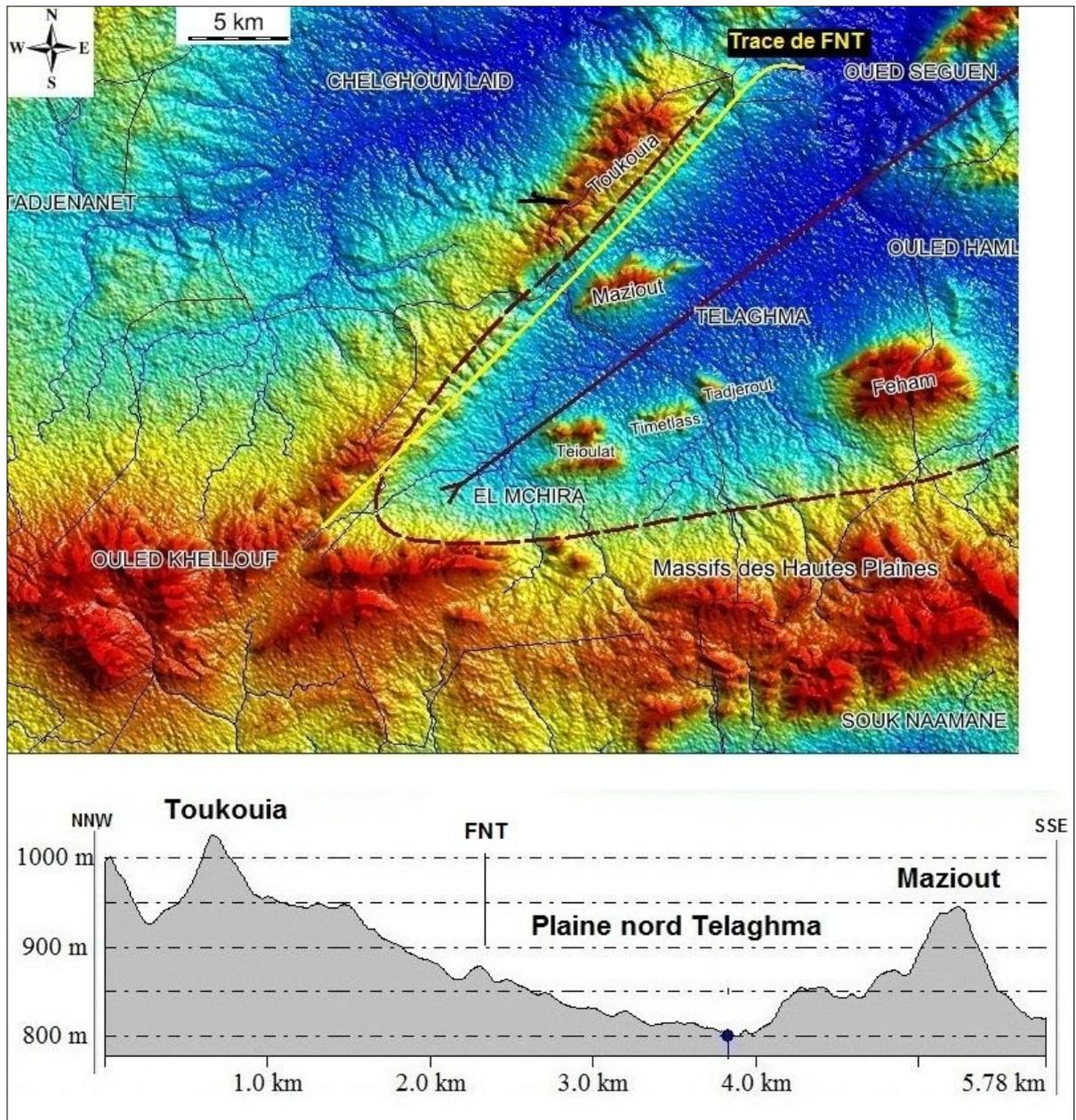


Figure.III.9: Carte morphotectonique montrant un distinctif synclinal, les massifs imposants de la partie nord de Telaghma (FNT : la faille bordière mise en évidence lors de cette étude)

Djebel Maziout occupe le Nord-Ouest de la carte d'Ain Mlila. C'est un massif imposant par sa morphologie dans la partie nord de la plaine.

Au centre et au sud de la plaine, d'autres imposants massifs crétacés comme les Djebels Feham, Teioualt, Tadjerout, Timelass, généralement dissociés ou isolés les uns des autres, appartenant au Néritique constantinois.

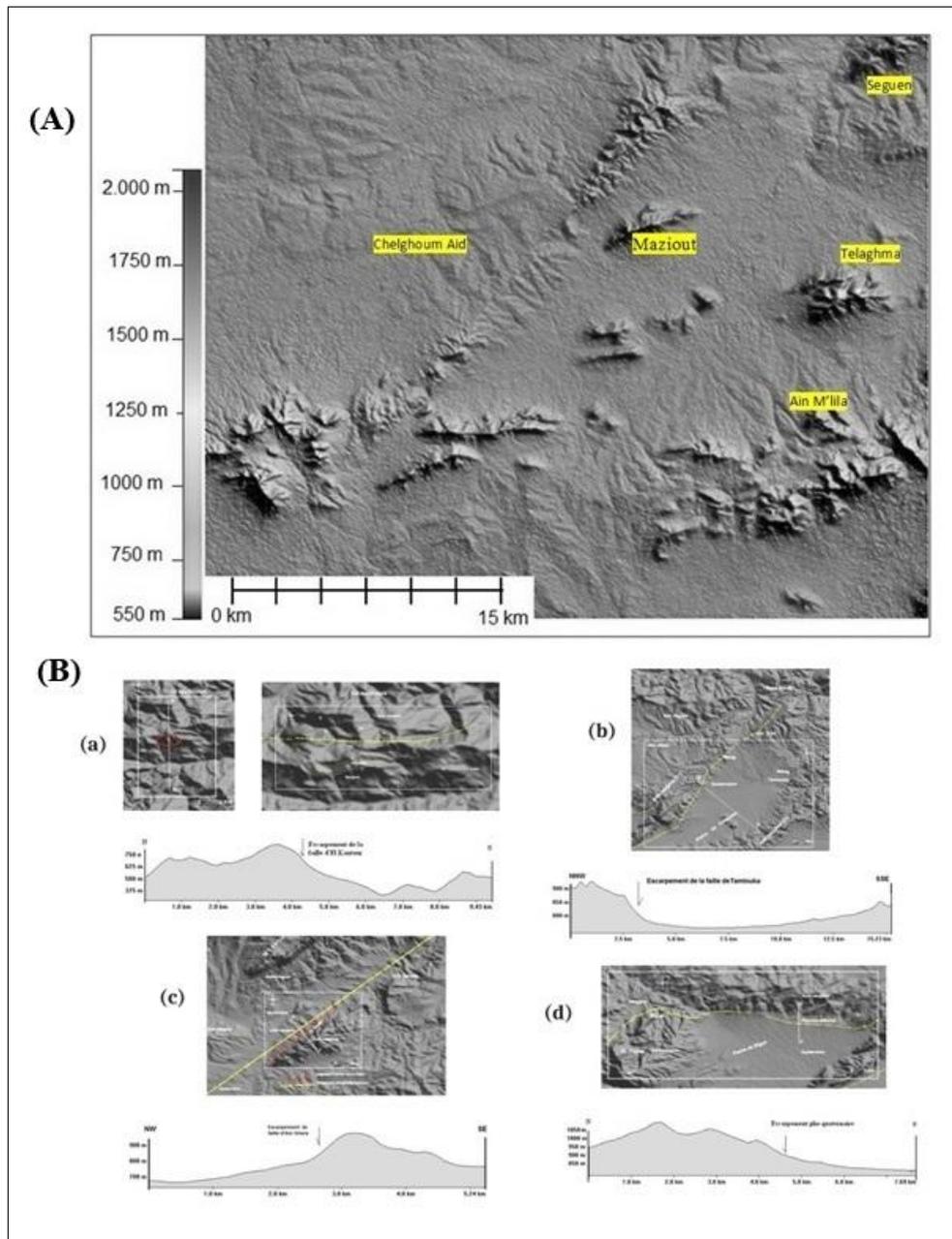


Figure III.10. (A) : Modèle Numérique de Terrain (MNT) modèle d'ombrage du relief (hillshade) avec des altitudes en niveaux de gris : montrant la disposition des massifs sud Constantinois dispersés. (B): Profils topographique le long des escarpements de failles

Dans la plaine d'Ain Mlila, **Djebel Meimel** (1160m) disposé parallèlement au Djebel Felten, occupe la partie SE de la carte topographique de l'Oued Athmania et il se trouve au NE d'Ain Mlilia. Le Dj. Meimel fait partie de la nappe tellienne, est une structure monoclinale de direction NE-SW bordée à sa bordure nord par une faille longitudinale de direction sensiblement NE-SW.

Plus au sud de la zone d'étude, d'autres plaines séparées entre elles par les massifs crétacés néritiques s'associent à Telaghma et forment l'étendue plaine d'Ain Mlila.

III.3.3. Méthodologie

La carte photogéologique est conçue de façon à délimiter les bassins néogènes par rapport aux massifs telliens. On utilisera la carte linéamentaire contenant uniquement la trace des failles néotectoniques affectant la région (Annexe III.2).

Examen des cartes géologiques au 1.50.000 de Constantine, Oued Athmania, Ain Mlila et Ain Fekroun ; révèle amplement les indices de la tectonique plio-quadernaire se manifeste dans le Néritique Constantinois.

Succinctement, La géologie est rassemblée en trois ensembles ; le Quadernaire, le Néogène, l'Anté-Néogène :

(i) **Le Quadernaire** indifférencié constitué principalement d'alluvions d'oueds (limons, graviers et galets roulés), d'éboulis surtout développés aux bordures des reliefs (terrasses, glacis) à surfaces faiblement basculées.

(ii) **Le Néogène** constitué de formations pliocènes principalement des calcaires lacustres très étendus et le Miocène post-nappes à conglomérats et argiles à gypse.

(iii) **l'Anté-Néogène** rassemblant l'hercynien composé de terrains paléozoïques ou plus anciens, l'alpin composé de terrains méso-cénozoïques, le Miocène anté et syn-nappes et les terrains magmatiques sous forme de deux complexes Beni Haroun et Collo.

Les anomalies géologiques recherchées sont par exemple ; la contour rectiligne d'une limite de couche géologique (dans notre cas la limite Miocène –Pliocène et Pliocène-Quaternaire), le croisement en un point de différentes couches géologiques, l'arrêt brusque d'une couche d'un affleurement, les éléments d'ordre structural tel que ; la ligne axiale d'un mega-pli, un mega-crochon de faille matérialisé par le rebroussement de couches de part et d'autre d'une faille, l'alignement du complexe évaporitique triasique, qui se présente comme une semelle de nappes, l'alignement de sources hydrothermales.

Sur cette base et en s'appuyant sur les informations tirées des cartes géologiques à différentes échelles (1/500 000, 1/200 000, 1/50. 000) et les images satellitaires (les MNT, SRTM1 Data les données numériques d'élévation (DEM) accessibles via <http://lpdaac.usgs.gov>.; on présentera une carte photogéologique (Fig.III.11).

III.3.4. Analyse et Interprétation de la carte photogéologique

Dans le nord constantinois, on remarque la prédominance des failles de direction E-W à WNW-ESE. Cette direction se présente dans un couloir où de part et d'autre se développe un système de structures de directions NW-SE et NE-SW. En fait ce couloir correspond à la Faille Sud (SKF) mise en évidence par Raoult (1974) et qu'il la désignée Front des nappes constantinois.

C'est un d'un front de décro-chevauchant régional miocène séparant les zones internes des zones externes des Maghrebides de l'Est algérien. Dans notre étude, on a consacré des observations néotectonique sur le segment de Beni Harroun (chapitre investigations de terrain). La faille possède une signature morphotectonique et elle se connecte aux failles du front. Son activité néotectonique est soulignée par l'alignement de sources hydrothermales et la présence de terrasses fluviales perchées.

Dans le sud constantinois, c'est la mise en évidence de la Faille Nord Telaghma (FNT) et son activité néotectonique. L'insertion de la FNT étant que faille supposée active aurait une répercussion dans la compréhension de la néotectonique du domaine Est-algérien et un impact dans l'évaluation aléa sismique. La cartographie révèle la structuration losangique ou en pull à part des bassins dans le constantinois en particulier. Cette structuration est la conséquence de la tectonique en transpression.

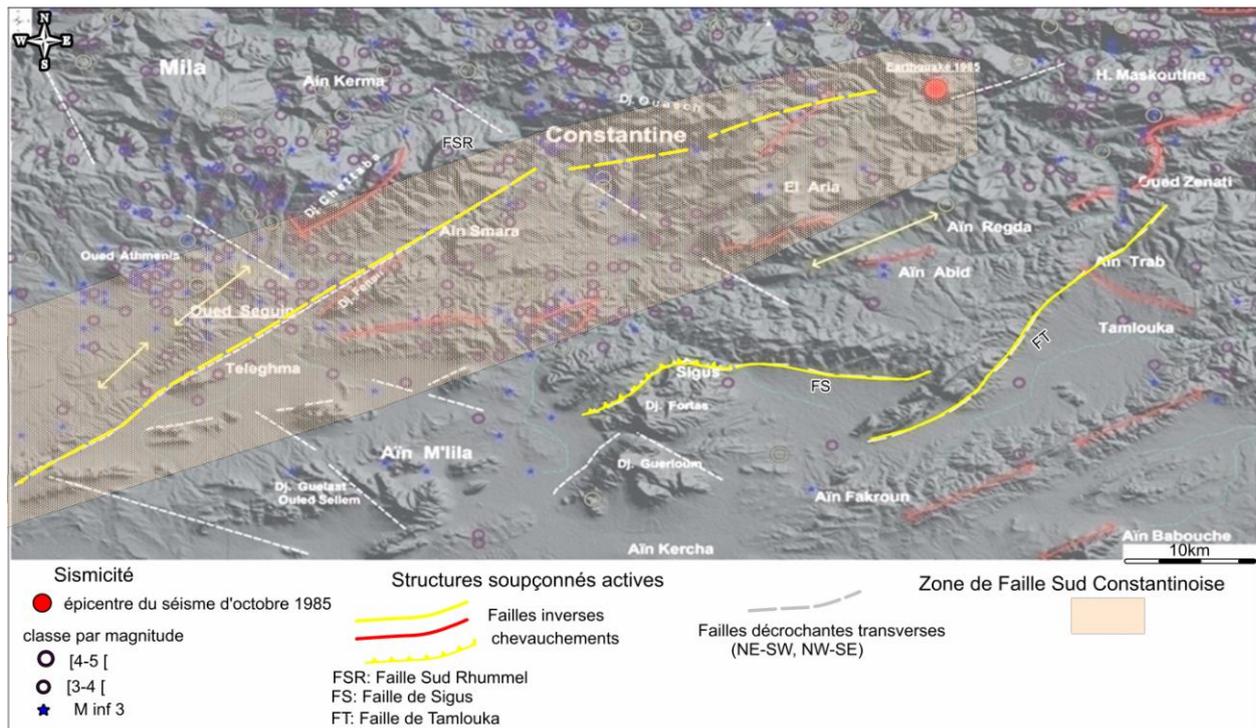


Figure III.12. Adaptation des structures géologiques (failles) à a sismicité de la région de Constantine

Conclusion

L'analyse photogéologique a permis de faire dégager les particularités morphologiques du Constantinois qui plaident en faveur d'un relief d'une zone tectoniquement active.

L'essentiel des structures morphotectoniques révélant l'activité néotectonique sont présentées en principales directions par ordre; NE-SE, ENE-WSW, E-W, WSW-ENE, NW-SE, et la direction N-S. Nous signalons que la direction NE-SW à ENE-WSW est dominante depuis le Néogène et aussi présente dans le Quaternaire dans la partie centrale de la zone d'étude (Rhumel, Oued Athmania) tandis que la direction E-W à WSW-ENE est dominante dans le nord constantinois par la direction des segments du Front constantinois.

Il est à noter que les accidents tectoniques de directions NE-SW et NW-SE dont la cinématique sont en décrochements senestres et dextres sont très étendues et dépassent parfois une centaine de kilomètres en longueur. Ces deux directions sont de véritables transverses et connues sous le « *réseau miocène* » sont des décrochements engendrés par la phase miocène inférieur qui est confirmée dans l'Est (Mahdjoub and Merle, 1994).

D'autres arguments en faveur de la néotectonique sont :

La dissociation de certains massifs tels que le Djebel Karkera qui est nettement dissocié de Chettabah.

Les failles secondaires qui affectent le Pliocène de la région de Constantine tel que la faille d'Oued Hmimine. De nombreuses failles déjà cartographiées montrent un prolongement vers le sud. Le cisaillement du Djebel Teiouelt dans la plaine d'Ain Mlila est un remarquable exemple.

Chapitre IV. Analyse néotectonique et cartographie des failles bordières

IV.4.1. Introduction

La section a pour objet d'exposer les évidences néotectoniques car la région nous paraît clé pour expliquer la déformation de deux zones de failles bordières sélectionnées. Les deux failles sont alpines réactivées au Plio-Quaternaire. Ce sont la Faille Sud Kabyle dans le nord constantinois et la Faille Nord Telaghma mise en évidence durant ce travail dans le sud constantinois.

Nous exposons les indications qui attestent de l'instabilité tectonique plio-quaternaire dans le nord constantinois (Beni Haroun) et le sud constantinois (plaine de Telaghma Chelghoum El Aid).

La méthodologie adoptée est basée sur l'analyse cartographique les anomalies morphologiques et hydrographiques repérées sont par exemple le gauchissement des crêtes, changement brusque de direction des cours d'eau, les incisions intenses des ravins, les escarpements et les ruptures de pentes associées et les indications géologiques observées lors des investigations de terrain illustrant le fonctionnement spatio-temporel de ces deux failles.

Notamment que précédentes études dont celles de [Laffite, 1967, 1980 ; Vila, 1980 ; Belabbes, 2006] confirment la tectonique plio-quaternaire dans tout le grand constantinois et ses bassins post nappes. Vila (1980) a mis en évidences, cartographie et attribué à deux réseaux de failles néotectoniques dont l'un à la phase pliocène et l'autre réseau à la phase quaternaire, à l'échelle de tout le Nord-Est algérien.

Initialement, on entame l'analyse structurale par une carte linéamentaire dont le but de faire dégager les linéaments d'ordre régional. Ceux-ci présenteraient plus de possibilité de correspondre aux failles. Ces linéaments identifiés sont ensuite confrontés à la carte géologique. La carte linéamentaire montre quatre directions majeures: NE-SW, E-W, NW-SE et N-S (Fig. 10). Ces directions sont héritées de la tectonique alpine. Toutefois, les directions NE-SW et E-W ont un rôle néotectonique. Leurs tracés marquent certains reliefs, guident ou influencent le système hydrographique de la région.

IV.4. 2.1. Examen des cartes géologiques

Dans la partie nord de la zone d'étude, la carte géologique au 1/50.000 dévoile au NW d'El Khroub, un Pliocène nettement déformé et un Quaternaire affecté dans de nombreux endroits. En fait, des couches pliocènes à pendages moyens inférieurs à 20° et inclinées vers le Nord. À l'Oued Zenati, le Pliocène est affecté aussi par deux failles ; NW-SE, E-W. Plus au nord, une faille NNW–SSE cartographiée dans le Miocène et qui se prolonge probablement dans le Quaternaire.

Au niveau de la ville d'El Khroub, une faille de direction NE-SW affectant le Miocène, le Pliocène et le Quaternaire. Les couches pliocènes sont quasi redressées (pendage variant entre 70°- 89°) près de la faille. Encore, plus loin de cette faille, un pli pliocène dont nous considérons actif, ses couches sont nettement plissées, avec un axe NNE-SSW ; son flanc nord présente des pendages inférieurs à 20° vers le NE alors que son flanc sud, présente des pendages supérieurs à 30° et à plongement SE ou SW.

Le Plateau d'Ain El Bey illustre une structure monoclinale pliocène où son flanc NE présente des couches inclinées vers le sud alors que les couches du flanc nord-ouest sont subhorizontales.

À Oued Rahmoun, le Pliocène qui est affecté par une faille NW-SE et ses couches sont inclinées, présente des pendages variés de 0° à 20° soit vers l'ouest ou vers l'Est. Quant au prolongement de la faille dans le Quaternaire, est incertain.

À El Guerrah- le Pliocène est plissé et montre des pendages moyens et il est affectée par deux failles (E-W, NNE-SSW).

Dans la partie sud de la zone d'étude, les feuilles de Constantine et Oued Athmania révèlent, de la déformation dans le Néritique. À Ouled Selem à l'Ouest d'Ain Smara, une première faille délimitant le Crétacé du Quaternaire. Au sud de Kef Ogueb, une faille mettant en contact l'Éocène, le Miocène et les alluvions récentes. Au niveau de Djebel Oulad Tabet, une faille de direction E-W affectant le Crétacé, le Miocène et le Quaternaire.

La plaine de Telaghma exhibe la présence d'indices géologiques palpables ; la déformation des terrains récents (Miocène supérieur, Pliocène et Quaternaire). La présence du complexe triasique et les nombreuses de sources hydrothermales alignées le long du versant sud de Toukouia ; marquant la trace en surface d'une faille profonde.

Djebel Toukouia est une structure anticlinale, de direction NE-SW. Le cœur de cet anticlinal est constitué de l'anté Néogène et ses versants sont constitués de formations plio- quaternaires. Sur son versant sud, on note, la présence du complexe triasique composant entre autres les roches évaporitiques : gypse), le long d'un accident NE-SW. Il est important de signaler ce complexe triasique qui se met en place, vraisemblablement le long des failles profondes de la chaîne tellienne.

On remarque également une déviation importante de la terminaison périclinale nord de ce Djebel qu'on associera à une faille NW-SE transverse décrochante. Elle d'ordre régionale et son linéament morphotectonique est bien visible sur le MNT. Elle délimite Toukouia à son extrémité orientale. Elle se prolonge dans la plaine et se manifeste au niveau du massif numidien de l'Oulad Hamla.

Au niveau du Djebel Maziout, on observe une zone de contact entre le massif et le Quaternaire de la plaine de Telaghma. La zone est marquée par son escarpement de direction NE-SW. Aussi, des crochons de failles repérés dans le massif, sont attribués à la tectonique alpine.

Les Djebels Teïoualt, Tadjerout, Timelass oriental sont de monoclinaux à plongement S ou SE. Contrairement, le Djebel Timelass occidental est plissé avec des pendages moyens, les couchent de son flanc nord sont inclinées vers le NW et celles du flanc sud sont inclinées vers le SE. Le Djebel Feham est plissé et disloqué par le réseau miocène (NE-SW, NW-SE).

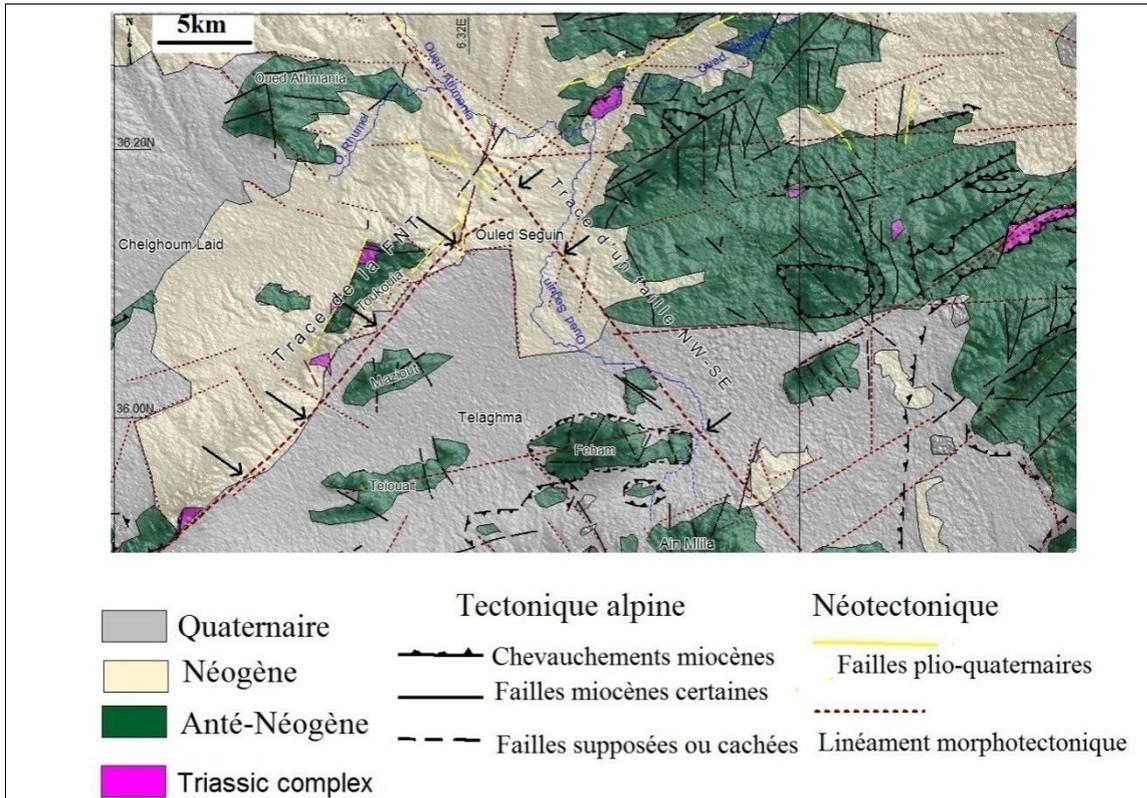


Figure III.14: Carte néotectonique simplifiée de la plaine de Telaghma montrant les tracés de la faille bordière (FNT) et la faille transverse (NW-SE)

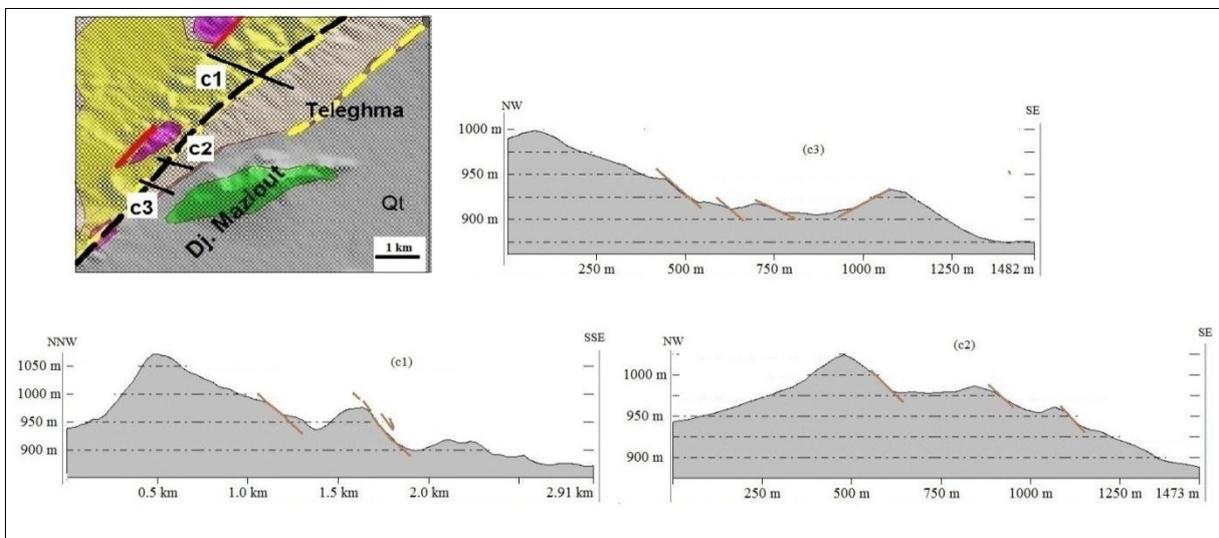


Figure III.15: Trace de la FNT dans le Néogène de Toukouia. c1, c2 et c3 profils au passage de la FNT illustrant une topographie en paliers

IV.4. 2.2. Investigations de terrain dans le sud constantinois

Nos observations de terrain dans le sud constantinois ont été effectuées dans les régions d'El Khroub sud, Oued Athmania, Ain Smara, Oued Seguen et Telaghma :

A. Région d'El Khroub-Constantine

Coupe El Guerrah (sur la route vers Ain Mila)

Au niveau de la route menant de Guerrah vers Ain Mila, apparaissent des affleurements « E-W » du Crétacé tellien en contact avec un complexe triasique (roches évaporitiques et volcaniques). Cet ensemble alpin est suivi par, une gouge de faille et le conglomérat pliocène (affleurement clair beige à gris à la patine ressemblant énormément aux alluvions) incliné de plus de 40° (Fig.III.16). Après le ravin, le Pliocène se présente en couches orientées N210 presque tabulaires à légèrement basculées (Fig.III.17).

L'affleurement correspondrait à une faille orientée N300 soulignée par la remobilisation du complexe triasique, marquant le Crétacé tellien donc l'âge de la faille est alpin. Mais, l'existence d'un conglomérat pliocène incliné aux coordonnées 36.13591N 6.59882 E/ 36.13592N 6.59883 E, qui devient horizontal après le ravin entaillé dans un couloir ou zone de fractures N-S ; plaide en faveur d'une phase néotectonique.

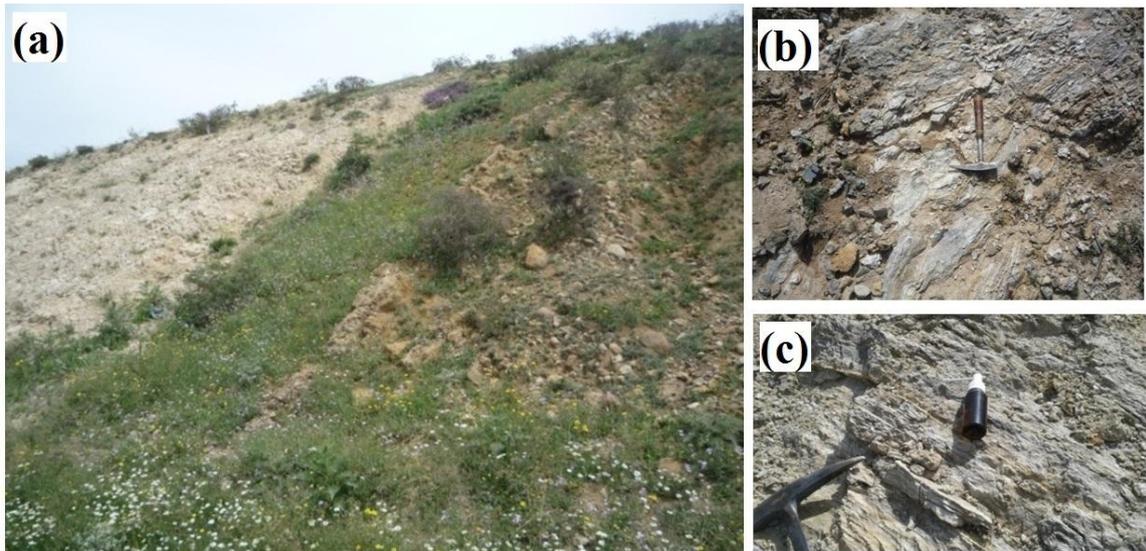


Figure III.16: Zone de contact : (a). Contact Pliocène-Tellien, Guerrah. (b) Tellien de Guerrah très déformé « schistosé ». (c) roches évaporitiques en semelle de nappes



Figure III.17 : (a). Conglomérat pliocène à fort pendage. (b) Pliocène basculé, après le ravin (repère maison): le ravin marque un couloir de faille N-S

Coupe El Guerrah -Source Sidi M'hamed

Le monticule de Sidi M'hamed composé de calcaire fissuré pliocène apparaît comme une structure monoclinale voire un pli à grand rayon de courbure avec une charnière diaclasée (Fig.III.18).

Au sommet du monticule, aux points (36.15294 N 6.62428 E), les couches sont orientées E-W et présentent un pendage vers le Nord

Aux coordonnées 36.15229 N 6.62614 E (google 36.1523 N 6.62615 E), les couches pliocène qui montre un basculement ou un glissement banc sur banc, sont orientées N240 10° SE; N270 10°S; N120 12°SW, N150 14°SW.



Figure III.18 : Pliocène de la source d'El Guerrah: loin du contact, les pendages moyens ne dépassant pas 15°

Au sommet de l'affleurement, aux points 36.1528 N 6.6239, à l'intersection de deux cours d'eau, apparaît une faille.

Deux failles normales NW-SE, N-S décamétriques sont observées ; l'une localisée par une brèche de faille NW-SE et la faille N-S se trouve dans le même axe que la niche de Sonelgaz, est perpendiculaire aux couches calcaires.

Près de la faille, aux points 36.15305 N 6.62531 E (google36.15305 N 6.62531 E), les couches de direction NE –SW sont basculées (pendage inférieur à 10°) ;

Éloigné de la faille, aux coordonnées 36.15265 N 6.62342 E (36.15266 N 6.62342 E), les couches de direction E-W sont horizontales parfaitement tabulaires affectées par deux familles de diaclases; une direction E-W parallèle et une autre N-S perpendiculaire à la stratification.

Sur la route vers Ali Medjeli, au point (36.27202 N 6.67735 E google 36.27202 N 6.67736 E), le premier affleurement du Miocène post nappes argilo-gréseux est altéré. Un second affleurement parallèle à la route (36.27149N 6.67577 E (36.27149N 6.67578 E), apparaît une zone de contact anormal entre le Miocène et le Pliocène matérialisée par une brèche de faille E-W.

Au sud d'El Khroub, Djebel Oum Setas aux coordonnées 36.27119 N 6.66999 E, en position stratigraphique normale, le Pliocène surmontant le Miocène.

Coupe Oued H'mimine

Nous indiquons le site repéré où se manifeste la faille de l'Oued H'mimine de direction NE-SW et qui affecte le Pliocène :

- une brèche de faille aux coordonnées 36.27741N 6.65063 E (google 36.27742N 6.65064E) ,
- un escarpement métrique de faille de direction N-S (Fig.III.19).
- un calcaire bréchifié orienté N 120-150 aux coordonnées 36.27694N 6.65053 E (google 36.27694N 6.65053 E)

À El Kerma (36.2762N 6.65097E): une zone de brèche orientée N210° alors que les couches de direction N-S sont légèrement inclinées ou basculées vers l'Est.



Figure. III.19: (a) Escarpement de la faille de Oued H'mimine de direction NW-SE. (b) Zoom sur la bèche de faille marquant cet escarpement. la déformation plus moins nette s'exprimée par un boudinage et micro-cisaillement de blocs.

Coupe l'Ouled Rahmoun

Aux coordonnées 36.175N 6.6948 E (google 36.17501N 6.6948 E), le Miocène post nappe est incliné. Son contact avec l'Anté Néogène est souligné par le complexe triasique.

Aux coordonnées 36.271N 6.6724 E (google : 36.271N 6.67241 E), sur la route, un affleurement calcaire pliocène complètement altéré surmonté d'une dalle décimétrique de calcaires gris quaternaire. C'est une zone de faille intra-pliocène révélant le calcaire pliocène incliné vers le NE alors que la carapace quaternaire est pratiquement horizontale (Fig.III.20).



Figure III.20: Le conglomérat pliocène en position stratigraphique normale à Oued Rahmoun

B. Vallée d'Ain Smara (SW de Constantine)

Selon le degré de déformation, on distinguera deux pliocènes :

Le Pliocène de la zone nord déposé dans la vallée de l'Oued Rhummel qui englobe le flanc sud de Chettabah (Fig.III.21), le flanc nord du massif de Felten et vers l'Ouest les massifs sud de Chelghoum Aïd. C'est un Pliocène plissé et parcouru par un réseau de failles conjuguées N250-270 et N045-070.

Le Pliocène de la zone sud déposé aux piémonts sud de Felten, Maziout et au niveau la plaine de l'Oued Seguen. Ce Pliocène correspondrait à une structure monoclinale découpée par des failles d'ordre métriques, décamétriques voire à quelques kilomètres.

Le Pliocène des Hautes Plaines d'Ain Mlila ou la zone plus au sud, semble monotone beaucoup moins déformé, uniquement basculée sur de très grande étendues.

Coupe sud Chettabah

Au niveau de l'Oued Hebal, affleure une gouge de faille orientée N070. La gouge paraît se prolonger ; un autre affleurement aux coordonnées 36.299090N 6.540840 E, orienté à N120 et large de plus de 50 m. Finalement, la gouge est continue sur plus d'un Km et le long de la route vers Ain Smara. Au point 36.275740 N 6.476460 E, la charnière d'un massif tellien est ré-orienté N 050.

Plus au nord dans le massif, on rentre dans le domaine alpin très déformé de l'unité peni-tellien avec les marnes éocènes, grès numidiens, le complexe triasique très développé.

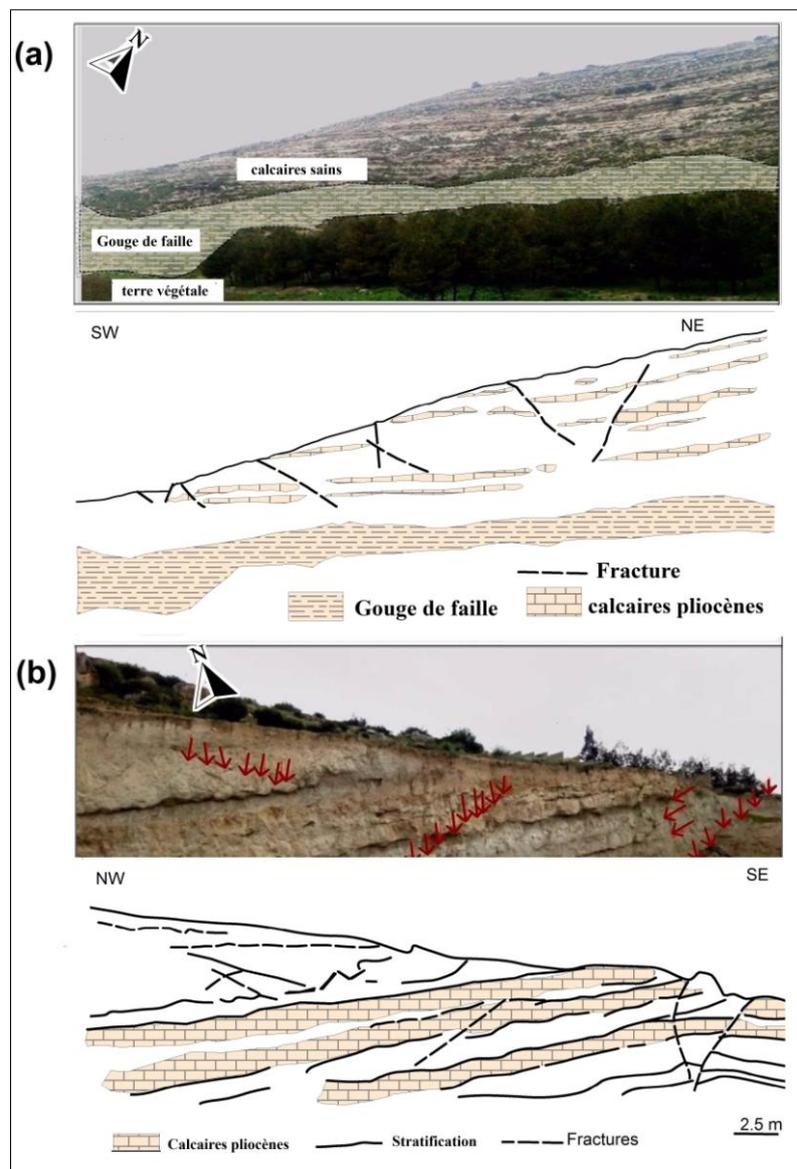


Figure III.21 : Sur la rive gauche de Rhummel, le Pliocène d'Ain Smara: (a) Bombement pliocène: de bas en haut, on distingue le sol, la gouge de faille et calcaires fracturés; (b) coupe transversale à l'intérieur du bombement pliocène montrant des failles normales métriques est-ouest et nord-sud, Ain Smara, SW Constantine

C. Région Nord Telaghma



Figure III.22 : Photo montrant la plaine de Telaghma et les monts de Toukouia

Coupe sud Toukouia

Nos observations de terrain effectuées dans la plaine, nous ont permis de mettre en évidence la faille bordière délimitant l'Alpin du Néogène le long du versant sud de Toukouia (Fig. III.22).

On a différencié selon le degré de déformation néotectoniques, deux Pliocènes ; on distinguera :

Le Pliocène de la zone nord sur le versant sud de Toukouia et vers l'Ouest les massifs sud de Chelghoum El Aïd, est plissé et fracturé par un réseau de failles conjuguées N250-270 et N045-070.

Le Pliocène de la zone sud, Maziout et au niveau la plaine de l'Oued Seguen. Ce Pliocène correspondrait à une structure monoclinale découpée par des failles d'ordre métriques, décamétriques voire à quelques kilomètres.

Le Pliocène des Hautes Plaines d'Ain Mlila ou la zone plus au sud, semble monotone et se présente en couches monoclinales à sub-horizontales beaucoup plus basculées sur de très grande étendues.

Sur le versant sud, la néotectonique se manifeste par la déformation du Néogène (Miocène post nappes et le Pliocène). On associe une faille NE-SW bordant le massif de Toukouia de la plaine (Photos a, b, c, d, e). La faille affecte le Crétacé et s'exhibe au niveau du complexe triasique.

Les marqueurs de la déformation sur le miroir de faille indiquent principalement un jeu décrochant.

Une importante faille transverse NW-SE dont le linéament morphotectonique est bien visible sur le MNT de la région, délimité Toukouia à son extrémité orientale. La faille se prolonge dans la plaine et se manifeste au niveau du massif numidien de l'Oulad Hamla (photos Fig. III. 23), voire encore plus au sud où elle affecte le massif de Guerrioun (photos Fig. III. 24).

Les expressions de la néotectonique sur le versant nord de Toukouia se manifestent vraisemblablement par :

Le bombement de Sidi Bou Jemline qui est un anticlinal située immédiatement au nord de Toukouia. L'axe de cet anticlinal est dans la même direction que Toukouia mais avec une légère ré-orientation vers le SE qui peut être associée à l'expression de la faille NW-SE.

Le bombement quaternaire de Chouf Aissa culmine à l'altitude 830m et est limité par le surcreusement d'oued Guergour au Nord et oued Rhummel à l'Est. Il est constitué de formations discordantes mio-plio-quaternaires. L'érosion intense fait bien ressortir les directions E-W et N-S.

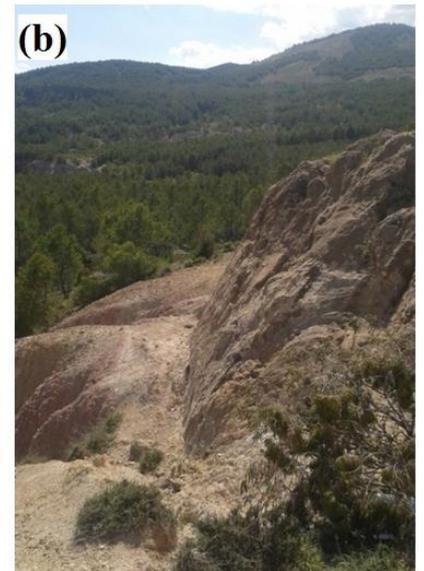


Figure III.16: expressions tectoniques et néotectoniques de la Faille Nord Telaghma: (a). Gouge de faille dans le Crétacé. (b) un miroir de faille dans le complexe triasique. (c). Miocène incliné vers le nord. (d). Pliocène incliné vers le nord. (e) alluvions quaternaires décalées voire cisaillées ?

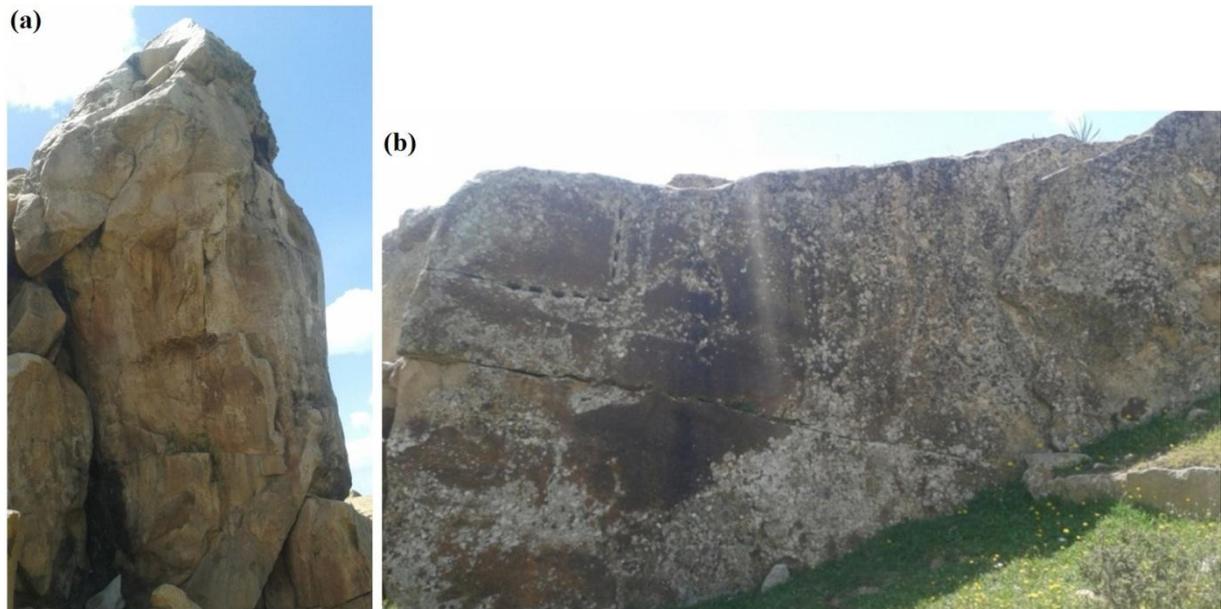


Figure III.24 : Trace d'un accident NW-SE affectant toute la bordure occidentale de la plaine depuis les massifs de Chelghoum El Aid au nord jusqu'au massif de Guerrioun au sud. Les photos montrent des blocs de grès déformés : (a) cisailés et verticalisés, (b) couches inclinées, à Ouled Hamla, centre de la plaine.

Discussion

Sur le versant sud de Toukouia, la néotectonique se manifeste par la déformation du Néogène (Miocène post nappes et le Pliocène). On associe une faille NE-SW bordant Toukouia de la plaine. La faille affecte le Crétacé et s'exhibe au niveau du complexe triasique. Les marqueurs de la déformation sur le miroir de faille indiquent principalement un jeu décrochant.

Les expressions de la néotectonique sur le versant nord de Toukouia se manifestent vraisemblablement par :

Le bombement de Sidi Bou Jemline qui est un anticlinal située immédiatement au nord de Toukouia. L'axe de cet anticlinal est ré-orienté légèrement vers le SE, ceci peut être associé à l'expression d'une faille NW-SE (voir figure 4).

Plus au nord, dans la région d'Oued Athmania, le bombement néogène de Chouf Aissa culmine à l'altitude 830m et est limité par l'oued Guergour au Nord et oued Rhummel à l'Est. L'érosion intense fait bien ressortir les directions E-W et N-S.

Rupture en surface de la Faille Nord Telaghma (FNT)

Les expressions tectoniques et néotectoniques au nord de la plaine se révèlent le long d'une faille bordière délimitant l'alpin le long du versant sud de Toukouia avec la bordure nord de Telaghma. Les manifestations de rupture en surface de cette faille, sont nettement visibles, comme les forts pendages du Miocène et du Pliocène.

Une gouge de faille (une argile formée par le remaniement d'une roche après perte de sa rigidité en contact avec l'eau au niveau des zones de déformation) dans le Crétacé.

Rupture en surface matérialisée par de nombreux miroirs de failles dans le Crétacé et dans le Trias.

Coupe Maziout nord

Djebel Maziout est une structure monoclinale de direction NE-SW dont les couches crétacées sont inclinées le plus souvent vers le sud. La néotectonique s'exprime par l'existence de failles transverses normales décamétriques juxtaposant latéralement sur ses deux versants, les calcaires crétacés avec les calcarénites quaternaires.

La limite morphologique apparente entre plaine et massif de Maziout correspondrait au plus récent escarpement de direction NE-SW. Par contre, le versant méridional de Djebel Maziout, paraît moins affecté par ces failles normales (Fig. III. 25).

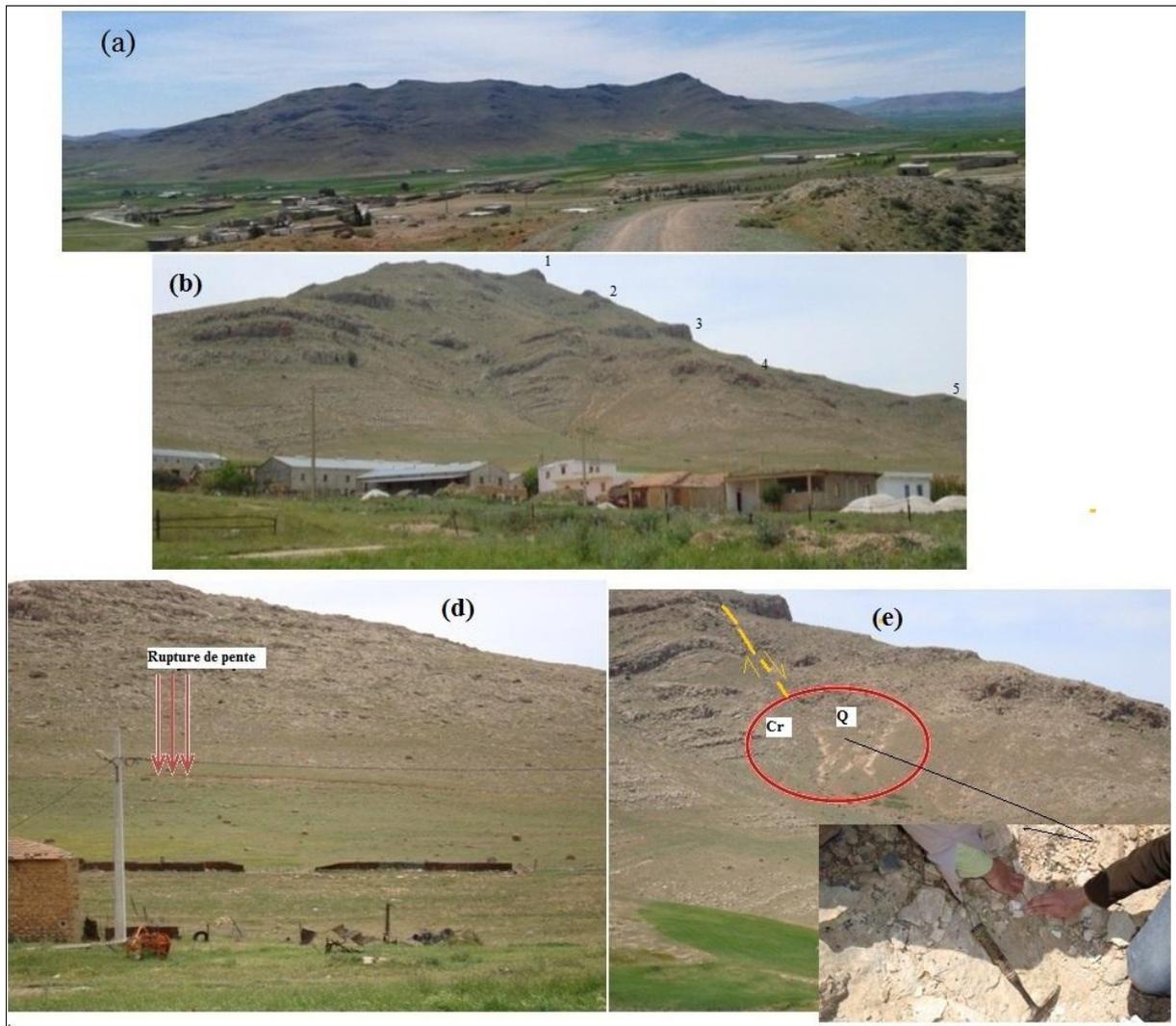


Figure III. 25 : les évidences néotectonique au niveau du massif de Maziout. (a) morphologie en rampes et paliers du versant nord de Maziout. (b) 06 escarpements morphotectoniques illustrant le soulèvement durant le Quaternaire ; (d) rupture de pente correspondant au plus jeune escarpement ; (e) trace d'une faille N-S verticale mettant en contact le Crétacé avec les calcarénites quaternaires

Coupe dans le Pliocène de la Plaine de Telaghma

Au centre de Telaghma, les couches pliocènes ont une direction moyenne N030 15° W. Aussi, l'apparition d'une formation rougeâtre qui correspondrait au substratum miocène occupe le centre des cuvettes et est surmontée par le Pliocène (Fig. III. 26).

Plus au sud de la plaine, le Pliocène est monotone et se présente en couches centimétriques à métriques de calcaires, marno-calcaires basculées ou légèrement inclinées (inférieures à 10°) vers le sud.

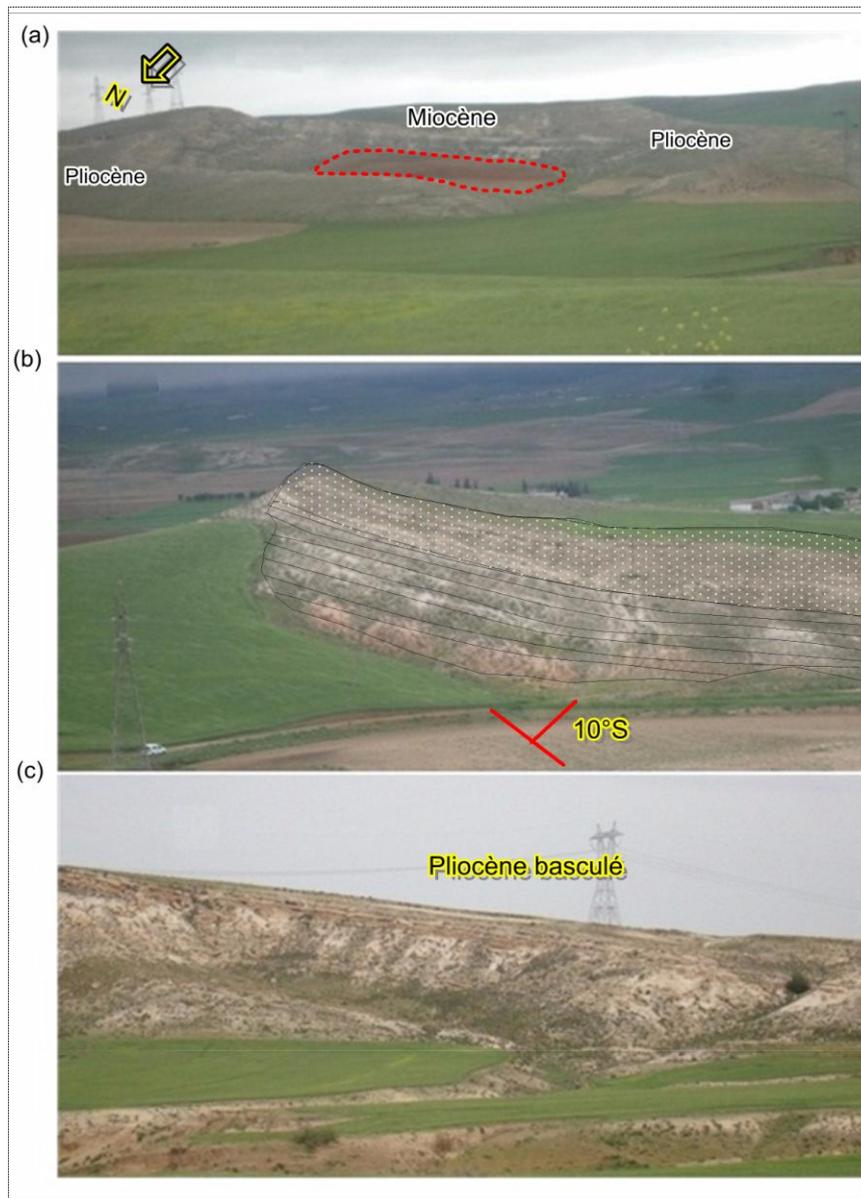


Figure III. 26: Les calcaires et marno-calcaire pliocènes déposés sur de vastes étendues :
 (a). structure synforme typique d'une structure ayant subi une érosion intense : une formation détritique miocène occupant le centre de la structure entourée par le marno-calcaires pliocènes. (b) et (c) les couches marno-calcaires légèrement inclinées (moins de 10°) vers le sud.

D. Région d'Oued Seguen

Coupe Nord Felten

L'activité néotectonique de la Faille d'Ain Smara est démontrée puisqu'elle affecte les dépôts récents au niveau de l'oued Boumerzoug, un affluent du Rhumel, où différents niveaux de terrasses alluviales sont soulevées de part et d'autre.

Une coupe N-S entamée aux points (36.23536.23465N 6.4898 E) à partir de la terminaison périclinale NE de Felten montre, sous l'escarpement principal des blocs métriques à décimétriques de calcaires cisailés et affaissés (Fig. III. 27 et III.28).

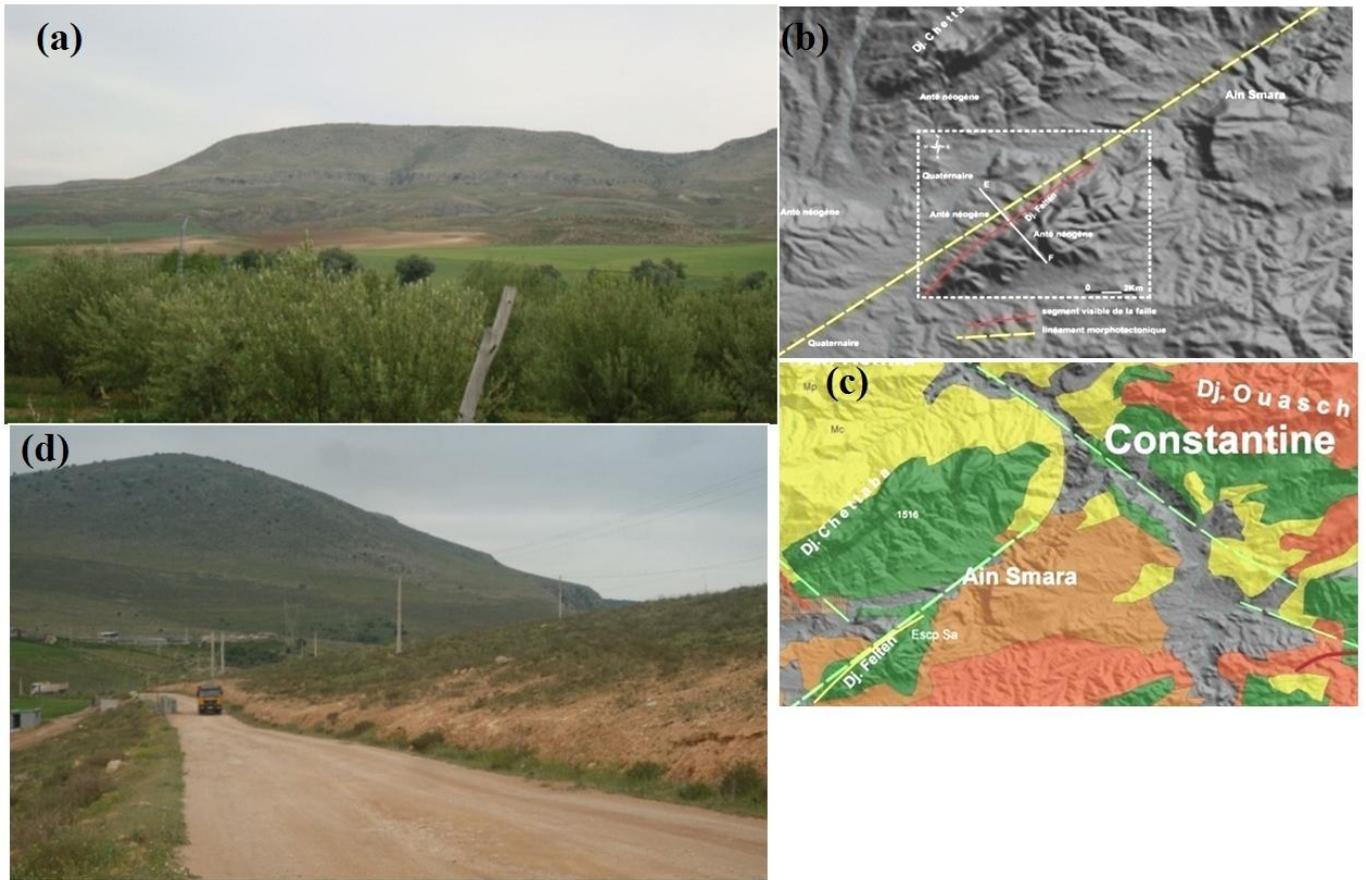


Figure III. 27: l'escarpement principal de plus de 4mètres de la Faille d'Ain Smara, versant nord Felten: (a) et (d) : vue latérale et de profil de l'escarpement nord Felten. (c) : le linéament de la Faille sur un MNT (trait jaune), (d) géologie sur les versants nord et sud de Felten

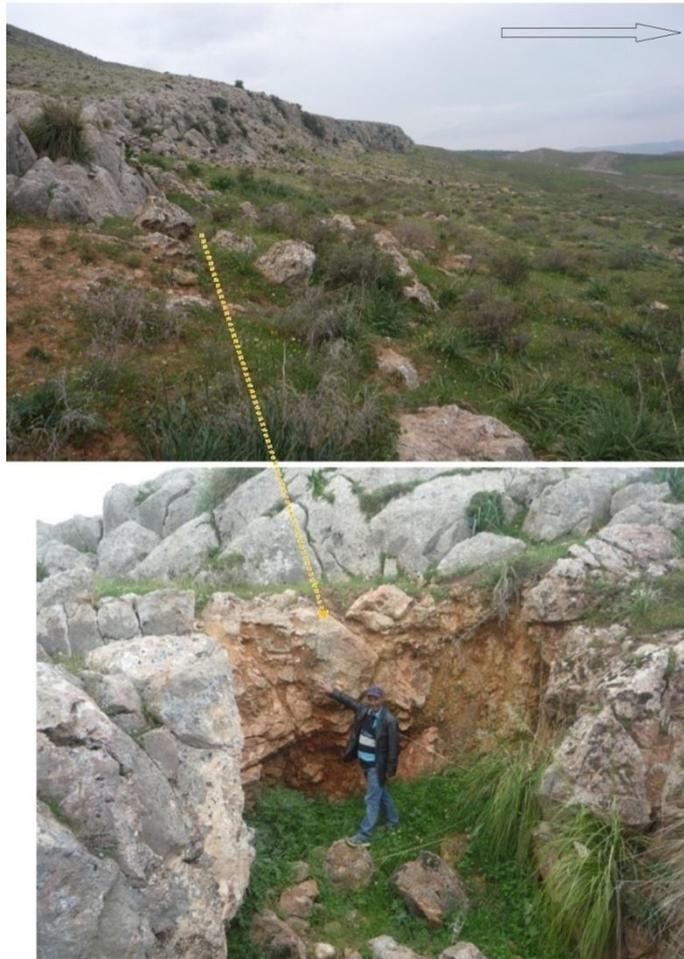


Figure III. 28: Effondrement sous l'escarpement principal.

En aval de Felten, au niveau du village Douar Khechabta (commune d'Oued Seguen), un affleurement de calcaire ONIX (Fig. III.29). C'est un calcaire compact sombre et fissuré ; il est affecté par deux réseaux de diaclases E-W, N-S.



Figure III.29: Calcaires quaternaires ONIX parfaitement tabulaires : Deux directions de fractures E-W // à la stratification et N-S perpendiculaire à la stratification

Coupe Sud Felten

Le versant sud est caractérisé par une topographie mamelonnée (Fig. III.30); il présente certainement des ruptures de pentes ou falaises dans le Crétacé mais il reste un versant à pentes moyennes et espacées.

Au village Bouyakeni (36.175650N 6.43-6.409580 E), le contact Crétacé et terrasses fluviales du Quaternaire ancien, apparaît au niveau de l'Oued Bouyakeni dont le parcours WSW-ENE, est souligné par une faille normale. Ceci est argumenté par :

la morphologie asymétrique de l'oued dont la rive gauche, nous semble absente ou amputée,

le changement brutal de la dénivelée de l'oued et sa déviation au niveau de la terminaison périclinale, à l'extrémité ouest de Felten,

les couches pliocènes sont toujours inclinées vers le SE à l'aval près de la plaine de Seguen. Aux coordonnées 36.169570 N 6.406710E de l'oued Grouz, un affluent de l'Oued Seguen, les couches pliocènes sont inclinées vers NE.

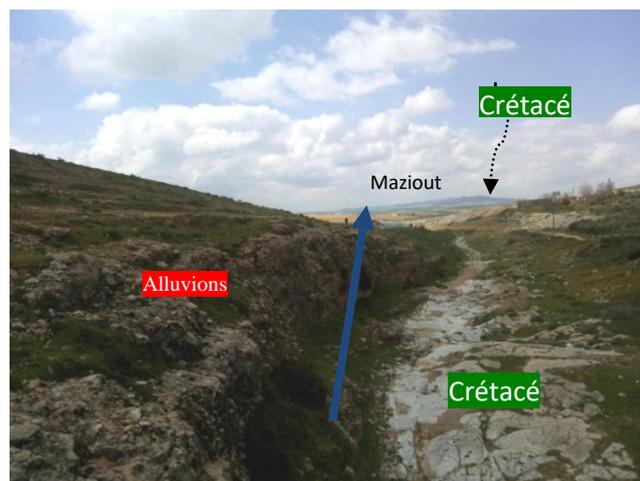


Figure III.30: Contact Crétacé (versant sud de Felten) et terrasses fluviales.

La dénivelée de l'Oued Bouyakeni est plus élevée vers l'aval. Les couches crétacées paraissent plus inclinées ; flèche bleue indiquant l'aval de l'Oued (Figure III.30).

Coupe Oued Seguen

Un affleurement NNE-SSW à couches pliocènes (bancs centimétriques à décimétriques) qui plongent vers NNW, dessus se déposent des alluvions récentes de la plaine d'inondation III.31). Les mesures dans le Pliocène indiquent une orientation moyenne N030 15°W en face de la terminaison périclinale de Felten, et N060 15° W plus au nord.

À la sortie du village Oued Seguen, le Pliocène se présente en une structure monoclinale de direction E-W à plongement faible (pendages inférieur à 15°) vers le nord. Ce Pliocène est surmonté par des alluvions fines de la plaine d'inondation de l'Oued Seguen.



Figure III.31: (a)Pliocène incliné vers le nord, Oued Seguen. (b) Pliocène (conglomérat et calcaire) incliné vers le SE la flèche jaune montre une faille métrique, au niveau d'un affluent de l'Oued Seguen

A l'Ouest, la plaine s'ouvre sur la plaine de Telaghma où le Pliocène montre aussi des pendages moyens

Coupe Maziout nord

Djebel Maziout est une structure monoclinale de direction NE-SW dont les couches crétaées inclinées plus souvent vers le sud. La néotectonique s'exprime par l'existence de failles transverses normales décamétriques juxtaposant latéralement sur ses deux versants, les calcaires crétaés avec les calcarénites quaternaires (Fig. III.32 et 33).

La limite morphologique apparente entre plaine et massif de Maziout (photo38) correspondrait au plus récent escarpement de direction NE-SW aligné dans la même direction que celui de Felten.

Par contre, le versant méridional de Djebel Maziout, paraît moins affecté par ces failles normales.



Oued Maziout (S-N) parcours rectiligne

Figure III.32: contact parfaitement rectiligne entre alluvions quaternaires et le Crétacé, Djebel Maziout, versant nord

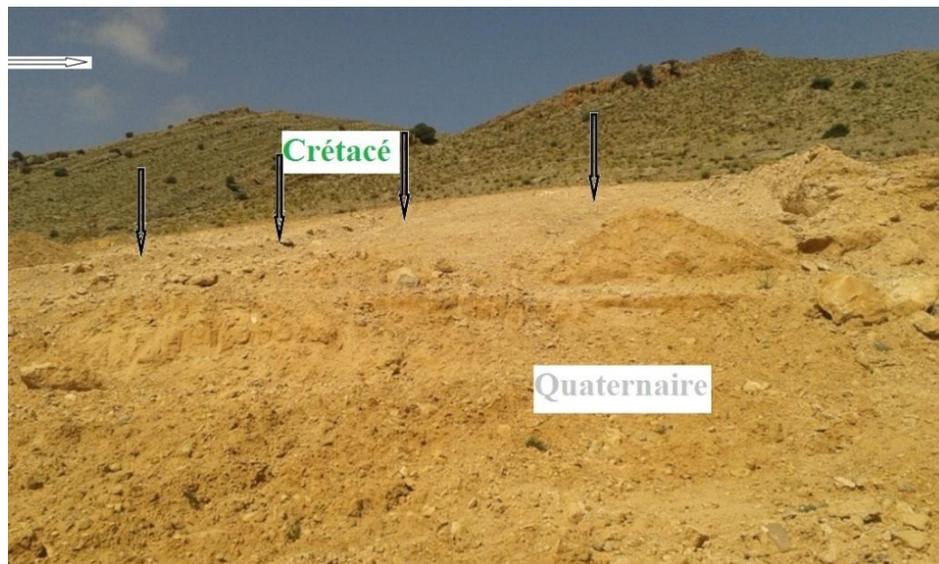


Figure III.33: Faille normale N-S mettant en contact le Crétacé –Quaternaire versant sud Maziout

Région Ain M'lila

La plaine de Telaghma (Fig. III.26) est dominée au nord par Toukouia et au sud par les massifs néritiques de Maziout et Feham. D'autres plaines séparées entre elles par les massifs crétacés néritiques s'associent à Telaghma, comme c'est le cas de la plaine de Taxas et Sigus dans la région d'Ain Fekroun formant l'étendue plaine d'Ain Mlila.

Au sud de Telaghma, vers Ain Mlila, une mesure au point 36.15976 N-6.38876 E, indique des couches pliocènes de direction moyenne N030 15° W. Plus au sud où le massif Guerioum domine la plaine d'Ain Mlila, le Pliocène est monotone, il se présente en couches centimétriques à métriques de calcaires, marno-calcaires basculées ou légèrement inclinées (inférieures à 10°) plongement sud.

IV.4. 2.3. Investigations de terrain dans le nord constantinois

Coupe limite nord bassin de Mila

Un escarpement de faille (Figs. III.35 et III.36) dans les formations du Miocène supérieur post-nappes déformées et en position structurale élevée par rapport aux alluvions quaternaires visibles à l'aval de la vallée, indice en faveur d'une activité tectonique quaternaire.

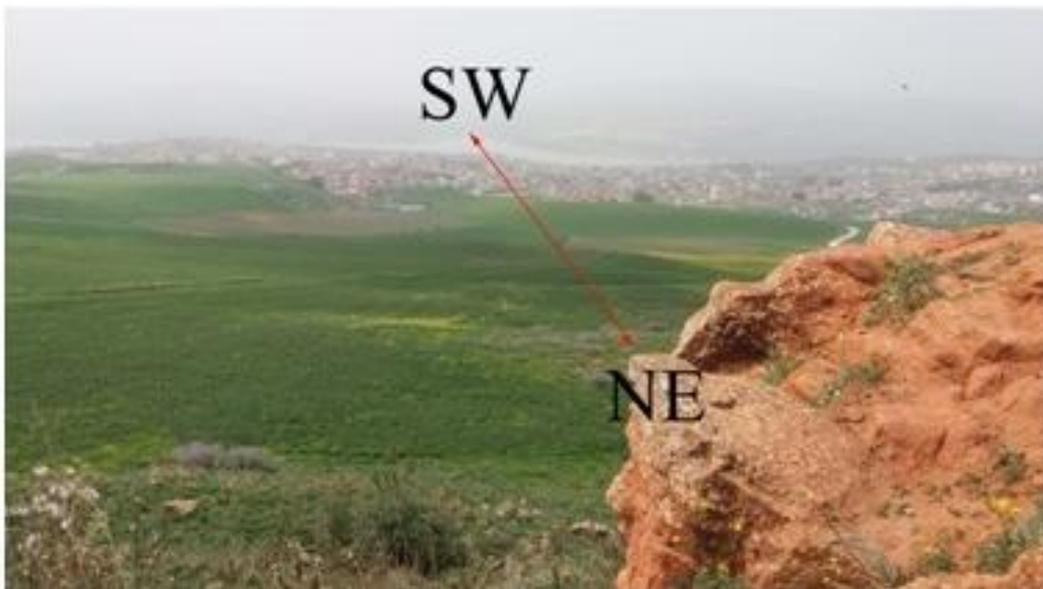


Figure III.35: Escarpement de faille correspond à la bordure nord du bassin. Vue depuis les hauteurs de Hamala (Benhamouche, 2022).



Figure III.36 décrochements dans les formations miocènes du bassin (Benehamouche, 2022)

Coupe Oued El Kébir

La faille alpine « front Sud-Kabyle » ou la Faille Sud Kabyle (Bouillin, 1986) de direction E-W affleure à Beni Haroun, Mila. Elle révèle des traces d'activité au cours du Pliocène et du Quaternaire (Figs. III.37 et III.38).

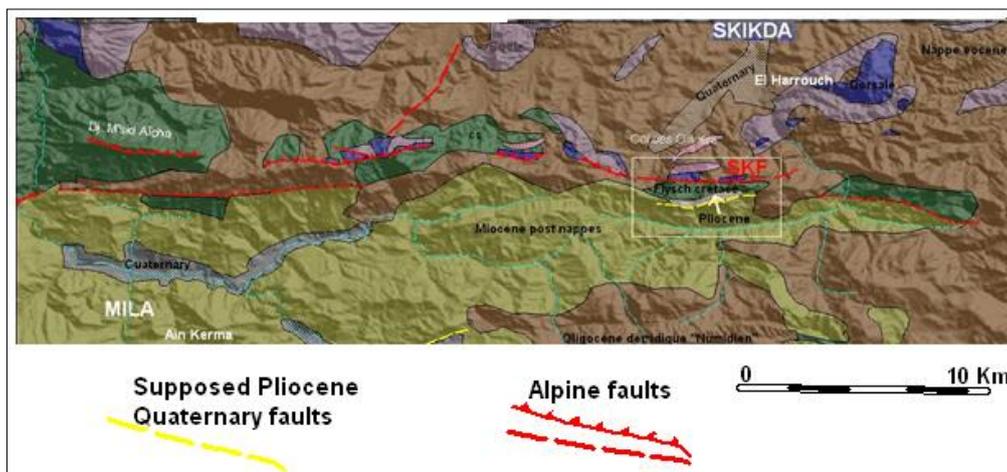


Figure III.37 : Géologie près de l'accident sud kabyle

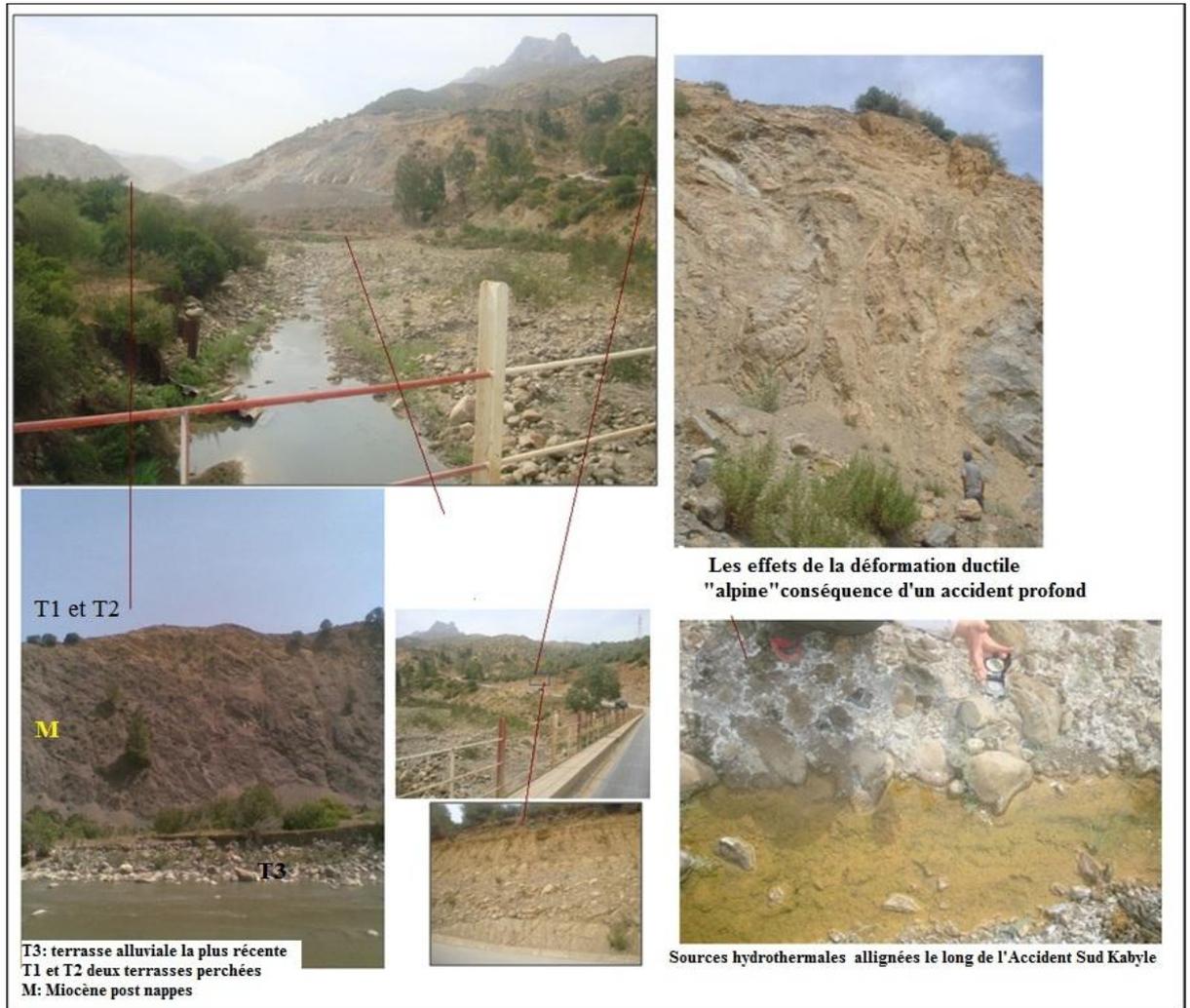


Figure III.38: les photos montrent l'activité tectonique et néotectonique de la Faille Sud Kabyle, Beni Haroun

Coupe Oued Enndja

La coupe révèle une faille affectant le Miocène post nappes. Les couches sont sub-verticales (fort pendage). La présence du complexe triasique mettant en contact le Miocène post nappes avec les alluvions de l'Oued Enndja (Fig. III.39). Loin de la faille, le Pliocène ici est une structure monoclinale sub-horizontale.

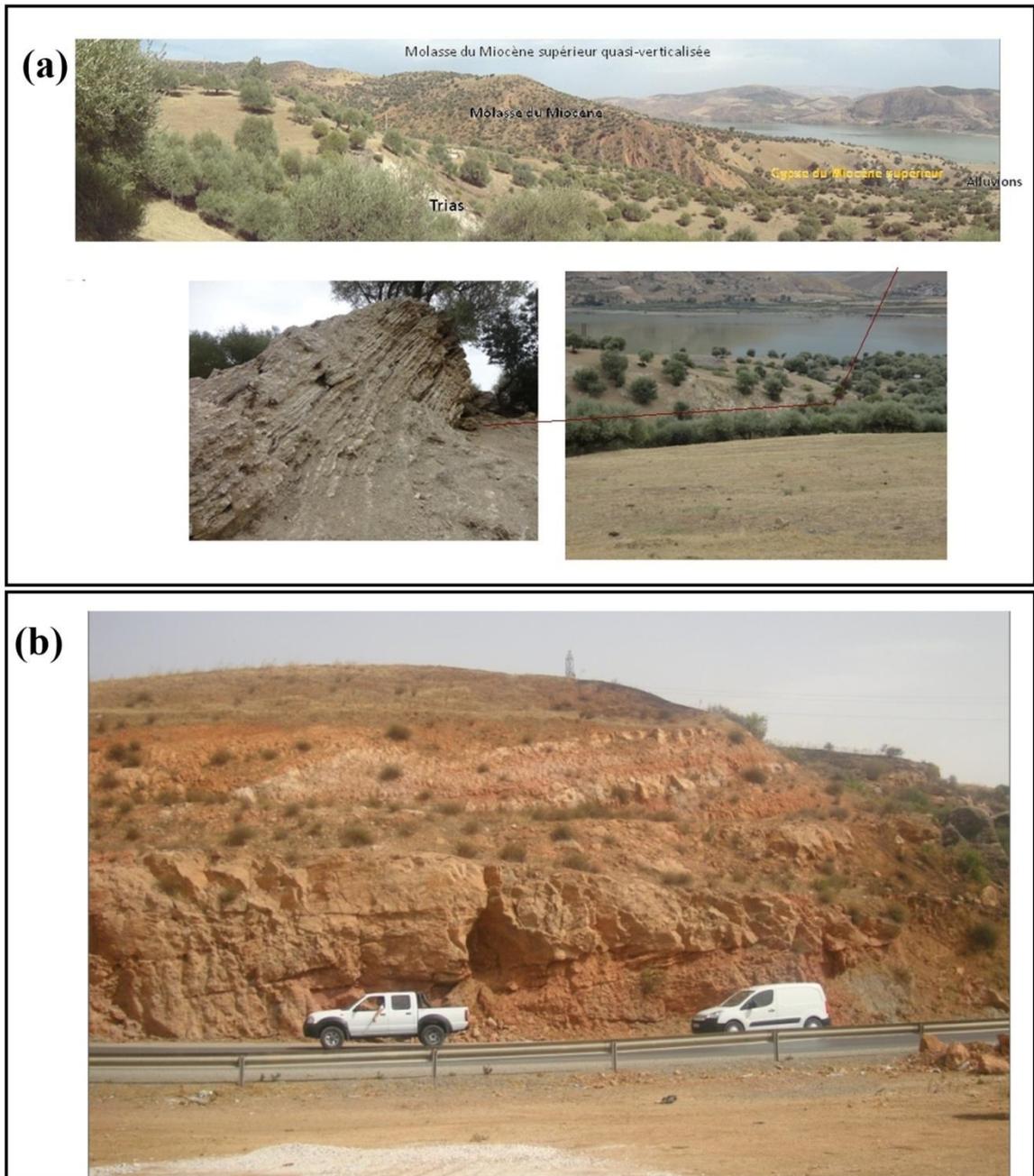


Figure III.39 : les photos montrent les évidences de la néotectonique dans le bassin (a) dans le Miocène et dans le Pliocène (b).

Conclusion

Les évidences en faveur de la néotectonique s'expriment par : son réseau hydrographique perturbé dans de nombreux cas ou soit un parcours franchement rectiligne, c'est le cas de l'Oued Maziou et de l'Oued Bouyekenî qui en sont de direction N-S et parfaitement rectilignes. Certains de ses massifs alpins réorientés à N070 et parfois à N080, les escarpements de Felten et de Maziou par ses terrasses fluviales ; par exemple l'absence ou ablation d'une rive d'un cours

d'eau, deux cas ont été observés ; l'Oued Bouyekeni de WSW-ENS et un cours d'eau S-N franchissant le massif de Maziout.

Dans le sud constantinois (Seguen, Telaghma, -Oued Athmania, El Khroub), La tectonique s'exprimant par le contact anormal juxtaposant, deux domaines structuraux distincts : la nappe peni-tellienne et le Néritique constantinois. Ce contact anormal a fonctionné durant les phases de la tectonique alpine (à savoir phases éocène et miocènes).

Dans le sud constantinois, les traces d'activité néotectoniques (Plio-Quaternaire) se manifestent par la principale Faille Nord Telghma de direction NE-SW, et par un ensemble ou un réseau de failles ENE-WSW orientées à N070-N080, un réseau E-W orienté à N110 à N90 et des failles N-S normales, un réseau conjugué (N-S et E-W) de diaclases dans les calcaires pliocènes et quaternaires. Dans le nord constantinois, c'est la Faille Sud Kabyle

Chapitre 5 : sismicité dans le Constantinois

Introduction

L'un des traits marquants la sismicité dans le Constantinois est sa concentration dans l'Est pays. Les évènements historiques sont listés dans les catalogues (Harbi et al., 1999; Harbi et al., 2003; Harbi et al., 2010). On découvre dans le catalogue de nombreux évènements sismiques mais les séismes de fortes intensités dont elle a évalué leurs magnitudes sont en nombre de trois évènements d'intensité maximale VIII MSK (Fig. III., Partie IV). Il s'agit du séisme de 4 aout 1908 de magnitude (Ms.5.2), celui de 6 aout 1947 de magnitude (Ms.5.0) et le séisme du 27 octobre 1985 de magnitude (Ms.5.9).

Il semblerait, si l'on tient compte de la localisation des épicentres des trois séismes, compte tenu de l'erreur de localisation, que ces séismes ont la même source sismique et ont une période de retour de 39 ans (Bounif et al., 1987a; Bounif, 1990; Deschamps et al., 1991).

Une évidente association entre la sismicité et les limites nord et sud du bassin néogène de Mila-Constantine qui est la zone clé d notre étude.

- Sur la bordure nord du bassin, la répartition de la sismicité a une tendance E-W depuis le bassin de Guelma à à l'Est jusqu'au massif de Sidi Marouf à l'ouest.
- entre le bassin de Guelma et celui de Constantine une zone assez large fortement marquée par la sismicité qui s'organise selon une direction oblique par rapport à la direction E-W de la bordure du bassin.
- Sur la limite orientale du bassin est soulignée par une répartition de la sismicité les entre les massifs telliens de Djebel Chettabah et le Djebel El Ouahch.
- Des alignements de la sismicité selon une direction N-S viennent coïncider avec la direction principale parallèle à la limite du bassin. Il s'agit des alignements des de la sismicité selon une direction subméridienne dans tout le Constantinois.

III.5.1. Analyse spatio-temporelle de la sismicité

Nous analyserons l'activité sismique du grand constantinois sur une période de 25 ans et pour cela nous avons établi les cartes de sismicité qui s'étendent de l'an 2000 jusqu'à 2024 en se basant sur les données sismiques du réseau de l'ISC (International Seismic Center).

III.5.2. Analyse en fonction de la magnitude

Nous discuterons la sismicité de la région en termes groupement, essaim et alignement sismiques :

Un groupement sismique désigne des séismes qui se produisent dans une même région géographique mais sans nécessairement un lien temporel ou une relation causale directe entre eux. Les séismes d'un groupe peuvent être espacés de plusieurs jours, mois, voire années, et peuvent avoir des magnitudes variées.

Un essaim sismique désigne une série de séismes qui se produisent dans une zone limitée, sur une courte période de temps et sans qu'il y ait un séisme principal clairement identifiable contrairement à une séquence sismique où un séisme principal est suivi de répliques. Les essaims sismiques sont souvent associés à des processus géologiques spécifiques, tels que des mouvements de fluides dans la croûte terrestre, des intrusions magmatiques, ou des ajustements de contraintes tectoniques.

Discussion des résultats

Les événements sismiques ont été reportés sur des cartes MNT qui reflètent assez bien les morpho structures. Nous observons des distributions d'épicentres sous forme linéaire et sous forme d'essaim. Ce qui permet parfois d'établir le lien sismicité et certaines structures tectoniques de la région.

Les cartes des épicentres (de magnitudes $1 < M_I < 6$) montrent des distributions linéaires et des essaims (Fig. III.40) :

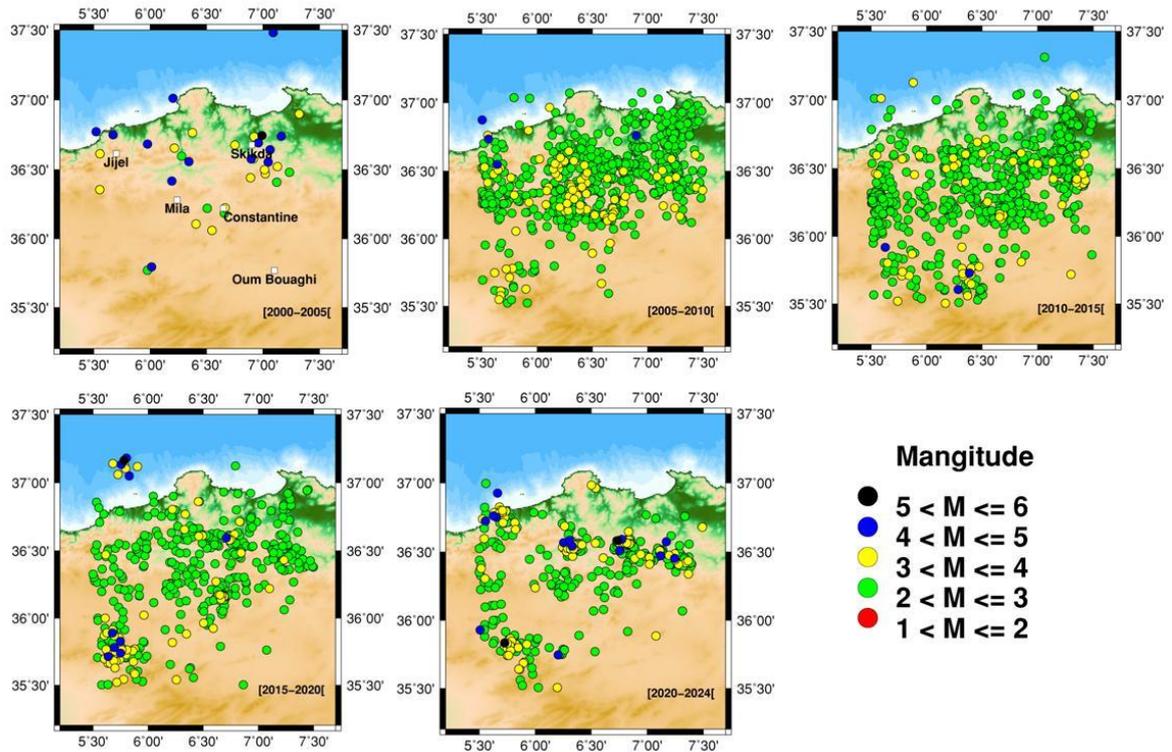


Figure. III.40 : Distribution spatiale de la sismicité. Epicentres de magnitudes ($1 < M_l < 6$).

(i) Des distributions linéaires d'épicentre des séismes de magnitudes $3 < M_l \leq 4$ le long de la bordure nord du bassin de Mila-Constantine soulignant le grand accident E-W séparant les domaines de la Petite Kabylie des nappes telliennes.

(ii) Des petits segments ne dépassant pas 3Km de groupements à distribution sub-méridienne linéaire (WNW-ESE, N-S).

(iii) Distribution linéaire des magnitudes $3 < M_l \leq 4$ dans les directions NW-SE et NE-SW.

(iv) Les deux récents évènements de Juillet et Aout 2020 de Mila de magnitude $4 < M_s \leq 4.5$ à la bordure nord du bassin de Mila-Constantine.

(v) Distribution d'épicentre de magnitude $M_l < 3$ de direction sub-méridienne notamment à la limite est et ouest de la vallée de Rhumel, entre la plaine de Seguen et la plaine de Telaghma. (vi) Distribution de direction NE-SW constitué d'épicentre de magnitude $M_l < 3$ dans les massifs telliens sud Mila (eg. Dj Toukouia).

Notons à l'Est, deux évènements de magnitude $4 < M_s \leq 4.5$ au NW d'Oued Zenati marquant la zone de transition vers le bassin de Guelma.

Tableau III.5 : Localisation d'épicentres à distribution en essaim

Domaine géologique	provinces	groupements d'épicentres direction/ magnitudes (Ms,MI)	Structures géologiques associées (zones de failles, anticlinal ou synclinal)
Petite Kabylie	Mila Sidi Marouane Oued Enndja Skikda	E-W $3 < M_s < 3.5$	SE d'EL Milia) chaîne de Zouarha) Oued El Kebir Djebel de Sidi Driss Plaine de Guerbès, El Kentour El Harouch, Azzaba
Bassin Mila-Constantine Tellien	Mila Constantine	NE-SW $4 < M_I \leq 4.5$	Structure pliocène d'El Guerah Oued Rhumel (Tidis, Oued Smendou) Zone de faille d'Ain Smara (Chettabah, Felten
Hautes Plaines	Ain M'lila Oum Bouaghi Ain Kechra	Diffuse	Plaine quaternaire de Texas

Tableau III.6 : Localisation d'épicentres à distribution linéaire

Domaine géologique	Lieu géographique	magnitudes (Ms,MI)	Distribution d'épicentres	Structures géologiques
Petite Kabylie	Mila Skikda	$3 < M_s < 3.5$ $M < 3$ $3 < M_I < 4.5$	E-W Dj.Mcid Aicha- Dj.Sidi Idriss jusqu'à Hammam Nbailis (Guelma)	El Kantour - Djebel Mahouna, (Guelma).
Bassin Mila-Constantine Massifs Telliens	Mila Skikda Constantine (Est Constantine) El Khroub, Oued El Athmania El Guerah Constantine	$3 < M < 3.5$ $3 < M < 4$	N-S E-W. NE-SW N-S NW-SE	de Sidi Merouane - sud de Chelghoum El Aid Depuis d'oued Dib jusqu'à l'Ouest de Hammam Nbailis Oued Smendou Zighout Youssef jusqu'au NE d'El Harrouch de l'Est Oued Boumerzoug jusqu'à l'Ouest d'Oued Smendou Est de Dj.El Ouasch de Dj. El Aria - Oued Bou Adjeb. NW de l'Oued Boumerzoug NE Djebel Felten- Oued Smendou
Hautes Plaines	Ain M'lila Oum Bouaghi Ain Fekroun	Diffuse		Faille de Sigus

Analyse en fonction de la profondeur

La carte représente les profondeurs des foyers sismiques réparties en tranche de profondeurs suivantes: [0Km, 5Km], [5Km, 10Km], [10Km, 30Km], [30Km, 50Km] et un évènement à la profondeur $H \geq 50\text{Km}$ (Fig.41).

Les séismes superficiels (profondeur: 0Km-5Km) représentent 7% et sont distribués sur presque la totalité de la carte. Les 16% des séismes se trouvent à la profondeur entre 5Km-10Km. 76.50% de séismes se trouvent à des profondeurs comprises entre 10Km - 25Km et ils sont répartis particulièrement sur la bordure nord du bassin de Mila-Constantine et 1% (un évènement):

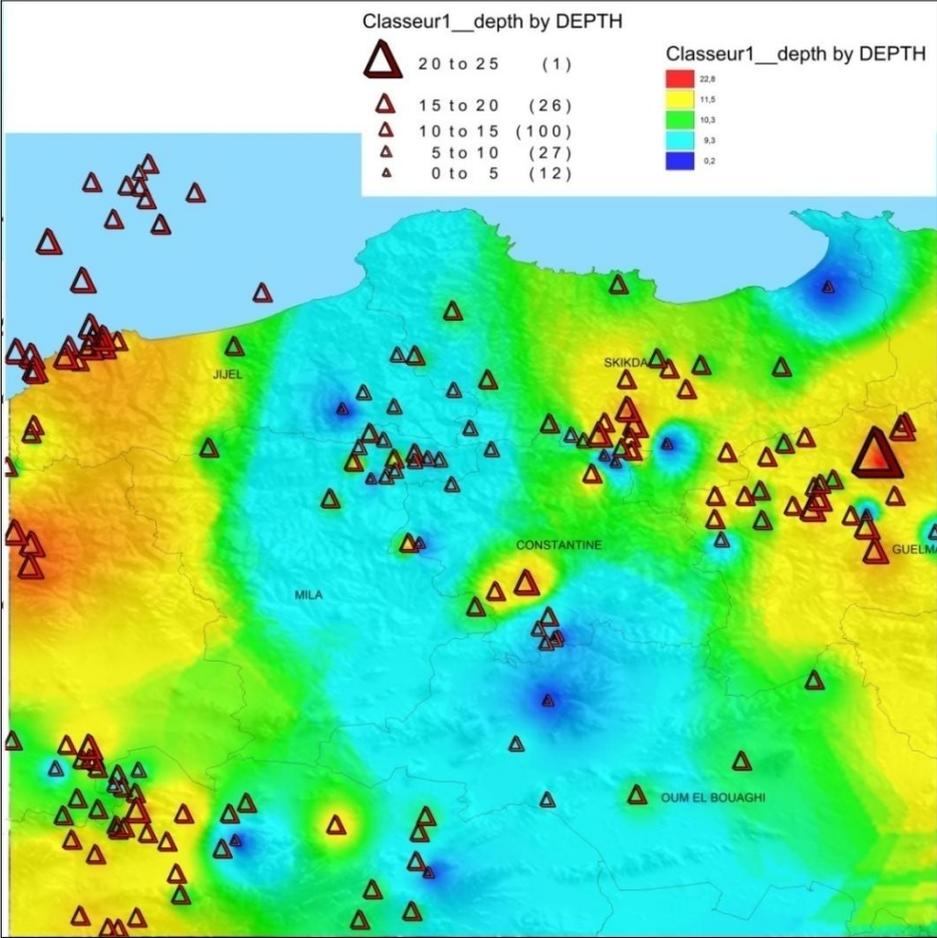


Figure. III.41. Distribution de la sismicité en fonction de la Profondeur

Tableau III.7 : Tableau résumant la répartition des foyers sismiques

Profondeurs des foyers (Km)	Pourcentage	Régions
0- 5	7%	La plaine de Guerbes, Est de Skikda La chaîne de Zouarha, Sidi Merouane L'accident regional E-W (Mcid Aicha - Dbar) Dj Ouash numidien, Constantine
5-10	16%	
10-25	76%	La plaine de Guerbes (Skikda). L'accident sud kabyle, la bordure nord du bassin de Mila La chaîne de Zouarha, Sidi Merouane Oued El Kebir (Ouest El Milia) Oued Redjas, Mila
P>25Km	1%	El Kantour (Skikda) Dj Taya (Skikda- Constantine) El Milia (Mila-Jijel)

Discussions

L'activité de la sismicité éclaire entre autres sur:

L'existence de séismes à des profondeurs assez distinctes.

Confirme la présence de structures actives dans la plaine littorale de la Petite Kabylie (le golfe de Skikda).

La zone charnière entre la chaîne de Petite Kabylie et le domaine des nappes telliennes, est éventuellement active. Elle est marquée par :

L'accident ou le chevauchement de la chaîne de de Zouarha, Sidi Merouane, (Durand Delga, 1958)

La faille quaternaire au nord du massif de Chettabah (Zouaoui- Kerkra, mise en évidence par Benabbes (2006). Elle délimite une zone synclinale au nord de Chettabah, Oued Athmania et la sismicité ($M_I < 3$) est omniprésente.

Le couloir NE-SW d'El Guerrah montre une répartition d'épicentres de direction préférentiel NE-SW à noter que les séismes localisés dans ce couloir sont superficiels 0 km-5 Km.

Plus à l'Est, dans le domaine nord constantinois, la distribution d'épicentre de magnitude $M_I < 3$ de direction E W dans la plaine littorale (le golfe de Guerbes).

Ces distributions se prolongent plus à l'Est :

Distribution linéaire d'épicentres $3 < M_I \leq 4$ et $M_I < 3$ de direction N-S à Roknia dans la région de Guelma. En fait, la distribution linéaire d'épicentres de magnitudes $3 < M_s < 3.5$ de direction (E-W), qui va d'Oued Dib (Mila) jusqu'à Oued Ranem (Est de Hammam Nbailis).

Une distribution linéaire d'épicentres (magnitudes $3 < M_s < 3.5$ de direction NE-SW marque l'Est de Djebel Ouasch, Constantine jusqu'au Oued Mouguer à Guelma.

Des distributions linéaires d'épicentres de magnitudes $3 < M_s < 3.5$ de direction NW-SE.

Et une direction NE-SW constituée d'épicentres de magnitude $3 < M_I < 4$

Une distribution linéaire de direction NW-SE constituée d'épicentres de magnitude $3 < M_s < 4$

Dans le domaine néritique, entre Guelma et Souk Ahras, la plaine de Temlouka qui est une structure active mentionnée dans les travaux antérieurs, est siège d'une sismicité

III.5.3. Analyse de la fréquence

La loi de Gutenberg-Richter qui est une relation empirique décrit la fréquence des séismes en fonction de leur magnitude. Elle exprime, pour une région donnée, le nombre de séismes décroît de façon exponentielle avec l'augmentation de la magnitude.

La relation mathématiquement $[\log_{10}(N) = a - bM]$

- **N** est le nombre de séismes d'une magnitude supérieure ou égale à **M** dans une région et une période donnée.

- **a** est une constante qui dépend de la sismicité totale de la région.

- **b** est une constante (souvent proche de 1) qui indique la répartition relative des petites et grandes magnitudes.

Exemple :

- Un coefficient **b** de 1 signifie qu'il y a 10 fois plus de séismes de magnitude 4 que de magnitude 5, 10 fois plus de magnitude 5 que de magnitude 6, et ainsi de suite.

- La valeur de '**a**' détermine la fréquence totale des séismes dans la région considérée.

La loi de Gutenberg-Richter est largement utilisée pour évaluer le risque sismique et pour prédire la probabilité d'occurrence de séismes d'une certaine magnitude dans une région donnée. Et pour analyser la sismicité régionale. Les paramètres **a** et **b** de la loi varient d'une région à l'autre,

reflétant les caractéristiques sismiques spécifiques d'une région. Par exemple, une région avec un coefficient **b** élevé pourrait avoir une prévalence plus élevée de petits séismes, tandis qu'une région avec un **b** plus bas pourrait connaître relativement plus de grands séismes. Détecter qui pourraient indiquer des changements dans la sismicité régionale, comme l'approche d'un séisme majeur.

Nous avons analysé le catalogue de L'ISC (International Seismological Catalog, www.isc.net) la sismicité s'étalant sur la période allant de Janvier 2000 à Aout 2024. La période compte 3367 évènements sismiques. Nous avons présenté dans les figures la sismicité sur un intervalle de 5ans. Les cartes montrent la distribution des épicentres

La répartition de la sismicité représentée en histogrammes (Fig. III.35), montre qu'entre 2000 et 2005, la sismicité est faible (36 évènements), le magnitude varie entre 2.2 et 5.0.

2005-2010: 1099 évènements de magnitude entre 0.9 à 4.3

2010-2015: 1114 évènements, la magnitude 1.1 à 4.4

2015-2020: 577 évènements, la magnitude 1.7 à 5.1

2020-2024: 542 évènements, la magnitude 1.6 à 5.2

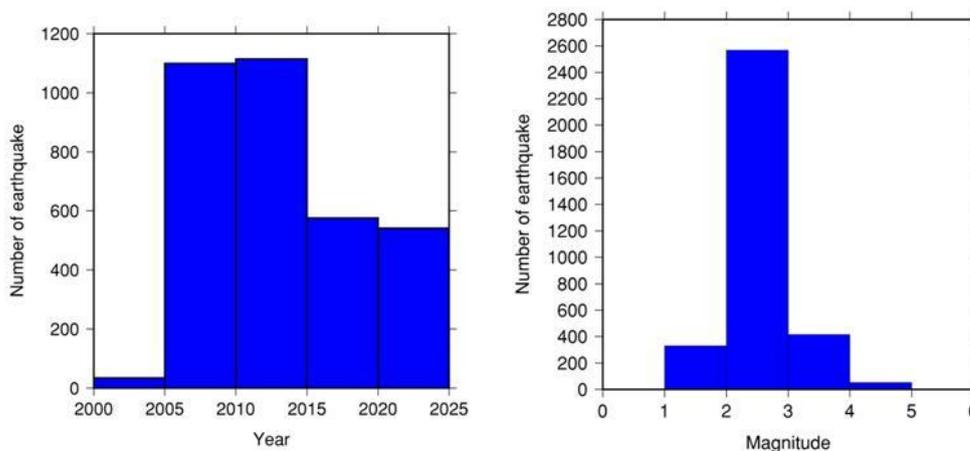
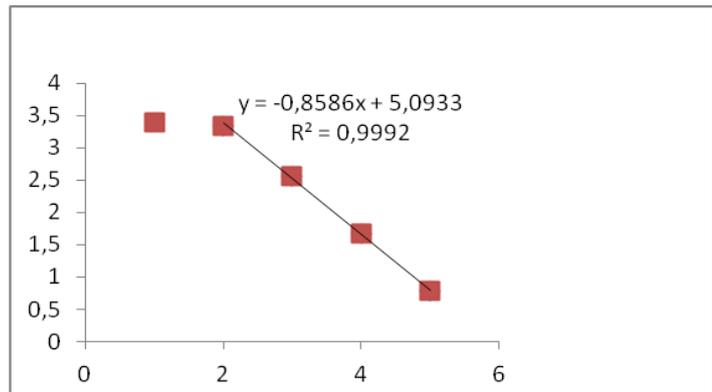


Figure III.42. : Histogrammes représentant la sismicité en fonction de l'année (A gauche) et en fonction de la magnitude (A droite)

Gutenberg -Richter: $\log(N \geq M) = a - bM$

Mag	Nbre	%
[1-2[330	9,8
[2-3[2568	76,3
[3-4[414	12,3
[4-5[51	1,5
> 5	4	0,1



La représentation graphique de la loi de Gutenberg Richter, 2000-2024, montre la valeur de "a" égale 9.1 et la valeur de b = 0.86. La valeur maximale de la magnitude attendue dans la région est de M= 5.9.

La loi de Gutenberg-Richter est un outil essentiel pour évaluer la récurrence des séismes, fournissant ainsi une base pour les prévisions à long terme et l'évaluation des risques sismiques dans le cadre de la gestion du risque sismique.

Conclusion

L'Est algérien a historiquement connu de forts tremblements de terre, parfois destructeurs. Ces derniers temps, une certaine concentration de séismes est observée dans les régions de l'Est algérien, notamment à Mila, Jijel et Béjaïa. Ces régions connaissent une brusque augmentation de l'activité sismique (*bursts of seismicity*). Il s'agit d'une sismicité à la fois diffuse et sans cohérence spatiale, caractéristique des zones de collision.

Dans la région d'étude, les cartes réalisées pour la période allant de 2000 à 2024 (Figs. III.33 et III.34) mettent en évidence les directions préférentielles des sources sismiques.

La carte des épencentres (Fig. III.40) montre :

- Une distribution linéaire E-W dans le nord constantinois, de Mila à Skikda, avec une continuité marquée à l'Est dans le bassin de Guelma.

- Une forte concentration de séismes alignée selon une direction NE-SW, notamment autour de Skikda, Constantine et Telaghma, avec une répartition en éventail en profondeur. Cette distribution est caractéristique d'une structure en fleur positive associée à un décrochement actif.

La carte des profondeurs des séismes (Fig. III.41) révèle des foyers sismiques plus profonds au centre, remontant vers les périphéries, ce qui confirme une déformation compressive et un soulèvement de blocs au sein d'un système de failles conjuguées (Fig. III.12, daptation de la sismicité aux structures néotectoniques). Ces observations suggèrent un régime transpressif où un décrochement sénestre concevant une structure en fleur positive. Ces données sont compatibles avec nos résultats publiés dans l'article consacré à cette thèse.

**PARTIE IV : APPORT DE L'ANALYSE NEOTECTONIQUE
DANS L'EVALUATION ALEA SISMIQUE**

Chapitre I. Modélisation des sources sismiques

IV.1. Introduction

Les travaux sismotectoniques [Kherroubi, 2009, Oussadou, 2012, Abacha, 2015, CGS, 2017] menés dans l'Est algérien, ont éclairé un certain nombre de failles actives ou probablement actives qui affectent aussi bien le continent que le domaine marin. D'autre part, les travaux de Harbi (2001 ; 2010) sur la sismicité historique montre les zones les plus sismiques de l'Est algérien ; ce sont Constantine, Guelma et le littoral entre Jijel-Skikda.

Les mécanismes aux foyers, déterminés pour séismes majeurs de la période instrumentale sont en relation avec un champ de contraintes compressif orienté NNW- SSE (Fig. xx). En fait, les forts séismes ($M > 5$) sont principalement des séismes caractérisés par des mécanismes en failles NE-SW inverses ou bien en failles E-W à composante décrochante dextre. D'autre part, les séismes dans l'Est algérien, définissent les solutions focales en décrochement (Bounif et al., 1987 ; Bounif, 1990; Deschamps et al., 1991). En mer, les mécanismes aux foyers des séismes majeurs produits à l'échelle de la marge maghrébine (Rif, Tell) accommodent des vitesses de déformation entre 1 et 2.3 mm/an (Meghraoui et al., 1996) ou le maximum enregistré 2.7 mm/an pour la région entre Oran et Alger (Buforn et al., 2004).

Ces données sismologiques concordent avec les modèles actuels qui exploitent les données GPS qui indiquant aussi des vitesses de déformation de 2.7 à 3 mm/an pour le Nord-Ouest algérien et de 3.9 mm/an pour Nord-Est. Domzig rapporte de Serpelloni et al. (2006) et de Stich et al. (2006), des vitesses de glissement de 4.7 à 5.9 mm/an concernant la marge algérienne. Par conséquent, ces écarts de vitesses enregistrées aux longitudes de l'Algérie, laisse prédire que la déformation actuelle n'est pas uniquement concentrée dans le domaine tellien mais une partie de cette déformation se trouve plus au Nord, en mer ou bien plus au sud dans l'Atlas saharien.

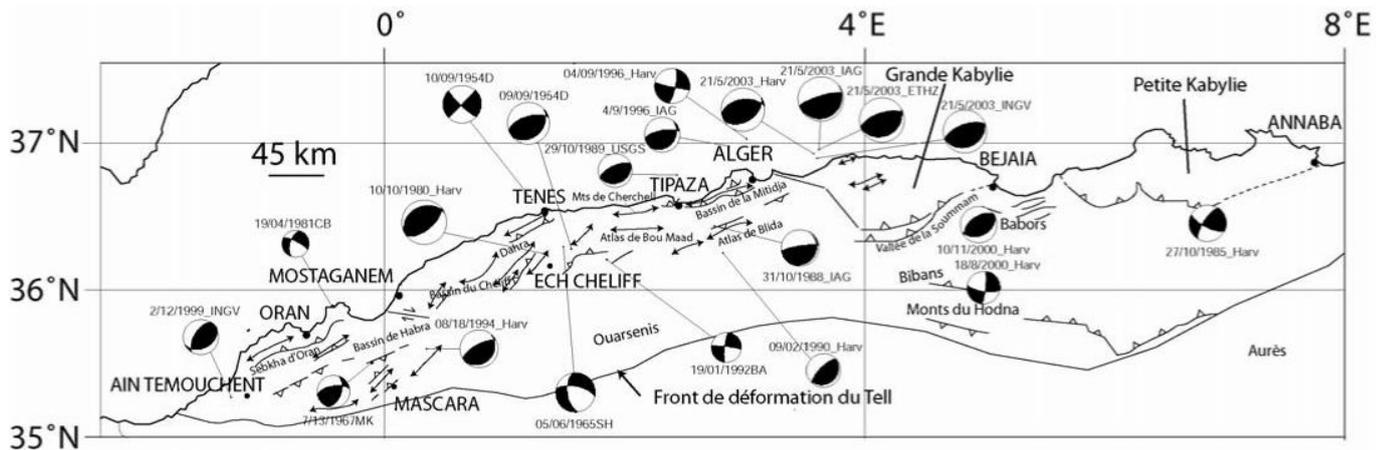


Figure IV.1. : Schéma sismotectonique du Nord algérien montrant les principales structures actives et leurs mécanismes aux foyers (Domzig, 2006).

La sismicité au nord de l'Algérie tire son origine du contexte géodynamique de la région ouest Méditerranéenne régional, présenté précédemment a engendré dans le Nord de l'Algérie, sur une bande d'environ 700 à 300 km de large, un ensemble de structures tectoniques (plis, failles) de sens général perpendiculaire à la direction de convergence (NNW-SSE) des plaques tectoniques. Les failles qui engendrent ces séismes sont les failles actives NE-SW à jeu inverse et ENE-WSW à E-W de coulissage.

Deux principales zones sont délimitées à partir des régimes tectoniques relativement uniformes et les solutions focales des séismes forts enregistrés avec des magnitudes supérieures à 5.5 et les directions principales de contrainte sismiques [eg. Ouyed et al., 1983 ;Meghraoui, 1988 & 1996 ; Bounif et al., 2004, Delouis et al., 2004 ; Yelles-Chaouche et al.,2004 ; Oussadou 2012 and references therein] (Fig.):

- (1) une large ceinture de failles inverses NE-SW le long de la partie ouest et centrale de la chaîne tellienne, où le plus fort tremblement de terre a été enregistré (par exemple, Orléanville, 1954; El Asnam, 1980; Tipaza, 1989; Boumerdès, 2003) ;
- (2) une zone plus distribuée où la déformation est principalement liée aux failles de décrochement dextres E-W à NW-SE et sénestres N-S à NE-SW dans la partie orientale, tel qu'exprimé dans le bassin de Guelma et Constantine-Mila

La distribution de la sismicité du nord de l'Algérie se concentre principalement à l'intérieur des zones qui sont d'Ouest en Est.

La zone de l'Oranie où se sont produits les séismes d'Ain Temouchent du 17 Juillet 1999 (Yelles-Chaouche et al. 2004) et de Mascara du 18/08/1994 (Benouar et al. 1994). Dans cette zone, on trouve une série d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction NE-SW à ENE-WSW. On trouve aussi deux bassins orientés ENE-WSW, le bassin post-nappes de la Sebkhia d'Oran et le bassin néogène de la Habra.

La zone de Chlef où se sont produits les séismes d'Orléanville du 09 Septembre 1954 et le séisme d'El Asnam 10 Octobre 1980. Ce dernier a été provoqué par l'un des pli-failles de la bordure sud des monts du Dahra (Meghraoui, 1988).

La zone d'Alger où se sont produits les séismes de Boumerdès du 21 Mai 2003 (eg. Yelles-Chaouche et al. 2004), de Chenoua du 29/10/1989 (eg. Bounif et al. 2003) ; d'Ain Benian du 04 Septembre 1996 (Maouche, et al., 1998) et Oued Djer du 31 Octobre 1988.

Dans cette zone se trouvent les massifs d'Alger et de Chenoua qui sont reliés par l'anticlinal du Sahel orienté ENE-WSW ; et qui forme la limite nord du bassin néogène de la Mitidja. Au sud, l'Atlas Blidéen formé par des anticlinaux déversés vers le nord.

La zone de la Soummam où s'est produit le séisme de Beni-Ouartilane du 10 Novembre 2000. Le bassin de la Soummam est limité au nord par un grand chevauchement sud kabyle qui correspond à la limite entre le domaine kabyle et le Tellien.

La zone de Hodna et les Bibans, où se sont produits les séismes de M'sila du 01 janvier 1965 (Benouar. 1994), de Mansourah du 24 novembre 1973 (Roussel, 1974 *in* Beldjoudj, 2011) et de Béni-Ilmane du 14 Mai 2010 (Yelles-Chaouche et al., 2013). Ce dernier a été produit dans la partie sud de la chaîne des Bibans, plus précisément dans la zone de transition entre les Bibans et les monts de Hodna.

La zone des Babors, où s'est produit le séisme de Laâlam du 20 mars 2006 de magnitude ($M_w=5.2$) engendré par une faille de coulissage senestre N-S (Beldjoudi et al., 2009).

La zone du Constantinois où le séisme du 27 octobre 1985 (Bounif et al., 1987) et les séismes de Mila 17 Juillet et 07 août 2020 se sont produits. La présente étude est consacrée à cette et elle constituée essentiellement par le bassin néogène de Mila- Constantine. Et la région de Guelma où s'est produite la crise sismique de Roknia 2009-2010.

L'espace marin est sismogénique qui a fait l'objet ces dernières années d'investigations géophysiques intensives accomplies par les deux campagnes Maradja I en 2003 et II en 2005 et la campagne Spiral réalisée en 2009 d'autant plus que la sismicité historique indique des épacentres en mer. La côte algérienne qui fait la jonction de la chaîne avec la partie offshore reste la zone la plus active. De nombreux événements importants sont mentionnés dans les catalogues comme l'événement d'Oran de 1790, les événements d'Alger de 365, 1216, de Boumerdès en 2003 et celui de Djidjelli de 1856 dans la zone d'étude.

IV.2. Zonage sismotectonique

IV.2.1. Principe du zoning

Le zoning sismotectonique consiste en une délimitation cartographique de zones sources en fonction du taux de la déformation post néogène enregistré dans les aires géologiques et la construction de lignes à partir de la répartition d'alignement d'épacentres (WCC, 1986).

Trois critères seront pris en considération dans la détermination des sources sismiques : la présence de structures géologiques actives, la répartition de la sismicité historique et l'état de nos connaissances sur les failles dans le contexte tectonique en collision auquel appartient le domaine actif algérien. En conséquence, 3 zones sources ont été définies :

- (i) un épacentre isolé correspondrait en un point source généralement pris en considération dans les zones asismique ou plutôt à très faible sismicité comme le cas de l'Atlas saharien ou le Sahara.
- (ii) un alignement d'épacentres est modélisé en une ligne source qui soulignerait une faille géologique.
- (iii) une distribution regroupée est modélisée en zone source afin de prendre en charge la sismicité diffuse qu'on associerait à une structure tectonique tel qu'un pli-faillé.

La répartition cartographique des épacentres est modélisée en point source, ligne source et zone source, néanmoins,

En fonction du taux de la déformation observé dans la région, la zone source sera marquée soit en;

zone I qui correspondrait au domaine géologique qui englobe toutes les failles actives (observables, masquées) identifiées à ce jour. En conséquence, c'est le domaine qui révèle des indications d'une phase de déformation néogène assez importante.

zone II qui correspondrait au domaine géologique caractérisé par une sismicité faible et avec peu d'événements significatifs et son Néogène est peu déformé.

zone III qui correspondrait à un domaine géologique caractérisé par un très faible taux de sismicité montrant la surrection de ses terrains anciens.

Par ailleurs, la sismicité enregistrée en dehors du rayon de 50 Km de la région d'étude a été exploitée, ainsi que les sources identifiées actives localisées au-delà de 50 kilomètres (failles en mer par exemple).

IV.2.2. Modélisations des sources sismiques

La modélisation des sources sismiques en lignes et zones s'établit sur la base de l'association cartographique de la sismicité aux failles actives ou probablement actives identifiées. On a recours aussi aux structures tectoniques comme les anticlinaux et synclinaux qui déterminent des zones sources.

Les lignes sources sont le modèle le plus approprié pour la caractérisation de la sismicité. Alors on évaluera pour chacune ; un certain nombre de paramètres indispensables dans le calcul de la magnitude (M_w) plausible qu'elle peut générer:

IV.2.3. Estimation du pendage

Le pendage d'une faille géologique est une valeur prise directement sur le plan de la faille. Dans l'évaluation de l'aléa on est confronté dans la majorité des cas, au manque de la valeur. Alors on attribue trois valeurs comprises entre 45° à 60° à la faille active à jeu inverse et un pendage vertical pour le cas d'un décrochement pur ou sub-vertical, si le décrochement présente une composante inverse.

En fait, les données sismologiques pour les séismes modérés à forts ($M > 5.5$) intracontinentaux sur des failles inverses de direction de $90 \pm 30^\circ$ et des plongements entre de 12° à 60° avec un maximum de 45° à 55° alors que pour les conditions tectoniques de collision (cas nord algérien) montrent des valeurs avec un pic maximum de 50° à 55° , ces valeurs étant expliquées le résultat

de la réactivation en compression d'anciennes failles normales dans les zones supportant une inversion tectonique (Sibson et Xie, 1998).

IV.2.4. Estimation de la profondeur

La profondeur de la couche sismogénique dans le contexte tellien est généralement inférieure à 20 Km à quelques rares exceptions. Par conséquent, nous attribuons à chaque ligne sismique, trois valeurs comprises entre 10 et 20 Km. Parfois, on fait appel aux données instrumentales de la sismicité qui indiquent que les plus grands tremblements de terre du nord algérien se sont produits sur des failles inverses qui plongent de 40 à 70° et à une profondeur de 15 à 18 Km (Yielding et al., 1981).

Les paramètres géométriques (longueur, pendage, largeur, profondeur) de la ligne source, sont précisés et intégrés dans les lois empiriques de l'aléa. Pour l'estimation de la magnitude maximale qui est dans ce cas la magnitude de moment (M_w) puis le calcul des vitesses ou des accélérations du sol au rocher situé à une distance connue où un probable d'un séisme supposé à se produire.

IV.2.5. Estimation de la magnitude maximale

Un séisme est modélisé comme étant une rupture d'un bloc de la croûte terrestre le long d'un plan de faille dont la largeur est proportionnelle à la magnitude maximale (Wyss, 1979 ; Wells et Coppersmith, 1994).

Une magnitude maximale plausible ou magnitude credible earthquake (MCE) est attribuée à chaque ligne- source sismogène critique identifiée (c'est à dire faille capable de générer des séismes). C'est le séisme concevable le plus important qui apparaît possible le long d'une faille pris dans le modèle du cadre tectonique connu jusqu'alors. Plusieurs méthodes d'estimation de la magnitude maximale sont discutées en détail par Idriss (1985). La capacité de ces failles a été déterminée grâce aux données de sismicité historique et instrumentale et les critères géologiques tels que longueur de rupture-magnitude, surface de rupture-magnitude, vecteur de glissement-magnitude, taux de glissement-magnitude et moment sismique-magnitude. Ces dernières décennies ont vu s'accroître l'utilisation du moment sismique qui permet d'avoir une mesure physique significative des dimensions d'une faille ((Partie I).

Le moment sismique (M_0), en dyne-cm, est exprimé par l'équation :

$$M_0 = \mu \times A_f \times D$$

Où μ est le module de cisaillement du matériau le long du plan de faille, typiquement égal à 3×10^{11} dyne/cm², A_f est la surface du plan de faille sujet au glissement (en cm²), et D (en cm) est le déplacement moyen au niveau de la surface de glissement.

Le moment sismique donne un lien de base entre les dimensions de la faille et les ondes sismiques générées et dues à la rupture le long de la faille. Le moment sismique est donc plus fiable que les autres méthodes. Kanamori (1977) et Hanks et Kanamori (1979) ont introduit une échelle moment-magnitude : M_w , dans laquelle la magnitude est calculée par le moment sismique en utilisant la formule suivante : $\log_{10} M_0 = c \times M_w + d$, M_w étant la magnitude de moment

La magnitude du moment diffère des autres échelles de magnitude parce qu'elle est directement liée au glissement moyen le long de la zone de rupture de la faille, alors que les autres échelles de magnitude reflètent l'amplitude d'un type particulier d'onde sismique.

Le MCE sur chaque faille active identifiée est obtenu en utilisant les rapports de Wells & Coppersmith (1994). Ils ont compilé les ruptures superficielles liées aux séismes et dérivé les rapports empiriques entre le moment sismique et la géométrie du plan de faille en rupture (longueur de la faille, largeur de la faille, surface de rupture, etc...).

Le séisme crédible maximum (MCE) pour les failles actives identifiées pour la région d'étude est déterminé sur la base d'un modèle sismotectonique de la zone d'étude.

Le modèle tient compte de la longueur totale, de la largeur, du pendage quand il est connu et de la profondeur de cette faille, qui est en général fonction de la profondeur des séismes algériens ou bien encore du fait qu'elle soit une faille régionale ou pas.

Dans la réalité, les failles tectoniques ont une forme elliptique (Fig. IV.2), vu que la propagation de la rupture se fait suivant une ellipse, sa longueur représente en réalité la longueur d'une semi-ellipse (Xu et al. 2006). Pour notre modèle, nous supposons qu'une faille a une géométrie rectangulaire, donc on tiendra compte de sa surface calculée à partir de sa longueur à l'affleurement et de sa largeur.

Il est important de signaler que la longueur réelle et totale de la faille peut être supérieure à sa longueur d’affleurement, vu que l’on ignore sur quel diamètre cette ellipse affleure. Sachant que ce ne sont que les trois quarts de la longueur de la faille qui rompe lors d’un séisme, on ne tiendra pas compte de cet aspect dans le calcul de la magnitude maximale qui sera compensé par la longueur d’affleurement qui est censé être plus petite que la longueur réelle dans le cas de l’ellipse (Machane, 2009), en plus de cela, le calcul des magnitudes maximale selon Wells et Coppersmith (1994) tient compte de ces facteurs.

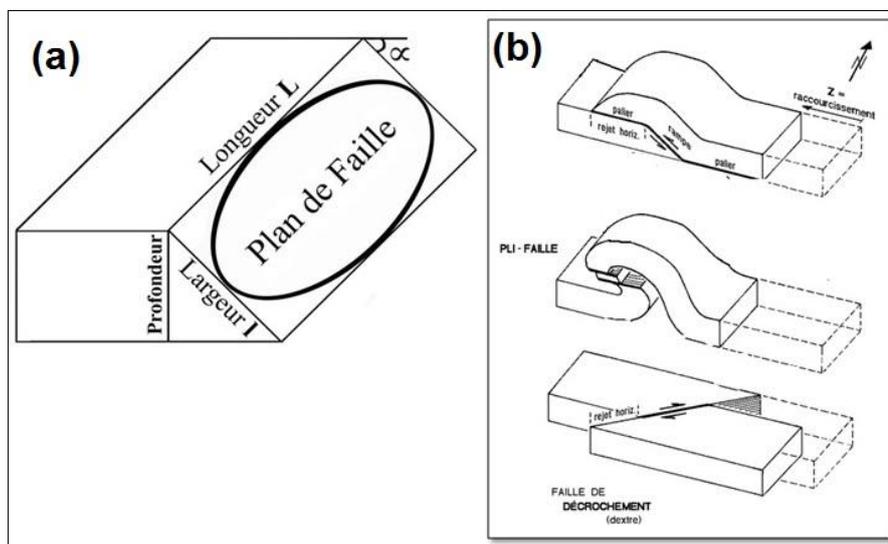


Figure IV.2 : (a) les paramètres géométriques. (b) Modèles des lignes sources dans le contexte tellien

IV.3. Sources sismiques du Constantinois

IV.3.1. Lignes sources

On évaluera pour chaque ligne source identifiée les paramètres la magnitude maximale (MCE) qu’elle peut générer ainsi les paramètres géométriques: direction, longueur, pendage, profondeur et l’âge des couches qu’elle affecte en surface pareillement aux failles géologiques.

Les caractéristiques des lignes sources de la région d’étude sont toutes des failles héritées des périodes alpines (éocène, miocène). Elles se présentent souvent sous forme de zone de failles de longueur de plus d’une dizaine de km (cas de la Faille d’Aïn Smara), soit sous forme de segments de failles connectées à un accident régional profond cas du Front de Nappes Constantinois.

Les failles probablement actives qui affectent le sud constantinois en particulier la faille de Tamlouka et la Faille de Sigus qui caractérisent les régions d'Oum El Bouaghi, Guelma, sont des segments de failles bordières en décrochement et inverse respectivement et d'âge néotectonique.

Les paramètres de toutes les failles actives citées précédemment donnent des estimations sur les pendages, les jeux, ainsi que les magnitudes maximales des failles, sont résumés dans le tableau.

Ligne source Sud-Kabyle

il s'agit dans cette étude de la faille inverse d'El Kantour qui semble avoir produit des secousses sismiques au sud de Skikda. La faille est un segment de la Faille Sud Kabyle désignée le front des nappes constantinois est un décro-chevauchement E-W à plongement nord, de longueur totale estimée à plus de 50Km. C'est un structural majeur qui se prorogerait jusqu'au nord de Guelma. Il s'agit d'une faille régionale à jeu inverse à plongement vers le nord, classé actif avec une sismicité historique associée faible à modérée. La largeur de la faille est estimée à presque 20km si l'on considère sa profondeur à 15 km. Selon loi empirique de Wells & Coppersmith (1994), la magnitude maximale probable est évaluée à $M_w = 7,1 \pm 0.25$.

Ligne source d'Ain Smara

La Faille d'Ain Smara est un décrochement est confirmé comme étant la cause du séisme survenu le 27 Octobre 1985 de magnitude ($M_w.5.9$).

Des observations post sismiques, notamment des fissures en échelons, des écroulements rocheux, sur une longueur de 4,5 km à de Kef Tassenga ont été reportées par Bounif et al., (1987). La distribution des répliques a permis d'évaluer la rupture qui s'est faite sur environ 36 Km ainsi que les solutions du mécanisme au foyer N°60 sont les élément qui ont précisé que c'est le prolongement nord de la faille d'Ain Smara qui s'est réactivé. La largeur de cette source si l'on considère une profondeur de 15km serait de 15km également. La magnitude maximale est estimée à $M_w = 7,0 \pm 0.23$.

Ligne source Tamlouka

La Faille de Tamlouka est un décrochement senestre de direction NE et de longueur de plus de 20 Km. Elle classée probablement active avec deux (02) épencentres localisés à sa proximité. La magnitude maximale estimée à $M_w = 6,4 \pm 0.23$.

Ligne source Sigus

La Faille de Sigus est orientée N80E avec un fort pendage 60, acquiert progressivement une orientation NE-SW dans sa partie ouest, suggérant ainsi la présence d'au moins deux segments. Cette faille d'une soixantaine de kilomètres environ montre un jeu inverse. La profondeur de 15 km donnerait une largeur de rupture de la faille de 17 km. La magnitude maximale est évaluée à $M_w = 7,0 \pm 0.25$.

Ligne source Nord Djemila

La Faille Nord Djemila est un pli faillé orienté N060° avec un pendage de 50° vers le nord-ouest. La largeur de la faille serait de 19,58 km. La sismicité est surtout fréquente dans la partie sud de la faille, il s'agit de séismes modérés à faibles, de magnitude comprise entre 2 et 4. La magnitude maximale est estimée à $M_w = 7.0 \pm 0.25$. Avec une profondeur de 15 km, la largeur de la faille serait de 19,58 km. La magnitude maximale est estimée à $M_w = 7.0 \pm 0.25$.

Ligne source Djebel Youcef

La Faille de Djebel Youcef est inverse de direction NE-SW à ENE-WSW à fort pendage 60° à 70° sud, d'une longueur totale de 26 km. Avec une profondeur de 10 km, la largeur de la faille serait de 11,54 km. La magnitude maximale est estimée à $M_w = 6,5 \pm 0.25$.

Ligne source Sebhket Djendli

La Faille Sebhket Djendli une faille inverse s'étend sur 12 km de longueur et un plongement de 40°. Avec une profondeur de 10 km, la largeur de la faille serait de 18,69 km. La magnitude maximale est estimée à $M_w = 6,4 \pm 0.25$.

Sources sismiques offshore

En mer par rapport aux longitudes de la zone d'étude, les données sismiques et bathymétriques de la campagne Maradja [Domzig, 2006; Kherroubi et al., 2009] révèlent des structures tectoniques actives affectant la marge entre Jijel et Collo et au large de la baie de Skikda où le plateau continental relativement étroit (20 Km) est incisé par de nombreuses structures morphotectoniques (Fig. IV.3 et IV.4).

Concernant l'aléa en mer, il est connu que les structures tectoniques (failles et plis) du bassin méditerranéen sont pour la plupart néoformées (d'âge post-messinien) et résultent en partie de la

tectonique salifère. Par d'autre part, la campagne Maradja a différencié entre la tectonique salifère dont est sujette toute la Méditerranée et les structures néotectoniques génératrices de la sismicité. Elle a mis en évidence des failles sismiques subverticales présentant un plongement sud et elle a désigné la zone d'escarpements morphotectoniques entre Jijel et Collo comme étant trois segments de failles distribués en échelon, de longueur totale d'environ 100 Km. Yelles et al. (2009) ; Roger et Hebert (2008) associent le séisme de 1856 de Jijel à l'un des segments de cette zone faillée.

Par conséquent, nous introduisons Ligne source Large Jijel qui serait importante du point de vue magnitude maximale et nous lui attribuons, des séismes de magnitudes maximales de 7.

La Ligne source Large de Jijel formant tous les petits segments de failles en échelon mis en évidence par la campagne Maradja (Domzig, 2006). Si on considère tous les segments au large de Jijel comme une seule faille, on pourra lui attribuer une longueur d'environ 100 km. Cette faille inverse montre un plongement vers le Sud d'environ 40°. Le taux de déplacement calculé sur cette faille est 2 mm/an. Nous lui attribuons une profondeur de 18 km. La largeur de la faille serait de 28 km. La magnitude maximale est estimée à $M_w = 7,4 \pm 0.25$.

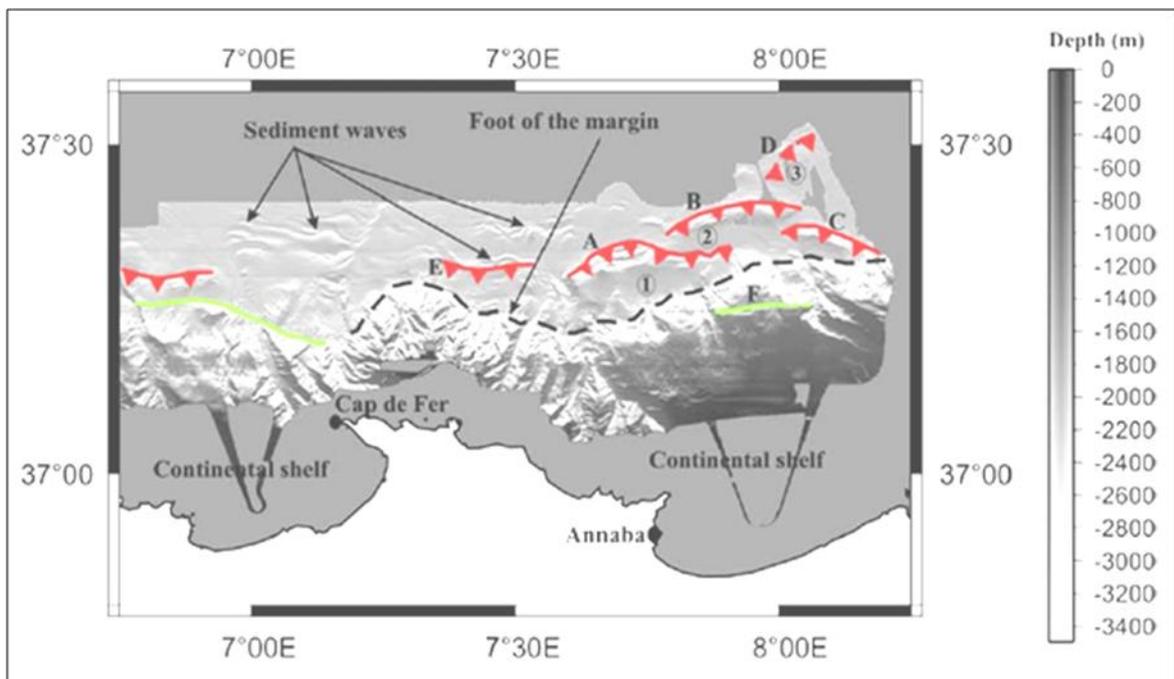


Figure IV.3: carte morphotectonique et failles actives en mer (Kharroubi, 2009).

Tableau IV.1 : Paramètres des lignes sources du Constantinois

Nom de la ligne source	Jeu	Longueur	Direction	Pendage	Profondeur	Magnitude Maximale Mw
Front sud-kabyle F1	Inverse	55km	E-W	Vers le nord (50°)	15 km	7.1
Ain Smara F2	Décrochement senestre	65km	NE-SW	Vertical	15 km	7.0
Temlouka F3	Décrochement senestre	25km	NE-SW	Vertical	10 km	6.4
Sigus F4	Inverse	60km	E-S	Fort (60°)	15 km	7.0
Sebkhet Djendli F5	Inverse	12km	NE-SW	40°NW	10 km	6.4
Djemila F6	Inverse	45km	NE-SW	50°NW	15 km	7.0
Djebel Youcef F7	Inverse	26km	NE-SW à ENE-WSW	60°SW	10 km	6.5
Large de Jijel F12	Inverse	100km	NE-SW	40°SE	20 km	7.4

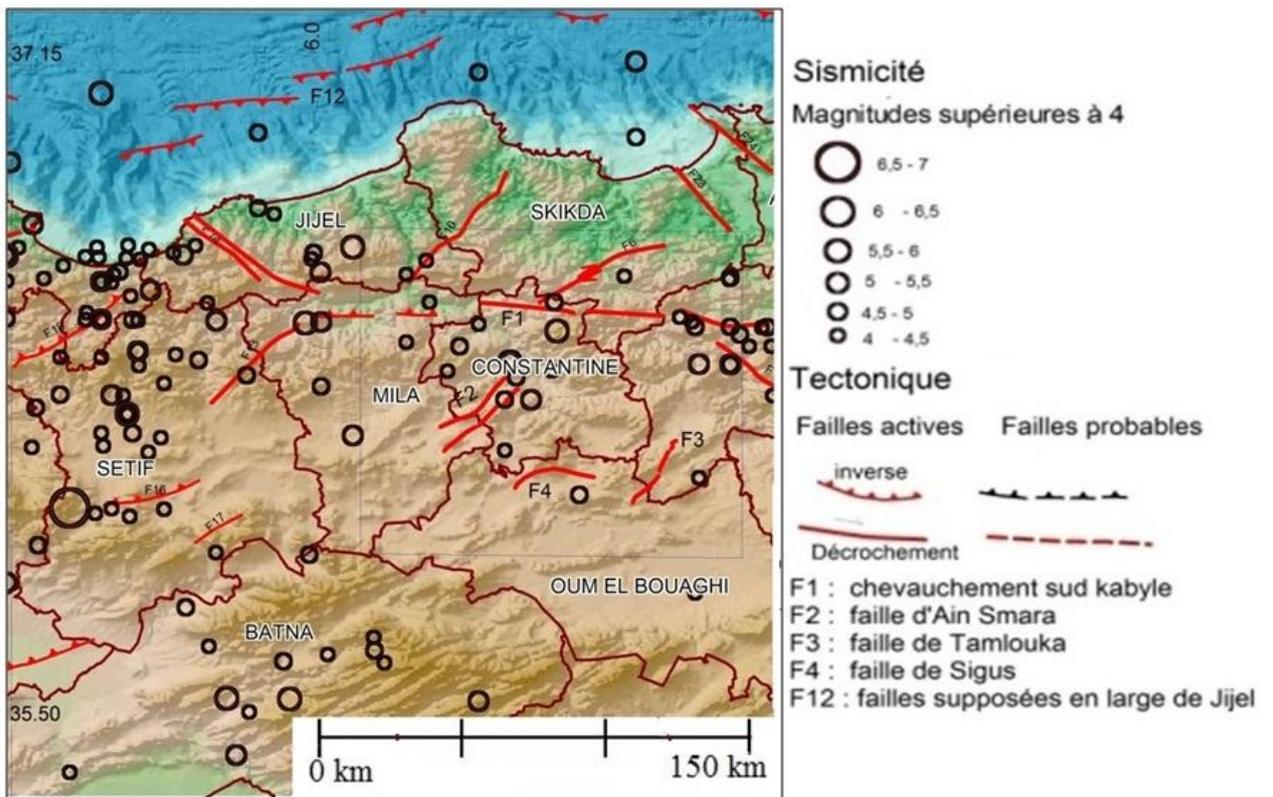


Figure IV.4 : Carte des failles actives établie sur la carte des failles actives de l'Est algérien et catalogue de sismicité de Hamdache (2012)

IV.3.2. Zones sources

Zone source Sud Constantinois

La Zone source Sud Constantinois (ZI) correspondrait au domaine des nappes telliennes et le Néritique (Fig. IV.5); elle est d'une superficie de 7 km². Sa limite nord coïncide globalement avec le chevauchement sud-kabyle, ou front de nappes, qui se présente en un réseau de failles inverses E-W segmentées, dont la longueur totale est estimée à 50 Km ; sa limite sud marque le seuil avec les bassins post-nappes. La zone est classée (ZI) du fait qu'elle révèle des évidences de déformation tectonique dans les terrains quaternaires et surtout elle comprend toutes les failles identifiées actives ou probablement actives : Ain Smara, front de nappes, Sigus, Tamlouka, ainsi que les failles qui ne font pas l'objet de cette étude : Nord-Guelma, Sud-Guelma, Hammam N'Baïl et Bouchegouf. L'activité sismique de la zone « Sud Constantinois» est surtout attestée par la présence d'une concentration de foyers sismiques de magnitudes modérées à Guelma et Constantine. C'est aussi la zone qui a enregistré le maximum de sismicité historique, avec des séismes de magnitude $M_s \geq 4.5$.

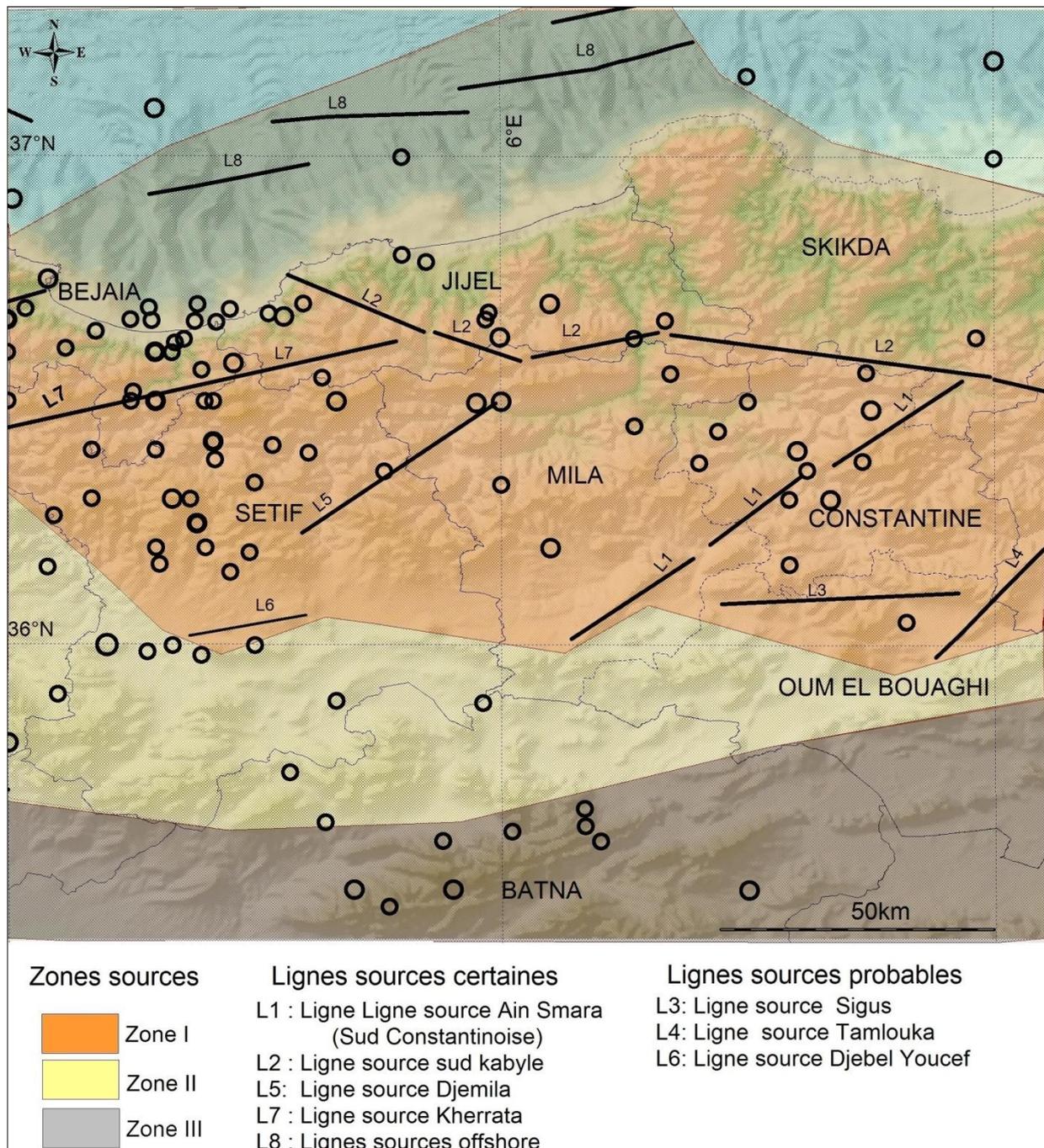


Figure IV.5 : Carte de zoning sismotectonique

Zone source Nord Constantinois

La zone source (ZII) nord constantinois correspondrait au domaine géologique dont le Néogène est peu déformé. La zone est limitée au Nord par la zone de faille en mer (Kharoubi, 2009) et par le front de nappes au Sud. La zone est orientée globalement Est-Ouest, regroupe le bassin algéro-provençal, le littoral constantinois et les zones internes de la Petite Kabylie. Quant à son activité sismique, la zone est caractérisée par des séismes faibles (M_s entre 2- 4) et montre une

concentration d'épicentres entre Skikda et Jijel. Aussi, c'est la zone qui a été la plus touchée par rapport au séisme historique de Jijel (1856) d'intensité évaluée à X (MSK).

Zone source (ZIII) : Hautes Plaines Constantinoises

La zone source (ZIII) des Hautes Plaines Constantinoises correspondrait à un domaine géologique caractérisé par un faible taux de sismicité montrant la surrection de ses terrains anciens. La zone regroupe la région d'Oum El Bouaghi et celle de Souk Ahras. Sa limite nord coïncide avec l'avant-fosse miocène et sa limite sud semble coïncider avec l'Accident Nord Atlasique (ANA).

Conclusion

La région de Mila, bien que localisée dans une zone sismique active, est classée, à ce jour, dans la zone de sismicité moyenne, pouvant subir des secousses d'intensité supérieure VI à VII (CGS, 2017). Le séisme répertorié comme le plus important sur un rayon de 50km autour de la ville de Mila est celui de 27/10/85 de magnitude $M_s=6.0$. D'un point de vue tectonique, la région est jalonnée de structures actives que nous avons modélisées en zones et lignes sources sismiques. Les trois zones sont : la zone nord-constantinoise, la zone sud-constantinoise et la zone des hautes plaines constantinoises. Les lignes sources potentiellement sismiques correspondraient aux: le front sud kabyle (FSK), front sud kabyle ou Sidi Merouane (FSN), faille d'Ain Smara (SA) et le système offshore Jijel-Collo.

Chapitre V : Evaluation de l'aléa sismique par l'approche probabiliste

IV.2.1. Introduction

L'expérience a montré que le meilleur moyen de réduire le risque sismique, c'est de prendre des mesures de prévention par le contrôle de l'aménagement des zones à risque, à travers les études de microzonage sismique après avoir accompli sur un sur un rayon de 50 kilomètres une estimation de l'aléa sismique de la région considérée.

L'évaluation de l'aléa sismique selon l'approche probabiliste (PSHA) est largement répandue à travers le monde. L'objectif est l'estimation selon une maille de 10x10 km moyennes des taux annuels d'occurrence des paramètres de l'amplitude du mouvement du sol. Ces grandeurs sont exprimées par la probabilité qu'un mouvement du sol atteigne ou dépasse une certaine valeur en intensité, en peak ground motion (PGA) ou peak ground velocity (PGV) au cours d'une période de retour de référence (50, 100, 200 et 475 ans).

Comme pour tout calcul issu d'une succession de lois empiriques et d'ajustements liés aux incertitudes, une erreur est associée au calcul des différents modèles d'atténuation et sur les paramètres de sources sismiques. Les résultats sont présentés sous forme de courbes à 85%, 50% et 15%. L'approche est exécutée en étapes et requiert en amont une évaluation de la sismicité historique, l'identification des failles actives, un zoning sismotectonique et elle est achevée par le calcul du PGA. Les résultats des calculs en termes d'accélération se présentent généralement selon des périodes de retour (475, 975 ans...).

Les cartes de zoning sismotectonique et celles de PGA permettent d'incorporer les zones sujettes au risque sismique dans l'aménagement du territoire et dans la conception parasismique des structures de génie civil.

L'estimation de l'aléa sismique régional constitue la base de la gestion du risque sismique. Les résultats de l'analyse de l'aléa séisme sont décisifs pour la sécurité des populations et des infrastructures, la planification urbaine, la conception de bâtiments parasismiques et la préparation aux cas d'urgence en cas de séisme.

L'évaluation de l'aléa sismique de la région de Constantine, nous avons commencé par un "zoning" sismotectonique afin d'attribuer des niveaux d'aléas exprimés en fonction de

l'accélération terrestre. La partie expose l'application d'une approche probabiliste qui se base sur : (i) la collecte des informations (magnitude, leur localisation et la profondeur des séismes enregistrés dans la région ; (ii) les données de la géologie régionale et le contexte tectonique de la chaîne des Maghrébides de l'Est algérien.

Nous convoitons par la mise en évidence d'une faille néotectonique dans la région à une petite contribution à la connaissance de la néotectonique dans l'Est algérien.

Le chapitre décrit les zones sismogènes et potentielles dans la région. Le zonage sismique qui consiste en une subdivision du secteur d'étude en zones sismiques sur une base de données des caractéristiques géométriques des failles actives et il porte sur les paramètres clés de ces zones ; à savoir leur magnitude maximale, leur récurrence, et leur mécanisme de rupture.

IV.2.2. Historique de l'évaluation aléa sismique du nord algérien

Les premières études de l'aléa sismique du nord algérien ont été réalisées par WCC (Woodward-Clyde Consultants) en 1984 après le séisme d'El Asnam de 1980. Depuis, cet évènement, le CGS élabore des études probabilistes basées sur une base de données de mouvement fort (réseau des accéléromètres). Aussi, plus récemment, de nombreux travaux publiés (eg. Hamdache, 2008 et 2010 ; Hamidatou,) s'appuyant sur des modèles mathématiques probabilistes dans le calcul de l'aléa sismique.

Il est à noter que l'impact des intensités historiques et des valeurs des accélérations du sol en PGA en aléa ; dépendent fortement de la fiabilité des événements contenus dans le catalogue des séismes (localisation, l'intensité et la profondeur) et de la conformité de la loi d'atténuation et de l'exhaustivité de la sismicité.

(i) La première carte du zoning sismique a été réalisée par Roussel (1973) selon les données disponibles pour la période 1716-1970 et interprète la répartition des intensités maximales observées (MOI). La carte révèle les trois grandes zones sismiques (Fig. IV.6.):

- La zone nord de l'Algérie la plus active avec l'intensité maximale attribuée de X degré.
- La zone nord de la flexure sud atlasique qui présente une sismicité faible à l'exception des régions de Biskra et de Batna où peu d'événements avec une intensité IX.

- La zone des Hauts Plateaux avec une faible activité sismique avec des intensités inférieures à VI. La carte des intensités maximales observées (MOI) de Bezzeghoud et al. (1996) montre un zoning plus affiné (Fig IV.7 a et Fig.IV.7. b). Dont quatre zones sismiques caractérisées par des valeurs élevées en intensité (VIII):

- la zone de l'Est qui comprend Constantine, Guelma et Souk Ahras ;

- la zone des Bibans-Babors, les Aurès-El Hodna ;

- la zone centre comprend les régions d'Alger, Cherchell et El Asnam avec une extension vers le sud dans les massifs de l'Ouarsenis ;

- la zone ouest comprend les régions d'Oran, Relizane et Sidi Bel-Abbès.

Également, la carte des intensités maximales calculées (MCI) est utilisée et elle consiste à présenter les intensités en tenant compte de tous les événements sismiques (historiques et instrumentaux). La carte MCI établie par Boughacha et al. 2004 pour la période 1716-2000, révèle des intensités maximales calculées les plus élevées suites aux séismes destructeurs ; El Asnam (10/10/1980, I 0 = X), Oran (10/09/1790, I 0 = X), Alger (02/03/1716, I 0 = IX), Biskra (16/11/1869, I 0 = IX) et Constantine (27/10/1985, I 0 = VIII).

(ii) L'évaluation de l'accélération maximale du sol par l'estimation du Peak Ground Acceleration (PGA). C'est le taux de l'aléa sismique exprimé en termes de 10% de probabilité de dépassement en 50 ans pour une période de retour 475 années. Selon Pelaez et al. 2005, les valeurs du PGA affectant les régions appartenant à l'Atlas tellien, domaine le plus actif du nord algérien sont en moyen estimée à 0.24 g, et atteignent 0.48 g dans la zone où les deux séismes d'El Asnam de 1954 et de 1980 se sont produits.

La région centre (Blida, Alger) avec un PGA moyen estimé supérieur à 2.4 m/s^2 , soit 0.24 g. Une valeur de PGA de l'ordre de 1.6 m/s^2 estimé pour la région de Sétif et la région de Mascara. Le reste de l'Atlas Tellien est inclus dans une zone à risque sismique modéré avec un PGA supérieur à 0.8 m/s^2 ou 0.08 g. Les Hauts Plateaux, l'Atlas Saharien et le Sahara sont inclus dans une zone à faible risque sismique avec un PGA inférieur à 0.8 m/s^2

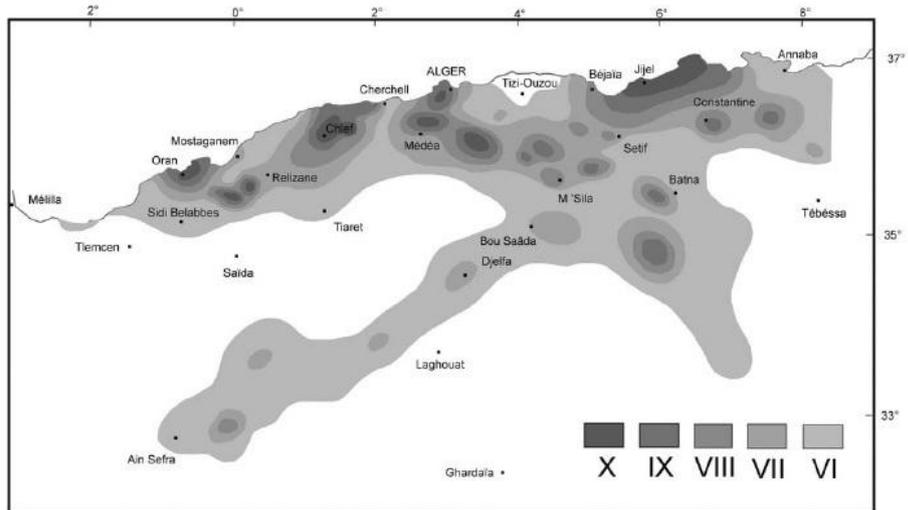


Figure IV.6. : Carte des intensités maximales observées (Roussel, 1973 in Bezeghoud et al., 1996)

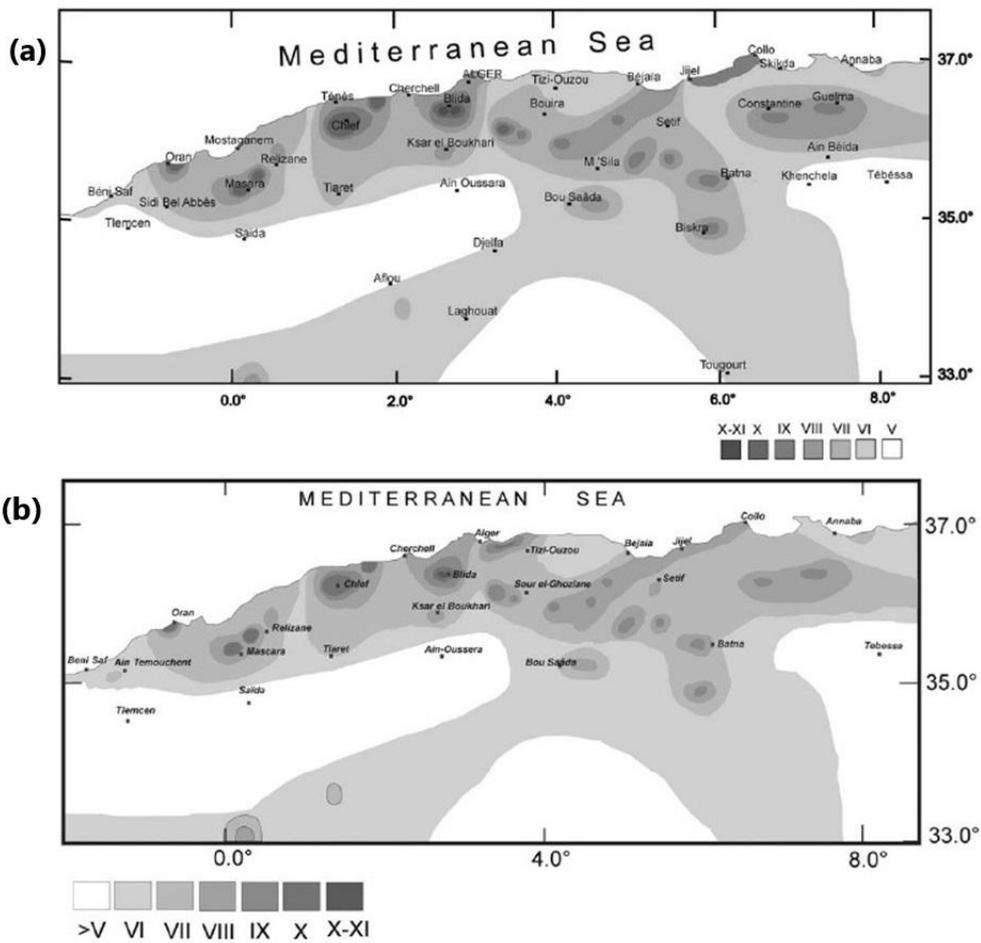


Figure IV.7. : Cartes des intensités maximales observées : (a): Bezeghoud et al., 1996 et (b) : Bezeghoud and Ayadi, 2014).

IV.2.3. Les caractéristiques du domaine actif Nord-Est algérien

Les vitesses de rapprochement en Méditerranée occidentale sont d'environ ~ 5 mm/an et donne du côté de la frontière des plaques des chaînes de montagnes, des plis et des failles orientés principalement NE-SW et une direction de raccourcissement \sim NNW-SSE dans l'Atlas Tellien (eg. Meghraoui et al., 1996; Nocquet & Calais, 2004; Domzig, 2006, Beldjoudi, 2011 and references therein).

Les travaux sismotectoniques [Bounif, 1987 ; Kherroubi, 2009 ; Oussadou, 2012 ; Abacha, 2015 ; CGS, 2017] menés dans l'Est algérien, ont discuté un certain nombre de failles actives ou probablement actives qui affectent aussi bien le continent que le domaine marin. D'autre part, les travaux de Harbi sur la sismicité historique montrent Constantine, Guelma et le littoral entre Jijel-Skikda comme les zones les plus sismiques de l'Est algérien.

Les mécanismes aux foyers, déterminés pour séismes majeurs de la période instrumentale sont en relation avec un champ de contraintes compressif orienté NNW- SSE. En fait, les forts séismes ($M > 5$) sont principalement des séismes caractérisés par des mécanismes en failles NE-SW inverses ou bien en failles E-W à composante décrochante dextre. D'autre part, les séismes dans l'Est algérien, définissent les solutions focales en décrochement (Bounif et al., 1987; Bounif, 1990; Deschamps et al., 1991). En mer, les mécanismes aux foyers des séismes majeurs produits à l'échelle de la marge maghrébine (Rif, Tell) accommodent des vitesses de déformation entre 1 et 2.3 mm/an (Meghraoui et al., 1996) ou le maximum enregistré 2.7 mm/an pour la région entre Oran et Alger (Buforn et al., 2004).

Ces données sismologiques concordent avec les modèles actuels qui exploitent les données GPS qui indiquent aussi des vitesses de déformation de 2.7 à 3 mm/an pour le Nord-Ouest algérien et de 3.9 mm/an pour Nord-Est. Domzig rapporte de Serpelloni et al. (2006) et de Stich et al. (2006), des vitesses de glissement de 4.7 à 5.9 mm/an concernant la marge algérienne. Par conséquent, ces écarts de vitesses enregistrées aux longitudes de l'Algérie, laisse prédire que la déformation actuelle n'est pas uniquement concentrée dans le domaine tellien mais une partie de cette déformation se trouve plus au Nord, en mer ou bien plus au sud, dans l'Atlas saharien (Domzig, 2006).

IV.2.4. Évaluation de la sismicité historique

L'analyse de la sismicité d'une région donnée est une étape fondamentale pour l'évaluation de l'aléa sismique. L'établissement de la carte des épicentres est essentiel à la recherche et à l'identification des sources sismiques. La sismicité historique se réfère à l'activité sismique enregistrée dans une région donnée durant la période instrumentale et évaluée pour les séismes anciens. Nous expliquerons les méthodes d'établissement des cartes, de sismicité historique et la carte des intensités historiques maximales, associées à cette évaluation.

IV.2.4.1. Catalogue de la sismicité

Les études de l'aléa exigent des catalogues de sismicité historique fiables, complets et homogènes couvrant des périodes étalées, afin de diffuser une homogénéisation en termes de fréquence, de magnitude et de localisation des tremblements de terre produits dans une région donnée. Son élaboration nécessite des révisions continues à la lumière de nouvelles données historiques.

Le catalogue compilé dans le cadre d'une évaluation de l'aléa sismique fait l'objet de deux opérations : i) une compilation de données historiques et instrumentales, ii) une l'homogénéisation des magnitudes sismiques, en plus de la conversion des différents types de magnitudes en magnitude du moment sismique (M_w) nécessaire dans la partie des sources sismiques. Afin d'établir un catalogue fiable, complet, et homogène une démarche par l'utilisation des relations de corrélations compatibles avec la région soumise à l'évaluation sont requises (CGS, rapport interne). Le catalogue de sismicité contient plusieurs paramètres essentiels, permettant la description des séismes, qui sont les suivants : la date, l'heure, les coordonnées de l'épicentre (latitude et longitude), la profondeur, l'intensité maximale, la magnitude d'origine et la magnitude calculée dans cette étude (M_w), ainsi que le lieu (localité, village, wilaya). Tous les événements listés sont suivis de leurs références.

A.Évaluation de la complétude des données : homogénéisation des magnitudes en M_w

Les séismes compilés dans le catalogue ont des magnitudes se référant à des échelles différentes : magnitude de moment M_w , magnitude d'onde de surface M_s , magnitude d'onde de volume m_b , magnitude locale M_L ou magnitude de durée M_D . Il est donc nécessaire

d'homogénéiser le catalogue en un seul type de magnitude avant de procéder au calcul des taux d'activité sismique (les paramètres de sismicité a et b de Gutenberg-Richter).

Parmi toutes les magnitudes existantes dans le catalogue, M_w est la magnitude la plus appropriée pour mener le calcul d'aléa sismique car les équations de prédiction du mouvement fort (GMPes) expriment souvent l'intensité sismique en fonction de M_w .

Élimination des répliques et précurseurs

Les précurseurs et les répliques sont éliminés du catalogue. Uniquement les événements indépendants apparaissent dans le catalogue final et cela pour satisfaire les conditions du processus de poisson sur lequel est basé la méthode de calcul probabiliste de Cornell (1968), à savoir une activité stationnaire dans le temps et une indépendance de tous les événements sismiques entre eux. Cette tâche est réalisée avec l'algorithme de Reasenber (1985). Le catalogue final obtenu entre 1750 et 2022 est composé de 1536 événements indépendants avec des magnitudes comprises entre 3.0 et 7.0 (). Ce catalogue homogénéisé en magnitude de moment sismique M_w est présenté sous forme d'histogramme (Fig. IV.8). Une augmentation exponentielle est donc observée avec la diminution de la magnitude jusqu'à la valeur de $M=2.8$, la magnitude de complétude considéré est donc $M_c = 3.0$. Les temps de complétude pour chaque magnitude supérieure à 3.0 feront l'objet de la prochaine section.

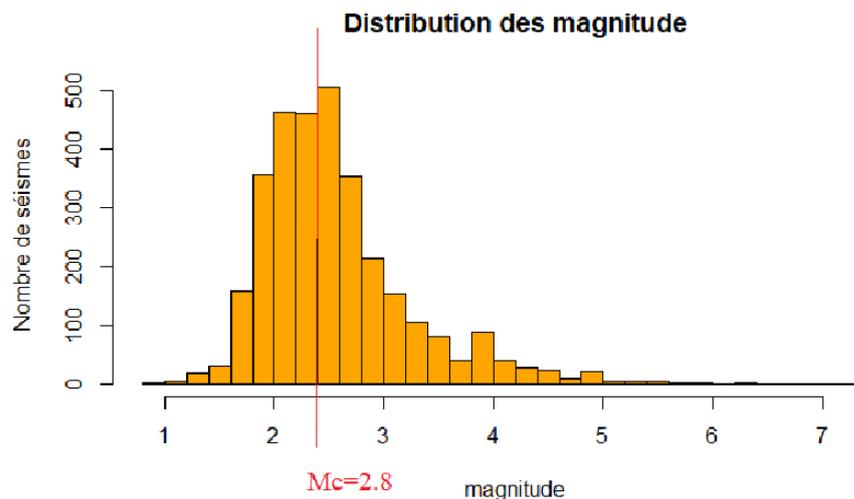


Figure IV.8 - Histogramme des magnitudes M_w des événements inclus dans le catalogue.

Évaluation des périodes d'exhaustivité (complétude)

Le taux annuel de chaque magnitude (Fig. IV.9) donnée doit être calculé pour une période où le catalogue est exhaustif pour cette magnitude. Il s'agit donc de déterminer la date à partir de laquelle tous les séismes pour cette magnitude sont reportés dans le catalogue durant cette période, alors qualifiée de « période d'exhaustivité ».

Le calcul de cette période pour chaque magnitude est effectué ici pour l'ensemble de la zone d'étude. Les résultats obtenus sont supposés être les mêmes pour chaque zone sismique choisie dans le modèle de source (zone1, 2 et 3), afin de calculer les distributions fréquence-magnitude modélisant ainsi l'activité sismique de ces zones.

La méthode Stepp (1972) est utilisée ; elle est basée sur le nombre cumulé de séismes en fonction du temps. Selon le principe de stationnarité du taux de sismicité, le nombre cumulé est linéaire dans l'intervalle du temps où tous les séismes sont répertoriés dans le catalogue. Le tronçon linéaire le plus récent correspond donc à la période d'exhaustivité (analyse visuelle).

L'analyse est menée pour différents intervalles de magnitude, considérant les années de référence à partir desquelles les données de sismicité sont jugées exhaustives par rang de magnitudes (Tableau) ; ces périodes sont présentées graphiquement dans 3.

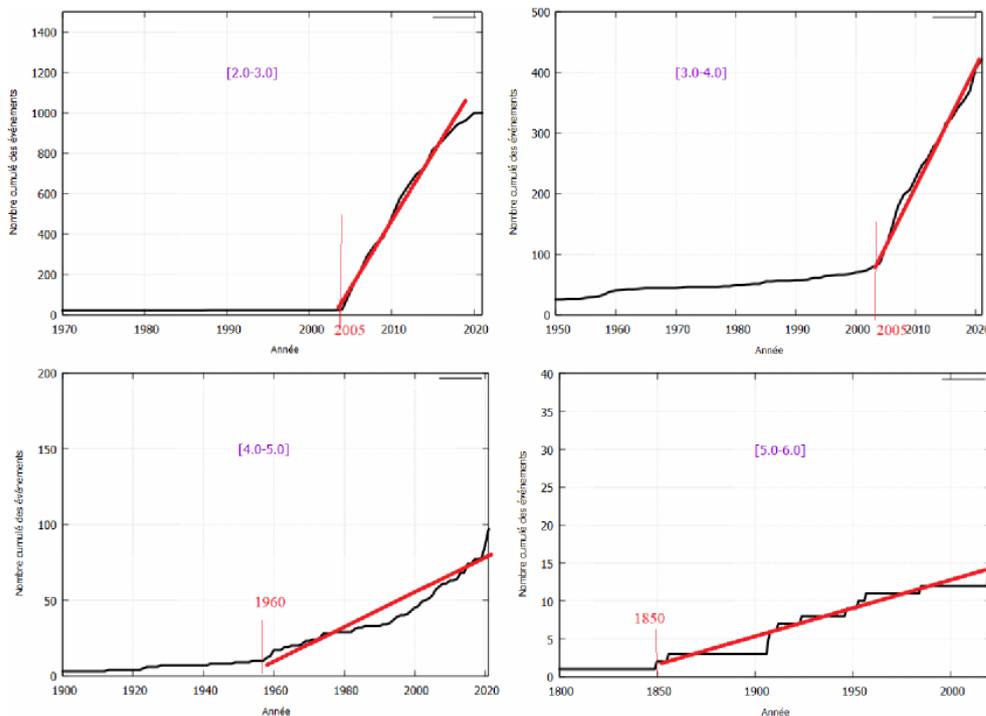


Figure IV.9. - Analyse d'exhaustivité par intervalles de magnitude.

Tableau IV.2 : Période d'exhaustivité par rang de magnitudes considérées dans l'étude.

Mw	Moyenne Mw	Intervalle	Année
[3.-4.0]	3.5	2005-2022	17
[4.-5.0]	4.5	1960-2022	62
[5.-6.0]	5.5	1850-2022	172
[6.-7.0]	6.5	1500-2022	522

B. Définition des magnitudes maximales et minimales des zones sources

La magnitude maximale dans chaque zone sismique est définie dans le modèle de source. Cette magnitude doit couvrir la magnitude observée, et la valeur maximale est prise parmi les trois valeurs obtenues comme suit :

1. Le recours à la magnitude maximale calculée sur la base de loi de corrélation de Schwartz et Coppersmith (1984) en tenant compte des paramètres de chaque faille identifié dans la zone sismique.
2. Considération de la magnitude maximale observée avec une majoration de 20% (Mobs+0.2).
3. Magnitude maximale considérée dans les travaux anciens pour les mêmes domaines de déformation.

Au même titre que la magnitude maximale, la magnitude minimale est un paramètre nécessaire dans le modèle de source sismique. En effet, la magnitude minimale permet de définir un seuil à partir duquel les séismes peuvent avoir des dommages sur les structures.

Dans cette étude, nous avons choisi une magnitude minimale de $M=4.0$ qui représente la magnitude minimale de complétude du catalogue de sismicité.

IV.2.4.2. Carte de sismicité historique

La sismicité se réfère à l'activité sismique qui peut être mesurée en termes de fréquence, de magnitude et de localisation des tremblements de terre dans une région donnée.

Le nord algérien est caractérisé par une sismicité relativement fréquente. La quantité des événements enregistrés par les instruments combinés à la sismicité historique donne un aperçu sur la récurrence et permet d'établir la répartition géographique des séismes.

A. . Méthodologie

Nous présentons une compilation d'un catalogue de sismicité de la région d'étude et la réalisation de la carte des épicentres ou la carte de la distribution de la sismicité historique et instrumentale dans la région. Sur la base du catalogue de Harbi de la période de 419 à décembre 2008 qui représente le plus récent catalogue concernant la sismicité historique dans la région d'étude. La compilation est complétée par les données du catalogue international de l'ISC sur le site <http://www.isc.ac.uk>), pour la période de Janvier 2009 à janvier 2024. Les magnitudes des séismes publiées par l'ISC sont en magnitude locale (MI) dont la source est bien le CRAAG. Plus la consultation d'autres sources (CRAAG, USGS). Ce qui nous a permis de visualiser tous les événements avec l'ensemble des magnitudes en magnitude de surface (Ms) ou locale homogénéisant ainsi la lecture de la distribution des épicentres.

Les étapes de l'élaboration de la carte consistent:

(i) La délimitation de la zone d'étude par les latitudes (36.80°N - 35.90°N) et longitudes (6.00°E - 7.25°E) qui comprend la zone d'étude et les régions limitrophes sur un rayon de 50 Km. La surface additionnée permet l'identification de la zone historiquement active adjacente à la zone d'étude.

(ii) Les localisations des séismes (épicentres) qui sont déterminées sur la base des enregistrements pour la période instrumentale (post 1900); elles représentent les lieux géographiques (villes) où le séisme est le plus ressenti ou a causé le plus de dégât pour la période historique (avant 1900).

(iii) L'homogénéisation des paramètres, tels que les magnitudes et les intensités. Dans les catalogues. En fait, les magnitudes instrumentales sont données sous différentes formes, de magnitude de surface (M_s), de magnitude locale (M_l),... etc. Les magnitudes utilisées en aléa sismique sont les magnitudes de surface les magnitudes évaluées pour les séismes historiques sur la base des intensités maximales, ne sont pas prises en compte. Les intensités macrosismiques et microsismiques (instrumentaux) utilisées sont calculées selon l'échelle MSK (annexe 1).

(iv) Les événements instrumentaux sont affectés par des intensités calculées sur la base de relations empiriques développées par le CRAAG (1994). Ces relations sont: $M = 0,56 I_0 + 1,25$ pour $I_0 \leq VIII$ et $M = 0,97 I_0 + 2,24$ pour $IX \leq I_0 \leq XI$. Nous joignant en annexe 2 un résumé de la compilation des séismes importants ayant été reportés selon la référence cités.

B. Analyse

La figure (IV.10) est une représentation de la distribution de la sismicité de la région d'étude et représente la totalité des événements du catalogue compilé de la région d'étude localisée aux coordonnées $[5.8^\circ E - 7.2^\circ E, 35^\circ N, 36.90^\circ N]$. (Fig. englobe plus de 1100 événements sismiques sur une durée s'étalant de 1860 à 2024.

Une dizaine de forts séismes d'avant 1900 qui se seraient survenus dans tout l'Est algérien, qui ont fait l'objet d'études macrosismiques approfondies dans de nombreuses publications (annexe 1).

Trois forts séismes produits durant la période instrumentale d'intensité maximale VIII MSK. Il s'agit des séismes du 04 août 1908 de $M_s = 5.25$, celui du 06 août 1947 de magnitude $M_s = 5.2$ et celui du 27 octobre 1985 de magnitude $M_s = 5.7$ réévalué à 6.0 (Bounif, 1987) et un mécanisme au foyer en décrochement (Bounif et al., 1990) (annexe 2).

Une séquence sismique en nombre de 33 événements se serait produite de janvier à avril 1925 dans la région de Constantine (Hée, 1950 *in* Harbi, 2001).

La représentation cartographique des séismes historiques et instrumentaux, donne une vision globale sur la distribution des sources sismiques sur la période d'un siècle et demi (Figure IV.10) :

Une répartition spatiale sous forme d'essaim et d'alignement des foyers sismiques le long de la côte méditerranéenne et le long de la zone tellienne. En fait, une forte distribution

observée à Mila, Constantine et Guelma, avec les trois gros séismes localisés entre [36.10° - 36.50 N et 6.15° -6.75°E] et la zone côtière entre Jijel et Skikda. Par ailleurs des secousses sismiques de magnitudes locales $2 < M_l < 4$ sont enregistrées annuellement par les réseaux du CRAAG et dont certaines sont ressenties par la population

Vers le sud, une distribution diffuse et une diminution dans la fréquence des séismes de manière significative dans les Hautes Plaines d'Ain Mila, avec des points sources à Telaghma et Oum Bouaghi.

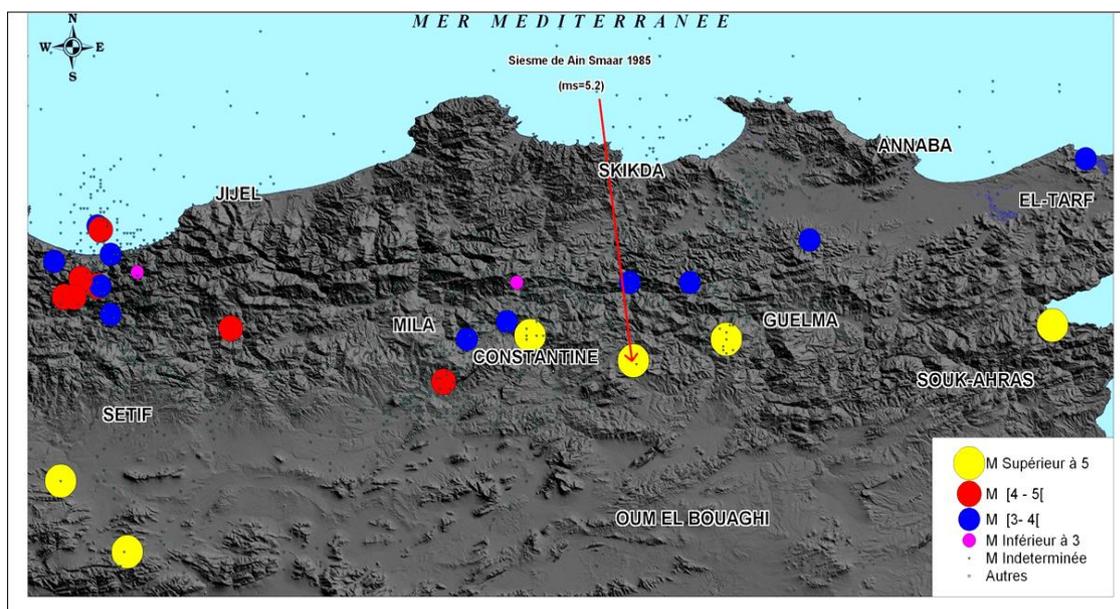


Figure IV.10 : Carte de la sismicité historique et instrumentale sur la base des données de Harbi (2010)

IV.2.4.3. Carte des intensités historiques maximales

Approche

La carte des intensités historiques maximales est une représentation des intensités des séismes passés à travers leurs effets induits sur l'environnement et les dommages causés aux bâtis autour d'une région donnée. L'approche est utilisée contre le manque de précision dans la localisation des séismes historiques, voire même pour les séismes enregistrés durant la période instrumentale. La carte est un assemblage de multitudes courbes isoséistes marquant plusieurs évènements. Alors qu'une carte isoséiste est une représentation des intensités ressenties dans la région épiscopale d'un séisme donné.

La méthodologie consiste en :

- (i) Le recensement des séismes d'intensité macrosismique ($I_0 \geq IV$) (annexe) produits durant la période couverte par le catalogue de la sismicité compilé.
- (ii) La collecte des cartes isoséistes disponibles des séismes historiques de la région. Dans notre cas, nous avons choisi les cartes isoséistes les plus significatives (annexe a,b,c).compléter par une sélection des intensités macrosismiques isolées des séismes
- (iii) L'élaboration de la carte consiste en la superposition des courbes isoséistes des événements, en tenant compte des intensités des séismes isolés cités dans les catalogues.
- (iv) Les séismes localisés en mer ne sont pas pris en compte dans cette étude car nous n'avons pas d'informations au sujet des zones ayant subis des effets des séismes attribués à ce domaine.
- (v) Les zones qui ont connu plusieurs séismes, nous avons maintenu le séisme dont l'intensité la plus forte répertoriée.
- (vi) La représentation des effets maximaux sous forme de contours dites courbes isoséistes délimitant des surfaces d'égales intensités maximales et on affecte à chaque courbe une valeur en intensité évaluée MSK

Analyse

La carte montre globalement un allongement E-W des courbes isoséistes au centre de la région d'étude. L'intensité maximale ($I = VIII$) est affectée au domaine des nappes telliennes regroupant la région Constantine–Guelma.. Globalement, l'intensité VI est affectée pour le nord constantinois y compris le bassin de Mila et le domaine de la Petite Kabylie par contre les zones d'iso-intensité égale à VII englobent les régions Oued Zenati, El Harrouch. L'intensité de VI est attribuée au sud constantinois et l'intensité V est attribuée aux zones des hautes plaines constantinoises (Fig. IV.11).

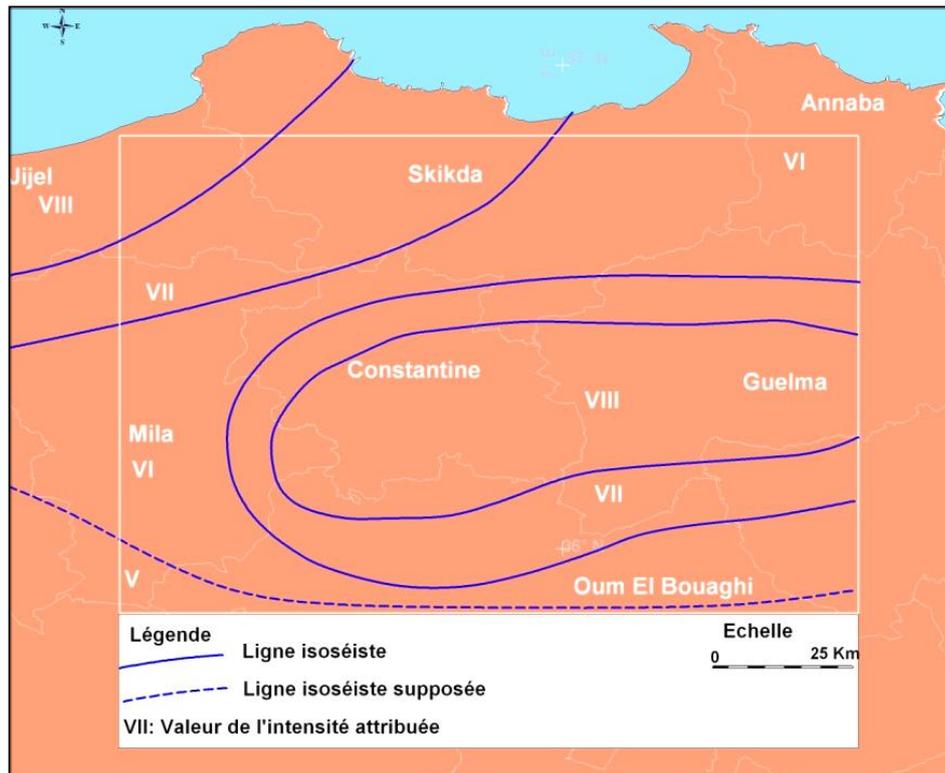


Figure IV.11: Carte des intensités historiques maximales

Résultats et discussions

Sur la base des cartes réalisées (Fig. IV.11 et Fig. IV.12), on constate que le Constantinois et les régions contiguës sont des zones sismiquement actives. En fait, c'est la partie centre du constantinois (Oued Athmania-Ain Smara) qui a été touché durant la période instrumentale par les quatre forts séismes d'intensité maximale VIII EMS ont touché la région : le premier est celui du 16 septembre 1907, le deuxième celui du 4 août 1908 de magnitude Ms. 5.2, le séisme du 6 août 1947 de magnitude Ms 5.0, le séisme du 27 octobre 1985 de magnitude Ms. 5.9 (la plus forte magnitude enregistrée dans la région). La sismicité se concentre aussi dans le nord constantinois où une activité sismique assez fréquente est enregistrée par le CRAAG ; notamment deux séismes relativement récents qui ont ébranlé le sud de Skikda, le premier, est le séisme du 5 Avril 2002 de magnitude Mb.5 dans la commune d'Es Sebt, Azzaba et le deuxième dans la commune d'El Harrouch du 22 novembre 2020 de magnitude mb.5.3.

La région de Mila a connu deux séismes significatifs à sa partie ouest, le premier est le séisme du 1 décembre 1960 de magnitude Mb.5 et d'intensité maximale $I_0=VII$ MSK,. Le deuxième est le séisme du 14 mars 1963 de magnitude Mb=5 et d'intensité maximale $I_0=VII$ MSK au

voisinage du Château du Rhumel. Dernièrement, le 17 juillet 2020 et 07 aout 2020 a été ébranlée par deux séismes modérés dont on abordera dans la partie investigation post sismique en fin de cette partie. Aussi, la carte révèle des séismes de faibles magnitudes au voisinage du barrage de Beni-Haroun et du barrage du Djbel Grouzen (Oued Athmania). Elle peut être expliquée comme une sismicité induite due à la variation du taux de remplissage en eau.

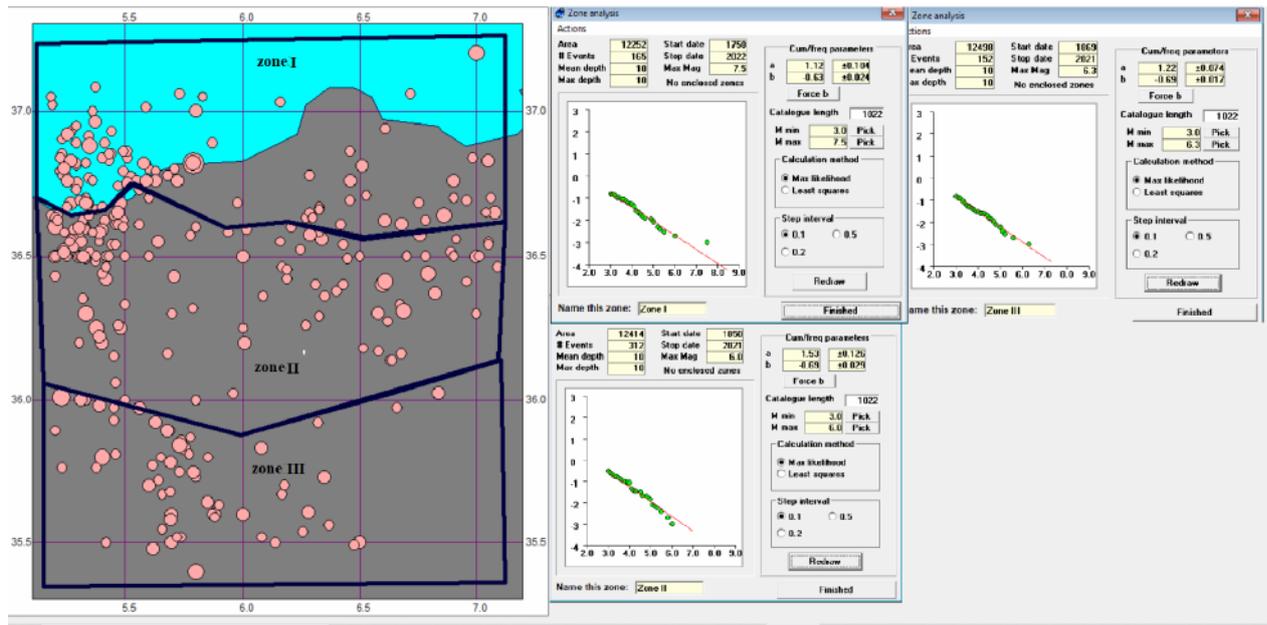


Figure IV.12. Carte de zone sismique (zone I, II et III) et calcul des paramètres de sismicité avec le logiciel Wizmap (M>3.0)(CGS, 2022)

Le littoral Jijel a connu un séisme marquant le 22 août 1856 d'une intensité maximale $I_0=IX$ EMS98. Au siècle passé, Ziama Mansouria a connue des événements sismiques qui ont ébranlé la région respectivement le 6 août 1912 de magnitude $M=5,3$ et d'intensité maximale $I_0=VII$ EMS98 et le 25 février 1968 d'intensité maximale $I_0=VIII$ EMS98. Actuellement, le littoral de Bejaia montre une sismicité importante avec des séismes de magnitudes ≥ 5 sont enregistrés dans le golfe de Béjaïa c'est le cas du séisme du 28 novembre 2012 $m_b=5$ et le séisme du 26 mai 2013 de magnitude ($M_b=5$), les séismes du 18 mars 2021 de magnitudes ($M_w=6$ et $M_b=5,4$) et le séisme du 19 mars 2022 de magnitude ($M_b=5$).

La région de Sétif a connu de forts séismes, un séisme de magnitude (Mb.5.5) survenus le 13 novembre 1957 d'intensité maximale $I_0=VIII$ et le séisme de magnitude (Mb.6.3) ayant branlé les villages de Bir Haddada et Ain Taghrout le 4 septembre 1963.

Dans les Babors, le séisme de Béni-Ouartilane du 10 novembre 2000 de magnitude (M.5.4). Les séismes de Kherrata du 28 juin 1974 de magnitude $M_b=5$ et d'intensité maximale $I_0=V$. Le séisme de Darguinah du 6 août 1912 de magnitude (Mb.5.3) et d'intensité maximale $I_0=VI$, le séisme de Merdja du 2 mars 1924 de magnitude (Mb.5.3) et d'intensité maximale $I_0=VII$, la région de Tizi N'Bechar a connu un séisme de magnitude (Mb.5.3) et d'intensité maximale $I_0=VII$ le 19 juillet 1924.

À l'extrémité sud-ouest de la zone d'étude, le séisme de Mac Mahon (Aïn Touta) en date du 16 mars 1924 de magnitude $M_b=5,6$ et d'intensité maximale $I_0=IX$ MSK.

IV.2.4.4. Modèle de source sismique

Le calcul de l'aléa sismique repose sur la définition des modèles de sources sismiques présentant des caractéristiques sismogéniques homogènes. L'analyse sismotectonique menée à partir de l'exploitation des données géologiques, tectoniques et sismologiques, permet l'indentification des zones de déformation récentes et actuelles associées au champ de contraintes.

Deux types de source sismiques sont définis ici pour le calcul d'aléa sismique à savoir les zones surfaciques et les failles.

Les zones de surface sont définies par des aires représentant des caractéristiques sismogéniques homogènes. Les paramètres d'activité de chaque zone de surface sont calculés sur la base de la sismicité diffuse. Les magnitudes maximales associées à chaque faille sont calculées. Les caractéristiques géométriques et sismogéniques des zones de surface et des failles sont décrites dans ce qui suit.

La sismicité « aléatoire » qui ne peut pas être attribuée aux failles actives, ainsi que les éventuelles failles masquées, seront modélisées en zones sources.

Les failles identifiées actives sont spécifiées en lignes sources qui se caractériseront chacune par sa géométrie ; sa magnitude maximale et sa fréquence.

Les failles sont cartographiées en associant des séismes historiques localisés aux failles néotectoniques présentant des indications en faveur de la tectonique active (Figure 5). Les failles prises en considération dans ce travail sont décrites ci-dessous.

.Modèle de Zone de surface

Les aires à sismicité « diffuse » sont prises en charge et modélisées en zones sources. La carte des zones sismiques est montrée sur la Figure 4 et les paramètres des zones sources sont indiqués sur le tableau 2. Les trois zones définies dans cette étude sont décrites ci-dessous :

A. Zone source d'Offshore-Nord Constantinois (ZI)

La zone source (ZI) est orientée globalement NE-SO et regroupe une partie du bassin algéro-provençal et le littoral et elle est limitée au nord par les failles offshores. Elle est caractérisée par des épencentres au niveau de la baie de Skikda, le littoral de Jijel. Et si, on associe à cette zone le large de Béjaïa ; des magnitudes plus ou moins fortes peuvent être attribuées. On attribue alors à cette zone, une magnitude maximale M_w de 7.

B. Zone source du Sud Constantinois (ZII)

Globalement, ailleurs qu'à Mila, la zone source (ZII) révèle des évidences de déformation tectonique dans les terrains quaternaires et comprend les failles identifiées actives ou probablement actives de Sidi Mérouane, Sud Kabyle, Ain Smara, Djemila, Djebel Youcef et aussi les failles de Tamlouka, Sigus et Sebket Djendli qui ne rentrent pas dans cette étude. L'activité sismique de la zone est surtout attestée par la présence d'une concentration de séismes de magnitudes modérées à fortes à Jijel et à Constantine. C'est aussi la zone qui a enregistré le maximum de sismicité historique avec des séismes de magnitude ($M_s \geq 4.5$).

C. Zone source des Hautes Plaines Constantinoises et de l'Atlas (ZIII)

La zone source (ZIII) de Mila s'associerait aux hautes plaines de Sétif et d'Oum El Bouaghi. À cette échelle, la limite nord de la zone (ZIII) coïncide avec l'Avant fosse miocène et sa limite sud semble coïncider avec l'accident Nord Atlasique (ANA). La zone est caractérisée

par la surrection des terrains anté-néogènes et une sismicité diffuse. Comme l'évaluation de la région de Mila s'étend jusqu'au nord de la zone atlasique (Batna, N'Gaous, Tebessa). Celle-ci s'étend sur une superficie de 8372km² et une magnitude maximale Mw pouvant dépasser 4.9

D. Paramètres de sismicité

Le modèle de Poisson de type Gutenberg-Richter tronqué (G-R) est utilisé pour définir la distribution de la sismicité dans chaque zone sismogénique établie dans le modèle de source. Le calcul des paramètres a et b ($\lambda(M0)$ et β) de la loi de (G-R) est effectué. Les résultats ainsi obtenus sont indiqués dans la figure 4 et dans le tableau 2.

Tableau IV.3 : Paramètres de sismicité (G-R) des zones sismiques proposés dans cette étude à partir du catalogue

Zone	b value	a value	rate (Mw 4.0)	M_max
Zone I	0.63 ± 0.03	1.12±0.10	0.24 (0.4)	7.2(0.4)
			0.27 (0.3)	7.0(0.3)
			0.22 (0.3)	7.4(0.3)
Zone II	0.69±0.025	1.53±0.12	0.30 (0.4)	6.0 (0.4)
			0.33 (0.3)	6.4 (0.3)
			0.38 (0.3)	6.8 (0.3)
Zone III	0.69±0.07	1.22±0.17	0.21 (0.4)	6.3 (0.4)
			0.20 (0.3)	6.7 (0.3)
			0.25 (0.3)	5.2. (0.3)

Tableau IV.4. Les paramètres des failles considérées pour le calcul d'aléa sismique

Failles	Taux Activité	Mécanisme	Profondeur	M max	Taux déplacement	de Paramètre "b"
Ain Smara	0.9	Décrochement	15km	6.80 (0.2)	0.2 (0.1)	0.65 (0.2)
				7.0 (0.6)	0.25(0.4)	0.80 (0.6)
				7.05 (0.2)	2.1 (0.4)	0.95 (0.2)
					3.0 (0.1)	
Front nappes constantinois	0.8	Inverse	15 km	6.5 (0.4)	0.3 (0.3)	0.65 (0.2)
				6.8 (0.5)	0.5 (0.5)	0.80 (0.6)
				7.0 (0.1)	1.2 (0.2)	0.95 (0.2)
Sud Kabyle	0.8	Décrochement	15km	6.5 (0.3)	0.2 (0.2)	0.65 (0.2)
				6.8 (0.4)	0.5 (0.6)	0.80 (0.6)
				7.0 (0.2)	2.0 (0.2)	0.95 (0.2)
				7.2 (0.1)		
Temlouka	0.9	Inverse	15km	6.0 (0.3)	0.2 (0.3)	0.65 (0.2)
				6.40(0.5)	0.4 (0.3)	0.80 (0.6)
				6.75(0.2)	0.8 (0.2)	0.95 (0.2)
					1.2 (0.2)	
Sigus	1.0	Inverse	15km	6.75 (0.3)	1.0(0.3)	0.65 (0.2)
				7.0 (0.5)	1.6(0.4)	0.80 (0.6)
				7.75(0.2)	2.2 (0.3)	0.95 (0.2)
		inverse	15 km	6.0 (0.3)	0.1 (0.14)	0.65 (0.2)

Djebel	1.0			6.4 (0.5)	0.3 (0.42)	0.80 (0.6)
Youcef				6.80 (0.2)	0.5 (0.14)	0.95 (0.2)
					0.7 (0.06)	
					2. (0.18)	
					3.5 (0.06)	
Nord Djemila	1.0	inverse	15 km	6.5 (0.3)	0.1 (0.14)	0.65 (0.2)
				6.7 (0.5)	0.3 (0.42)	0.80 (0.6)
				7.0 (0.2)	0.5 (0.14)	0.95 (0.2)
					0.7 (0.06)	
					1. (0.18)	
					1.4 (0.06)	

IV.2.5. Estimation de l'aléa

L'estimation de l'aléa sismique en un lieu donné correspond au calcul de nombre de secousses sismiques, leurs ampieurs, ainsi que leurs périodes de retour dites aussi périodes de récurrences. La période de retour est le temps entre deux séismes majeurs (voir partie I).

Dans certains cas d'évaluation, on applique l'approche déterministe qui consiste à déterminer la valeur maximale de l'accélération du sol en un site donné (ponctuel). Cependant cette valeur peut être identique pour plusieurs sites à l'échelle plus vaste. Par exemple la valeur de l'accélération d'une secousse peut être fréquente et aurait lieu fréquemment tous les 10 ans pour un premier site alors qu'elle serait rare et aurait lieu tous les 1000 ans pour un autre site. On est amené alors à estimer la probabilité de la secousse et prendre en compte cette fréquence, on parle alors de l'approche probabiliste qui devient indispensable dans les cas des grands séismes et nécessite de déterminer :

i) les paramètres de tous les évènements sismiques (localisation, magnitude, fréquence),

- ii) l'atténuation des ondes entre les séismes et le site étudié,
- iii) intégration des effets de la topographie et les potentiels effets de site tel que la résonance et l'amplification locale suite au mouvement du sol au niveau d'un bassin sédimentaire ou une topographie accentuée.
- iv) calculer les paramètres de la secousse et leur fréquence au site.

IV.2.5.1. Concept.

Dans le code parasismique algérien, l'accélération au sol (PGA) est le paramètre adopté dans la cartographie de l'aléa et il est exprimé par le taux annuel de dépassement pour une accélération au sol. Le paramètre est calculé selon la formule :

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

λ_{A^*} est le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à la magnitude minimale choisie M_{min} , pour la zone source i .

$f_{M_i}(m)$ et $f_{R_i}(r)$ sont les fonctions de densité de probabilité en magnitude et distance de la source i , elles sont supposées indépendantes.

$P[A > A^* | m, r]$ est la probabilité qu'un tremblement de terre de magnitude m à la distance r du site engendre une accélération supérieure à A^* , cette probabilité est déterminée à partir de la relation d'atténuation .

N est le nombre de zones sources.

Le programme utilisé dans les calculs renforçant le règlement parasismique algérien (RPA) est HAZARD (Geomatrix, 1993). Le programme calcule l'aléa selon la méthode de Cornell-Mc Guire et dont sont intégrées les équations de prédiction (GMPEs). Ce sont les trois lois d'atténuation (Akkar et al., 2013 ; Boore et al., 2014 ; Laouami et al., 2018) comme il est accommodé à la sismicité, les modèles de sources sismiques (CGS, 2023). Ce qui renforce son ajustement au calcul des paramètres du sol algérien et à procéder à la désagrégation et à choisir un scénario moyen de l'aléa ainsi que le spectre de réponse de type UHS (Uniform Hazard Spectrum) et CMS (T) (Conditionnel Mean Spectrum) pour une structure de période T .

IV.2.5.2. Sélection des lois d'atténuation (Ground Motion Prédiction Equation (GMPE))

Trois lois d'atténuations (équation de prédiction du mouvement fort, GMPEs) sont utilisées dans cette étude pour le calcul d'aléa sismique en termes d'accélération (PGA, et PSA). Deux modèles, Akkar et al (2013) et Laouami et al (2019), sont des modèles régionaux qui ont été élaborés spécifiquement pour l'Europe, le moyen orient et la région méditerranéenne (Akkar et al.2014) dont les données sont essentiellement les enregistrements dans ces régions, tandis que la troisième loi, Boore et al. (2013) est basée sur les données mondiales (base de données PEER).

Le tableau 15 résume les équations de trois lois avec leurs caractéristiques et domaine de validité.

A. Équation de Laouami et al. (2018)

Cette équation a été développée récemment sur la base d'une base de données contenant 1391 enregistrements et 153 séismes de type crustal avec plus de 700 signaux enregistrés en Algérie et le reste dans la région euro-méditerranéenne, ce qui justifie largement son emploi dans le contexte algérien. La distance prise est la distance hypo-centrale. Le mécanisme inverse qui correspond à la majorité des séismes algériens a été utilisé. L'effet de site dans cette loi est pris en compte en fonction du type de sol (Site Rocher, sol ferme et sol meuble).

B. Équation d'Akkar et al. (2014)

Cette loi permet de prédire les valeurs moyennes géométriques des composantes horizontales de l'accélération maximale PGA, la vitesse maximale PGV et les accélérations spectrales PSA(T) pour les périodes allant de 0.01s jusqu'à 4s. Elle a été développée à partir de la base de données RESCORCE élaborée dans le cadre du projet SIGMA. Cette base de données est composée de 1041 enregistrements de 221 séismes ayant une magnitude comprise entre 4.0 et 7.6 et des distances inférieures à 200 km. Cette loi prend en compte plusieurs types de sol (en fonction de la vitesse des ondes de cisaillement reliée au paramètre Vs30) et les principaux types de mécanisme au foyer (i.e. inverse, décrochement et normal). La distance est définie par la distance R_{jb} (distance minimale du site jusqu'à la surface de rupture) Le modèle d'Akkar a été utilisé dans plusieurs études d'aléa sismique récentes dans le nord-africain (Gherboudj et al, 2019, Poggi et al. 2020, Ksentini et al, 2014).

C. Équation de Boore et al. (2013)

Cette équation est développée à partir de la base de données PEER NGA-West2. Elle permet de prédire l'accélération maximale PGA et les accélérations spectrales PSA pour les périodes allant jusqu'à 10 s. La banque de données contient les événements de magnitude Mw comprises entre 3.0 et 8.5 (jusqu'à 7.5 pour les mécanismes normaux) et des distances jusqu'à 400 km. Ce modèle est une mise à jour de l'équation de *Boore et Atkinson (2008)* avec introduction de termes optionnels pour prendre en compte la profondeur du bassin sédimentaire $Z1.0$ (effet du site 2D) en plus de la vitesse de cisaillement $Vs30$ (linéaire et non linéaire).

Tableau IV.5 - Caractéristiques des équations de prédiction sélectionnées.

Modèle	Database	Mag	M intervalle	Distance	Ecart des périodes	Classificatio n des sols	Mécanisme de faille
Akkaretal.2013	Europe Moyen orient et région méditerranéenne	Mw	5.0- 7.6	R jb	0.01-4.0s	Fonction continue de $Vs30m/s.$	N, R, S
Boore et al. 2014	Worldwide	Mw	4.2- 7.9	R jb	0.01-10.0s	Fonction continue de $Vs30m/s.$	N, R, S
Laouami et al.2018	Algérie et Euro- Méditerranéenne	Mw	3.0 – 7.4	R hyp o	0.02-4.0s	$Vs30 < 360.$ meuble $360 \leq Vs30 < 760$ Ferme	R

IV.2.5.3. Traitement des incertitudes et élaboration de l'arbre logique

Deux types d'incertitudes existent dans tout calcul d'aléa sismique ; aléatoire et épistémique. Les incertitudes aléatoires sont liées directement au calcul du mouvement sismique avec l'hypothèse d'une distribution du mouvement fort selon la loi normale autour de la valeur moyenne calculée par la loi d'atténuation pour chaque couple magnitude-distance (M et R). Par ailleurs, la prise en compte des incertitudes épistémiques liées au modèle sismotectonique et au choix de l'équation GMPE peut être faite à travers l'arbre logique.

La Figure IV.13 illustre l'arbre logique adopté dans cette étude. Chaque branche dans l'arbre logique représente un choix du modèle de calcul. Un poids est attribué à chaque branche représentant le niveau de confiance relatif par rapport aux autres branches. Les paramètres d'activité de chaque modèle de source sismique sont ensuite intégrés dans l'arbre logique à savoir la magnitude maximale, taux de glissement (période de retour) et la valeur b (beta) de la loi de Gutenberg-Richter. Enfin, l'incertitude liée au choix d'une loi d'atténuation est considérée, un poids de 0.3 est attribué à chacune des deux équations de *Akkar et al. 2014* et de *Boore et al. 2013* un poids de 0.4 est attribué à l'équation de *Laouami (2018)* élaborée sur la base des données des séismes algériens.

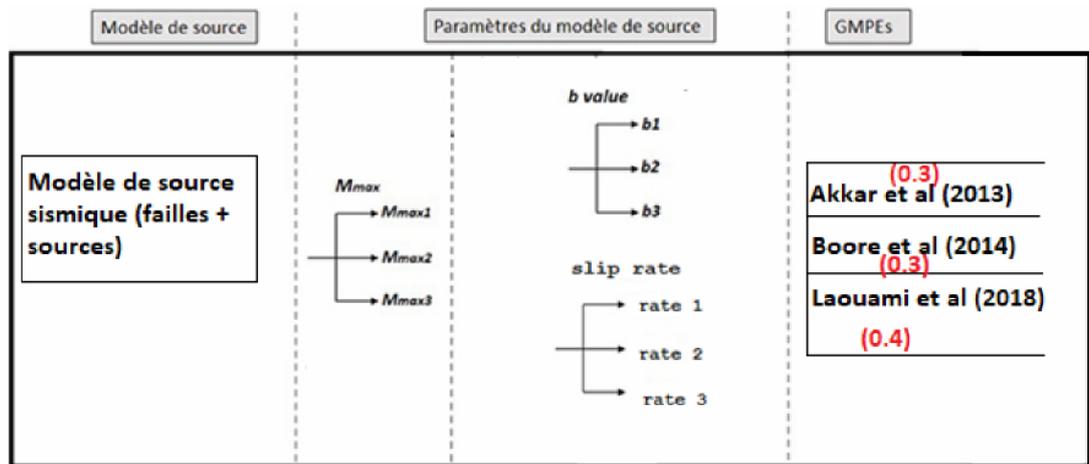


Figure IV.13 : Arbre logique pour le calcul d'aléa sismique

IV.2.5.4. Résultats et discussion

Les résultats du calcul probabiliste d'aléa sismique sont présentés sous forme spectres de réponse et de courbes en iso- accélération maximale en surface (PGA) de région d'étude et cela pour une période de retour de 475 ans.

A. Courbe d'aléa sismique

Le tableau montre la courbe représente les probabilités annuelles de dépassement pour chaque niveau d'accélération. Les valeurs de PGA sont obtenues pour une probabilité de dépassement de 10 en 50% (période de retour de 475 ans). Par exemple on peut lire du graphe la valeur d'accélération du PGA qui correspond 0.002 à l'inverse de la période de retour de 475 ans). La figure IV.14 montre des exemples de courbes d'aléa sismique ainsi que la dispersion des valeurs moyennes. Cette dispersion est due directement aux différents modèles introduits dans l'arbre logique qui tient compte de l'incertitude épistémique.

Tableau IV.6 : Exemple de - les valeurs de PGA pour une probabilité de 10% en 50 ans (période de retour de 475 ans) (CGS, 2023)

Site	PGA (% g)
Mila •	0.23
Chelghoum Laid	0.20
Ferdjioua	0.24
Grarem Gouga	0.28
Oued Endja	0.22
Terrai Bainen	0.27
Tassadane Haddada	0.22
Aïn Beida Harriche •	0.25
Sidi Merouane	0.27
Teleghma •	0.23
Tadjenanet	0.18

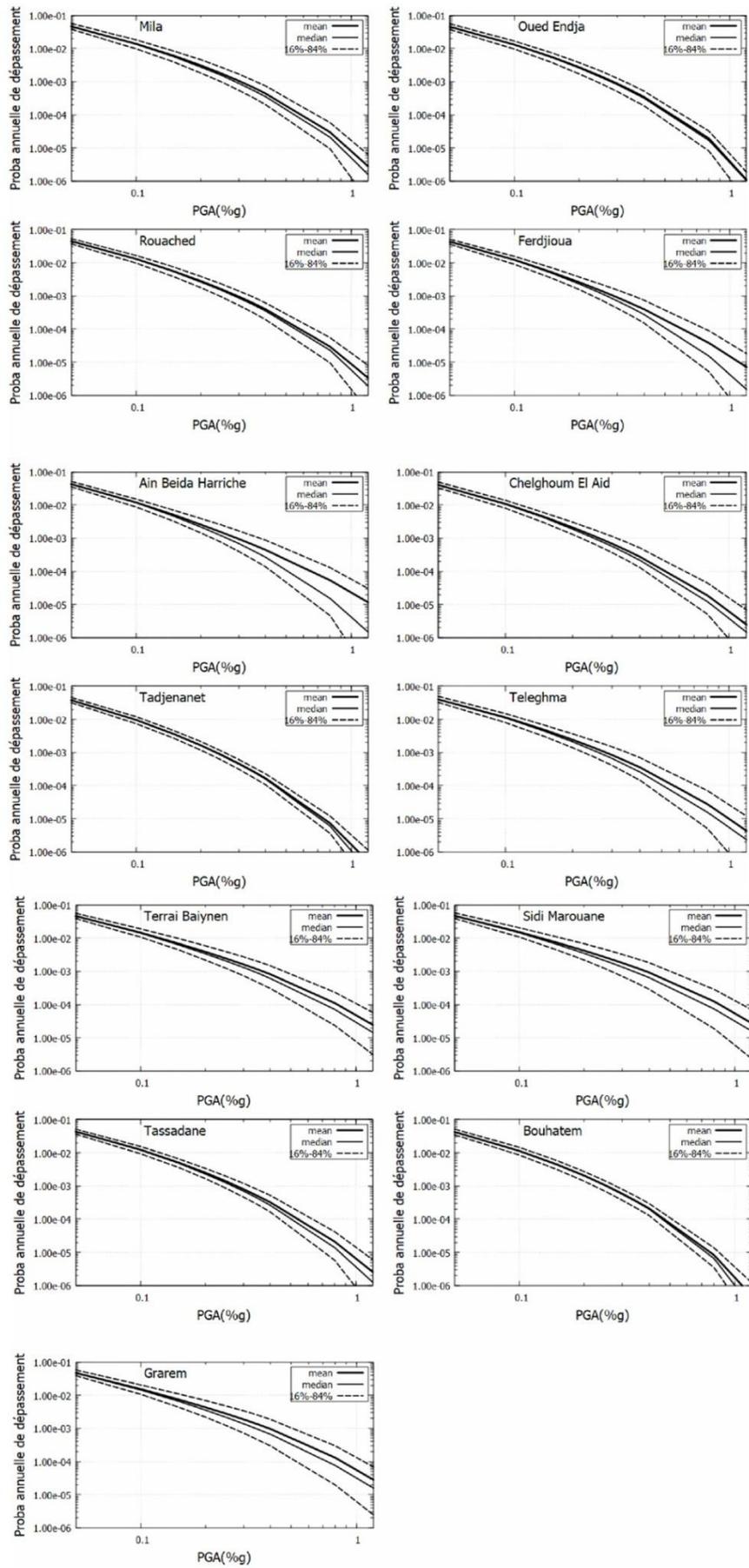


Figure IV.14 : Exemples des Courbes d'aléa sismique (CGS, 2023).

B. Spectre de réponse (Spectre à risque uniforme, UHS)

Le spectre de réponse issu directement des résultats du calcul PSHA est appelé spectre à risque uniforme (en anglais : Uniform Hazard Spectrum, UHS).

Chaque accélération spectrale (pour une période T) correspond à la valeur d'aléa sismique pour la même période de retour (ex : 475 ans). Trois spectres de réponse pour une période de retour de 475 ans sont calculés et présentés dans la figure (IV.15) correspondants aux trois zones délimitées dans la carte d'iso accélération (figure IV.16). Ils sont calculés au rocher ($V_{s30} = 800$ m/s). Le tableau 6 récapitule les valeurs numériques d'accélération spectrales $PSA(T)$ pour chaque zone délimitée.

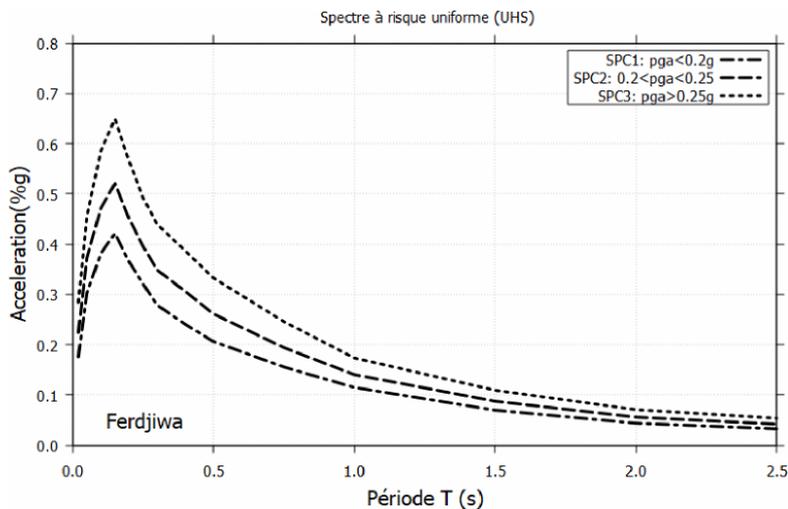


Figure IV.15 - Spectre de réponse (UHS) pour un site rocheux ($V_{s30} = 800$ m/s).

Tableau IV.7 : Spectre de réponse

Période T (s)	SPC1 (pga< 0.2g)	SPC2 (pga < 0.25g)	SPC3 (pga > 0.25g)
0.20000E-01	0.165	0.224	0.284
0.50000E-01	0.28338	0.37182	0.45430
0.10000	0.35912	0.47147	0.58555
0.15000	0.3898 1	0.52053	0.64878
0.20000	0.33112	0.45057	0.56549
0.25000	0.28677	0.39527	0.49194
0.30000	0.24307	0.34834	0.43925
0.40000	0.207 16	0.30579	0.38636
0.50000	0.17675	0.261 12	0.33245
0.75000	0.13333	0.19407	0.24579
1.0000	0.99903E-01	0.14020	0.17355
1.5000	0.58887E-01	0.87323E-01	0.10922
2.0000	0.35069E-01	0.55803E-01	0.70694E-01
3.0000	0.17777E-01	0.27925E-01	0.36338E-01

IV.2.5.5. Carte de l'Aléa

Principe

La carte d'aléa sismique selon l'approche probabiliste est le mode de représentation le plus largement répandu à travers le monde. Elle est établie en calculant l'aléa sismique pour toute la région d'étude selon une maille de 10x10 km. Le paramètre le plus utilisé est le pic d'accélération ; mais la vitesse, le déplacement ou l'intensité d'Arias peuvent également caractériser le mouvement

La quantité cartographiée est la valeur moyenne de l'amplitude du mouvement du sol (PGA) associée aux périodes de retour 100, 200, et 500 (475) ans. Comme pour tout résultat issu d'une succession de lois et d'ajustements liés aux incertitudes sur les différents modèles d'atténuation et sur les différents paramètres de sources sismique, une erreur est associée à ces courbes. Les

résultats sont représentés par la courbe moyenne, les courbes à 85%, 50% et 15%.

Trois étapes préliminaires sont nécessaires :

- identifier les sources sismiques (lignes sources et zones sources) dans la région d'étude ;
- modéliser une courbe de récurrence à partir du catalogue de sismicité dans chaque zone source. Cette fonction de récurrence décrit les magnitudes éventuelles et leurs taux annuels de survenance ;
- choisir une relation d'atténuation du mouvement du sol adaptée à la région d'étude. Pour un scénario donné (magnitude et distance), elle fournit une fonction de densité de probabilité de l'accélération générée au site.

Les taux annuels de dépassement d'une série d'accélération considérées, sont calculés et une fonction d'aléa est obtenue au site. La période de retour est l'inverse du taux annuel ; en pratique on se réfère le plus souvent à la période de retour plutôt qu'au taux annuel (il est plus facile de parler d'une période de retour de 100.00 ans plutôt que d'un taux annuel de 0.0001). Les résultats des évaluations probabilistes se présentent en général en termes d'accélération correspondant à des périodes de retour précises (100, 200, 500, 1000 ans).

L'aléa sismique probabiliste est défini comme la probabilité que différents niveaux de mouvements du sol puissent être dépassés sur un site donné durant une période de temps donnée. Suivant l'approche développée par Cornell (1968), il est communément admis que l'occurrence des principaux chocs sismiques peut être représentée par un processus Poissonien. En assumant l'indépendance entre les mouvements du sol produits par ces séismes, l'occurrence des mouvements sismiques sur un site qui peut être aussi représentée par un processus Poissonien.

Ces termes peuvent être estimés directement à partir de la sismicité historique ou en utilisant le taux de glissement de la faille d'après la relation de Youngs et Coppersmith (1985). Les paramètres des sources sismiques (zones sources et lignes sources) intégrés dans le calcul de l'aléa sismique de la région d'étude sont résumés dans deux tableaux.

IV.2.5.6. Carte d'Aléa de la région d'étude

L'aléa sismique de la région d'étude est calculé en termes de g (valeurs de l'accélération maximale au sol). Les courbes d'aléa sont calculées pour une période de retour de 500 (475) ans et présentée sous le PGA (Fig. IV16). Les valeurs d'accélération sismiques obtenues en se basant sur les failles, modélisées comme étant des lignes sources et des zones sources pour considérer toute la sismicité diffuse qui ne peut être affectée à aucune des failles actives définies dans le secteur d'étude ; sont nettement plus élevées : 0.46g pour la période de retour de 500 ans au niveau de la ville de Constantine et les valeurs les plus élevées d'accélération dans la Wilaya de Constantine sont de 0.52g dans la commune de Ain Smara.

Des exemples de calcul d'aléa sismique réalisés sur un maillage de 10 km pour plus d'une centaine de sites dans le bassin de Mila après le séisme de 2020. Les résultats obtenus en termes de PGA pour une période de retour de 475 ans (10% en 560 ans) ont permis d'établir une carte d'iso accélérations (Figure IV. 16). Trois zones sont délimitées en fonction du niveau d'accélération.

L'aléa sismique de Constantine est calculé en termes de g (valeurs de l'accélération maximale au sol). Les courbes d'aléa sont calculées pour une période de retour de 500 ans et présentée sous le PGA (Fig. IV.16). Les valeurs d'accélération sismiques obtenues en se basant sur les failles, modélisées comme étant des lignes sources et des zones sources pour considérer toute la sismicité diffuse qui ne peut être affectée à aucune des failles actives définies dans le secteur d'étude ; sont nettement plus élevées : 0.46g pour la période de retour de 500 ans au niveau de la ville de Constantine et les valeurs les plus élevées d'accélération sont de 0.52g attribuées à Ain Smara.

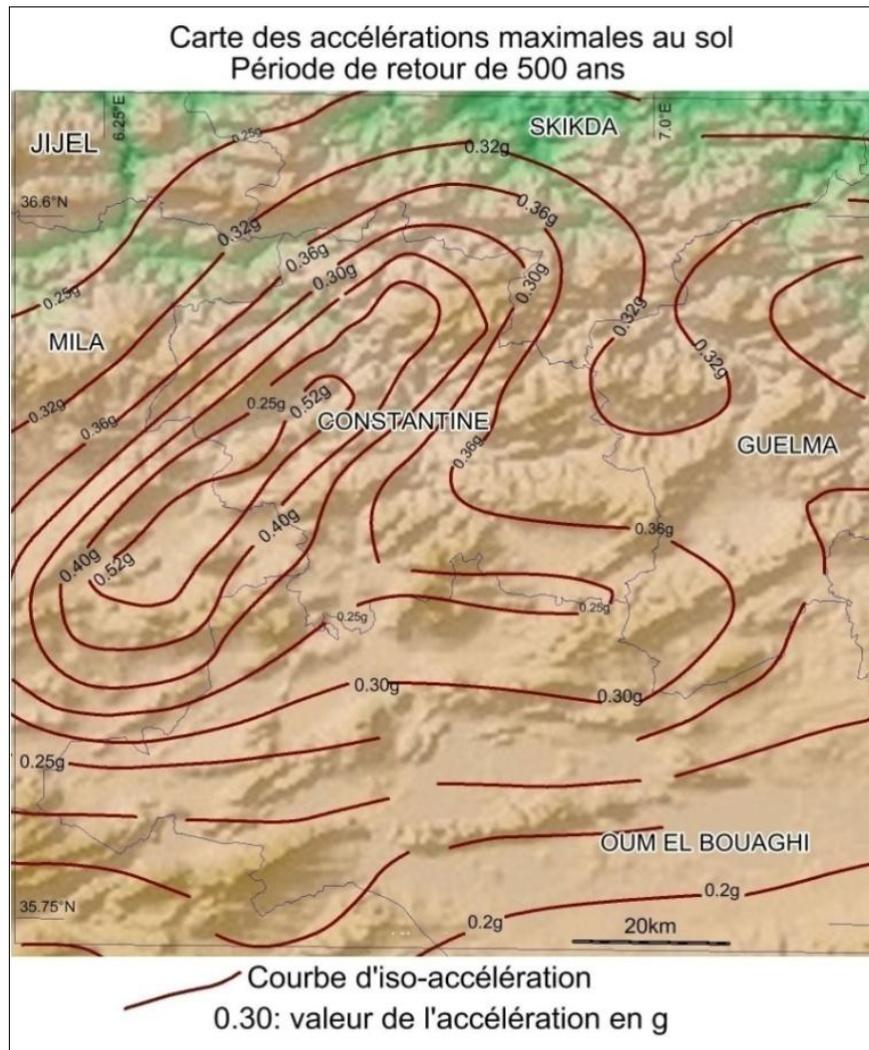


Figure IV.16 : Carte des accélérations maximales au sol pour la période de retour de 475ans (10% en 50 ans) [$p_{ga} > 0.25g$], zone 2 ($0.20 < p_{ga} < 0.25g$) et la zone 1 ($p_{ga} < 0.2g$)]. (CGS, 2022)

Conclusion

Les séismes enregistrés durant la période instrumentale, sont superficiels et de magnitude faible à modéré. Mis à part le séisme de Constantine de 1985, le plus fort séisme et au moins 04 d'autres séismes d'intensité maximale VIII EMS Constantine. Et d'autres séismes historiques ont généré des intensités maximales de l'ordre de VIII à certains endroits. Le séisme marin le plus connu reste celui de Djidjeli du 22 août 1856, d'intensité VIII sur l'échelle EMS. Et on note l'événement localisé au Nord de Skikda du 19 septembre 1935, d'intensité VI EMS et de magnitude $M_s = 4.9$.

La région de Constantine est jalonnée de structures actives que nous avons modélisées en zones et lignes sources sismiques. Les trois zones sont : la zone nord-constantinoise, la zone sud-constantinoise et la zone des hautes plaines constantinoises. Les lignes sources potentiellement sismiques correspondraient aux failles d'Ain Smara qui a généré le séisme du 27 Octobre 1985 et la ligne source d'El Kantour ou le front de nappes situé au Sud de Skikda et à 22Km au NE de Constantine.

Synthétiser le principe de l'aléa sismique selon l'approche probabiliste appliqué dans les études du risque sismique dans notre pays.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de thèse s'est inscrit dans le cadre d'un accord entre l'Université Ferhat Abbas de Sétif, le MESRS et le CGS. Cette thèse a bénéficié des projets de recherches inscrits au CGS-MHUV portant sur la tectonique active du Constantinois, dont l'objectif était la contribution dans l'évaluation de l'aléa sismique.

Dans un premier temps, nous avons établi une synthèse et un état de l'art des connaissances sur l'aléa sismique et la géodynamique en Méditerranée occidentale ainsi qu'un résumé de la géologie nord-algérienne et avons mis l'accent sur la géologie du Constantinois. Cette synthèse a permis de se familiariser principalement avec les notions utilisées en aléa sismique « seismic hazard » afin d'établir à la fin de ce travail une correcte évaluation de l'aléa sismique de la région d'étude. Nous avons vu l'importance des paramètres géométriques des accidents tectoniques (longueur, largeur, pendage, jeu...) dans la détermination de la force du tremblement de terre, et de sa magnitude du moment qui est donnée par différentes lois empiriques.

Nous avons étudié les failles néotectoniques et nous suggérons qu'elles sont héritées de la tectonique alpine. En effet, le pendage relativement fort des failles inverses algériennes plaide en faveur d'une reprise par inversion des failles normales, formées lors de la formation des bassins néogènes. Leurs tracés marquent certains reliefs, guident ou influencent le système hydrographique durant le Quaternaire, ce qui plaide en faveur de leur activité actuelle.

La géomorphologie à travers des analyses photogéologiques (analyse linéamentaire), morphotectoniques et hydrographiques a été d'un apport considérable dans la mise en évidence et l'identification des structures tectoniques récentes ou actuelles. Nous avons vu que les reliefs ne sont préservés que si le taux d'érosion est inférieur à taux de soulèvement tectonique, d'où l'attribution du caractère actif à ces structures tectoniques.

L'analyse néotectoniques des failles bordières de direction, le plus souvent atlasique (NE-SW à ENE-WSW), a bénéficié surtout des prospections géologiques de différents sites où nous avons réalisé des coupes géologiques au niveau de différentes stations d'investigation, quand les conditions d'accès le permettaient.

Nous avons discuté de la mise en évidence de la Faille Nord Telaghma (FNT). Le versant sud du Djebel Toukouia est cisailé par une faille séparant le Néogène du Quaternaire. Les traces

d'activité récente pliocène et quaternaire de cette faille, se manifestent par des structures néotectoniques identifiées tels que les escarpements morphotectoniques dans les terrains pliocènes, les forts pendages des couches miocènes et pliocènes et un réseau de failles N-S normales. Les expressions tectoniques et néotectoniques de cette Faille se manifestent par de la gouge de faille, des miroirs de faille, des formations fortement inclinées et des alluvions quaternaires décalées.

Nous avons rapporté aussi dans cette étude les remarquables escarpements façonnant les massifs du Néritique constantinois. Comme par exemple les escarpements qui caractérisent le versant nord de Maziout, alignés NE-SW dans la même direction que ceux de Felten. Plusieurs autres structures morphotectoniques existent dans la direction NE-SW et sur une longueur à plus de 2 à 3Km de longueur le long de ces structures. En effet, la morphologie en escarpement affirme de l'existence d'une faille tectonique et de son activité durant le Quaternaire.

Par la suite, on s'est consacré à une analyse fine de la sismicité du Constantinois, dont l'évènement récent de 1985 qui avait atteint une magnitude de 6 suite à la rupture de la faille d'Ain Smara près d'El Heria et avait ébranlé tout le Constantinois.

L'analyse de l'aléa sismique du Constantinois, s'est faite après avoir défini toutes les structures potentiellement actives de la région, à l'instar des failles sismiques Sud-Kabyle, d'Ain Smara, de Tamlouka, de Sigus, Nord Djemila, de Djebel Youcef, de Sebhket Djendli et offshore. Nous avons modélisé toutes ces lignes sources actives, après avoir déterminé leur géométrie (pendage, longueur, orientation...).

Au final, nous avons pu réaliser une estimation de l'Aléa sismique probabiliste du Constantinois qui s'est basé sur l'analyse de la Carte de sismicité historique et la Carte des intensités historiques maximales et une Sélection des lois d'atténuation (Ground Motion Prédiction Equation), que ce soit algérienne (Laouami et al., 2018) ou étrangères (Akkar et al. 2014 ; Boore et al. 2013). Des courbes d'aléa sismique représentant les probabilités annuelles de dépassement pour chaque niveau d'accélération ont été déterminées.

Pour ce qui est du Spectre de réponse, nous avons fait en sorte que chaque accélération spectrale (pour une période T, ou fréquence) correspond à la valeur d'aléa sismique pour la même période de retour (ex : 475 ans, période de retour des séismes qui concerne les constructions courantes).

Enfin et pour clore cette thèse, le travail a été complété par l'établissement d'une carte d'aléa sismique de la région d'étude sur la base des données analysées auparavant et présentée sous forme de courbes d'iso-valeurs en accélérations sismique, pour la période de retour standard de 475 ans, matérialisant la probabilité de non dépassement de 90 % pour une durée de vie de cinquante ans.

En perspective, le projet réalisé doit faire l'objet d'un travail supplémentaire afin d'affiner et de compléter les résultats obtenus, en particulier l'analyse fine de la déformation, et ce, par la réalisation de tranchées perpendiculaires aux failles reconnues actives et des études paléosismologiques accompagnées de datations au carbone 14 des différents événements sismiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abacha I., (2015). Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Ph.D. Thesis, Université Ferhat Abbas Sétif 1, Sétif, 235 p.
- Abacha I. and Yelles-Chaouche, A., (2019). Overview of recent seismic activity in northeastern Algeria. Proceedings of the 1st Springer Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG-1), On Significant Applications of Geophysical Methods. Sousse, Nov. 12– 15, p. 203–206. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01656-2_46
- Abrahamson N. A., and Silva W. J., (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1), 94–127.
- Akkar S., Sandikaya M. A., Bommer J. (2013). Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of earthquake engineering* 12 (1), 359-387
- Aki, K., and Richards, P. G. (2002). *Quantitative Seismology*. University Science Books.
- Aki K. Richards P.G., (1980). *Quantitative Seismology, Volume 1*, W. H. Freeman, San Francisco, 512 pp.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11), 6140-6148.
- Aki, K. (1956). A probabilistic study of the earthquake faulting. *Journal of the Physical Society of Japan*, 11(8), 423–431. <https://doi.org/10.1143/JPSJ.11.423>
- Allen, C. R. (1968). The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. *Proceedings of the Conference on Geophysical Monograph*, 14, 70-80.
- Ambraseys N., and Vogt J., (1988). Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthq. Eng.* 3 (1988) 16–29.
- Ambraseys N. N. and Bommer J. J. (1991). The attenuation of ground accelerations in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 20(12), 1179–1202.
- Ambraseys N. N., and Bommer J. J. (1992). On the attenuation of ground accelerations in Europe. Pages 675–678 of: *Proceedings of Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, vol. 2.
- Ambraseys N. N., J. Douglas, S. K. Sarma and P. M. SMIT (2005). Equations for the Estimation of Strong Ground Motions from Shallow Crustal Earthquakes Using Data from Europe and the Middle East: Horizontal Peak Ground Acceleration and Spectral Acceleration. *Bulletin of Earthquake Engineering* 3:1–53.
- Amireche H., (2001). L'eau, le substrat, la tectonique et l'anthropisation dans les phénomènes érosifs du Tell Nord Constantinois (Algérie). Thèse doctorat, Univ. Mentouri Constantine, 226 p.

Anderson, J. G. (1979). Estimating the seismicity from geological structures for seismic risk studies. *BSSA* ., 69, 135-158.

Anderson, J. G. et Jackson. J. (1987). Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys.J.R. astr. Soc.*, 91, 937-983.

Anderson, J. G. and Trifunac, M.D. (1977). “On uniform Risk Functionals Which Describe Strong Earthquake Ground Motion: Definition, Numerical Estimation, and an Application to the Fourier Amplitude Spectrum of Acceleration”, Report CE 77-02, University of Southern California, Los Angeles, U.S.A.

Altamimi, Z., Collilieux, X., & Métivier, L. (2007). ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9), B09401. <https://doi.org/10.1029/2007JB004949>

Altamimi Z., Collilieux X., and Métivier L., (2011). ITRF2010: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth science applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B10), B09401. <https://doi.org/10.1029/2011JB008930>

Andrieux J., Frizon de Lamotte D., Braud J., (1989). A structural scheme for the Western Mediterranean area in Jurassic and early Cretaceous times. *Geodin. Acta* 3/5, 5– 15.

Aoudia, A., F. Vaccari, P., Suhadolc and M. Meghraoui, M., (2000). Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *Journal of Seismology* (2000) 4, 79-98

Aris, Y., (1994). Etude tectonique et microtectonique des séries Jurassiques à Plioquaternaires du Constantinois central (Algérie Nord-Oriental) : caractérisation des différentes phases de déformation. Thèse de doctorat. Univ. Nancy, pp. 1-31

Aris Y., Coiffait P.E., and Guiraud M., (1998). Characterisation of Mesozoic–Cenozoic deformations and palaeostress fields in the Central Constantinois, northeast Algeria. *Tectonophysics*, 290, 59–85.

Argus D.F., Gordon R.G., de De Mets C.R., Stein S., (1989). Closure of the Africa–Eurasia–North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *J. Geophys. Res.* 94 (1989) 5582–5602.

Argus, D. F., and Gordon, R. G., (1991). Current plate motions relative to the hotspots incorporating the Earth's topography and bathymetry. *Geophysical Journal International*, 104(3), 543–558. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb05567.x>

Argus D. F, Gordon R. G. (2001). Present tectonic motion across the coast ranges and san andreas fault system in central california. *Geological Society of America Bulletin*,113(12) :1580–1592. xxiv, 184, 185, 193

Auzende J.-M., Bonnin J., Olivet J.-L., (1975). La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bull. Soc. géol. France* XVII (4) (1975) 486–495.

Ayadi, A., and Bezzeghoud, M., (2015), Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum Observed Intensity Map (MOI 2014). *Seismological Research Letter*, 86(1), <http://srl.geoscienceworld.org/content/86/1/236.full>.

Ayadi A., et al. (2008). The 2003 Boumerdès (Algeria) earthquake: Preliminary investigation and seismotectonic implications." *Tectonophysics*, 407(1-2), 21-36.

Bard P.Y. (1998). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation. *Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan.

Barka A. (1996). Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939–1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(5), 1238-1254.

Beldjoudi H., (2011) Etude de la sismicité du nord algérien. Thèse de Doctorat en Géophysique. Faculte des sciences de la nature et de la vie et sciences de la terre et de l'univers. Univ. Abou Bekr Belkaid Tlemcen

Belhaï (1996). Évolution tectonique de la zone ouest algéroise (Ténes- Chenoua). Approche stratigraphique et structurale. Thèse de Doctorat USTHB, Alger.

Blès J. L. and Fleury J., (1970). La structure tectonique des régions montagneuses en Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 12(1), 95–104.

Belabbès S., Wicks C., Çakir Z., Meghraoui M. (2009). Rupture parameters of the 2003 Zemmouri (Mw 6.8), Algeria, earthquake from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, coastal uplift, and GPS. *J Geophys Res* 114:B03406. <https://doi.org/10.1029/2008JB005912>

Benabbas C., (2004). Apport de la morpho-géologie dans la connaissance de la néotectonique et du risque sismique dans la région de Constantine. *Bull. SC. Géog. N°14*; pp 14-18. Alger.

Benabbas C., (2006). Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie Nord orientale: apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de doctorat. Univ. Constantine. 256p

Benedetti L., Finkel R., Papanastassiou D., King G., Armijo R., Ryerson F., Farber D., Flerit F., (2002). Post glacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: Evidence for non periodic earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 29, (8), 87–1-87-4 (2002)

Benedetti L., Tapponnier P., C.P. King-Geoffrey, B. Meyer-Bertrand, I. Manighetti, "Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, Northern Italy", *J. Geophys.* 105. B1, 739–766 (2000).

Bendjama H., Boulahia O., I. Abacha I., Yelles-Chaouche A., Rahmani S.T., et K. Roubeche K., (2022). Étude de la séquence des répliques du séisme D'El Kantour (MW 5,3) du 22 Novembre 2020. 2^{ème} édition Sém. Géorisques

Benfedda A., Serkhane A., Bouhadad Y., Slimani A., Abbouda M., Bourenane H. (2021), The main events of the July–August 2020 Mila (NE Algeria) seismic sequence and the triggered landslides, *Arabian Journal of Geosciences* (2021) 14:1894, <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08301-x>

- Benhallou H. (1985). Les Catastrophes Séismiques de la Région d'Echéliiff dans le contexte de la Séismicité Historique de l'Algérie. Alger, IST-USTHB: Thèse de Doctorat Es- Sciences; 294 pp.
- Benouar D., (1994). Material for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century. *Annali di geofisica*, XXXVII, N4., pp. 860.
- Benouar D., (1994). The Melouza earthquake of 21 February 1960, Seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century, *Ann. Geofis.* 37(4). 862 pp.
- Benouar D., Aoudia A.; Maouche S. and Meghraoui M.,(1996). The August 1994 Mascara (Algeria) earthquake. A quick look report, *terra nova*, n° 6, 6, 634-637.
- Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sebai, A., Ait Messaoud, A., Mokrane, A and Benhallou H., (1996). Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum observed intensities (MOI), *Avances en Geofisica y Geodesia 1*, ano 1, , Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico National España, 107-114.
- Biju-Duval B., Kienast J. R., and Morel J. (1976). *Tectonique et géologie de la chaîne de l'Atlas au Maroc. Bulletin de la Société Géologique de France*, 18(1), 95–104.
- Boore D.M and Boatwright J., (1984). Average body-wave radiation coefficients. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 1615–1621
- Boore D. M., Stewart J. P., Sayhane E. and Atkinson G. M., (2014), NGA-West 2 equation for predictiong PGA, PGV and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes, *EarthquakeSpectra*. Vol 30, p 1057-1085
- Boudiaf A., (1996). Etudes sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie: utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives. Contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. *Doct. Thesis Univ. Montpellier II, France.*, pp. 274.
- Boudiaf A., Ritz J.F, Philip H.,(1998). "Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria," *Terra Nova* 10, 236–244 (1998).
- Boudiaf A., Phillip H., Coutelle A., Ritz J.-F.,(1999). Découverte d'un chevauchement d'âge Quaternaire au sud de la Grande Kabylie (Algérie), *Geodin. Acta* 12 (2)71–80.
- Boudiaf A., H. Philip H., Coutelle A, Ritz J.F. ,(1999). Evidence of a major quaternary thrust fault in southern Kabylie (Algeria). *Geodynamica Acta* 12, 71–80 (1999).
- Boughacha M.S., Ouyed M., Ayadi H. and Benhallou H., (2004). Seismicity and seismic hazard mapping of northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI), *J. Seismol.* 8, 1–10.20.
- Boughacha M. S. (2005). Analyse de la sismicité de l'Algérie application à l'établissement des cartes des I.M.O. Thèse Doctorat En Sciences Physiques, Spécialité : Géophysique, USTHB, Alger.

- Bougrine A., Yelles-Chaouche A., and Calais E., (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurement. *Geophysical Journal International*, 217, 572–588.
- Bouillin J.P., (1977). Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia (Algérie). Thèse Doctorat, Université. P.; Sabatier, Toulouse, 509 p.
- Bouillin J.P et al (1979). La transversale de Collo et d'El Milia (petite Kabylie) : une région – clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, Nouv. Série t.t VII, n° 135 p
- Bouillin J.P., (1986). Le bassin maghrébin, une ancienne limite entre (l'Europe et l'Afrique) à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr. t. II (8) n°4*. pp. 547-558.
- Bouhadad Y. and Laouami N., (2002). Earthquake hazard assessment in the Oran region (Northwest Algeria). *Natural Hazards*, v. 26, p. 227-243.
- Boukaoud El Hachemi, Godard Gaston, Chabou Moulley Charaf, Bouftouha Youcef, Doukkari Sidali (2021). Petrology and geochemistry of the Texenna ophiolites, northeastern Algeria: Implications for the Maghrebian flysch suture zone. *Lithos*, 2021, 390, p.382-401. 10.1016/j.lithos.2021.106019.
- Bounif A., Hassler H. and Meghraoui M., (1987). The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 85 (1987) 45 1-460
- Bounif, M.A., Haessler, H and Meghraoui, M., (1987). The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 451-460.
- Bounif, M.A., (1990). Etude sismotectoniques en Algérie du nord : contribution à l'étude d'un tronçon de la chaîne tellienne a partir des répliques du séisme de Constantine du 27/10/1985. Mémoire de Magister, USTHB, Alger, 155p.
- Bounif, M.A and Dorbath, C., (1998). Three dimensional velocity structure and relocated aftershocks for the 1985 Constantine, Algeria ($M_s = 5.9$) earthquake. *Annali di Geofisica*, Vol. 41, N.1, April 1998, pp. 93-104.
- Bounif, M.A., (2004). Contribution à la sismogénèse : Etude détaillées des mécanismes de rupture au nord de l'Algérie. These de Doctorat, USTHB, Alger.
- Benouar D., (1994). The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 1993,712 p.
- Bracène R., (2000). Geodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration Pétrolière. Thèse Doctorat, université de Gergy-Pontoise, 101 p.
- Bracene R., and Frizon de Lamotte, (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of Western and Central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion, *Tectonophysics* 357 (2002) 207–226.
- BRGM (2006). Etude d'aléa sismique du massif de Bouzarea, Alger, Rapport technique.

Briais A., Patriat P., and Tapponnier P., (1990). The tectonic evolution of the Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 103(2), 255–274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05668.x>

Burbank D. W., and Anderson R. S., (2011). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publishing.

Bürgmann, R., Dresen, G. (2008). Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1), 531–567. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326>

Bürgmann, R., Thatcher, W. (2013). Deformation of continental lithosphere: Insights from geodetic and geologic data. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41(1), 277–303. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124024>

Cadillac M. (1979). La déformation des chaînes de montagnes: le cas des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 21(2), 341–351.

Chadi M., (1991). Etude géologique de monts de Ain Milila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p.

Calais E., Nocquet J.M., Jouanne F and Tardy M., (2002). Current strain regime in the western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001. *Geology*, 30: 651-654.

Calais E., DeMets C and Nocquet J.M., (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 216, 8–92.

Caniven Y., (2014). Cinématique et Mécanique des Failles Décrochantes à l'échelle de Temps du Cycle Sismique : Apports d'un Modèle Expérimental. l'école doctorale Sibaghe et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier-UMR5243 Spécialité :Géosciences

Caire A., (1957). Etude géologique de la région de Bibans (Algérie).

C.G.S. (2023). Aléa sismique de la région de Mila. Rapport interne.

Chettah W., (2009). Investigation des propriétés minéralogiques et géomécaniques des terrains en mouvement dans la ville de Mila « Nord-Est d'Algérie ». Magister. Univ. Batna.

Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), 379-410.

Coiffait P.E., (1992). Un bassin post-nappe dans son cadre structural, exemple du bassin de Constantine (Algérie orientale). Thèse doctorat sc. Univ. Nancy, 502 p.

Cornell C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58(1):1583–1606.

Cramer C.H., Petersen, M.D. Cao T., Topozada T.R. and Reichle M., (2000). A time-dependent probabilistic seismic-hazard model for California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(1):1–21.

C.R.A.A.G. (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique

- CTC (WCC), Étude de l'aléa sismique et microzonage de neuf sites urbains de la région d'Ech Cheliff, mai 1985, vol. 1.
- Davies, G. F. (1999). *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*. Cambridge University Press.
- D'Agostino N., Salimbeni S., and Serpelloni E., (2008). The kinematics of the Northern Apennines (Italy) and its relation with the seismicity. *Tectonophysics*, 451(1-4), 266–282. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.001>
- Dasgupta Troyee, Dasgupta Swagato and Mukherjee Soumyajit (2019). *Image Log Interpretation and Geomechanical Issues*. Springer Nature Singapore Pte Ltd. 2019 ; Springer Geology, https://doi.org/10.1007/978-981-13-2781-0_10
- Delouis B., Bouchon M., and Cisternas A., (2004). The 2003 Bam (Iran) earthquake: A large strike-slip earthquake in a transpressional regime. *Geophysical Journal International*, 158(1), 85–103. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02285.x>
- Delouis B., Giardini D., Lundgren P. and Salichon J., (2002). Joint inversion of INSAR, GPS, teleseismic, and strong-motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: application to the 1999 Izmit mainshock. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 :278–299. 72
- Djellit H., (1987). *Évolution tectono-métamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie)*. Thèse de doctorat. Orsay.
- DeMets C.R., Gordon G., Argus D.F and Stein S., (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
- DeMets C.R., Gordon G., Argus D.F and Stein S., (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Letters*, 21: 2191-2194.
- DeMets C.R., Gordon R.G and Argus D.F., (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80.
- Deschamps A., Bezzeghoud M and Bounif A., (1991). Seismological study of the Constantine (Algeria) earthquake (27 October 1985), in *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibro-Maghrebian Region*, edited by J. Mezcuca and A. Udias., Monografia n°8, Instituto Geografico National, Madrid, p 163-173.
- Déverchère, J., et al., 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdès, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- Dewey J.F., (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 1988, 7, 1123–1139
- Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W., and Knott S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283.
- Do Couto, D., Marques, F., and Gomes J., (2016). A review of geophysical methods applied to the study of active tectonics. *Geophysical Journal International*, 207(1), 90–105. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw276>

Domzig, A., 2006. Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne, Thèse de Doctorat. dissertation, 333 pp., Inst. Univ. Eur. de la Mer, Brest Univ., Brittany, France.

Domzig A, Le Roy C., Yelles-Chaouche A.K., Déverchère J., Bouillin J.-P., Bracène R, Mercier de Lépinay B., E. Calais, Gaullier, V. A. Kherroubi, P. Le Roy, B. Savoye, H. Pauc, Africa–Eurasia collision and neotectonics offshore Algeria. Preliminary results from the Maradja cruise, C. R. Geoscience 338 (2006).

Durand Delga M. (1955) : Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (Algérie). Thèse Sciences Paris et Bull . Serv. Carte géol. Algérie, 2 série, N° 24, 533p.

Durand Delga M., (1969). Mise au point sur la structure de NE de Berbère Publ Serv. carte. géol. Algérie, N° 39, pp7-12 et 129-519.

Durand Delga M. et Fontboté J.M (1980) : Le cadre structural de la méditerranée occidentale. Mém. Bur. Rech. Géol . Minières T.2 , N° 115 , pp 67-85, Paris.

El Robrini M., (1986). Évolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de Doctorat Univ. Paris-VI, France. 1986). 164.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., & Keller, E. A. (2008). "Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain)" *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.

Dieterich, J. H. (1994). A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B2), 2601–2618. <https://doi.org/10.1029/93JB02581>

Fernandes R. M., Rocha C., and Ribeiro A., (2003). Analysis of seismic activity and stress field in the Iberian Peninsula: Insights from geodetic and seismological data. *Tectonophysics*, 366(3-4), 229–247. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00146-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00146-0)

Fossen, H. (2016). *Structural Geology*. Cambridge University Press.

Freed, A. M. (2005). "Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 335-367.

Freed, A. M. (2007). Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress **transfer**. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1), 335–368. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140211>

Frizon de Lamotte D., Saint Bezar B., Bracène R., Mercier, E., (2000). The two main steps of the atlas building and geodynamics of the west Mediterranean. *Tectonics* 19 (4), 740– 761.

Geomatrix Consultants, Inc. and Centre National De Recherche Appliquee en Génie parasismique (CGS) (1998), Probabilistic hazard assessment of the Algiers region: » UNCH project No. ALG/92/003, Technical Rapport submitted to United Nation Centre for Human Settlements, Nairobi, Kenya, 53 pp., plus Tables, figures and plates. doi: 10.1029/2004GL021646.

Gelabert B., Alvaro, J. J., and Ibarra J. (2002). Seismic hazard assessment in the eastern Mediterranean region: A review of the state-of-the-art. *Journal of Seismology*, 6(2), 143–155. <https://doi.org/10.1023/A:1016063826201>

Gilbert G. K., (1884). A theory of the earthquakes of the great basin, with a practical application. *American Journal of Science*, s3-27(157) :49–53. 7

Gilbert, G. K. (1884). A Treatise on the Origin and Progress of the Great Lakes. Geological Society of America

Géry, J., Giraud, F., and Tardy, M. (1981). La structure des chaînes de montagnes et leur évolution géodynamique : l'exemple des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(4), 645–662.

Geomatrix Consultants, (1998). Probabilistic Seismic Hazard Assessment of the Algeria Region. Technical report, CGS, pp. 53

Gherboudj F and Laouami N., (2019). Analyse probabiliste d'aléa sismique en Algérie : Spectre de réponse (UHS) et choix du scénario. *Algérie équipement*, ISSN : 1111-5211

Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977). Histoire tectonique récente (Tortonien au Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran, *Bull. Soc. géol. France XIX (3) (1977) 575–614*.

Grünthal, G. (Ed.). (1998). European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 15, 99 p.

Guiraud R., (1977). Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoise. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 645–650.

Guiraud R., (1990). Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. D'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. *Memoires N°3*. Publication de l'Office national de la Géologie. Alger.

Gutenberg B and C. F. Richter, (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34 :185–188.

Gutenberg B. and Richter C. F. (1949). *Seismicity Of The Earth And Associated Phenomena*. Princeton University Press, New Jersey. 1

Gutenberg B., Richter C. F. (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton University Press.

Hadji, R.; Taib, H.; Gentilucci, M.; Hamed, Y.; Khalil, R.; Asghar, B.; Barbieri, M.; Pambianchi, G. (2024). Assessment of Active Tectonics Using Geomorphic Indices and Morphometric Parameters in the Setifian Highlands Region. *Earth* 2024, 5, 583–603. <https://doi.org/10.3390/earth5040030>

Hamdache M., Bezzeghoud M., Mokrane A., (1998). Estimation of Hazard Parameters in the northern part of Algeria, *Pure Appl. Geo-phys.* 151 (1998) 101–117.

Hamdache M., (1998). Seismic hazard assessment for the main seismogenic zones in North Algeria," *Pure Appl. Geophys.* 152(2), 281–314 (1998).

Hamdache M., Peláez José J.A., Talbi A., López Casado C., (2010). A Unifed Catalog of Main Earthquakes for Northern Algeria from a.d. 856 to 2008," *Seismol. Res. Lett.* 81(5), 732–739 (2010). <http://doi.org/10.1785/gssrl.81.5.732>

Hanks T.C. and Kanamori H., (1979). A moment-magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348–2350.

Harbi A. (2001). Analyse de la sismicité et mise en évidence d'accidents actifs dans le Nord-Est Algérien, Thèse de Magistère, USTHB, Alger, 195 pp.

Harbi, A. (2001). "Seismicity of Algeria: Historical and Instrumental Catalogues." *Seismological Research Letters*, 72(6), 684-697.

Harbi A., Maouche S., and Benhallou, H., (2003). Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis. *Journal of Seismology* 7: 221–234.

Harbi A., Antonella P., and Giuliano F.P., (2010). Seismicity of Eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue, *Nat Hazards*. doi 10.1007/s11069-009-9497-6.

Hatzfeld D., (1978). Étude sismotectonique de la zone de collision Ibéro- Maghrébine, thèse, Grenoble, 1978, 281 p.

Hobbs W H., (1904). Lineaments of the border region. *Bull. Soc. Géol Americaine*. Vol. 15, pp 483-506.

Jolivet L., (1997). Tectonics and geodynamics of the Mediterranean region. *Tectonophysics*, 292(1-3), 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00061-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00061-4)

Jolivet L., Faccenna C., (2000). Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision," *Tectonics* 19, 1095–1106.

Jordan T. H., Bock Y., and Royden L. H., (2005). Active tectonics of the San Andreas Fault System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 171–218. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122701>

Kagan Y.Y. and Jackson D.D., (1991). Long-term earthquake clustering, *Geophys. J. Int.*, 104 : 117–133.

Kanamori, H., Brodsky, E. E. (2004). The Physics of Earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, 67(8), 1429–1496.

Kanamori, H. (1981). The nature of seismicity patterns before large earthquakes. *Earthquake Prediction*, 1, 1-19.

Kanamori H., (1977). The energy realease in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82, 2981-2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>

Kazi Tani M.N., (1977). Notice explicative de la carte géologique de Constantine

Kazi-Tani N., (1986). Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine le domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle. Thèse. Sc. Univ. Pau. Et des pays de l'Adour. 886p.

Kherroubi A., Déverchère J., Yelles A.K., Mercier de Lépinay B., Domzig A., Cattaneo A., Bracene R., Gaullier V. and Graindorge D., (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation, *Mar. Geol.*, 261(1–4), 17–32, doi:10.1016/j. margeo.2008.05.016.

Keller E. A. (1986). *Introduction to Geomorphology*. Wiley.

Keller, E. A., and Pinter, N. (1996). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall.

Keller E. A., and Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Extensional and Compressional Tectonics*. Prentice Hall.

Kijko, A. et Sellevol, M. A. (1989). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilisation of extreme and complete catalogues with different threshold magnitudes, *BSSA*, 79, 3, 645-654

Kijko, A. et Sellevol, M. A. (1992). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 1, 120-134

King, G. C. P and Vita-Finzi, C. (1981). Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980.- *Nature*. London. 292, pp. 22-26

King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J. (1994). "Static stress changes and the triggering of earthquakes." *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935-953.

Ksentini A., Romdhane N.B (2014). Updated seismic hazard assessment of Tunisia. *Bull Earthquake Eng* 12, 647–670 (2014). <https://doi.org/10.1007/s10518-013-9548-y>

Hatzfeld, D., 1978. Etude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrébine. Thèse de Doctorat d'état, Univ. Grenoble, 780 pp.

Lahondère J.C., (1979). Datation des grés numidiens d'Algérie orientale, conséquences structurales. *C.R.Acad. Sc. Paris. T 289. (D).* 4, pp. 383-386.

Lahondere J C., 1987. Les séries ultra- telliennes d'Algérie nord orientale et les Formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse Sciences, univ. Paul. Sabatier. Toulouse.

Laouami, N., Sliman N., Larbes S., (2018) Ground motion prediction equation for Algeria and surrounding region using site classification based H/V spectral ratio. *Bulletin Earthquake Engineering* (2018) 16:2653–2684. doi.org/10.1007/s10518-018-0310-3.

Lay, T., Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake Prediction Research*, 1, 3-42.

Le Pichon, X., Fox, P. J., Heirtzler, J. R. (1973). Plate tectonics and geomagnetic reversals. Elsevier.

Leikine (1971). Étude géologique des Babors occidentaux. Thèse de doctorat sciences naturelles. Univ. Paris.

Liu, L.-Q. (2014). Elastic rebound model: From the classic to the future. *Seismology and Geology*, 36(3), 825–832. <https://doi.org/10.3969/j.issn.0253-4967.2014.03.021>

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F and Thinon I., 2011. Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas, pp. 1–72, pages 72, 1 CD Projet GDR Marges "Eclipses", Actions Marges, Total, BRGM. 48, 49, 50, 110, 143, 144, 146, 191, 203

Machane D. (2009). Fracturation néotectonique dans les Kabylies, potentiel sismique des failles actives et effets géologiques induits. Thèse de Doctorat, Univ. Algiers (USTHB), Alger, 222p.

Mahdjoub Y. et Mercle O. (1990). Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de petite kabylie (Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI n°4, 629- 634, Paris. <http://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.4.629>

Makarov V. (1981). La structure tectonique des montagnes du Caucase et leur évolution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(4), 645–662

Maouche S., Bouhadad Y., Harbi A., Rouchiche Y., Ousadou F., Ayadi A., (2019). Active Tectonics and Seismic Hazard in the Tell Atlas (Northern Algeria): A Review. In: Bendaoud, A. (Ed.), *The Geology of the Arab World—An Overview*. Springer Nature, pp. 381–400. https://doi.org/10.1007/978-3-319-96794-3_10. ISBN 978-3- 319-96793-6 ISBN 978-3-319-96794-3 (eBook).

Marre P, and Quinif Y. (1981). Les karsts et les aquifères dans les régions de montagne: étude des processus et des caractéristiques hydrologiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(2), 341–357.

Mauffret A., El El Robrini M., Genesseeux M., (1987). Indice de la compression récente en mer Méditerranée: un bassin losangique sur la marge algérienne,” *Bul. Soc. Geol. Fr. III (Is.6)*, 1195–1206.

Mauffret, A., de Lamotte, D.F., Lallemand, S., Gorini, C and Maillard A., 2004. E-W opening of the Algerian basin (western mediterranean), *Terra Nova*, 16 (5), 257–264.

Lay, T., and Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. **Academic Press**.

Maury R. C., Bellon H., Carpentier C. (2000). La géodynamique des marges continentales actives: Évolution volcanique et géochimie dans les zones de subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97(1-2), 1–28. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00119-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00119-2)

McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismology* (2nd ed.). Academic Press.

McClusky, S., Hammond, W. C. Bodin, P. (2003). Global Positioning System constraints on the geometry of the San Andreas Fault. *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1808. <https://doi.org/10.1029/2003GL017155>

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O.,

McKenzie D., (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30, 109–185.

McKenzie, D., and Parker, R. L. (1967). The North Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, 1276-1280.

Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M. N., and Veis G., (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern mediterranean and caucasus. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B3) :5695–5719. 61

Marone, C. (1998). The effect of loading rate on static friction and the rate of fault healing during the earthquake cycle. *Nature*, 391(6662), 69–72. <https://doi.org/10.1038/34157>

Marmi, M. (2006). The structural evolution of the Mediterranean region: An overview. *Tectonophysics*, 425(1-4), 115–130. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.019>

Marmi, M. (2006). The structural evolution of the Mediterranean region: An overview. *Tectonophysics*, 425(1-4), 115–130. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.019>

Mebarki A., (1982). Le bassin de Kébir-Rhumel - Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau. Thèse doct. 3ème cycle, Univ. Nancy II, 304 p.

Mebarki A., (1984). Ressources en eau et aménagement en Algérie. Le bassin du KébirRhumel. Edit Office des Publications Universitaires. N°8. Alger.

MEII (2003). Evaluation de l'Aléa sismique et l'étude de microzonage sismique de la Wilaya de Ain Temouchent.

Meghraoui M. and Pondrelli S., (2012). Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Annals of Geophysics*, 55. <https://doi.org/10.4401/ag-4970>

Meghraoui M., Philip H., Albarède F., Cisternas A., (1998). Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault:evidence for paleoseismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78 (1998) 979–999.

Meghraoui M., Morel J.L., Andrieux J., Dahmani M. (1996a). Tectonique Plio-Quaternaire de la chaîne Tello-Rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Geol. France*, 167, n°1, 141-157.

Meghraoui M. and Doumaz F. (1996b), Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El-Asnam (Algeria) fault related fold. *J. Geophys. Res.* 101, 17617-17644.

- Meghraoui, M. (1992b), Paleoseismicity of active thrust faults- The El Asnam (Algeria) case study. Neotectonics – Recent Advances: Abstract volume, Quaternary Research Association, Cambridge, p. 37.
- Meghraoui, M. (1992a), Active folds and their seismotectonic implication the Tellian Mountains of Algeria, Quaternary Research Association, Cambridge, p. 36.
- Meghraoui M (1991) Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua-Tipaza earthquake of 29 October 1989 (North central Algeria). *Terra Nova* 3:84–93
- Meghraoui, M. (1988). Geological investigations of the 10 October 1980 El Asnam earthquake: Evidence for coseismic faulting and tectonic implications. *Tectonics*, 7(4), 679-693.
- Meghraoui M., (1988) Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, thèse d'État, université Paris sud, Orsay- France, 356 p.
- Meghraoui M, Cisternas A., Philip H., (1986). Seismotectonics of the lower chelif basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics* 5(6), 809–836.
- Meghraoui M. (1982). Etude néotectonique de la région nord-est d'El Asnam: Relation avec le séisme du 10 Octobre 1980.
- Minister D., and Jordan T. H, (1978). Present-day plate motions. *Journal of geophysical Research*. Vol. 83. P. 5331-5354.
- Mohammedi Y., (2015). Etude Sismotectonique du Bassin Néogène Sismogène de Constantine/Grarem-Gouga. Magister, Universités des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 160 p.
- Mokrane. A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Ayadi A and Bezzeghoud, M., 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du CRAAG, Département ESS, Alger-Bouzaréah. Dewey, J.F. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 1988, 7, 1123–1139 McKenzie, D. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 1972, 30, 109–185
- Means W.D., (1976) *Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists*. ISBN-13: 978-0-387-07556-3 DOI:10.1007/978-1-4613-9371-9
- Molnar, P., Anderson, R. S., Anders, M. H. (2015). *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Geological Society of America Special Papers, 507, 1–25.
- Molnar P., (2015). *Plate Tectonics A very Short Introduction*, Oxford Strahler, A.H and Strahler, A.N., 1992: *Modern Physical Geography*, John Wiley and Sons, INC, New York
- NASA JPL (2013). Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1.003>
- Nocquet, J.M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. Thèse de Doctorat. Université de Nice Sophia-Antipolis, UFR Sciences.

Nocquet J.M and Calais E., (2004). Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure appl. geophys.* 161, 000–000.

Nocquet J.M., Willis P and Garcia S., (2006). Plate kinematics of Nubia–Somalia using a combined DORIS and GPS solution. *Journal of Geodesy* 80, 591–607, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-006-0078-0>.

Nocquet J., (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579 (2012) 220–242.

Obert (1981). Étude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie). Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie.

Ousadou F., Dorbath L., Dorbath M., Bounif, M.A and Benhallou H., (2012). The

Constantine (Algeria) seismic sequence of 27 October 1985: a new rupture model from aftershock relocation, focal mechanisms, and stress tensors. *J. Seismol.* 17:207-222. DOI 10.1007/s10950-012-9320-9.

Ouyed M., Meghraoui M., Cisternas A., Deschamps A., Dorel J., Frechet J., Gaulon R., Hatzfeld D., Phillip H. (1981). Seismotectonics of El Asnam earthquake, *Nature*, Vol. 292, No. 5818, 26-31.

Ouyed M., Yielding M., Hatzfeld G., King G.C.P., (1983). An after- shock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 73 (1983) 605–639.

Parsons, B., Sclater, J. G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **82**(5), 803-827.

Peláez J, Henares J, Hamdache M, Sanz de Galdeano C.,(2018). A seismogenic zone model for seismic hazard studies in Northwestern Africa. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_29

Peng, Z., Gomberg, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience*, 3(9), 599–607. <https://doi.org/10.1038/ngeo940>

Phillip H. and, Thomas G (1977). Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie), *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2) XIX (4) (1977) 315–324.

Phillip H., (1983). La tectonique actuelle et récente dans le domaine Méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité, thèse, USTL, 1983, 240 p.

Philip H., (1987). Plio–Quaternary evolution of stress field in Mediterranean zones of subduction and collision, *Ann. Geoph.* 3, 301–320.

Rabaute A., Chamot-Rooke N., (2018). Active inversion tectonics from Algiers to Sicily,” In

On Significant Applications of Geophysical Methods: Proceedings of the 1st Springer Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG-1), Tunisia 2018. Springer International Publishing, 2019. p. 249-251.

- Ramsay J.G., Huber M., (1987). The techniques of Modern Structural Geology in: *Folds and Fractures*. Academic, London, UK. 1987. Vol. 2), 309-700.
- Raskatove, V. V. (1979). The role of tectonic forces in the formation of the Earth's crust. *Geotectonics*, 12(1), 55–66.
- Raoult J.F (1966) : sur l'allochtonie de la chaîne calcaire dans la région du Djebel Sidi Driss C.R. somm. S.G.F. 178-180.
- Raoult J.F (1969) : données nouvelles sur les flyschs au nord du Kef Sidi Driss et dans la zone du col des oliviers (nord du Constantine) B.S.G.F, (7), t. 9, 516-522. relations entre la dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhed – phases tangentielles éocènes paléogéographie B.S.G.F, (7), t 9, p 523-543.
- Raoult J.F (1974). Géologie de centre de la chaîne numidique (nord de Constantine, Algérie) thèse, Paris, 163p.
- Reasenber P (1985) Second-order moment of Central California seismicity, 1969–1982. *J Geophys Res* 90:5479– 5495
- Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake in the California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission (Vol. 2, pp. 16–28). Carnegie Institution of Washington.
- Reilinger, R.E., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R and Karam, G., (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111 (B5), B05411, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB004051>.
- Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*. Columbia University Press.
- Riley D. W., and Moore J. C. (1993). The tectonics of the San Andreas Fault system in Southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 105(6), 682–690. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105)
- Ritz J.-Fr. (1991). Évolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques, Thèse de l'université des Sciences et Techniques du Languedoc, 187 p.
- Ritz J.F., (1992). Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du sud: Analyse en termes de contraintes. *Bull. Assoc. Quaternaire. France* 3, 111–124.
- Ritz J.-F., Vassallo R., Braucher R., Brown E. T., Carretier S., and Boulès D. L., (2006). Using in situ–produced 10Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-altay, Mongolia). *Geological Society of America Special Papers*, 415 :87–110. xiii, 12, 13

Rockwell T. K., Dawson T. L., and Lindvall S. C. (1984). Paleoseismology of the San Andreas Fault at the Wrightwood, California, site. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B12), 10127–10141. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p1012>

RPA, (2024). Règlement parasismique Algérien, version 2024, CGS.

Rosenbaum G., Lister G. S., and Duboz C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.

Sadigh, K., Chang, C.-Y., Abrahamson, N. A., Chiou, S. J., and Power, M. S. (1993). Specification of longperiod ground motions: Updated attenuation relationships for rock site conditions and adjustment factors for near-fault effects. Pages 59–70 of: *Proceedings of ATC-17-1 Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipation, and Active Control*.

Saunders C., (2011). *What is The Theory of Plate Tectonics*, Crabtree Publishing Company, New York. www.crabtreebooks.com

Savage, J. C., Burford, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 78(5), 832–845.

Sella G. F., Dixon T. H., and Mao A. (2002). REVEL: A model for Recent plate velocities from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4), ETG 4-1–ETG 4-18. <https://doi.org/10.1029/2000JB000033>

Shaza Haidar (2021). *Contraintes géophysiques sur la formation et l'évolution tectonique, sédimentaire et volcanique du bassin algérien (Méditerranée Occidentale)*. Géophysique. Université de Bretagne occidentale- Brest.

Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology* (2nd ed.). Cambridge University Press.

Scholz, C. H. (2019). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting* (3rd ed.). Cambridge University Press.

Schubert, G., Turcotte, D. L., Olson, P. (2001). *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press.

Schwartz DP, Coppersmith KJ (1984) Fault behaviour and characteristic earth-quakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *J Geophys Res* 89(B7):5681–5698.

Sibson, R. H. (1973). Interaction between Temperature and Pore-Fluid Pressure during Earthquake Faulting and a Mechanism for Partial or Total Stress Relief. *Nature*, 243(126), 66–68.

Sibson, R. H. (1982). "Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust." *Tectonophysics*, 81(3-4), 219-229.

Sibson, R. H. (1982). Fault Zone Models, Heat Flow, and the Depth Distribution of Earthquakes in the Continental Crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 151–163.

Sibson, R.H. and Xie, G. (1998). Dip range for intracontinental reverse fault ruptures: truth not stranger than friction? *Bulletin of the Seismological Society of America* 88p, 1014-1022.T.

- Slemmons, D.B. (1982) Determination of design earthquake magnitude for microzonation. P. 119-130, *in* University of Washington (éd.) Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference. Seattle, 28 juin-1^{er} juillet 1982, Earthquake Society, vol. 1., 805 p.
- Speranza F., Minelli L., Piali G., and Boccaletti, M., (2002). An integrated approach to the study of the Neogene-Quaternary subsidence of the Northern Apennines foredeep (Italy). *Basin Research*, 14(2), 147-168.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., and Galvani A. (2002). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal*
- Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P., and Gasperini P., (2007). Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180–1200.
- Smith, J., Doe, M. (2019). Frictional Forces and Tectonic Faults: A Review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 7631–7645.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting* (3rd ed.). Cambridge University Press.
- Stein, S., Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Stepp J C., (1972). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard, Proc. Microzonation Conf., Seattle, WA, pages 897–909.
- Strak V. (2012). *Geomorphological Analysis of Tectonic Activity Using River Profiles and Basin Asymmetry Indices*.
- Tapponnier P., (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. géol. France* 19 (3) (1977) 437–460.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R. (1986). On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 115-157.
- Thomas G., (1985). *Géodynamique d'un bassin intramontagneux: le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio- Plioquaternaire*, thèse, université de Pau, France
- Turcotte, D. L., Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Turcotte, D. L., Schubert, G. (2014). *Geodynamics* (3rd ed.). Cambridge University Press.
- Twiss, R. J., Moores, E. M. (2007). *Structural Geology* (2nd ed.). W. H. Freeman.
- Valerio Poggi Julio Garcia-Peláez Richard Styron Marco Pagani Robin Gee A probabilistic seismic hazard model for North Africa, *Bulletin of Earthquake Engineering*
- Van de Fliert, J. R. (1955). Etude géologique de la région d'Oued Athmania. *Publi. Serv. Carte géol. Algérie, New série, Bull.* 43, 254 p.

- Verges J., F. Sabat F., (1999). Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: B. Durand, et al. (Eds.), *The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Geol. Soc. Spec. Publ. 156 (1999) 63–80
- Vila J.M., (1977). La carte géologique (1/200 000) de Constantine et sa notice. Publiée par le Ministère de l'industrie et de l'énergie, direction des mines et de la géologie, service de la carte géologique de l'Algérie.
- Vila J.M., (1980). La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens I.II.III thèse. Thèse sci. Univ. P. et M. Curie, Paris VI.665p.
- Voute C., (1967). Essai de synthèse de l'Histoire géologique des environs d'Aïn Fakroun, Aine Babouche et des régions limitrophes Bull . Serv. Carte Géol. Algérie, nouvelle Série, N° 36 (2 t et planches), thèse.
- Vincent Strak (2012) L'évolution du relief le long des escarpements de faille normale active : observations, modélisations expérimentales et numériques. Géomorphologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, and surface displacements: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 84, p. 974-1002.
- Weichert (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., 70(4) :1337–1 346.
- Wildi W., (1983). La chaîne Tello-rifaine (Algérie - Maroc - Tunisie) : Structure, stratigraphie et évolution du Trias au miocène. Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phy. Paris. 24, pp. 201-297.
- Woodward Clyde Consultants (WCC), 1984. Seismic microzonation of Ech-Chellif region, Algeria. Report prepared for C.T.C., Algiers, 1, CTC, Algeria, 145 pp.
- Woodward-Clyde Consultants (WCC) (1984). Microzonation sismique de la région de Ech Chelif. Technical report. CTC, Algiers, Algeria, V1., pp. 145
- Wyss, M. (1979). Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimension : Geology, 7, 336-340.
- Wyss M. and Stefansson R., (2006). Nucleation points of recent mainshocks in southern Iceland, mapped by b-value, Bull. seism. Soc. Am., 96(2), 599–608.
- Yelles-Chaouche, A.K., Boudiaf, A., Djellit H. and Bracène R., (2006). La tectonique active de la région nord algérienne. Comptes Rendus Géosciences. 338, (1-2), 126–139
- Yelles-Chaouche A.K., Roger J., Deverchere J., Bracene R., Domzig, A., Hébert H.; Kherroubi A. (2009). The 1856 Tsunami of Djidjelli (Eastern Algeria): Seismotectonics, Modelling and Hazard Implications for the Algerian Coast. Pure Appl Geophys. 166, 283- 300. DOI 10.1007/s00024 008 0433 6.
- Yelles-Chaouche, A., Abacha, I., Semmane, F., Beldjoudi, H., and Djellit, H., 2014, The Beni-Ilmane (North-Central Algeria) earthquake sequence of May 2010. Pure and Applied Geophysics, 171, 1283–1298.

Yelles-Chaouche A., Abacha I., Boulahia O., Aidi C., Chami A., Belheouane A., Rahmani S.T., Roubeche K., (2021). The 13 July 2019 Mw 5.0 Jijel Earthquake, northern Algeria: An indicator of active deformation along the eastern Algerian margin. *Journal of African Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104149>

Yelles-Chaouche A., Aidi C., Beldjoudi H., Abacha I., Chami A., Boulahia O., Mohammedi Y., Chimouni R., Kherroubi A., Alilli A., Bendjama H., (2022). The recent seismicity of northern Algeria : the 2006-2020 catalogue. *Mediterranean Geoscience Reviews* (2022). 4:407-426.

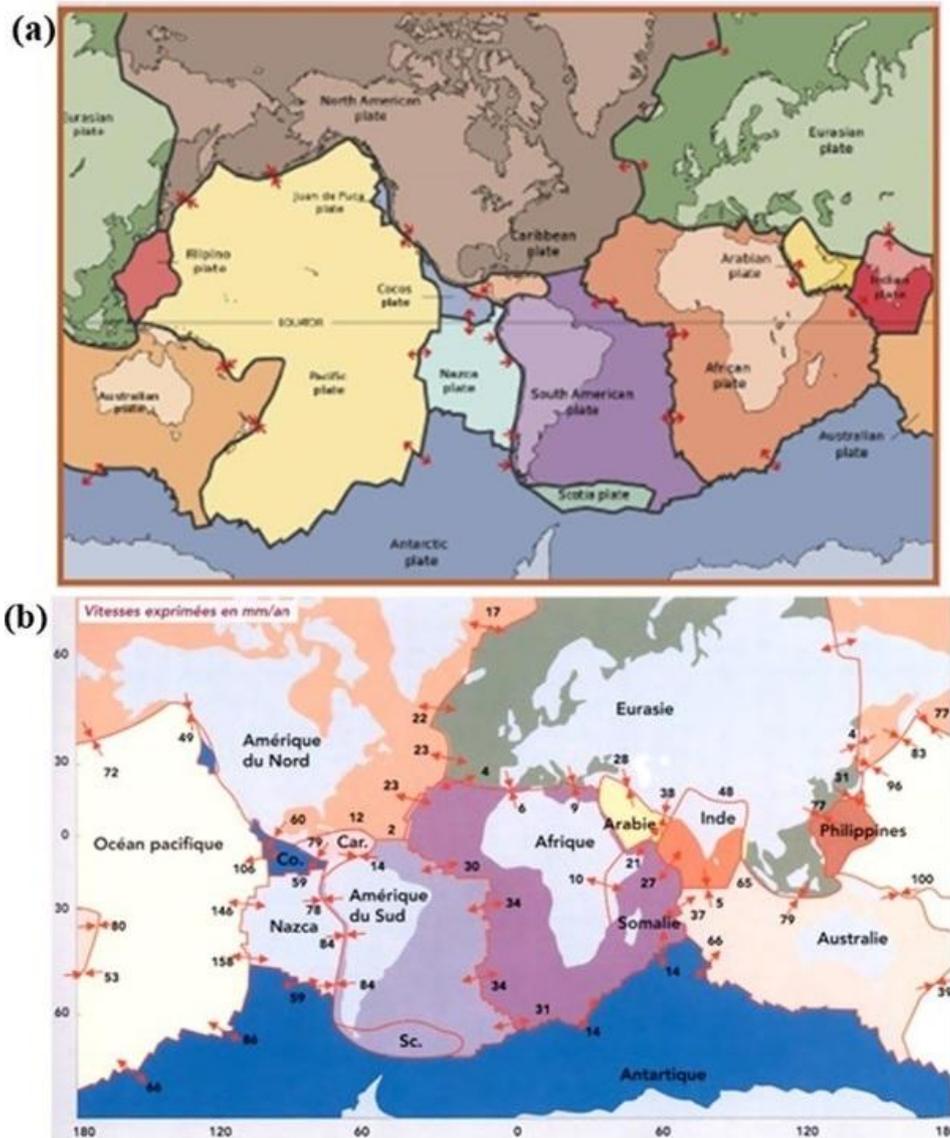
Yielding G., Jackson, J.A., King G.C.P., Sinval H., Vita-Finzi C. and Wood R.M., (1981). Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity, and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980. *EPSL*.

Yielding G., Ouyed, M; King, GCP & Hatzfeld, D., 1(989). Active tectonics of the Algerian Atlas Mountains- evidence from aftershocks of the 1980 El Asnam earthquake. *Geophys. J. Inter.*

Youngs, R. R. and Coppersmith, K. J. (1985). Implication of fault slip rates and earthquakes recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *BSSA*, 75, 939-964

ANNEXES

ANNEXES DE LA PARTIE I



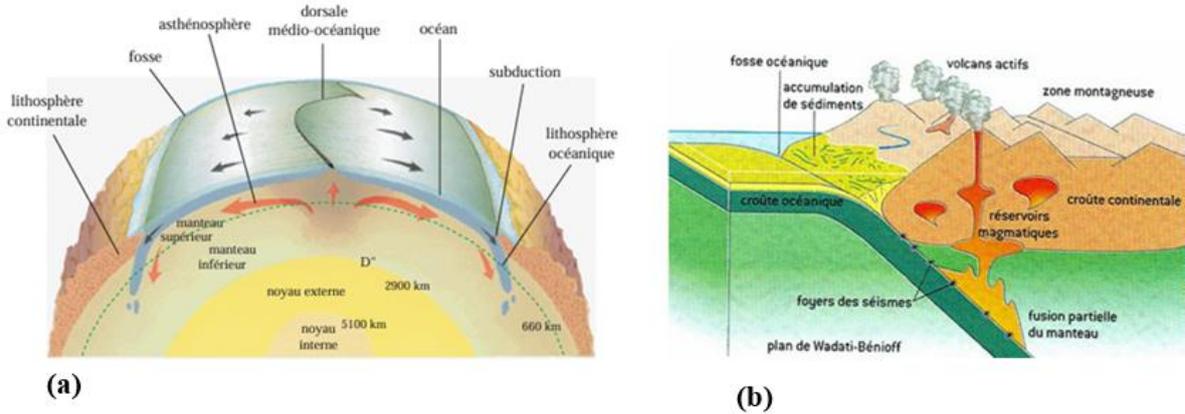
Annexe I.1a.

(a). Carte schématique montrant les sept plaques et micro-plaques. Les flèches rouges indiquent les déplacements au voisinage des limites tectoniques. Source: USGS/Wikimedia Commons. Les flèches rouges indiquent les taux de déplacements aux niveaux des principales limites: les zones en extension ou en convergence aux niveaux des limites de plaques. Source: USGS/Wikimedia Commons.

(b). Les taux de déplacements (mm/an) aux voisinages des limites tectoniques [Y Klinger: Tectonique-Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS].

Les plaques lithosphériques du globe terrestre: une douzaine de plaques et microplaques en mouvements perpétuels. La quasi-totalité des séismes sont localisés aux niveaux ; des zones d'accrétion océanique, des rifts continentaux,

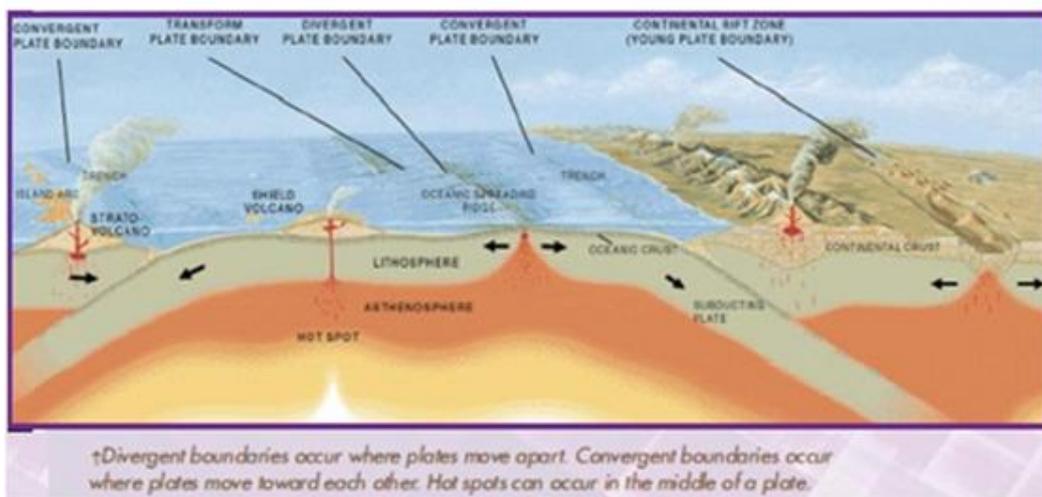
des zones de subduction, le long des failles transformantes en mer, les zones de coulisage intracontinentales et les bordures des chaînes de montagnes jeunes.



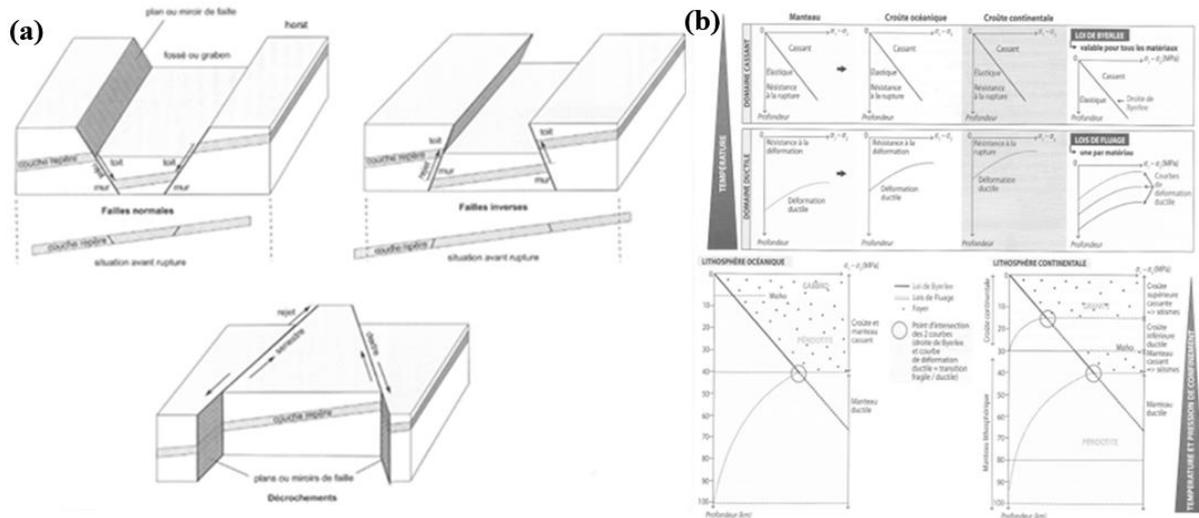
Annexe I.1b. Section du globe montrant les déplacements des plaques lithosphériques et les mouvements convectifs dans l’asthénosphère [V. Vidal, 2004 “Interaction des différentes échelles de convection dans le manteau terrestre”]. La figure explique la création, la disparition et le renouvellement de la croûte terrestre:

(a): Représentation des mouvements convectifs à l’intérieur de l’asthénosphère. Et création du plancher océanique au niveau de la dorsale médio-océanique. Les mouvements ascendants et descendants produits par la chaleur évacuée par la désintégration radioactive des roches du manteau terrestre dans l’asthénosphère (de 700 km à 100 km de profondeur)

(b): subduction de la croûte océanique sous le plan de Benioff lieu de séismes importants. L’enfoncement de la croûte océanique engendre en phase ultime, un "slab pull" (traction de la plaque océanique vers l’intérieur du manteau terrestre).



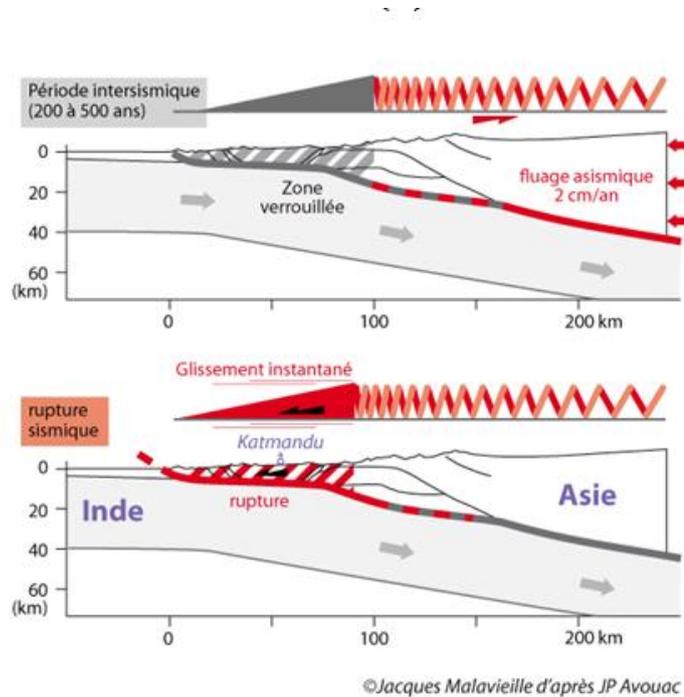
Annexe I.2a. Sources des contraintes tectoniques “natives”: les zones d’accrétion océanique, les rifts continentaux, les zones de subduction, les failles transformantes en mer, les zones de coulissage intracontinentales et les bordures des chaînes de montagnes jeunes



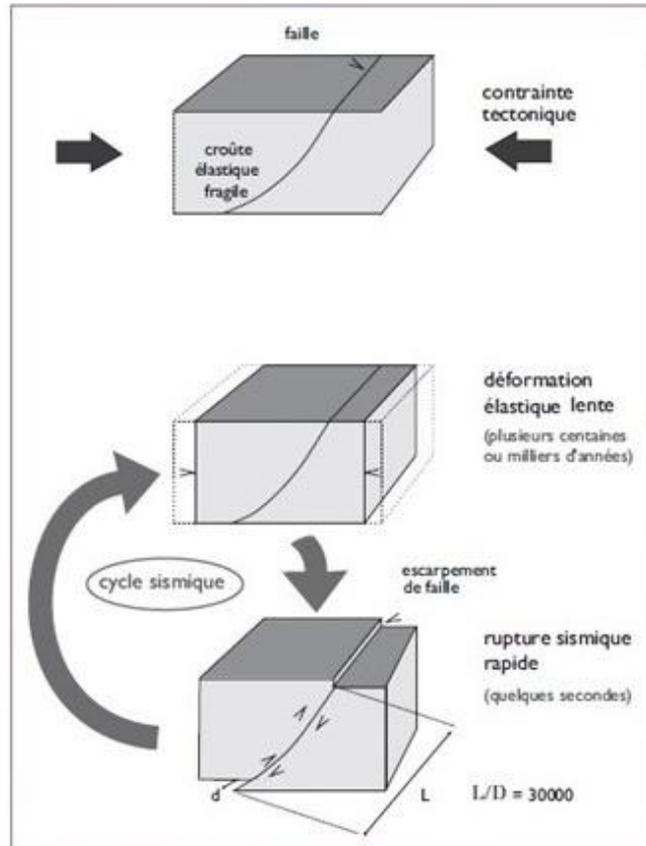
Annexe I.2b.

(a). Typologie des failles: failles normales, inverses, décrochements. La classification des failles selon le mouvement est en relation avec le régime de contraintes et du context géodynamique.

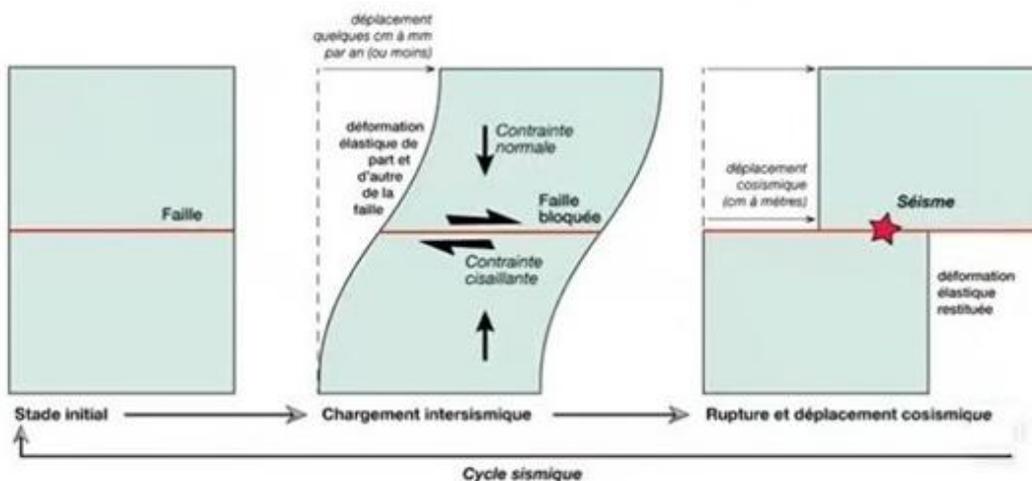
(b). Comportement des roches de la lithosphère à différentes contraintes mécaniques, thermiques et la transition cassante-ductile. Source: [Emmanuel et al. (2007), Contraintes tectoniques et rhyologie & Étude et classification des failles potentiellement actives.



Annexe I.2c.: Exemple du fluage caractérisant la période intersismique au niveau de l’Himalaya (in Jacques Malavieille d’après JP Avouac).

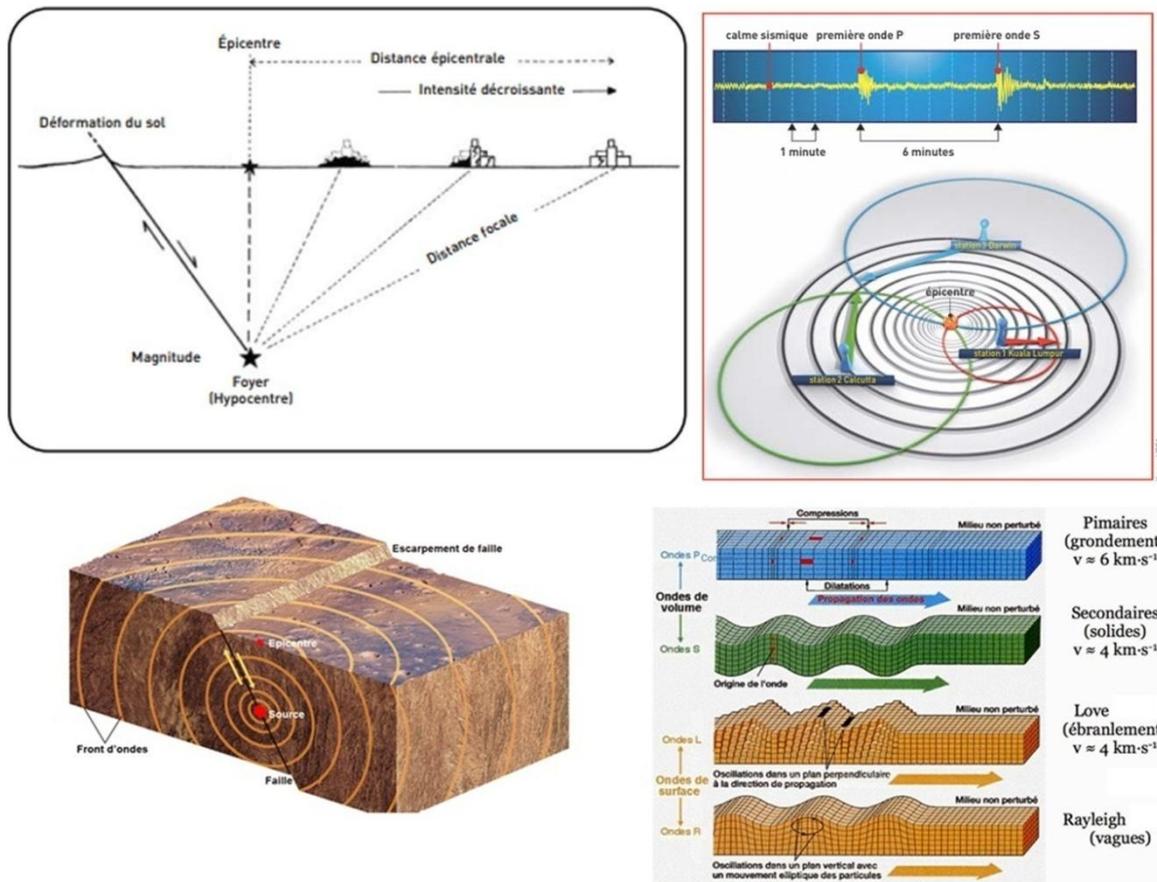


Annexe I.3. Concept appliqué en déformation d'un bloc rocheux en réponse aux contraintes (source: www.fondation-lamap.org)



Annexe I.4. Cycle sismique d'une faille active (source: <https://www.futura-sciences.com>). Le modèle représente une succession de phases récurrentes: (i) phase de chargement des contraintes tectonique avec déformation plastique des

roches tandis que la faille bloquée, (ii) phase de rupture brutale du plan de faille (séisme) et ré-équilibrage des contraintes.



Annexe I.5.

Les paramètres d'un séisme: la localisation, la profondeur de la rupture, la magnitude, l'énergie libérée, la durée de la rupture, la magnitude de moment (M_w) et la nature de la faille impliquée (glissement ou coulissage).

La localisation géographique se base sur la méthode de triangulation en calculant l'écart de temps entre les arrivées des ondes P et S permet de déduire la distance du capteur à l'épicentre. À partir de plusieurs stations sismiques donnant une valeur de la distance, l'épicentre sera positionné à l'intersection des cercles ayant pour centre les stations et pour rayon les distances trouvées à chaque station.

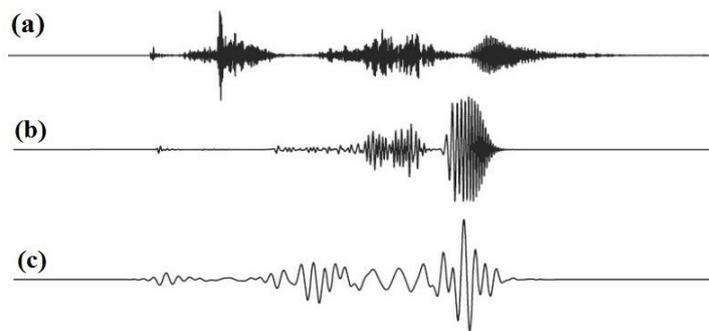
Degrés de l'échelle EMS98

Degré	Secousse	Dégâts
I	imperceptible	La secousse n'est pas perçue par les personnes, même dans l'environnement le plus favorable.
II	à peine ressentie	Les vibrations ne sont ressenties que par quelques individus au repos dans leur habitation, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
III	faible	L'intensité de la secousse est faible et n'est ressentie que par quelques personnes à l'intérieur des constructions. Des observateurs attentifs notent un léger balancement des objets suspendus ou des lustres.
IV	ressentie par beaucoup	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par quelques personnes, mais très peu le perçoivent à l'extérieur. Certains dormeurs sont réveillés. La population n'est pas effrayée par l'amplitude de la vibration. Les fenêtres, les portes et les assiettes tremblent. Les objets suspendus se balancent.
V	forte	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. De nombreux dormeurs s'éveillent, quelques-uns sortent en courant. Les constructions sont agitées d'un tremblement général. Les objets suspendus sont animés d'un large balancement. Les assiettes et les verres se choquent. La secousse est forte. Le mobilier lourd tombe. Les portes et fenêtres battent avec violence.
VI	légers dommages	Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur. De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent vers l'extérieur. Les objets de petite taille tombent. De légers dommages sur la plupart des constructions ordinaires apparaissent : fissurations et chute de débris de plâtres.
VII	dommages significatifs	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Le mobilier est renversé et les objets suspendus tombent en grand nombre. Beaucoup de bâtiments ordinaires sont modérément endommagés : fissurations des murs ; chutes de parties de cheminées.
VIII	dommages importants	Dans certains cas, le mobilier se renverse. Les constructions subissent des dommages : chutes de cheminées ; lézards larges et profonds dans les murs ; effondrements partiels éventuels.
IX	destructive	Les monuments et les statues se déplacent ou tournent sur eux-mêmes. Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie, quelques-uns entièrement.
X	très destructive	Beaucoup de constructions s'effondrent.
XI	dévastatrice	La plupart des constructions s'effondrent.
XII	catastrophique	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.

Annexe I.6. Intensité macrosismique

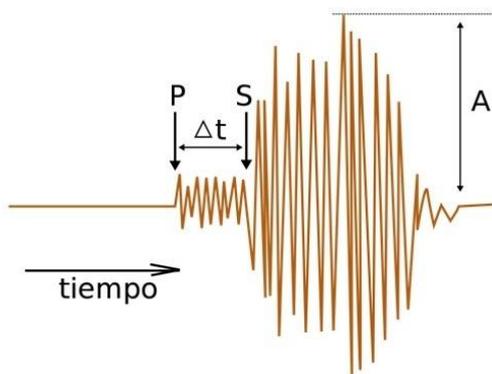
L'intensité macrosismique est l'évaluation des effets d'un séisme en fonction des dommages observés sur les bâtiments, les infrastructures et l'environnement, ainsi que les réactions humaines. Les effets sont décrits à des échelles d'intensité et parmi les quelles utilisées actuellement l'échelle EMS98 (European Macroseismic Scale) qui dérive de l'échelle MSK (Medvedev – Sponheuer – Karnik, du nom de ses initiateurs) et de l'échelle de Mercalli

L'échelle des intensités est graduée en 12 niveaux; de I (non ressenti) et XII (catastrophe totale), entre lesquels des niveaux d'intensité faibles et modérés où les secousses sont ressenties mais sans dommages significatifs jusqu'aux niveaux d'intensité le plus élevées indiquant des dommages importants aux structures et des risques pour la vie humaine).



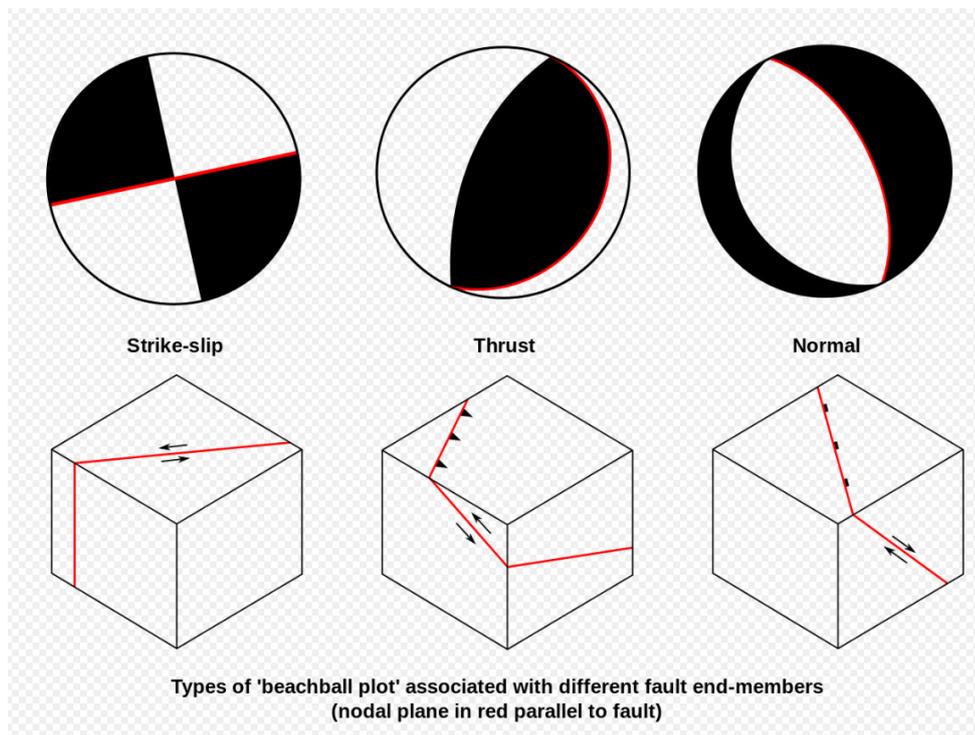
Annexe I.7. Les différents types d'ondes sismiques :

(i) l'onde P (qui est successivement dilaté et comprimé et parallèle au déplacement sol), (ii) l'onde S qui cisaille les roches et travaille en distorsion, entraînant des vibrations perpendiculaires au sens de propagation de l'onde, (iii) les ondes L et R se propagent à la surface de la Terre et sont les plus destructrices. (Source: (IPGP/David Ducros) <https://www.seisinsight.eu/fr/public/sismologie>)



Annexe I.8. Les périodes des ondes sismiques et leurs mouvements

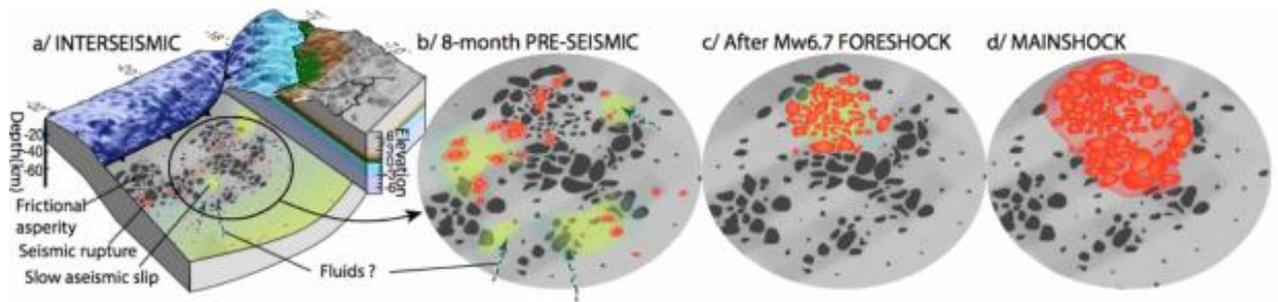
Les périodes des ondes sismiques peuvent être longues ou courtes : à la surface du sol, l'onde se déforme et monte jusqu'à atteindre un point d'amplitude maximale puis elle redescend pour finalement retrouver son niveau initial et son horizontalité. Le sismomètre "large bande" est sensible à la mesure d'une large gamme d'ondes sismiques dites courtes ou longues périodes.



Annexe I.9. Mécanismes au foyer d'un séisme d'origine tectonique

Le mécanisme au foyer est une représentation du mouvement à l'hypocentre de la rupture de la source sismique. Il traduit la direction des premières arrivées des ondes P et modélise la réaction du sol de manière identique à un double couple de forces. Donc deux plans nodaux sont définis ; le plan de faille qui est le plan de glissement ou de rupture contenant le point de départ des ondes sismiques et le plan auxiliaire perpendiculaire à la direction du mouvement.

La figure montre les mécanismes aux foyers des trois types de failles (décrochante, inverse et normale). Le plan de faille (en trait rouge) et son plan auxiliaire associé sont indiqués sur le beach ball et en bloc-diagramme. Il peut être défini de manière unique, par ses trois paramètres : l'**azimut**, le **pendage** qui définissant le plan de la faille, et le **rake** ou l'angle de glissement qui définit la direction et le sens du vecteur glissement sur ce plan de faille.

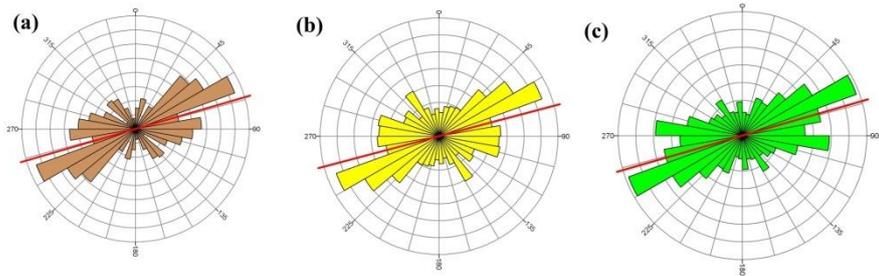
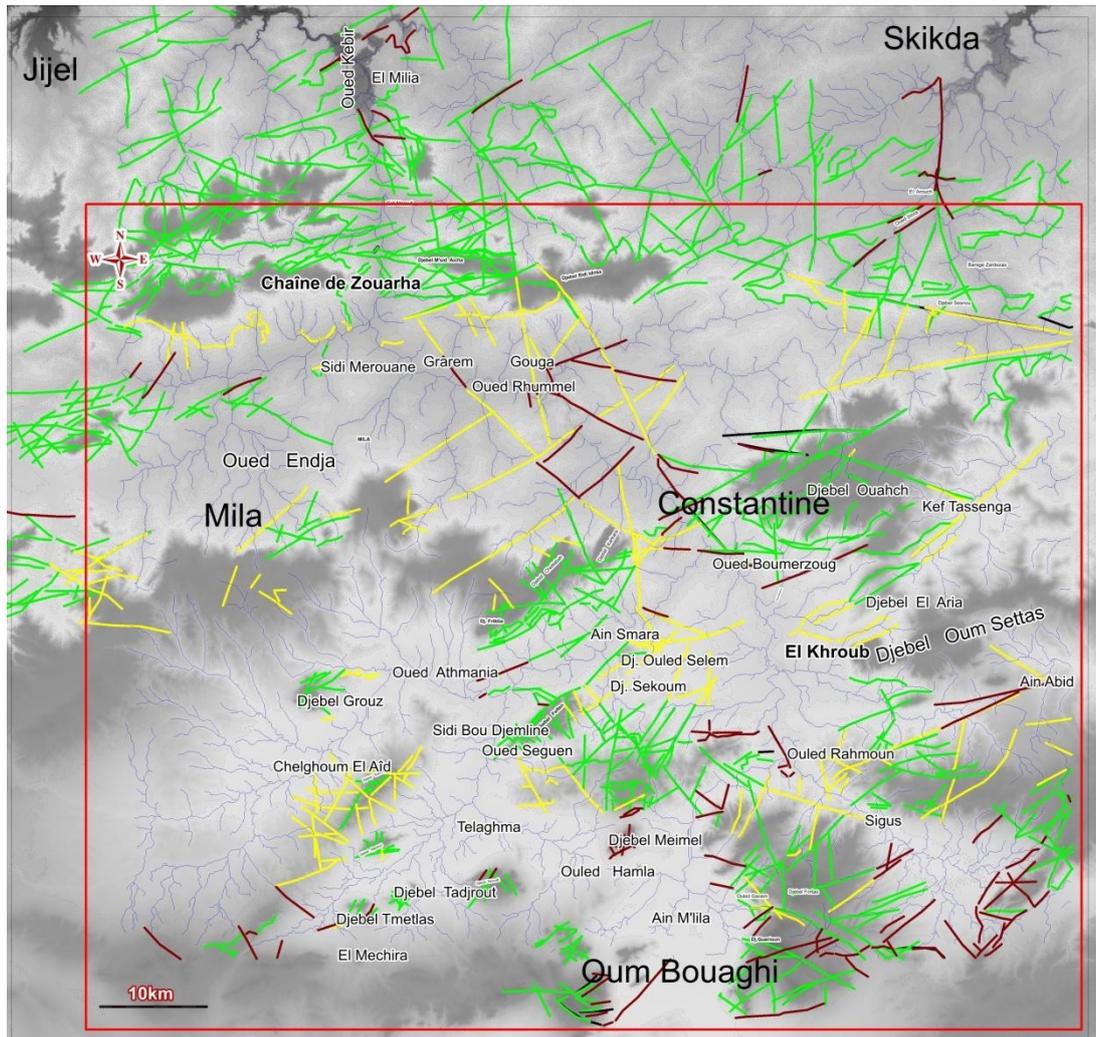


Annexe I.10. Aspérités et barrières

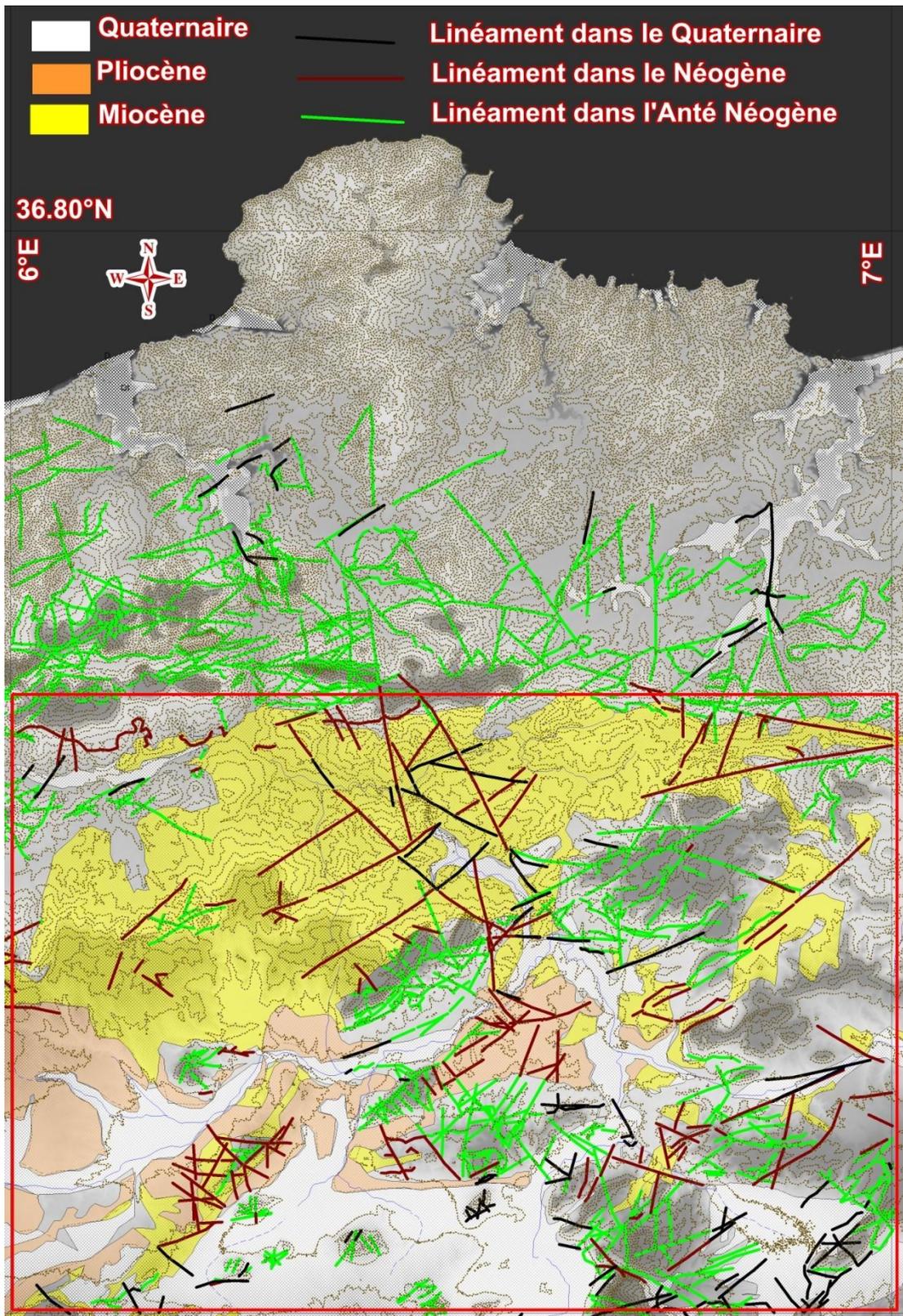
Le schéma est tiré de l'article [8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust ; Socquet, A., Piña Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., and Norabuena, E. (2017), *Geophysical Research Letters*, [doi:10.1002/2017GL073023](https://doi.org/10.1002/2017GL073023)]. L'article traite un exemple des zones à aspérités du séisme de 2014 en Chili (Mw 8.1). En se basant sur l'interprétation de la phase précurseur: (a) pendant la phase intersismique, l'interface de subduction se déplace lentement (jaune) en profondeur et dans les zones de faible couplage, où les aspérités de friction sont rares. La rupture de petites aspérités de friction résistant au glissement lent génère la sismicité de fond (rouge). (b) Huit mois avant le choc principal, un glissement lent s'accélère dans la zone sismogène (qui est peut-être facilité par la migration des fluides), autour de la zone rompue par le choc principal. Les ruptures sismiques commencent à se propager dans la zone conditionnellement stable entourant les aspérités de friction (rouge clair). (c) Après le plus grand pré-séisme du 16 mars (Mw 6.7), le glissement lent se poursuit. (d) Le 1er avril 2014, un séisme de Mw 8.1 a rompu une grande partie de l'interface de subduction, brisant à la fois les aspérités de friction (rouge) et les zones environnantes.

Une faille active est constituée de zones des zones de résistance agissantes sur l'énergie libérée lors d'un séisme. Ce sont les zones à aspérités qui correspondent aux segments qui génèrent des séismes, séparés par des segments qui peuvent agir comme des barrières. La capacité de ces barrières à bloquer les ruptures sismiques est un concept répandu ces derniers temps. Il est expliqué par l'existence de forces de friction intrinsèquement stables au niveau des barrières et qui se renforcent avec la vitesse de glissement. Cependant dans l'expérimentale dans des conditions correspondant aux profondeurs typiques des tremblements de terre, la plupart des roches de faille présentent un comportement de frottement potentiellement instable, s'affaiblissant avec la vitesse.

ANNEXES DE LA PARTIE III



Annexe III.1. Carte linéamentaire et les diagrammes des directions des linéaments morphotectoniques détectés dans le quaternaire (a), le Néogène (b) et dans l'Anté-Néogène(c). La zone d'étude encadrée en rouge



Annexe III.2 Les linéaments dans les bassins post nappes constantinois: bassin miocène de Mila –Constantine et bassin quaternaire d’Ain Mlila