

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA  
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE FERHAT ABBAS-SETIF

Mémoire Présenté à la Faculté des Sciences  
Département de Physique

Pour L'Obtention du Diplôme de MAGISTER

**Option: Sismologie**

THEME

Tectonique actuelle et récente et risque sismique de  
la région de Constantine

Mr. BOUEDJA FOUED

Soutenu le 15/03/2010

Devant le jury :

Dr. L. LOUAIL	Président	Professeur UFA Sétif
Dr. C.BENABBAS	Rapporteur	Maitres de Conférences U M Constantine
Dr. A.KHIARI	Examineur	Maitres de Conférences Université Oum El Bouaghi
Dr. H.AMIRECHE	Examineur	Professeur d'Université de Constantine
Dr. M.BOULARAK	Invité	Maitres de Conférences U M Constantine

## *Remerciements*

*Louange à Allah, seigneur de l'univers. Que la miséricorde et la paix soient sur notre Prophète Muhammad, sur sa famille et tous ses compagnons.*

*Je tiens d'exprimer mes profonds gratitude à vous mes parents, pour vos invocations continues, pour vos encouragements et vos conseils.*

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

*Je commencerai par exprimer ma profonde gratitude envers mon directeur du mémoire, Benabbas Chaouki pour m'avoir proposé ce sujet et de l'avoir encadré. Je tiens également à le remercier pour son dévouement, son aide, ses conseils, pour tout le temps qu'il m'a consacré sur terrain ainsi que ses encouragements tout au long de ce travail.*

*Mes remerciements se dirigent également vers A.K.YELLES, Directeur du CRAAG, qui m'a permis d'accéder aux documents nécessaires au niveau du CRAAG.*

*Je tiens à remercier Mme A.HARBI, pour son aide, ses conseils, ses corrections et ses propositions pour avoir des données fiables.*

*Mes remerciements vont aussi à Monsieur MAAMACH, doyen de la faculté des sciences à l'université Ferhat Abbes de Sétif, pour m'avoir offert l'opportunité d'effectuer un stage au sein de l'EOST-IPGS.*

*Mes vifs remerciements vont particulièrement aux Professeurs Hacène HACHIMI et Halim HAROUN pour leurs aides et leurs encouragements.*

*Mes remerciements les plus sincères vont aussi à Monsieur Mustapha MEGHRAOUI, Directeur de laboratoire de Tectonique Active de l'institut de Physique du Globe, ULP-Strasbourg, pour son dévouement, son aide, ses conseils.*

*Je remercie aussi A Monsieur Samir BELABBAS, avec qui j'ai collaboré pour réaliser les principales cartes nécessaires dans ce travail.*

*Je tiens à remercier le Professeur L.LOUAIL d'avoir accepté de présider mon jury ainsi que les autres membres du jury, Dr. A.KHIARI, Dr. M.BOULARAK et Dr. H.AMIRECHE pour le temps accordé à l'évaluation de ce travail.*

*Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous les membres du laboratoire Géologie et environnement de l'université de Constantine qui ont, de manière directe ou indirecte, donné une contribution à ce travail en particulier Pr MARMI. R, Dr BOULARAK.M et Dr BOUREFIS.J.*

*A tous mes collègues de physique et spécialement de la post-graduation et de la promotion de sismologie.*

## **RESUME :**

L'Algérie Nord-Orientale est périodiquement soumise à des tremblements de terre. Quoique localisés souvent dans la frange tellienne, ils peuvent néanmoins se manifester dans les piedmonts atlasiques et les bassins continentaux.

Décrypter les mécanismes de fonctionnement de ces phénomènes naturels, revient à identifier leur traçabilité, c'est-à-dire les failles géologiques, qui sous l'effet de contraintes se bloquent jusqu'au seuil de rupture et donnent des tremblements de terre; afin de les corrélérer avec les autres structures géologiques en place et d'en tirer les enseignements nécessaires à la gestion et à la prévision des séismes de façon générale.

Mais ce type d'analyse se heurte à diverses difficultés notamment la faiblesse et l'imprécision du fond géo-cartographique existant (limites géologiques, datations ...), la prédominance des faciès terrigènes et la dégradation des expressions morphologiques des déformations. Le cas de la partie occidentale de Constantine est révélateur.

La réflexion initiée ici est à la fois pluridisciplinaire et multi-scalaires. Elle s'appuie sur les particularités et les anomalies aussi bien morphologiques que géologiques de cette région pour identifier des déformations récentes et actuelles et ce, grâce à des critères de tectoniques actives.

Tout le corpus de cette thèse s'articulera en fait autour de quatre axes essentiels :

- L'identification des expressions topographiques des déformations.
- La caractérisation et la quantification des mouvements horizontaux et verticaux et leurs liens avec les réseaux de fracturation.
- Analyse de la sismicité historique de la région.
- La relation néotectonique, déformation et sismicité.

Enfin, l'analyse portera également sur certains impacts de la néotectonique tels que les fortes surrections, le démembrement du relief, l'incision des vallées et la subsidence.

## **Mots clés :**

Algérie nord orientale, Constantine, Néotectonique, Tectonique active, Sismicité, géo cartographie.

# Sommaire

## Remerciement

## Résumé

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

## CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

<b>I.1 Cadre géographique .....</b>	<b>3</b>
<b>I.1.1 Situation géographique .....</b>	<b>3</b>
<b>I.1.2 Relief de la région d'étude .....</b>	<b>3</b>
<b>I.1.3 Climat et végétation .....</b>	<b>3</b>
<b>I.1.4 Hydrologie .....</b>	<b>4</b>
<b>I.2 Géologie régionale.....</b>	<b>5</b>
<b>I.2.1 Domaine interne.....</b>	<b>6</b>
<b>I.2.2 Domaine des flyschs .....</b>	<b>7</b>
<b>I.2.2 Domaine externe .....</b>	<b>7</b>
<b>I.3 Les Différentes phases tectoniques.....</b>	<b>11</b>
<b>I.3.1 Les événements tectoniques durant le Mésozoïque.....</b>	<b>11</b>
<b>I.3.2 Les événements tectoniques durant le Tertiaire .....</b>	<b>13</b>
<b>I.3.3 La Tectonique récente.....</b>	<b>15</b>
<b>I.4 Litho-Stratigraphie de la région de Constantine .....</b>	<b>16</b>
<b>I.4.1 Trias.....</b>	<b>16</b>
<b>I.4.2 La nappe néritique constantinoise .....</b>	<b>16</b>
<b>I.4.3 Les nappes telliennes .....</b>	<b>18</b>
<b>I.4.4 La nappe numidienne ou flysch numidien .....</b>	<b>19</b>
<b>I.4.4 Les séries post-nappes .....</b>	<b>20</b>

## CHAPITRE II : PARTICULARITES GEOMORPHOLOGIQUES

<b>II.1 Particularités Orographiques .....</b>	<b>23</b>
<b>II.1.1 Les principaux massifs.....</b>	<b>26</b>
<b>II.1.1.1 L'ensemble chaîne de Zouahra- Msid Aicha-Sidi Driss-El Kantour-Dj Sesnou..</b>	<b>26</b>
<b>II.1.1.2 Le massif de Dj El-Ouassch.....</b>	<b>30</b>
<b>II.1.1.3 Djebel El- Kheneg .....</b>	<b>32</b>
<b>II.1.1.4 Djebel Akhal .....</b>	<b>33</b>
<b>II.1.1.5 La morpho-structure semi circulaire de Ahmed Rachdi.....</b>	<b>34</b>
<b>II.1.1.6 Le Djebel Oum Settas–Mazela.....</b>	<b>35</b>
<b>II.1.1.7 Les Massifs de Chettabah.....</b>	<b>36</b>
<b>II.1.1.8 Massif du horst anticlinal des Djebels Felten-Sidi R'mam-Sekoum-Sellem.....</b>	<b>38</b>
<b>II.1.1.9 Djebel Monnchar ben.Abbès-Ka Feddène .....</b>	<b>40</b>
<b>II.1.1.10 L'ensemble Guerioun–Fortas .....</b>	<b>40</b>
<b>II.1.1.11 Massif du Grouz .....</b>	<b>40</b>
<b>II.1.1.12 Djebel Tesselia.....</b>	<b>41</b>
<b>II.1.1.13 Djebel el-Borma.....</b>	<b>41</b>
<b>II.1.1.14 Djebel Meimel .....</b>	<b>41</b>
<b>II.1.1.15 Djebel Tikbeb .....</b>	<b>41</b>
<b>II.2 Les vallées .....</b>	<b>42</b>
<b>II.2.1 La vallée de Oued Rhumel.....</b>	<b>42</b>
<b>II.2.2 La vallée du Boumerzoug .....</b>	<b>44</b>
<b>Conclusion .....</b>	<b>46</b>

## CHAPITRE III : SISMICITE HISTORIQUE DE LA REGION DE CONSTANTINE

<b>III.1 Généralités.....</b>	<b>48</b>
<b>III.2 Sismicité et contexte tectonique du Maghreb.....</b>	<b>49</b>
<b>III.3 Contexte sismo tectonique de l'Algérie du nord .....</b>	<b>50</b>
<b>III.4 Sismicité historique et instrumentale de la région de Constantine .....</b>	<b>57</b>
<b>Conclusion.....</b>	<b>68</b>

## **CHAPITRE IV : ANALYSE SPATIO TEMPORELLE DE LA SISMICITE HISTORIQUE DE LA REGION DE CONSTANTINE**

<b>Introduction .....</b>	<b>70</b>
<b>IV.1 Analyse spatio-temporelle de la sismicité de la période 1900-2002 .....</b>	<b>71</b>
<b>IV.2 Analyse de la micoséismicités 2003-2009 .....</b>	<b>86</b>
<b>Conclusion .....</b>	<b>99</b>

## **CHAPITRE V : ALEA SISMIQUE DE LA REGION DE CONSTANTINE**

<b>Introduction .....</b>	<b>101</b>
<b>V.1 Processus d'évaluation probabiliste de l'Aléa Sismique.....</b>	<b>102</b>
<b>V.1.1 Approche méthodologique .....</b>	<b>102</b>
<b>V.1.2 Identification des sources sismiques .....</b>	<b>104</b>
<b>V.1.3 Constitution d'un catalogue de sismicité .....</b>	<b>105</b>
<b>V.1.3.1 Sources des données sismiques .....</b>	<b>105</b>
<b>V.1.3.2 Homogénéisation .....</b>	<b>106</b>
<b>V.1.3.3 Elimination des répliques .....</b>	<b>107</b>
<b>V.1.3.4 Complétude de catalogue .....</b>	<b>108</b>
<b>V.1.4 Caractérisation de l'activité sismique .....</b>	<b>109</b>
<b>V.1.4.1 La méthode de Kijko-Sellevoll (1989, 1992) .....</b>	<b>110</b>
<b>V.1.4.2 Détermination de la magnitude maximale .....</b>	<b>111</b>
<b>V.1.5 Quantification des effets induits par les différentes sources sismiques .....</b>	<b>113</b>
<b>V.1.5.1 Formule générale .....</b>	<b>113</b>
<b>V.1.5.2 Les différentes lois d'atténuation utilisées pour l'Algérie .....</b>	<b>114</b>
<b>V.1.6 Représentation graphique de l'aléa sismique .....</b>	<b>117</b>
<b>V.2 Application à la ville de Constantine .....</b>	<b>118</b>
<b>V.2.1 Identification des sources sismiques .....</b>	<b>118</b>
<b>V.2.2 Caractérisation de la sismicité de la région .....</b>	<b>119</b>
<b>V.2.3 Lois d'atténuation et calcul de l'accélération maximal .....</b>	<b>121</b>
<b>V.2.4 Calcul de l'aléa sismique de la ville de Constantine .....</b>	<b>122</b>

<b>V.3 Risque sismique</b> .....	<b>127</b>
<b>V.3.1 Le risque sismique dans la région de Constantine</b> .....	<b>129</b>
<b>Conclusion</b> .....	<b>134</b>
<b>Conclusion Générale</b> .....	<b>135</b>



## Introduction

L'Algérie du Nord est périodiquement soumise à des tremblements de terre. Quoiqu'ils soient localisés souvent dans la frange tellienne, ils peuvent néanmoins se manifester dans les piedmonts atlasiques et les bassins continentaux.

Décrypter les mécanismes de fonctionnement de ces phénomènes naturels, revient à identifier leur traçabilité, c'est-à-dire les failles géologiques, qui sous l'effet de contraintes se bloquent jusqu'au seuil de rupture et donnent des tremblements de terre; afin de les corrélérer avec les structures géologiques en place et d'en tirer les enseignements nécessaires à la gestion et à la prévision des séismes de façon générale.

Mais ce type d'analyse se heurte à diverses difficultés notamment la faiblesse et l'imprécision du fond géo-cartographique existant (limites géologiques, datations ....), la prédominance des faciès terrigènes et la dégradation des expressions morphologiques des déformations.

La réflexion initiée ici est à la fois transdisciplinaire et multi-scalaires. Elle s'appuie sur les particularités et les anomalies aussi bien morphologiques que géologiques pour identifier des déformations actives et ce, grâce à des critères de tectoniques actives.

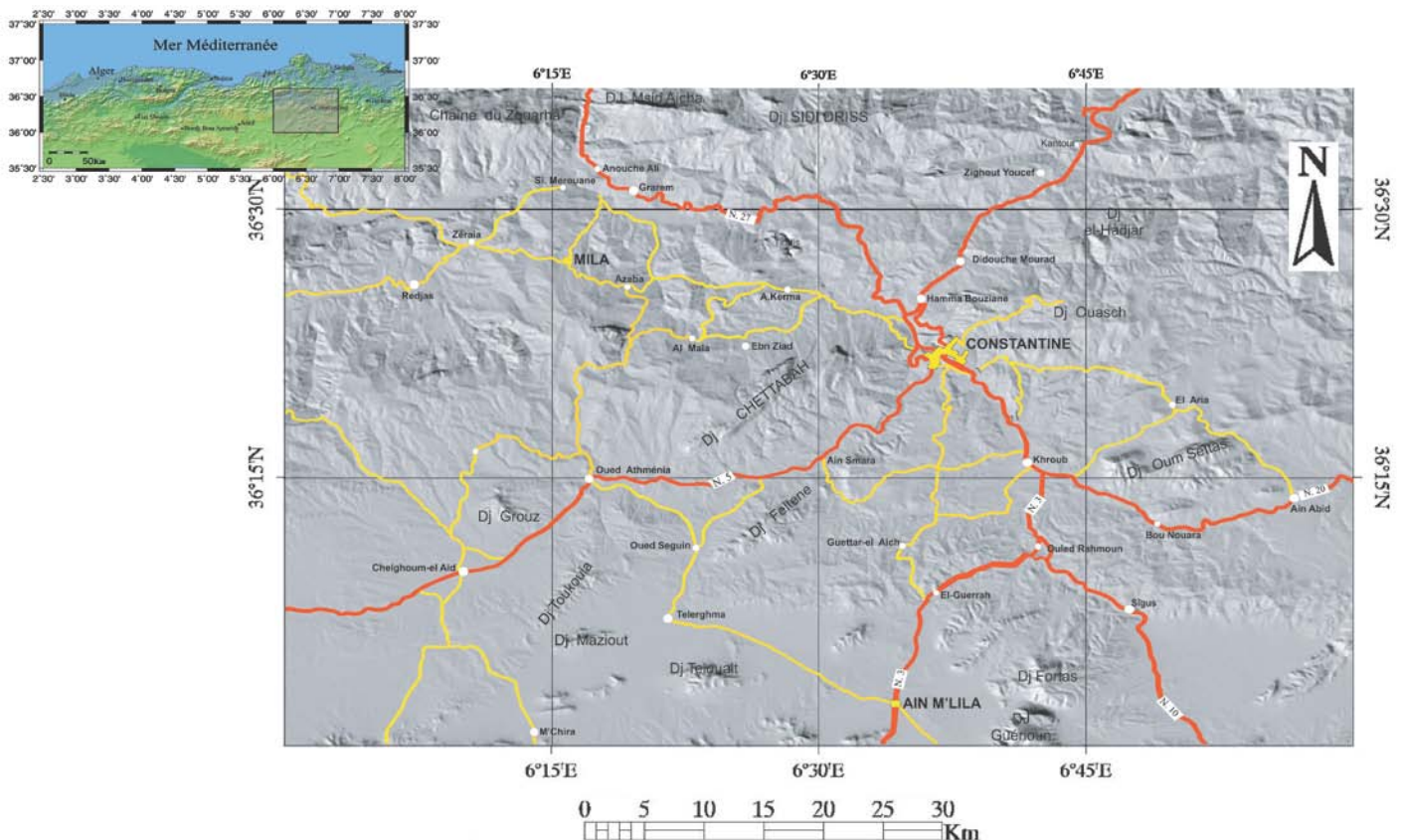
Tout le corpus du travail s'articulera en fait autour de quatre axes essentiels :

- ✓ L'identification des expressions topographiques des déformations.
- ✓ La relation néotectonique, déformation et sismicité.
- ✓ Une analyse spatio temporelle de la sismicité.
- ✓ Une réflexion sur l'aléa sismique.

***CHAPITRE I: CADRE GEOGRAPHIQUE ET  
GEOLOGIQUE***

## I.1 Cadre Géographique

**I.1.1 Situation géographique :** la région d'étude est située au Nord-est Algérien, elle appartient au Tell. Elle est limitée par les coordonnées géographiques suivantes : latitude :  $36^{\circ}00'$  à  $36^{\circ}35'N$ , longitude :  $6^{\circ}00'$  à  $7^{\circ}00'E$ . Elle s'étend sur une superficie relativement importante (**Fig. I.1**).



**Fig. I.1 :** Localisation de la région d'étude

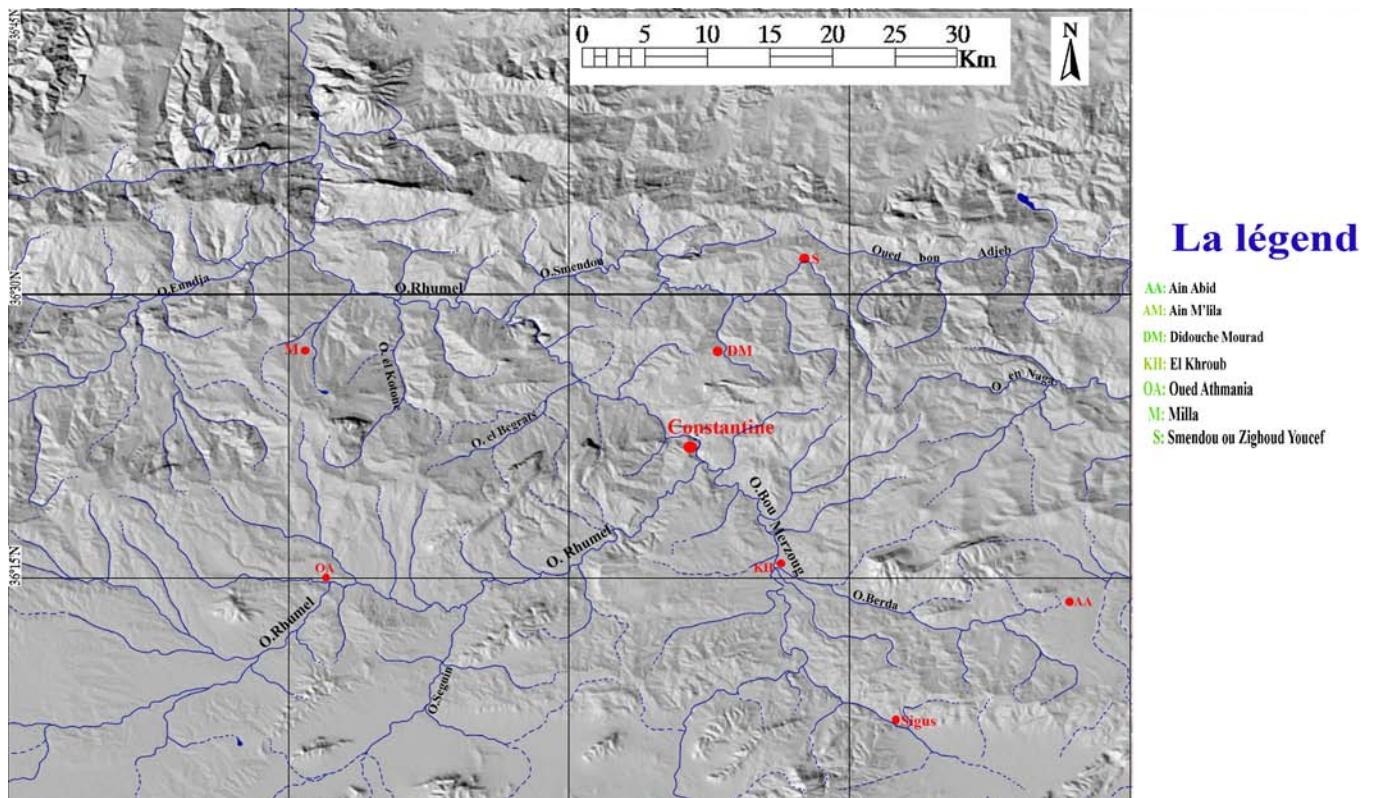
**I.1.2 Relief de la région d'étude :** Le relief de la région de Constantine est assez compliqué, c'est la conséquence de plusieurs phases tectonique. La présence de plusieurs nappes de charriage (nappe numidiennes, flysch massylien, nappe telliennes, nappe néritique) a un rôle assez important dans le façonnement de ce dernier.

**I.1.3 Climat et végétation :** La région est soumise à un climat semi-aride, caractéristique de l'ensemble néritique, avec deux saisons bien définies. La première froide et humide débutant au mois de Décembre et allant jusqu'au mois de Mai. La deuxième saison chaude et sèche, commence dès la fin du mois de Mai jusqu'à la fin Novembre, La pluviométrie moyenne annuelle est de 500 mm.

### I.1.4 Hydrologie :

La région de Constantine est caractérisée par un réseau hydrographique relativement dense, dont la ville de Constantine elle-même est le point de confluence de deux principaux cours d'eau. Oued Bou Merzoug (de direction N-S en amont puis devient NW-SE en aval) et Oued Rhumel (direction varie le long de son parcours) et qui traverse les gorges de Constantine.

Le ravinement intense de la région forme les affluents des deux Oueds, parmi ces affluents, on trouve Oueds Athmènia, Seguin, Ziad et Smendou qui convergent tous vers Oued Rhumel, et Oueds El Klab, Melah, Berda et Oued Hamimine qui affluent Oued Bou Merzoug.



**Fig. I.2 :** Les principaux cours d'eau du secteur d'étude

Ce qu'il faut noter c'est la faiblesse de leurs débits, voir l'assèchement en période des grandes chaleurs. Par contre en période pluvieuse ; la violence des pluies fait souvent que le débit des Oueds atteint des pointes record, pour retomber quelques jours plus tard à un niveau assez bas.

## I.2 Géologie Régionale

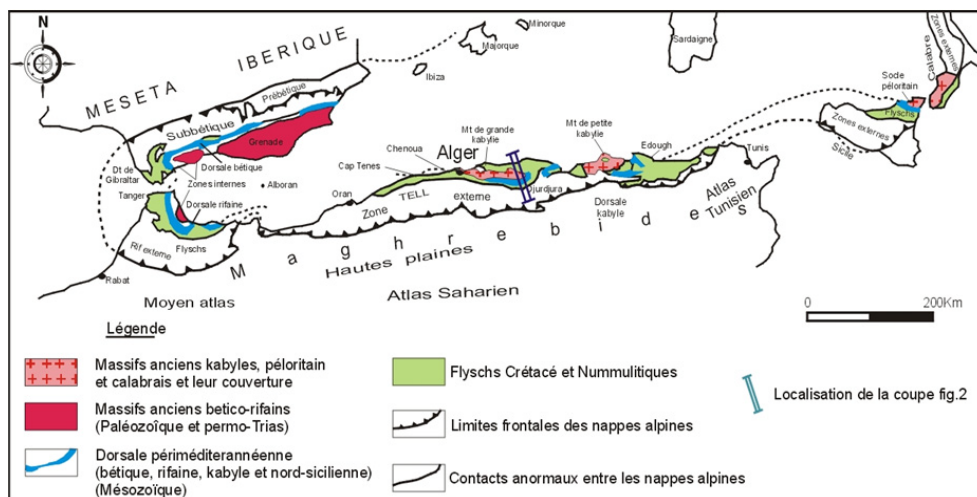
Le secteur d'étude (contient le Mole Constantinois) fait partie de la chaîne Alpine de l'Algérie nord orientale. Cette dernière constitue un tronçon des chaînes plissées d'Afrique du nord, les Maghrébides, qui vont du Rif (Maroc) à la Sicile (Italie) en passant par l'Algérie et la Tunisie (**Fig. I.3**).

La chaîne des Maghrébides résulte probablement de la convergence et de la collision d'un élément de la marge sud européenne avec la marge nord africaine d'un bassin Téthysien Maghrébin qui faisait communiquer la Téthys ligure avec l'Atlantique central (Wildi W., 1983).

Le bassin Maghrébin s'est différencié en plusieurs domaines paléogéographiques qui sont actuellement en partie superposés (Raoult J.F., 1974).

Du Nord au Sud on peut différencier trois grands domaines distincts:

1. **Domaine interne**
2. **Domaine des flyschs**
3. **Domaine externe**



**Fig. I.3** : Les grands domaines d'origine alpine en méditerranée occidentale (Durand-Delga M., 1969)

### **I.2.1. Domaine interne**

Contient un socle continental cristallophyllien (Grande et petite Kabylie) avec leur couverture sédimentaire écaillée (Dorsale Kabyle ou chaîne calcaire).

#### ➤ **Socle Kabyle**

On attribue au socle trois ensembles lithologiques (Benabbas C., 2006) :

- un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites.
- Un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant « des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes ocellés ».
- La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur.

#### ➤ **Dorsale Kabyle (chaîne calcaire)**

La chaîne calcaire est située au sud du socle et subdivisée selon (Durand-Delga M., 1969 ; Raoult J.F., 1974 ; Vila J.M., 1980) en trois unités qui sont du nord au sud:

- Unité interne: une série conglomératique à sa base et se termine par des formations calcaires d'âge permo-triasique à néocomien suivi par une lacune du crétacé inférieur au crétacé moyen (Vila J.M., 1980) et un Eocène inférieur à moyen formé de calcaire néritique massif.
- Unité médiane: sa base est semblable à celle de l'unité interne sauf que la lacune concerne l'Aptien et l'Albien. Du Crétacé supérieur à l'Eocène la série est marno-calcaire à microfaune pélagique (Vila J.M., 1980)
- Unité externe : caractérisée par une série crétacée à éocène détritique avec un faciès intermédiaire entre le domaine interne et médian du bassin maghrébin (Vila J.M., 1980).

### **I.2.2. Domaine des flyschs**

Ce domaine correspond aux nappes de flyschs dont le matériel crétacé-paléogène est expulsé vers le sud. Ces flyschs sont déposés dans un bassin de nature marine (Bouillin J.P., 1986).

Ces flyschs ont été subdivisés du nord au sud en trois types, de nature distincte:

- **Flysch mauritanien:** il s'agit d'une réunion en une seule série des flyschs de type Guerrouche (Durand-Delga M., 1969), il contient de bas en haut (Vila J.M., 1980):
  - Des radiolarites rouges du Malm avec un flysch argilo-gréseux d'âge Crétacé inférieur.
  - Des calcaires conglomératiques ou micro conglomératiques à bandes silicifiées blanches d'âge Crétacé supérieur.
  - Des formations conglomératiques et micro conglomératiques d'âge Yprésien.
  
- **Le flysch massylien:** flysch argilo-quartzitique d'âge Crétacé inférieur avec des phanites du Cénomaniens suivi par une alternance d'argiles et de micro-brèches du Crétacé supérieur (Raoult J.F., 1969).
  
- **Le flysch numidien:** flysch gréseux Oligo-aquitain, qui atteint le Burdigalien inférieur se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch mauritanien (Benabbas C., 2006).

La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées. Elle n'est que peu impliquée dans les accidents qui affectent l'édifice allochtone, sauf au nord de Constantine et d'El Aria, où elle se présente comme un ensemble écaillé (Benabbas C., 2006).

### I.2.3. Domaine externe

Ce domaine correspond à la marge de la Téthys du côté de la plaque africaine. En Algérie, ce dernier représente les zones telliennes. Il rassemble plusieurs séries à matériel marneux largement chevauchantes sur la plate forme Africaine.

Ce domaine peut se subdiviser en deux grands types de séries (Benabbas C., 2006):

- Les séries telliennes

- Les séries de l'avant pays

➤ **Les séries Telliennes**

Ce sont des séries très épaisses à dominante marneuse issue du sillon Tellien (Vila J.M., 1980), ces séries ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène (Benabbas C., 2006). Selon (Vila J.M., 1980) ces séries sont subdivisées du nord au sud en trois unités:

- Unités ultra telliennes
- Unités telliennes sensu stricto
- Unités péni telliennes et les unités méridionales à nummulites

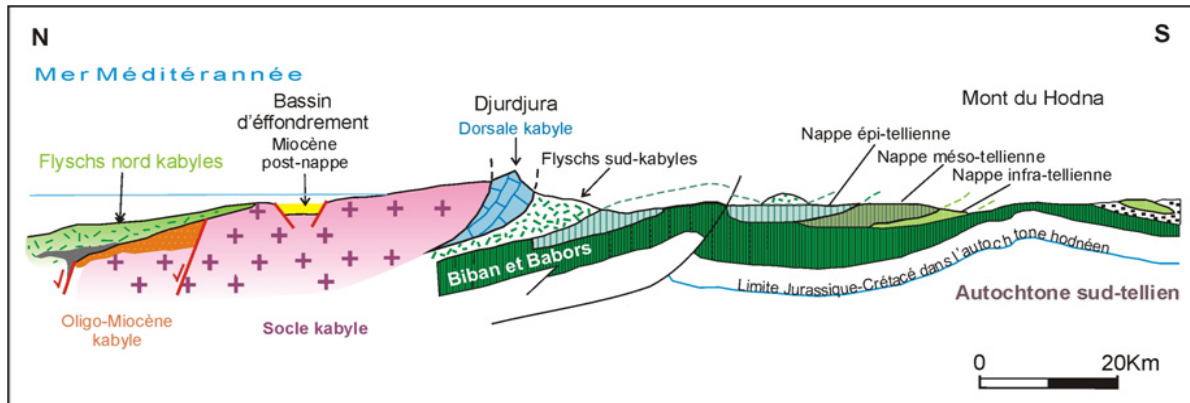
**Les unités ultra-telliennes:** la dénomination d'ultra-telliennes a été proposée par (Durand Degla M.1969). Ces unités sont caractérisées par des marnes et quelques bancs de calcaires au Crétacé et par des calcaires à silex et des marnes sombres à l'Eocène (Vila J.M., 1980).

**Les unités telliennes sensu stricto:** affleurent surtout dans la région de Sétif où elles couvrent l'espace qui va des chainons côtiers des Babor aux premières pentes des monts du Hodna, caractérisées par des formations marneuses et marno-calcaires Crétacé et Paléogène (Vila J.M., 1980).

**Les unités pénitelliennes et les unités méridionales à nummulites:** le terme péni-tellien a été créé pour désigner une série allochtone du versant nord du djebel Zouaoui, dans le massif du Chattaba, près de Constantine, caractérisé par une séquence de carbonate et de vase allant du Lias au Maestrichtien (Vila J.M., 1980).

Les unités méridionales à nummulites apparaissent sous forme de lambeaux au sud des unités pénitelliennes. Sont caractérisées par un Sénonien associé à des formations éocènes riches en nummulites, qui sont disposées irrégulièrement au front des unités telliennes (Vila J.M., 1980).





**Fig. I.4 :** Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord orientale

### ➤ Les séries de l'avant pays

**Unité néritique Constantinoise:** appelée aussi mole néritique Constantinoise, elle forme des massifs isolés de tailles variables.

Cette unité est caractérisée par des séries externes d'allochtonie notable à matériel carbonaté épais et massif du Jurassique- Crétacé, ces séries sont moins structurées au Miocène moyen. Cette unité s'est comportée de façon rigide durant les phases tectonique alpines (C.Benabbas 2006) et chevauche les écaïlles des Sellaoua et les unités sud- sétifiennes (Vila J.M., 1980). Pour les auteurs (Durand-Delga M., 1969), (Chadi M., 1991) et (Coiffait P.E., 1992) cette unité est autochtone.

**Unités des écaïlles des Sellaoua:** ces unités situées dans la partie la plus externe de la chaîne des Maghrébides, issues d'un large sillon à valeur Océanique.

Elles affleurent au sud-est des massifs composants l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites (Benabbas C., 2006); l'Oligocène est signalé par Vila J.M. (1980) et par Coiffait P.E. (1992).

**Unités sud-sétifiennes:** ces unités considérés allochtones pour (Vila J.M., 1980), sont caractérisées par des séries d'âge jurassique Crétacé de base marno-calcaire à Ammonites.

**Le para autochtone Nord-aurésien:** Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Aïn Yaghout et par les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Aïn Kercha et d'Oum El Bouaghi.

Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le coeur d'un vaste pli couché (Benabbas C., 2006).

**L'autochtone Nord-aurésien:** Il s'agit là du domaine atlasique, caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques, et par un Trias diapirique d'âge aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa. (Farah A.S., 1991).

### I.3 Les Différentes Phases Tectoniques

L'évolution des Maghrébides au Mésozoïque et au Tertiaire s'intègre plus largement dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, caractérisée par l'affrontement des grandes plaques européenne et africaine, d'abord par coulissage sénestre, puis en régime de collision, à partir de dates diverses dans le crétacé en fonction des dispositifs locaux, la collision devenant générale au crétacé supérieur.

#### I.3.1 Les événements tectoniques durant le Mésozoïque

A l'échelle des zones externes de l'Algérie nord orientale, les événements tectoniques durant cette époque sont peu étudiés. Les travaux réalisés jusqu' à présent s'accordent sur les événements suivants :

➤ **Au Trias**

Le Trias correspond à une période d'extension généralisé qui affecte le domaine Atlasique. Les bassins Triasique en Algérie ne sont connus que localement et en sub-surface.

Les présences des pélites et des évaporites très épaisses dans l'ensemble des domaines externes du Tell témoignent d'une forte subsidence à partir du Trias moyen et supérieur qui est facilitée sûrement cette période de distension généralisée. Les séries évaporatiques (sédimentation argilo-gypseuse) sont accompagnées de coulées basaltiques et de carbonates du Keuper (Benabbas C., 2006).

➤ **Au Lias: *Rifting et ouverture, subsidence et installation de la mer ouverte***

La distension provoque une subsidence différentielle. Celle-ci se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur, permettant de la sorte la création de bassins marins ouverts dans les hauts atlas sahariens, Wildi W., (1983).

La plate forme constantinoise se distingue dès la fin du Lias comme un haut-fond à sédimentation calcaire dominante, (Guellal S., et al, 1973a).

➤ **Au jurassique moyen et supérieur : *Ouverture et coulissage.***

A cette période, l'approfondissement et le caractère océanique des milieux sédimentaires se confirment et s'accroissent. Le bloc africain est décalé par un coulissage senestre par rapport à

l'Ibérie et au bloc Alboran à partir de 165 Ma, engendrant probablement les premiers plissements dans les Babors vers la fin du Malm, avec des axes de plis d'orientation N-S.

Le Malm représente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Lias et le Dogger.

Dans les zones telliennes, les structures associées à la tectonique du Malm sont attestées par des discordances angulaires marquant la base du Crétacé inférieur.

Plus au Sud, dans l'avant pays, la phase Jurassique supérieure se manifeste par une sédimentation terrigène au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable, Wildi W., (1983).

#### ➤ **Au Crétacé inférieur**

Aucune phase tectonique importante n'est connue à cette époque ni en Ibérie ni en Afrique. L'origine du dépôt des sédiments détritiques sur la bordure Nord de l'Afrique et sur le continent ibérique ne serait pas tectonique mais climatique.

D'après l'interprétation des anomalies magnétiques dans l'atlantique Nord, les coulissages senestres E-W entre l'Ibérie et l'Afrique s'arrêtent pratiquement dès l'Aptien supérieur (110 Ma), Wildi W., (1983).

Suivant une transversale régionale, au Crétacé inférieur on peut noter une alternance de régressions et de transgressions individualisant ainsi des zones sédimentaires préfigurant déjà les unités structurales majeures, tel le domaine néritique, qui dès cette période, apparaît comme un entablement massivement carbonaté situé entre deux zones vaseuses, Guellal S., et al, (1973).

#### ➤ **Au Crétacé supérieur**

Au Crétacé supérieur, il semble qu'un épisode tectonique important correspondant au Cénomaniens inférieur a eu lieu. En effet sur la bordure Sud-Ouest de la plate-forme néritique constantinoise et dans le Sud sétifien, la sédimentation devient planctonique. Les marnes pélagiques succèdent aux calcaires. Ce changement peut être relié à un épisode tectonique entraînant un relèvement du niveau eustatique. Cet épisode tectonique est le plus souvent traduit dans la sédimentation par une surface durcie (Hard-ground) observable dans plusieurs massifs (Oum Settas). Cette phase correspond à une phase compressive, qui coïncide avec le

début de la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Cette phase compressive a engendré des plis orientés E-W ainsi qu'une forte schistosité de fracture dans les Babors affectant les niveaux anté-vraconiens. Elle est orientée conformément aux plissements W-E à SW-NE. Des évaporites triasiques se trouvent remaniées et resédimentées dans des formations qui datent de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur surtout, Wildi W., (1983).

A cette époque la différenciation paléogéographique, apparue au Crétacé inférieur, se poursuit et s'accroît par le fonctionnement des zones positives et négatives. Dans le domaine néritique, la construction de l'entablement carbonaté s'achève avec l'émersion définitive de la fin du Crétacé supérieur. Cette émersion est confirmée par Guellal S et al, (1973).

- Remaniement conglomératique du Vraconien-Turonien dans le Sénonien dans la partie Nord du domaine néritique (massif de Chettaba).
- Présence de nombreux hard-grounds.
- Turonien localement érodé ou absent.
- Faciès néritique en lentilles (massif de Karkara)

### **I.3.2 Les événements tectoniques durant le Tertiaire**

La chaîne alpine de l'Algérie Nord orientale s'est surtout structurée pendant les phases Tertiaires.

#### **➤ A l'Eocène : Phase priabonnienne**

Cette phase compressive se situe vers la fin du Lutétien, appelée phase *fini-lutétienne* ou *phase atlasique* d'après Durand Delga M., (1969) et Raoult J.F., (1974) ou encore phase *priabonnienne* selon Vila J.M., (1980).

Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire ayant débuté dès le Trias supérieur, et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomaniens, Aris Y., (1994).

Cette phase compressive est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge Africaine tellienne. Dans les zones internes

la position relative E-W de la Kabylie par rapport au Tell est bloquée dès l'Eocène supérieur. Elle est associée à un métamorphisme régional, Wildi W., (1983).

Cette phase est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50° E d'El Kentour qui se prolonge jusque dans l'avant pays au Sud-Ouest, entre les monts du Bélezma et ceux du Hodna correspondant à la « transversale de Constantine ».

### ➤ **Au Miocène**

#### **Phase compressive du Burdigalien**

La phase Miocène est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S. La partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa migration vers l'Ouest, pour entrer finalement en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord algérien.

Cette phase se manifeste par :

- L'avancée de la nappe numidienne vers le Sud et la formation des olistostromes kabyles dans une dépression septentrionale.
- Un bombement à l'aplomb du bord kabyle méridional, où s'étaient antérieurement empilées les unités de flyschs sur les nappes telliennes au Priabonien.
- Des structures plissées, au sud du domaine kabyle.

A la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer envahissent des golfes de la partie septentrionale des chaînes algériennes. Dans les Babors, les premiers sédiments post-nappes marins se déposent.

Cette transgression va de pair avec une phase volcanique calco-alcaline et un plutonisme qui a mis en place les intrusions granitiques en grande Kabylie, dans les Babors et en petite Kabylie. Les datations radio-métriques y indiquent souvent des âges entre 12 et 16 Ma.

#### **Phase tangentielle tortonienne -phase alpine**

Pour Vila J.M., (1980), c'est la phase tortonienne majeure, à vergence Sud qui est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne. Toujours selon le même auteur, cette phase serait responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à nummulites».

Cette phase a engendré dans l'ensemble de Algérie Nord orientale des chevauchements vers le Sud des unités méridionales à nummulites, des unités sud-sétifiennes et des écailles de Sellaoua, ainsi que des plissements à axes E-W des monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès ; genèse des « plis emboutis » qui interfèrent et reprennent les plis éocènes.

Pour revenir à la notion de tectonique tangentielle tortonienne selon Vila J.M., du nord au sud et de haut en bas de l'édifice structural on distingue :

- La zone intermédiaire est fortement plissée (Burdigalien-Langhien).
- La zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur.
- Les nappes telliennes sont reprises en bloc.
- L'ensemble allochtone sud-sétifien constitue un empilement de lames en série normale.
- La nappe néritique constantinoise et les unités allochtones de type Sellaoua relaient en plan l'ensemble allochtone sud-sétifien vers l'Est.

**I.3.3 La Tectonique récente :** Cette phase tectonique post-nappes est responsable de l'orographie actuelle.

Elle a induit le comblement des bassins mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants.

A l'échelle du Constantinois, les structures attribuées à cette tectonique évoquent une tectonique polyphasée. En effet, deux phases successives de distension et de compression ont affecté les formations tortoniennes, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes, et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique. Parmi ces plis on note ceux de Djebel Ouahch, du massif du Chettaba et du Djebel Djaffa.

Par ailleurs, des failles inverses parfois décrochantes ou chevauchantes ainsi que des déformations cassantes de direction E-W et NW-SE, tel l'accident de M'cid Aïcha-Debbar d'une centaine de kilomètres, peuvent être observées. Le long de cet accident, des chevauchements Nord-Sud post-miocène sont localement signalés, Guellal S., et al, (1973).

## **I.4 Litho-Stratigraphie de la région de Constantine**

La région de Constantine avec sa morphologie exceptionnellement accidentée caractérisée par des massifs qui appartiennent au domaine externe de la chaîne des Maghrébides.

Les principaux traits stratigraphiques de la région correspondent en fait à des formations calcaires jurassico-crétacées avec une couverture marno-calcaire d'âge sénonien supérieur à éocène avec la présence de lacunes de sédimentation (Aris Y., 1994).

### **I.4.1 Trias**

Le Trias exotique correspond aux plus anciens terrains des zones externes, Il est essentiellement évaporitique et se présente en épaissements diapiriques et en lames injectées le long de certains accidents. Représenté par des masses de gypse et d'argile, de couleur rouge lie-de-vin bien caractéristique, contenant le plus souvent des blocs calcaire-dolomitiques, des cargneules, des marnes bariolées verdâtres et des blocs de roches volcaniques (Benabbas C., 2006).

Parmi les affleurements connus dans le Constantinois, on peut citer du Nord au Sud :

- Les affleurements des massifs du Kheneg et Djebel Akhal, au Nord-Ouest et à l'Ouest de Constantine.
- Ceux de la dépression du Chettaba-Djebel Ech Chebka Aïn El Kebch, à l'Ouest et au Sud-Ouest de Constantine.
- Et ceux liés aux formations tertiaires situées au Sud des massifs du Felten et de l'Oum Settas.

### **I.4.2 La nappe néritique constantinoise**

Plate forme marine caractérisée par des formations principalement carbonatées du jurassique supérieur au sénonien transgressif.

#### **➤ Jurassique supérieur**

Le Jurassique supérieur est essentiellement carbonaté. Il comprend des dolomies noires, largement cristallines, surmontées par une barre de 90 à 100 m de calcaires massifs (Benabbas C., 2006).



➤ **Le Néocomien**

Il est carbonaté et débute par une série montre une alternance entre les calcaires fins et des marnes rosées ou jaunâtres. Il se prolonge par 150 m de calcaires à silex, sauf au Djebel Guerioun et Fortass. Plus à l'Ouest dans les monts d'Aïn M'lila, le Néocomien est uniquement carbonaté et comporte des alternances calcaro-dolomitiques sur 300 m environs.

➤ **Le Barrémien**

Le Barrémien est calcaro-dolomitique, représenté par une épaisse série (250 à 300m) de calcaires massifs, clairs dans lesquelles s'intercalent de rares passées de marnes grises, il est riche en microfaune (Benabbas C., 2006; Aris Y., 1994).

➤ **L'Aptien**

Ce dernier débute par 50 m de calcaires massifs en gros bancs, pour se poursuivre sur 100 à 120 m, par des calcaires micritiques noirs, riches en Milliolidés et en débris de Rudistes. Le terme sommital aptien est constitué d'une corniche de 80 à 100 m de calcaires massifs (Benabbas C., 2006).

L'aptien se termine par une surface d'érosion originale (Aris Y., 1994), il affluer au Djebel karkara et Zouaoui sous forme d'un ensemble de marnes et de calcaires marneux biomicritiques et graveleux. Et selon (Vila J.M., 1980) des formations correspondantes au Clansayésien (Aptien sup) affleurent au Djebel Felten.

➤ **L'Albien et le Vraconien**

Ils sont constitués de bancs calcaires noirs (Benabbas C., 2006).

Dans le massif de Djebel Frikitia au sud ouest de Chettaba, l'Albien est représenté par une série constituée de marnes et de calcaires noduleux à Ammonites, Mélobisiées et des hedbergelles de types washitensis, avec une association à foraminifères benthiques et à Ostracodes (Vila J.M., 1980).il affluer aussi au Dj Felten (identique à celui de Djebel Frikitia) et au Djebel Zouaoui.

➤ **Le Cénomaniien**

Les formations cénomaniienne sont carbonatées et peuvent atteindre 250 à 300 m d'épaisseur (Benabbas C., 2006).il manque dans la plupart des massifs méridionaux de la

nappe néritique Constantinoise, et il est pélagique dans la série très septentrionale du Kef Hahouner (Vila J.M., 1980).

➤ **Le Turonien**

Comprend des calcaires rubanés à patine blanche et à cassure grise, et par de grosses barres de calcaires massifs clairs à rudistes et à minces intercalations de calcaires sombres (Benabbas C., 2006). Selon (Vila J.M., 1980) son affleurement au Djebel Oum Settas peut lier au fonctionnement de failles de direction Atlasique.

➤ **Le Sénonien transgressif**

Le sénonienne représente une couverture des affleurements septentrionaux de la nappe néritique constantinoise.

Le Sénonien débute par une discordance du ravinement et des niveaux d'allure micro-bréchtique précédant 20m environ de calcaires noirs, micritiques, à fins débris organogènes et à silex noir. Ces couches ont fossilisé de petites failles verticales à faible rejet. Au-dessus d'une nouvelle surface de ravinement, on remarque, notamment à l'ancrage Nord du pont suspendu de Constantine quelques décimètres de micrites grises ou jaunâtres à aspect feuilleté et à gros cristaux de pyrite, avec une mince intercalation marneuse crème. (Vila J.M., 1981)

### **I.4.3 Les nappes telliennes**

➤ **La nappe ultra-tellienne**

L'unité ultra-tellienne est largement développée dans le Constantinois. Elle est représentée par des formations marneuses et marno-calcaires de faciès généralement clairs d'âge Barrémien à Eocène.

➤ **Les nappes telliennes sensu-stricto**

Localisées dans le triangle Chelghoum El Aïd-Constantine-Sigus à matériels allant du Sénonien inférieur à l'Eocène, ces nappes sont semblables à la série de type Djemila (Vila J.M., 1980).

Elles sont caractérisées par:

- des marnes grises ou beiges avec de minces intercalations marno-calcaires (250 à 300m d'épaisseur) d'âge Sénonien inférieur.
- des marno-calcaires d'âge Sénonien supérieur, dont la couche peut atteindre localement 250 à 300 m.
- un ensemble monotone de marnes ou d'argiles carbonatées noires du Maastrichtien au Paléocène.
- des calcaires massifs blancs à patine bitumineuse d'âge Yprésien-Lutétien inférieur représenté par une série d'environ 200m.
- des marnes grises ou noires à boules jaunes Lutétien à Priabonien.

➤ **La nappe péni-tellienne et unités méridionales à nummulites**

C'est une alternance de carbonate et de vase allant du Lias au Paléocène :

- Lias: calcaires massifs.
- Dogger : calcaires oolithiques, oosparites dont la couche peut atteindre 300m.
- Malm: dolomies noires sableuses, calcaires à silex et micrites en petits bancs.
- Crétacé inférieur: pelitico-marneux, micritique et à rares niveaux gréseux.
- Albo-cénomaniens : représenté dans les gorges de Hammam Grouz par une barre calcaire de près de 200m d'épaisseur.
- Crétacé moyen : calcaire, silex noirs en petits bancs.
- Sénonien inférieur : conglomérats avec passages marneux.
- Sénonien supérieur: il débute par une barre conglomératique (50 à 100m), devient marneux au Campanien supérieur et se termine par une barre de calcaire-marneux claire au sommet.
- Maastrichtien au Paléocène: marnes grises ou noires que l'on rencontre uniquement sur le versant Sud-Est du Djebel Chettabah. (in Farah A.S., 1991)

#### **I.4.4 La nappe numidienne ou flysch numidien**

Le flysch Numidien est représenté par une série argilo-gréseuse d'âge Oligocène à Burdigalien basal.

La série Numidienne typique est caractérisée, de la base au sommet, par une succession de trois types de faciès: des argiles à *Tubotomaculum*, des grès épais alternant avec des niveaux argileux et des marnes à silexites vers le sommet.

- Les argiles de base à *Tubotomaculum* dites sub-numidiennes, contiennent des passées gréseuses renfermant localement des niveaux à blocs variés d'âge Eocène. Ce terme est daté Oligocène depuis les travaux de Durand-Delga et Magné (1958).
- Les grès numidiens, présentent une épaisse série. Au Djebel Grouma, près d'Oued Zénati à l'Est de Constantine.

On note dans cette série gréseuse trois ensembles :

- un premier ensemble gréseux, formé de grosses barres, et débutant par des alternances de grès et d'argiles (100 m environ) à *Globigérinidès* du Stampien supérieur.
- un deuxième ensemble représenté par des argiles à bancs de grès intercalés d'âge Aquitanien inférieur à Burdigalien, vers le sommet.
- le troisième est gréseux et moins épais (200 m). Il est rattaché à un âge au moins Burdigalien supérieur par rapport aux derniers termes de l'ensemble argileux sous-jacent.

#### **I.4.5 Les séries post-nappes**

##### ➤ **Le Mio-Pliocène continental**

Des conglomérats rougeâtres marquent la base du Miocène inférieur et constituent une zone limitée le plus souvent par des failles. Le Miocène moyen, Laguno-lacustre, afflue surtout dans la dépression séparant Constantine de la chaîne Numidique et comprend deux termes: un terme inférieur formé de marnes grises à gypse et Gastéropodes, un terme supérieur comprenant des marnes légèrement beiges où apparaissent des chenaux. Alors que le Miocène supérieur continental est sous forme de dépôts détritiques rougeâtres au Pliocène. La sédimentation est composée d'argiles rougeâtres quelquefois sableuses et de calcaires lacustres.

L'ensemble inférieur de la série du bassin de Constantine est assimilé au Miocène.

**➤ Le Quaternaire**

Des éboulis, des alluvions et des formations de pente constituent le Quaternaire (Beanabbas C., 2006).

- Les éboulis se sont surtout développés en bordure des reliefs numidiens et des massifs calcaires comme le Djebel Oum Settas.
- Les alluvions récentes des oueds correspondent à des limons, des graviers et des galets roulés.
- Les alluvions anciennes des oueds se composent de cailloux roulés, limons et graviers parfois, encroûtés, provenant d'anciennes terrasses. Les alluvions anciennes des plateaux sont composées de cailloux roulés, limons et graviers. Elles sont souvent cimentées par une croûte calcaire.
- Les formations de pente correspondent à des glacis polygéniques qui forment des surfaces très faiblement inclinées, près des plaines recouvertes d'un matériel élastique, avec de vastes placages sur les versants marneux.  
Les glacis anciens de Constantine, dans la région d'El Aria, sont constitués exclusivement de blocs du Numidien bien roulés.
- Les croûtes calcaires du Villafranchien sont directement installées sur des calcaires et des conglomérats fossilifères dans lesquelles il est difficile de situer la limite entre le Pliocène supérieur et le début du Villafranchien.
- Tufs calcaires ou Travertins du Mansourah. Ils correspondent soit à des zones de sources chaudes, soit à des formes de concrétions plus ou moins vacuolaires gris à jaunâtre.

***CHAPITRE II : PARTICULARITES  
GEOMORPHOLOGIQUES***

**Introduction :**

La région de Constantine (**Fig. II.1**) présente un relief contrasté où se côtoient, gorges profondes, plateaux et collines. Cette région s'étend des piémonts sud-telliens jusqu'aux bassins des hauts plateaux constantinois, incluant une dépression formée par de puissants dépôts lacustres mio-pliocènes et comportant quelques reliefs à matériel tellien quelque peu épars et allochtone. L'altitude moyenne varie entre 500 m et 800 m et dépassant des fois les 1400 m.

Le réseau hydrographique comprend à l'amont deux cours d'eau principaux, qui ont leur confluent à Constantine. Il s'agit des Oueds Rhumel et Boumerzoug.

Le Rhumel traverse les hautes plaines constantinoises suivant une orientation NE-SW jusqu'au Boumerzoug. Il parcourt ensuite des gorges à travers le Rocher de Constantine.

Dans le Tell méridional, le Rhumel change de direction et coule vers le Nord-Ouest avant de rejoindre Oued Enndja. Tout au long de son parcours, le Rhumel devient le confluent, de l'amont à l'aval, des Oueds Dekri, Seguin, Boumerzoug, Smendou et enfin El Ktone.

La carte hypsométrique (**Fig II.1**) représente un relief hiérarchisé en classe d'altitudes. L'approche à la fois simple et particulière consiste en fait en une analyse plane du relief. L'étude de cette représentation hypsométrique se fait sur un fond géologique (Benabbas C., 2006).

Elle permet d'identifier la somme des particularités morphologiques affectant la région, de comparer et de conforter ces particularités et anomalies aux données géologiques disponibles.

**II.1 Particularités Orographiques :**

La carte hypsométrique de la région d'étude (**Fig II.1**) met en évidence une succession de tranches d'altitudes comprise entre 300m et 1500m. Elle apporte une multitude d'informations sur le modelé et déformations affectant le relief.

On relève sur la carte deux types de zones : les zones hautes, partie montagneuse dont l'altitude varie entre 800m et 1500m, et les zones basses essentiellement occupées par des vallées et des plaines dont l'altitude varie de 150m à 600m au nord et de 600 à 850m au sud de la région d'étude.

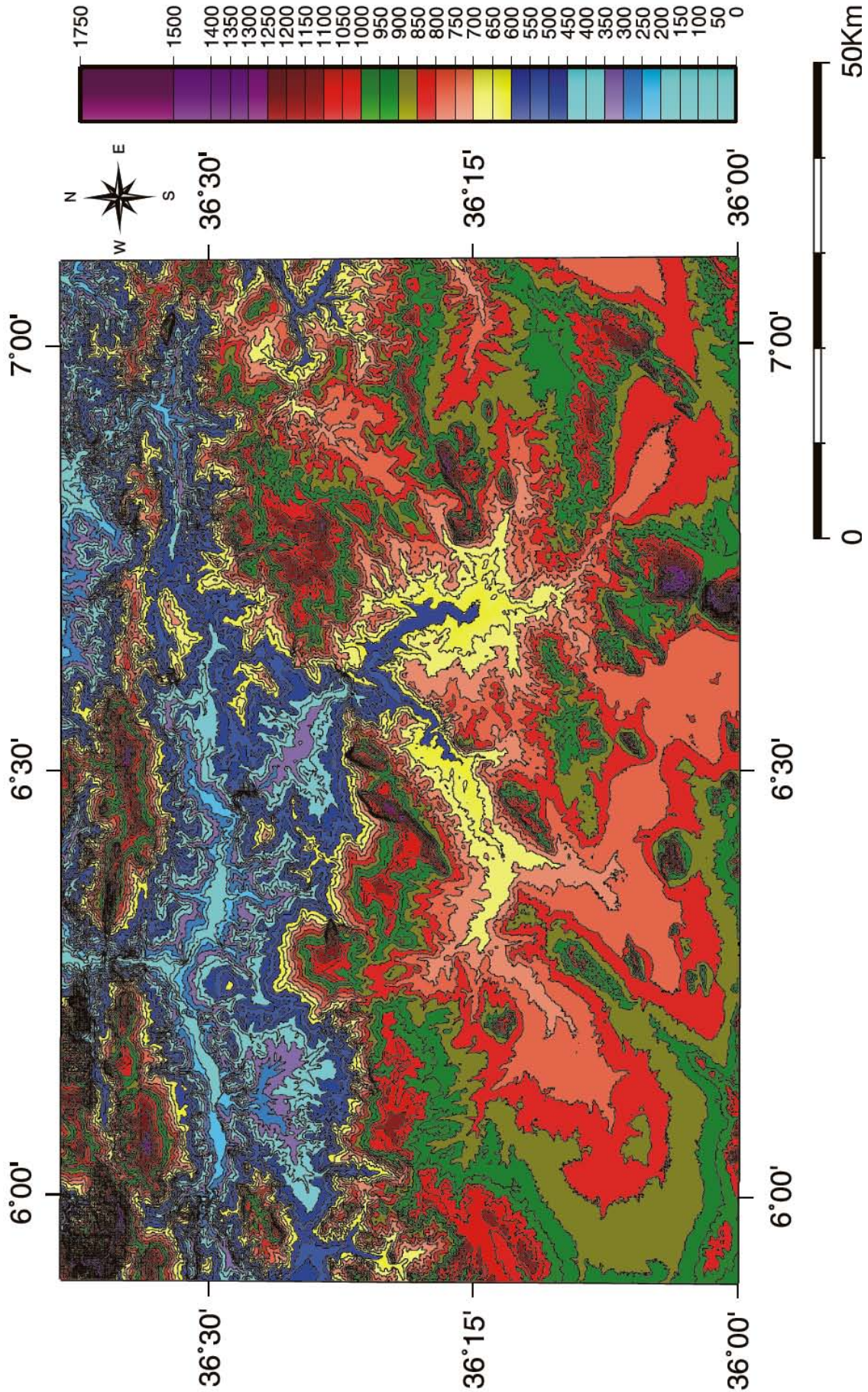


Fig. II.1 : Carte hypsométrique du secteur étudié.



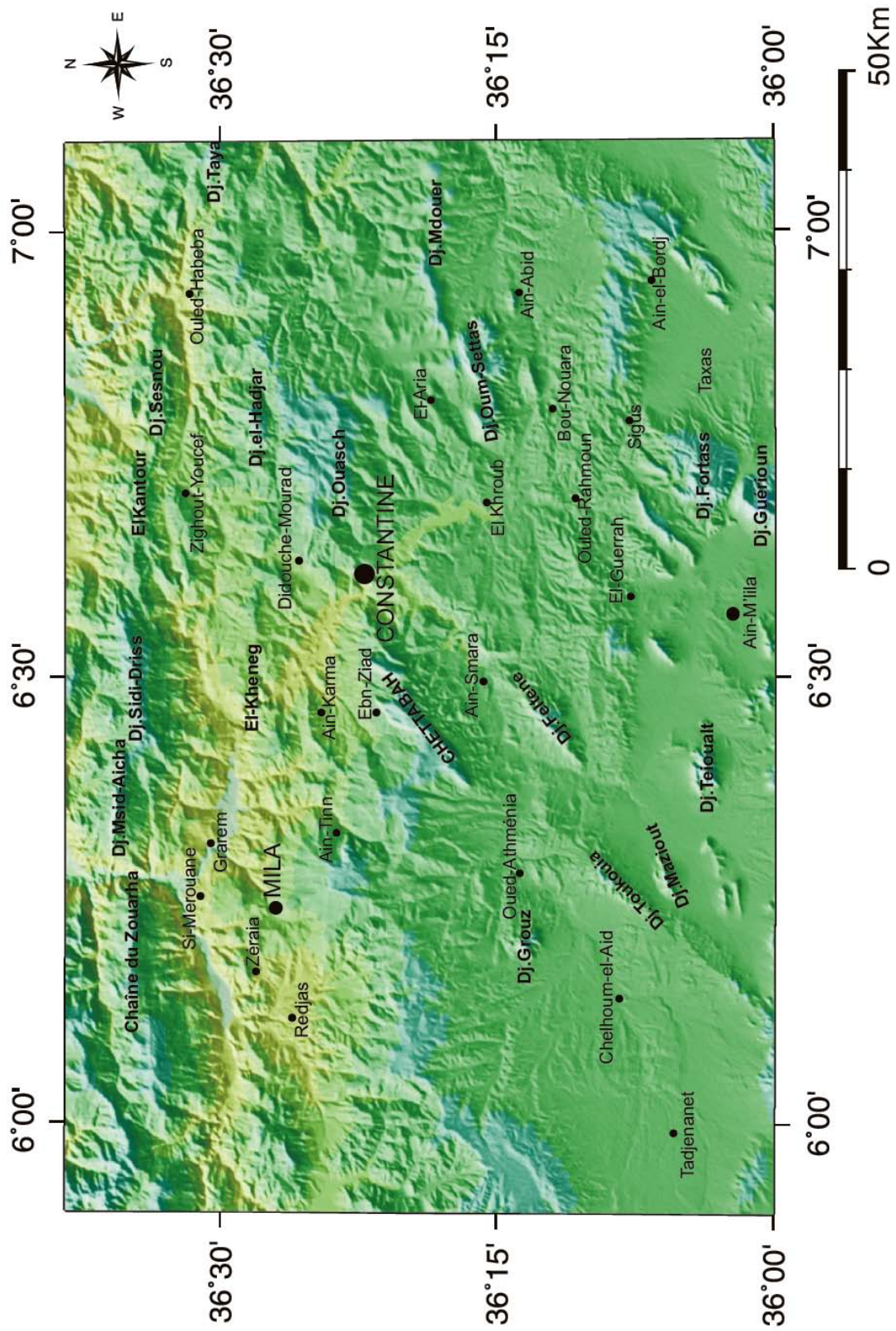


Fig. II.2 : Carte Toponymique du secteur étudié.

## II .1.1 Les principaux massifs

### II .1.1.1 L'ensemble 'chaîne de Zouahra-Msid Aicha-Sidi Driss-El Kantour-Dj Sesnou'

Cet ensemble orographique imposant constitue un segment important de la chaîne numidique (**Fig II.3**).

Il représente une structure géologique et morpho structurale de premier ordre. En effet, cette structure de direction générale E-W constitue une grande limite paléogéographique limitant au nord les zones internes et au sud les zones externes.

Elle aurait été active et mobile au moins dès le crétacé basal et les différentes déformations relevées nous poussent à penser que cette activité continue jusqu'à aujourd'hui.

Cet ensemble est subdivisé en plusieurs unités morpho structurales, limitées la plupart du temps par des discontinuités géologiques et soulignées par des incisions d'oueds et de vallées.

Le chaînon de Zouahra est un puissant massif qui culmine à 1354m. Cette antiforme allongée selon une direction E-W, présente un dénivelé de plus de 50 m. Il est composé par des grès numidiens entouré par des formations telliennes (nappe tellienne SS) dont le contact entre eux se fait par un charriage. Sa terminaison orientale montre une virgation vers le nord avec une pente rapide et très raide. On observe des décalages nets de la ligne de crête de la chaîne de Zouahra ; ces décalages seraient associés à une série d'accidents de directions N-S. En fait, cette série d'accidents de cette discontinuité pourrait être due à des structures N-S exploitées par l'érosion.

Djebel M'sid Aicha c'est un important massif de cet ensemble et le plus haut dans la région, c'est une antiforme allongée E-W qui culmine à 1465m. Il est composé par des formations (axe montagneuse composé par des calcaires liasique d'après Durand Delga) du jurassique lesquelles chevauchent les formations telliennes sur le flanc sud et fait un contact par faille sur le flanc nord. Il est symétrique, et montre une pente très raide sur ses deux flancs. Sa terminaison ouest est fortement pointue (aigüe) et montre une virgation vers le sud.

Kef sema est un massif qui suit le même alignement de Djebel M'cid Aicha, il culmine 1200m. Est une antiforme allongée E-W, mais sa terminaison ouest semble subir une virgation vers le nord. La présence de trias au centre de chaînon (Durand Delga) entre Djebel M'cid Aicha et Kef Sema semble associé à des structures profondes.

Entre la chaîne de Zouahra et Msid Aicha passe un puissant oued c'est oued el Kebir qui exploite une grande structure (faisceau de faille) de direction N-S que d'autres structures.

Djebel Sidi Driss est une antiforme, constitué par des chaînons de montagne, culmine 1364m de la cote, est allongé selon une direction globale E-W (un peu incliné suivant une direction ENE-WSW). Il est composé de plusieurs formations géologique (grès numidien, chaîne calcaire paléozoïque à lutétien, Socle métamorphique de petite kabyle). Ses formations sont fortement faillées (traversé par des failles NE-SW et N-S), le contact de ces formations avec les formations Telliennes (crétacé moyen à paléocène, formations de types flysch) au sud se fait essentiellement par des failles E-W et des zones de broyage. La pente est raide sur les deux flancs, et parfois on le trouve plus accentuée sur le flanc nord que sur le sud.

Entre Kef Sema et Sidi Dris une zone constituée par des Kef (Sra Beni Tleline, K<sup>at</sup> el Arais et K<sup>t</sup> Enzal Akahal) qui dépasse les 1200m. Dans cette zone on observe clairement la perturbation de la direction E-W des morpho-structures qui pourrait être correspond à une autre structure.

Djebel Bit Ed Djazia est un anti forme, allongé E-W qui culmine 837m. Il montre une asymétrie entre ses versants. Il est constitué principalement par des grès numidiens et des formations nummulitiques sur le versant nord. Au nord et au sud de ce massif on observe un système de failles qui mis en contact des formations géologiques différents (ex : au sud des grès numidiens en contact avec des argiles gypsifères). Les formations de ce massif sont traversées par des failles E-W.

Entre Kef Sidi Dris et Djebel Bit Ed Djazia, les morpho-structures sont un peu orientées vers le NE-SW (K<sup>a</sup> Melab el Kheil).

El-Kantour c'est un petit massif qui culmine 837m de la cote, allongé E-W. il est composé essentiellement par des conglomérats rouges du miocène supérieur. Au sud d'El Kantour le contact entre les conglomérats et les formations numidiens se fait par une faille E-W, au nord une série de failles mis en contact des formations géologiques différentes. La position des conglomérats rouges à une hauteur de plus de 800 m est bizarre. Entre El Kantour et Djebel Bit Ed Djazia on observe une discontinuité de la ligne de crête.

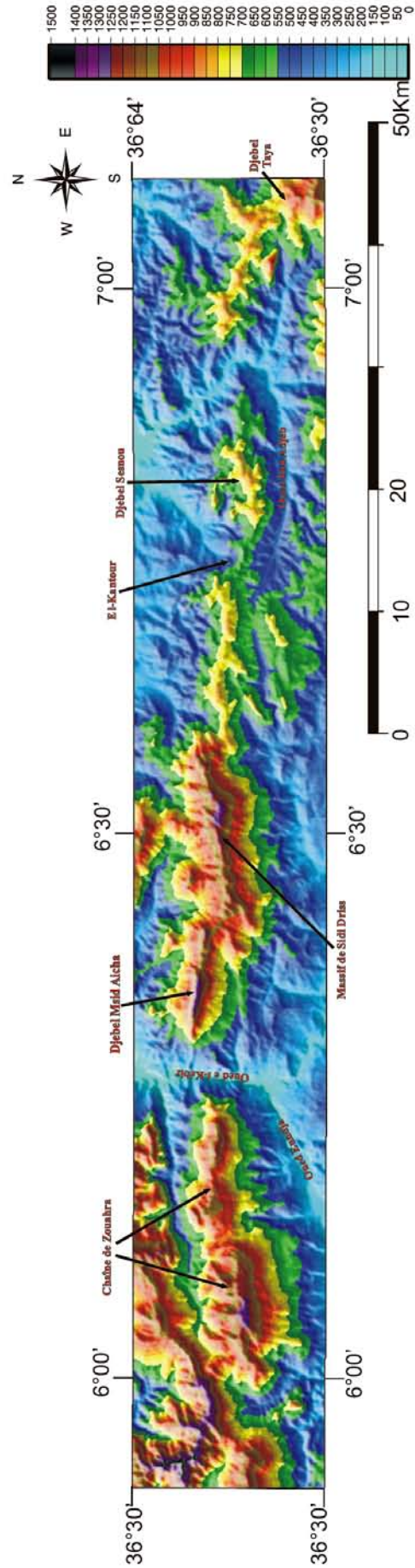
L'ensemble de Djebel Cheraga qui culmine 870m, Djebel Bou Adjeb composé essentiellement par le matériel de la dorsale interne calcaires, qui culmine 863m. Djebel Teffahah composé par des calcaires lacustres du miocène et des argiles et grès du miocène, il

culmine 828m. Toute cet ensemble constitué avec Dra el Youdi une entité montagneuse bien marqué dans la topographie. Cette entité avec une pente sud un peu raid forme une structure bien marqué sur la carte hypsométrique par un arc de convexité vers le sud.

Djebel Sesnou c'est une antiforme allongée selon une direction E-W, qui culmine 821 m de la cote. Il est composé essentiellement par des grès numidiens. Ces formation numidiens sont traversées par des failles de direction E-W, au sud ces formations sont mis en contact avec les grès micacés et les argiles gypsifères par une série de faille E-W. ce massif est limité au nord par un système de faille E-W.

Les deux massifs de Toumiette nord et sud qui culmine 883m et 892m, ils ont des formes arrondis. Le Toumiette sud est constitué essentiellement par des calcaires massifs de Lias, limité au sud par une série de failles orientées E-W dont elle le mit en contact avec les marno-calcaires de sénonien. Le Toumiette nord composé essentiellement par le matérielle de la Dorsale et le socle Kabyle, entre le Toumiette nord et le Toumiette sud oued el Hammam exploite un surcreusement fait par une série de faille de direction E-W, cette série sépare les deux Kef de Toumiette. Le Toumiette nord est limité au nord par un système de faille E-W.

Au sud immédiat de D<sup>r</sup> Sferdjela un drôle structure, bien remarqué sur la carte hypsométrique. Cette structure formé par deux petits massifs qui ont des pentes très raide, sont le Djebel Rara qui culmine 780m et Djebel Souéri qui culmine 745m.



**Fig. II.3 :** Carte hypsométrique de la partie nord de la région d'étude.

### II .1.1.2 Le massif de Dj El-Ouasch

C'est un puissant massif situé au N-E de la ville de Constantine qui culmine 1280m dont le point le plus culminant est situé au SE de ce massif (**Fig II.4**). Il est composé par des formations argilo-gréseuses de numidien fortement faillés. D'une première vision il paraît qu'il est un peu arrondi, mais si on concentre sur les altitudes qui dépassent les 1000m on observe que cette entité forme un « u » (italique) déformé peut-être par les structures E-W et NE-SW qui le traverse. Ce puissant massif semble limité à l'est par des structures N-S dont on observe l'arrêt de plusieurs structures NE-SW, et sa terminaison sud est un front de charriage des formations numidiennes. Au nord de Djebel El-Ouasch un très ENE-WSW bien marqué sur la topographie, fait par l'érosion (correspond peut-être à une structure dans cette direction), qui délimite ce massif de Djebel el-Hadjar. Au NW de ce massif on observe un linéament de direction NE-SW.

*Sathal el-Maida* : est un replat bien différencié dans la topographie de ce gigantesque massif, allongé selon une direction NE-SW et culmine plus de 1000m. Ce replat est conditionné par des structures NE-SW qui délimitent des formations argilo-gréseuses de numidien.

*Djebel Massine*: orienté NE-SW, ayant une altitude qui dépasse les 1100m. Il est composé de formations géologiques différentes (formation du quaternaire, de l'unité tellienne SS, des grès numidiens). Ce massif montre une certaine ressemblance entre le versant Nord et le versant Sud, nous pouvons dire qu'il est symétrique. Dans la petite zone de contact entre ce massif et Sathal el-Maida on trouve des formations de l'ultra telliennes peuvent être remontées par l'intersection des structures qui délimitent Sathal el-Maida. La terminaison sud de ce massif est affectée par une série de failles (notamment dans les grès numidiens), lesquelles provoquent l'instabilité de ses versants.

*Djebel Djennen El Labba*: se situe au sud de Djebel Massine et suivant la même direction NE-SW, il est composé des éboulés à bloc du quaternaire et des grès numidiens. Ayant une altitude qui dépasse 1000m et montre une dénivellée de 50m entre ses points culminants. Ce massif est symétrique, mais sur le flanc NW on note la présence des éboulés du quaternaire et sur le flanc SE les grès numidiens traversés par des failles.

*Djebej el-Aria* : est situé au SE de Djebel Djennen el-Labba, il suit une direction NE-SW. Il culmine 977m, il présente une dénivellée de 90m entre ces points culminants. Il est composé par

des grès numidiens et des formations du quaternaires, dont les formations numidiens sont affectés par une série de failles de différents directions qui fait effondrer sa partie centrale.

*Djebel Kelal-Djebel Salah:* à l'est de Djebel el-Ouassch situé Djebel Kelal qui culmine 893m. Il présente une asymétrie nette, avec un versant nord très raide et escarpé et un versant sud un peu douce par rapport au premier. Il est constitué essentiellement par des calcaires du Cénomaniens fortement faillés et karstifiés, apparue à la faveur de deux structures orienté sensiblement E-W. Sur le versant septentrional les calcaires de ce massif sont limité par un système faille E-W avec un plongement nord à verticale. Les couches calcaire de ce massif paraît plonger vers le sud dont le contacte de ces derniers avec les marnes de Maëstrichtien à paléocène se matérialise par une faille qui affecte les formations numidiens avoisinante et délimite Djebel Salah dans sa parti septentrional.

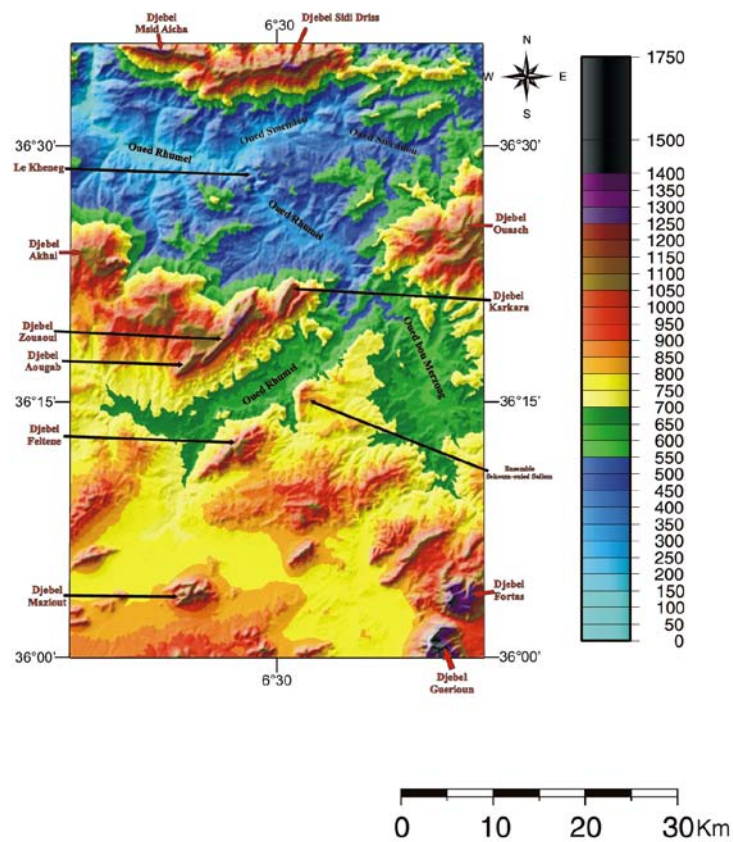
Djebel Salah est un massif qui culmine 741m, semble attaché à Djebel Kelal. Il est composé essentiellement par des calcaires du Cénomaniens de couches tabulaires, allongé selon une direction NE-SW. Le versant NW a une forme triangulaire due à l'intersection de deux systèmes de failles de directions E-W et N-S, ce versant est très escarpé (semble à une falaise). Le versant SE à pente raide affecté et délimité par des failles NE-SW. Directement au Sud du Djebel Salah, un compartiment effondré de 200 m de large et 800 m de long est constitué de calcaires Turoniens, cependant celui-ci est surmonté d'une épaisseur variable d'argile rouge du Miocène supérieur. Au Sud de cet effondrement, il existe un autre compartiment calcaire surélevé, équivalent au Djebel Salah, lui aussi recouvert de Miocène supérieur. Le massif calcaire apparaît donc comme un horst très faillé, à stratification sensiblement horizontale (C.Benabbas 2006).

Dans la zone de contact Djebel Salah et Djebel Kelal des formations marno-argileuses de teinte rougeâtre rapporté au trias apparue par l'intersection des failles E-W et N-S, vers le SE un réseau de failles orienté E-W met en contact les formations calcaro-dolomitiques du Crétacé avec l'unité tellienne et la couverture continentale.

Dans la dépression située entre Djebel El-Ouassch et Djebel Kelal et Djebel Salah se développent importantes glissements, qui reflètent la nature néotectonique de la région. Oued Anga est décalé par l'un des ces glissements.

*Djebel Bergli* : est un massif qui culmine 770m, monoclinallongé selon une direction NE-SW. Il est composé par des formations moi-pliocène.

Entre l'ensemble Dj Salah-Dj Kelal et *Djebel Bergli* une dépression de direction NE-SW. (une coupe N-S a été réalisé qui fait apparaitre une série carbonatée de type néritique d'âge albo-cénomanien, c'est une série monoclinale (N60°E ; 30°SE) marqué par un basculement vers le nord dans sa partie septentrionale(N60°E ;25°NW, cette série est limité au sud par une faille N140°E qui a mis en contact des formations calcaires de type travertins d'âge quaternaire avec les calcaires du crétacé).



**Fig II.4** : Carte hypsométrique de la région de Mila-Constantine-Ain Mila.

### II .1.1.3 Djebel El- Kheneg

C'est un petit massif qui culmine plus de 600m. il est composé par des formations néritique d'âge jurassico-crétacé. Au centre des formations néritiques se positionne bizarrement des formations moi-pliocène. Il a une forme aussi bizarre, celle d'un rectangle allongé selon une direction NW-SE. Il est délimité dans ses parties NW et SE par un système de failles orienté selon orienté sensiblement NE-SW. Dans ses parties NE et SW est délimité



par un système de failles orienté sensiblement NE-SW. Les formations néritique de ce massif eux même sont très fracturés et faillés.

Au niveau de Kef Ain Hamza (sud immédiat d'el Kheneg) des affleurements des formations de néritique apparues dans les formations moi-pliocène à la faveur des failles orienté sensiblement ENE-WSW et WNW-ESE. Ces formations eux même sont affectées par des failles de différentes directions.

En traversant ce massif, Oued Rhumel creuse dans les formations néritiques pour faire son parcours, et fait des gorges semblable de celles du rocher de Constantine bien claire sur la carte hypsométrique.

#### **II .1.1.4 Djebel Akhal**

Une importante crête topographique culmine à la côte 1256 m, cette dernière qui s'étend d'est en ouest correspond selon les études antérieures à une écaille de charriage (Allochtone) formée de calcaires, de dolomies et de marnes datant du Jurassique et du Crétacé. Il montre une asymétrie assez nette, avec un versant nord très raide, plus arrosé et plus instable et un versant sud moins raide et plus sec rendant les actions morphogénétique moins dense. Au sud de Djebel Akhal la topographie devient irrégulière. Elle se caractérise essentiellement par des collines coupées fréquemment par des talwegs et interfluves.

L'importance du massif réside dans son aspect morpho tectonique, en effet, il évolue à la faveur d'accidents profonds principalement E-W. En outre l'ensemble du massif est parcouru par un réseau complexe de fractures associés à de nombreux décrochements et qui sont le résultat d'une évolution tectonique polyphasée (plusieurs phases tectoniques) accentuée et amplifiée lors de la mise en place des nappes de charriages.

La zone entre Kef Bonano et Douar Baba Ali nous fait penser à une zone d'effondrement ou d'affaissement orientée est-ouest, et fonctionne comme un piège à sédiments.

Les calcaires lacustres de Ain Mtouan et d'El Kohla à des altitudes élevées sont déformés et fracturés.

La présence des éboulés actuels aux alentours de Djebel Akhal (rencontrés au nord de Mechtet El Kseur, Douar Bab El Touch) témoignent d'une activité tectonique.

Au SW de Djebel Akhal (région de Redjas), structure semi-circulaire limite le sous bassin de oued Enndja, constitué par un ensemble de montagne et de Kef. Limité au sud par les plateaux de Beled el Kantara,

### II .1.1.5 La morpho-structure semi circulaire de Ahmed Rachdi

Cette morpho-structure (**Fig II.5**) constitué un trait bien marqué sur la topographie de la région. C'est une importante ligne de partage des eaux, en effet elle limite deux sous basin, le sous bassin de oued Enndja au nord et le sous bassin de oued Rhumel-Seguïn au sud.

Cette morpho-structure est constitué par un ensemble montagneuse dans sa partie Est, et par les plateaux de Bled Kantara dans sa partie Ouest dont la limite ouest de cette morpho-structure se fait par une structure N-S exploité par oued Melah.

Draa el Kerboussa c'est une entité montagneuse qui culmine ente 700m et 800m (Djebel bou Abane culmine 755m). Elle est composée essentiellement par des marnes et pélites du créacé inférieur, des marno-calcaires du créacé supérieur et des calcaires à silex noirs d'âge albién-cénomanién. Les formations de cette entité sont limité de la partie SE par une faille de direction N130°. Cette entité est affecté par d'autres faille de direction NE-SW et NW-SE.

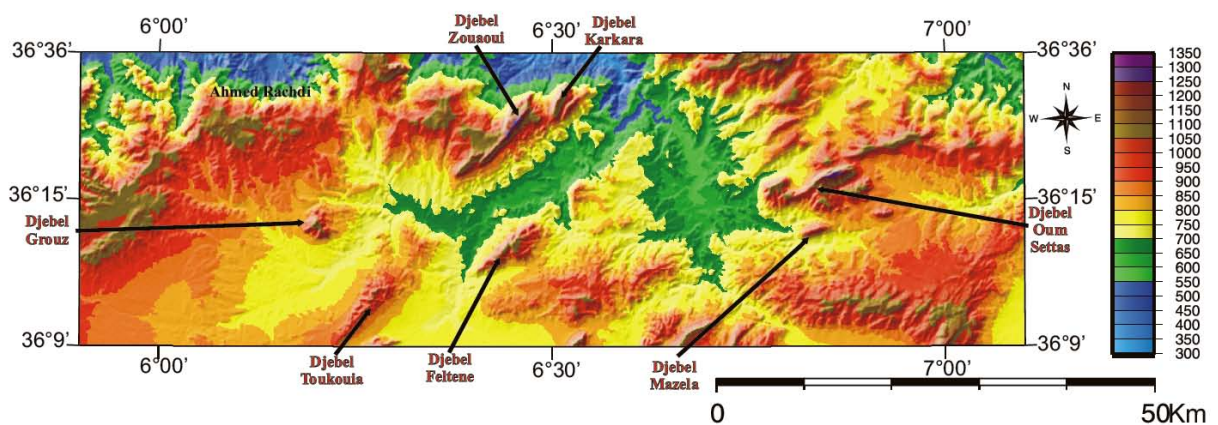
A l'Est des formations d'el Kerboussa allongé NE-SW on trouve K<sup>at</sup> bou Kerne orienté selon une direction NE-SW qui culmine 941m. Il est composé par des calcaires de l'Yprésien-Lutétien inférieur. Ces calcaires sont apparus à la faveur des failles NE-SW et NW-SE lesquelles les limitent.

Au sud de K<sup>at</sup> bou Kerne un autre massif important, c'est Djebel Bel Aid qui culmine 1016m de la côte. Il est composé par des calcaires massifs de l'Yprésien-Lutétien inférieur. Les calcaires de ce massif sont apparus à la faveur des failles de direction NW-SE et NE-SW, entre K<sup>at</sup> bou Kerne et Djebel Bel Aid on observe un effondrement de formations du quaternaire qui peut être correspond à un graben.

Djebel Toutane allongé selon une direction N-S, il est composé par des marno-calcaire du créacé supérieur. Ses formations sont limitées à l'Est par une faille de direction N-S, et affecté par des séries de faille de directions NE-SW et NW-SE. à partir de ce massif la structure de Ahmed Racdi change de direction, les morpho-structures à l'Est de ce massif sont de directions N130°(NE-SW) et à l'Ouest sont de direction N160° (ENE-WSW).

Djebel Bou Cherf est un puissant massif de direction ENE-WSW, qui culmine 1053m. Il est composé par des calcaires et des marnes du crétacé supérieur fortement faillés. Il présente une asymétrie net avec un versant nord plus raid et un versant sud un peu doux. Les formations de ce massif sont limitées au nord, au sud et à l'Est par de failles de direction NE-SW. Les formations de ce massif sont très faillés dont la direction N-S est bien remarquable.

Les plateaux de Bled el Kantara sont constitués par des calcaires lacustres du miocène, sont culminent plus de 1100m. Ces plateaux sont représentés par des Kef qui présentent des pentes nord très accentuées. La limite Est de ces plateaux présente une pente très accentuée, où il passe l'oued Melah.



**Fig II.5 :** Carte hypsométrique de la région de la partie centrale de la région d'étude.

### II .1.1.6 Le Djebel Oum Settas–Mazela

Le Djebel Oum Settas (**Fig II.6**), est un anticlinorium de direction ENE-WSW, faillé dans lequel est représentée la série complète du Crétacé avec prédominance de bancs calcaires.

C'est un puissant massif montagneux qui culmine à 1326 m et dont le noyau néocomien affleure à l'extrémité NW en contact par faille. Il est coupé par une faille N-S bien visible. Le prolongement de cet anticlinal se poursuit vers l'WSW au niveau de la ferme de Bentellis, où on note un affleurement cénomanien.

La masse montagneuse du Djebel Oum Settas, est constituée de trois blocs très visibles dans le paysage. Ils sont limités par des zones de fractures. Le bloc central se distingue par un affaissement de plusieurs dizaines de mètres, bien que l'ensemble de la masse montagneuse

évolue en surrection. Ceci montre d'une part la grande mobilité des blocs entre eux, et d'autre part le degré de complexité de l'évolution de ce massif.



**Fig II.6:** Image spatiale du massif de l'Oum Settas (Landsat).

La limite Nord du Djebel Oum Settas met en contact anormal des formations numidiennes hautement fracturées et déformées avec des calcaires cénomaniens.

La limite Sud ainsi que leur dénivelée de plus 500m montre la nature normale des failles qui affectent le versant méridional ainsi que leur caractère actif. En effet les formations mio- plio- quaternaire sont nettement perturbées.

Le Djebel Mazela fait partie de l'ensemble du massif de l'Oum Settas, mais il s'agit d'un anticlinal bien différencié dans la topographie. Il a une direction ENE-WSW et atteint une altitude de 1040 m, il est composé de calcaires crétacés.

### II .1.1.7 Les Massifs de Chettabah

Chettabah est une grande entité montagneuse qui constitué par de nombreux massifs importants, le Djebel Aougab, le Djebel Friktia et le Djebel Guarnechouf dans son extrémité SW et par le Djebel Zouaoui et le Djebel Karkara dans son extrémité NE. Ces massifs (**Fig.4**)

suivent le développement général des reliefs de la région NE-SW. Ce massif est formé par des terrains allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.



**Fig II.7 :** l'ensemble Aougab-Zouaoui.

*Djebel Zouaoui:* est un anticlinal orienté selon une direction  $N40^{\circ}E$ , culminant à 1360m, il montre une asymétrie pratiquement remarquable, avec un versant Nord-Ouest raide et pointu où la dénivelée se fait rapidement, et un versant sud, moins abrupt et plus doux, montrant un replat de 1100 m d'altitude. La terminaison orientale de ce massif est représentée par un replat de 800m d'altitude. Il est délimité par un escarpement de faille NE-SW.

*Djebel Friktia-Guarnechouf:* est un anticlinal de direction NE-SW et à faciès de calcaires néritiques du Crétacé inférieur et moyen. Cet anticlinal a une structure compliquée par un horst central très étroit, ce horst est lui aussi délimité par les mêmes motifs tectoniques cités précédemment.

Tout le massif Aouagueb-Zouaoui est délimité sur le front SE par un accident de direction NE-SW. A peine au Nord de celui-ci, vient un second accident, qui à partir du front SW à une direction NE en correspondance avec le Djebel Friktia, puis la direction de ce dernier devient NNE. Cet accident délimite au Nord le Miocène du Djebel Zouaoui. Toujours au niveau de la terminaison Nord, ce massif est traversé par une série de failles  $N130-135^{\circ}E$ , bien visible dans le modelé (C.Benabbes 2006).

Le premier système de fracture est à l'origine de la structure tectonique de type "Horst" et reflété en surface par une ceinture d'escarpements. A son tour le Djebel Friktia-Guarnechouf est

un anticlinal de direction NE-SW et à faciès de calcaires néritiques du Crétacé inférieur et moyen. Cet anticlinal a une structure compliquée par un horst central très étroit, ce horst est lui aussi délimité par les mêmes motifs tectoniques cités précédemment (C.Benabbes 2006).

*Djebel Karkara*: Djebel Karkara est une montagne orienté N25°E, culminant à 1180 m, qui domine de 800 m la large vallée du Rhume avec une falaise à pic de 400 m. Cette montagne est constituée de calcaires en bancs épais du Crétacé moyen et supérieur en position monoclinale. Il s'agit donc comme la plupart des massifs calcaires de la région d'un horst de direction NNW-SSE délimité par des accidents importants: Un de direction NNE-SSW sur le front Nord occidental et un autre vertical de direction NW-SE sur le front Nord oriental.

Entre Djebel Zouaoui et Djebel Karkara on note un surcreusement de direction N-S, empreintés par deux Chaabats qui s'écoulent vers le Nord pour rejoindre Oued el Begrat ( Ch Ain el Ksar et Ch Bou Ggeurch) et une série de puits alignés N-S.

*Djebel Ben Outaf*: allongé selon une direction NE-SW, il délimite la terminaison orientale de Djebel Karkara et culminant à 1100m. Ce massif montre un replat structural de 1100m d'altitude, causé par le jeu de faille NE-SW. Entre Djebel Ben Outaf et Djebel Karkara on note surcreusements de direction NE-SW, qui sont empreinte par Chaabats Akbat Barda qui s'écoule vers le nord et vers le sud pour rejoindre l'Oued Rhumel, et une série de puits d'eau alignés suivant une direction NE-SW.

#### **II .1.1.8 Massif du horst anticlinal des Djebels Felten-Sidi R'mam-Sekoum-Sellem**

Djebel Felten (**Fig II.5**) constitue un monoclinale de direction NE-SW et culminant à 1113m. Il présente une asymétrie nette: avec un versant SW peu pentu et un versant NE plus raide ; il est essentiellement constitué par des dépôts néritiques du Cénomaniens.

Un grand accident tectonique délimite ce massif le long de son front Nord occidental ( il se poursuit au moins jusqu'au Djebel Ouahch), cet accident est une faille directe avec un plongement vers le NW et devient quelque fois vertical. Sur le front Sud-oriental, le contact avec le pliocène se développe le long d'un autre accident de direction toujours NE-SW, délimitant le massif de la dépression tectonique de Sidi R'mam, ce qui démontre la nature néotectonique de la région.

Une autre faille importante, à composante verticale recoupe le Djebel Felten en deux parties : elle se développe à partir des mines de Dahala sur le front Nord-occidental jusqu'à Sidi Khalifa

sur le front Sud oriental. Une seconde faille parallèle à celle-ci, à 500 m en amont de M<sup>cht</sup>.El Amri, de direction générale NW-SE et une autre traverse la localité de Kef Es Skoune. Elle est de direction NNE-SSW.

L'autre partie du massif a une immersion générale ESE à SE avec des angles d'inclinaison de 15 à 20 °. Si l'on exclue cette brève charnière anticlinale, ce massif est de façon générale un monoclinal plongeant vers le SE.



**Fig II.8:** l'escarpement de faille de Dj.Feltene.

D'une altitude de 844 m, Djebel Sidi R'mam est un massif constitué de calcaires du Cénomaniens. Il surgit au centre d'une dépression tectonique séparant le Djebel Felten à l'Ouest du Sekoum-Sellem à l'Est.

On trouve dans ce massif les mêmes motifs tectoniques fondamentaux qui caractérisent les deux Djebels limitrophes. A la limite NW, il y a une grande faille de direction NE SW ; et vers le SW une autre faille verticale de direction N-S.

Djebel Sekoum paraît être un monoclinal, même si dans ses versants N et NW, les couches tendent à plonger en direction opposée à la direction générale.

Il est composé de calcaires du Cénomaniens bien lithifiés. Dans sa partie centrale, ces calcaires sont très fracturés et très karstifiés en surface avec des surfaces très déchiquetées.

Le massif est délimité au Nord par un accident de direction E-W ; aux abords N et NW, les couches pliocènes s'opposent aux bancs calcaires qui sont délimités par un accident plus ancien de direction N-S.

### **II .1.1.9 Djebel Monchar ben.Abbès-K<sup>a</sup> Feddène**

Djebel Monnchar ben Abbès est une antiforme allongé selon une direction E-w, il culmine 1167m. Il est composé par des formations de l'écène. Ce massif limite le synclinal de Taxas, au nord, dont l'altitude est dépasse les 800m. Le contacte entre les formations de la nappe Tellienne s-s et le quaternaire se fait par une faille E-W, appelé faille de Sigus. Vers l'Est cette faille délimite les calcaires néritiques de Djebel Fortas. Cette faille change de direction au niveau de Djebel Tesselia pour devient NE-SW.

### **II .1.1.10 L'ensemble Gueriou–Fortas**

Djebel Fortas est une puissante entité montagneuse, qui culmine plus de 1477m. il est constitué par plusieurs massif, de nord au sud sont : Djebel Khamsa, Djebel Belrhith, Djebel Boussareb Djebel Forats. Ces massifs sont composés essentiellement par des formations néritiques constantinoises, très faillées. Les formations de Djebel Khamsa sont traversées par des failles de direction NE-SW, ces formations sont mis en contacte avec des formations de moi-pliocène par une faille de direction NE-SW. Kef el Ahmar est séparé de Djebel Fortas par un système de faille de direction N-S qui sépare au nord Djebel Belrhith, cette structure décale plusieurs failles de direction NE-SW.

Djebel Gueriou est un puissant massif qui culmine plu de 1700m. Il présente un dénivelé de plus de 200 m entre ses points culminants. Il montre une asymétrie nette entre ses versants, il est limité par des escarpements très raid. Il est composé essentiellement par des formations néritiques constantinoises fortement faillés. Entre djebel Gueriou et Fortas une petite dépression, composé par des formations quaternaires, il semble que ces deux massifs avec la dépression noté forment un graben.

### **II .1.1.11 Massif du Grouz**

C'est un dôme presque régulier de direction sensiblement E-W et d'une altitude de 1167m. Ce dôme est découpé en festons par des oueds ; il est cependant bordé par deux effondrements: au Nord où les marnes et les marno-calcaires valanginiens sont profondément entamés par l'érosion, et à l'Est où des abrupts dominant le compartiment abaissé.



Sur le plan géologique, Djebel Grouz est un anticlinal formant un ensemble massif où les calcaires complètement dénudés prédominent.

#### **II .1.1.12 Djebel Tesselia**

Un petit massif qui a une forme d'un arc, allongé selon une direction NE-SW, il culmine 1180m. Il montre une asymétrie nette entre ses deux versants, un versant NW plus raid. Il est composé essentiellement par des formations Barrémien de la nappe néritique constantinoise. Ces formations sont limitées par des failles de direction NE-SW sur les deux flancs de ce massif.

#### **II .1.1.13 Djebel el-Borma**

Un massif qui culmine 1024m. Il est composé essentiellement par des formations de l'Albien et le Barrémien. Ces formations sont fortement faillées, et sont limitées par des failles N-S sur le coté Est et Ouest.

#### **II .1.1.14 Djebel Meimel**

Est un anticlinal orienté NE-SW, il culmine 1160m et il montre une symétrie entre ses versants. Il est composé essentiellement par des calcaires de la nappe néritique constantinoise. Ces formations sont traversées par des failles NW-SE, et limité sur le flanc NW par une faille de direction NE-SW.

#### **II .1.1.15 Djebel Tikbeb :**

C'est une haute montagne aux formes arrondies, de direction NE-SW et culminant à 1010m. Djebel Tikbeb est un anticlinal asymétrique dont le noyau est Campanien inférieur ; son flanc septentrional est remarquable par une discordance spectaculaire à l'Est du Campanien inférieur.

A un kilomètre d'Ouled Rahmoun, se montrent des collines maastrichtiennes qui pourraient être raccordées à celles de Si Bou Debba, qui elles sont aptiennes. Les failles bordières de ces collines aptiennes se dessinent nettement dans la topographie.

Entre Djebel Oum Settas, et Djebel Tikbeb, se succèdent trois vallées : la vallée de Oued Berda, celle de Oued Mendjel et celle de Oued Merzoug. La vallée de Oued Mendjel surélevée montre une allure en cuvette assez intéressante au plan morfo-structural.

## II.2 Les vallées et les plaines

Les vallées et les plaines constituent les zones les plus basses de la région d'étude. Les vallées les plus importants dans la région d'étude sont la vallée de oued Rhumel et la vallée de oued Bou Merzoug (**Fig II.9**).

### II.2.1 La vallée de Oued Rhumel

L'allure de la vallée de Rhumel reflète très bien la complexité géomorphologique de la région d'étude. Il a changé sa direction au moins trois fois. Il a une allure très bizarre, ses altitudes varient de 170m à 750m.

Le long de cette vallée on note une série d'anomalies géomorphologiques:

- ✓ La vallée de Oued Athmania présente deux rives différentes et asymétriques, celle de gauche est peu pentue, néanmoins assez instable; alors que la rive droite, est plus escarpée avec au moins deux replats structuraux reflétant la nature active et subsidente de cette vallée.
- ✓ Un changement brutal de la direction de la vallée de l'Oued Rhumel au niveau de Oued Seguin (de direction NW-SE au ENE-WSW) pour qu'il suit le synclinorium de Chettabah, ce changement correspond à des structure N-S (celles qui délimitent le Chettabah à l'Est et de oued Seguin).
- ✓ L'un des affluents les plus importants de Oued Rhumel c'est Oued Sedjar qui suit une linéarité parfaite, il est orienté N-S et affecte des formations néogène. Sur la rive droite de cet Oued se trouve la structure N-S qui délimite la terminaison occidentale de Djebel Ouled Salem (carrière Onyx). Sur sa rive gauche on note la présence de l'escarpement de faille, Orienté N-S, qui pourrait correspondre à une zone minéralisation.
- ✓ Une perte d'eau le long des failles ouvertes orientées N-S.
- ✓ Un étranglement de la vallée de l'Oued Rhumel au niveaux de Ain Smara.
- ✓ En traversant le synclinorium de Chettabah le Oued Rhumel est perturbé par plusieurs directions, surtout par une direction NW-SE, qui rejoint les incisions du synclinorium d'Ain Smara, et par une direction E-W, passant près du polygone, qui apparait plus à l'Ouest, à la limite sud de Djebel Karkara.

- 
- ✓ Un étranglement de la vallée de l'Oued Rhumel au niveau de la ville de Constantine, où il rejoint Oued bou Merzoug, et traverse les gorges profonds de la ville de Constantine.
  - ✓ En traversant les profonds gorges de Constantine, Oued Rhumel change brutalement sa direction pour qu'elle devienne NW-SE jusqu'au Kheneg, dans son parcours de Constantine jusqu'au Kheneg oued Rhumel perturbé principalement par des directions N-S et E-W.
  - ✓ Au nord immédiat d'el Kheneg (dans le point de confluence entre oued Smendou et oued Rhumel) le Rhumel semble affecté par une direction NW-SE, et à partir de ce point le Rhumel devient E-W jusqu'au oued Enndja.
  - ✓ parmi les affluents les plus importants de oued Rhumel, c'est Oued Smendou. cet oued est affecté par des structures notamment E-W et N-S.
  - ✓ Oued Begrat qui rejoint oued Rhumel à l'Est de Ain Kerma suit une linéarité parfaite, cet oued correspond à une structure NE-SW.
  - ✓ Au Nord de Djebel Zouaoui, Oued Begrat se présente comme une vallée étroite avec deux rives raides. Ce surcreusement aurait probablement une origine tectonique.
  - ✓ La vallée de l'Oued Begrat est certainement un grand accident. La présence du Trias vient étayer cette thèse de l'accident dont le fonctionnement a probablement joué un rôle dans l'actuelle raideur du versant Nord du Djebel Zouaoui.
  - ✓ De part et d'autre de l'Oued Rhumel les morphostructures changent de direction. Ceci nous permet de déduire que l'Oued Rhumel est lui-même contrôlé par un accident de direction NE-SW qui serait actif.
  - ✓ Oued Ennedja est l'un des importants affluents de oued Rhumel, la vallée de oued Ennedja représente deux rives différents et asymétriques. Cette vallée est conditionnée par des structures de direction E-W et perturbée par des failles N-S.

### II.2.2 La vallée du Boumerzoug (sous bassin Oued Bou Merzoug)

L'Oued Boumerzoug a une allure générale N-S de la localité de Ouled Rahmoune jusqu'à la terminaison nord orientale de Draa El Djedia, et puis devient NW-SE pour rejoindre Oued Rhumel à l'amont de la ville de Constantine.

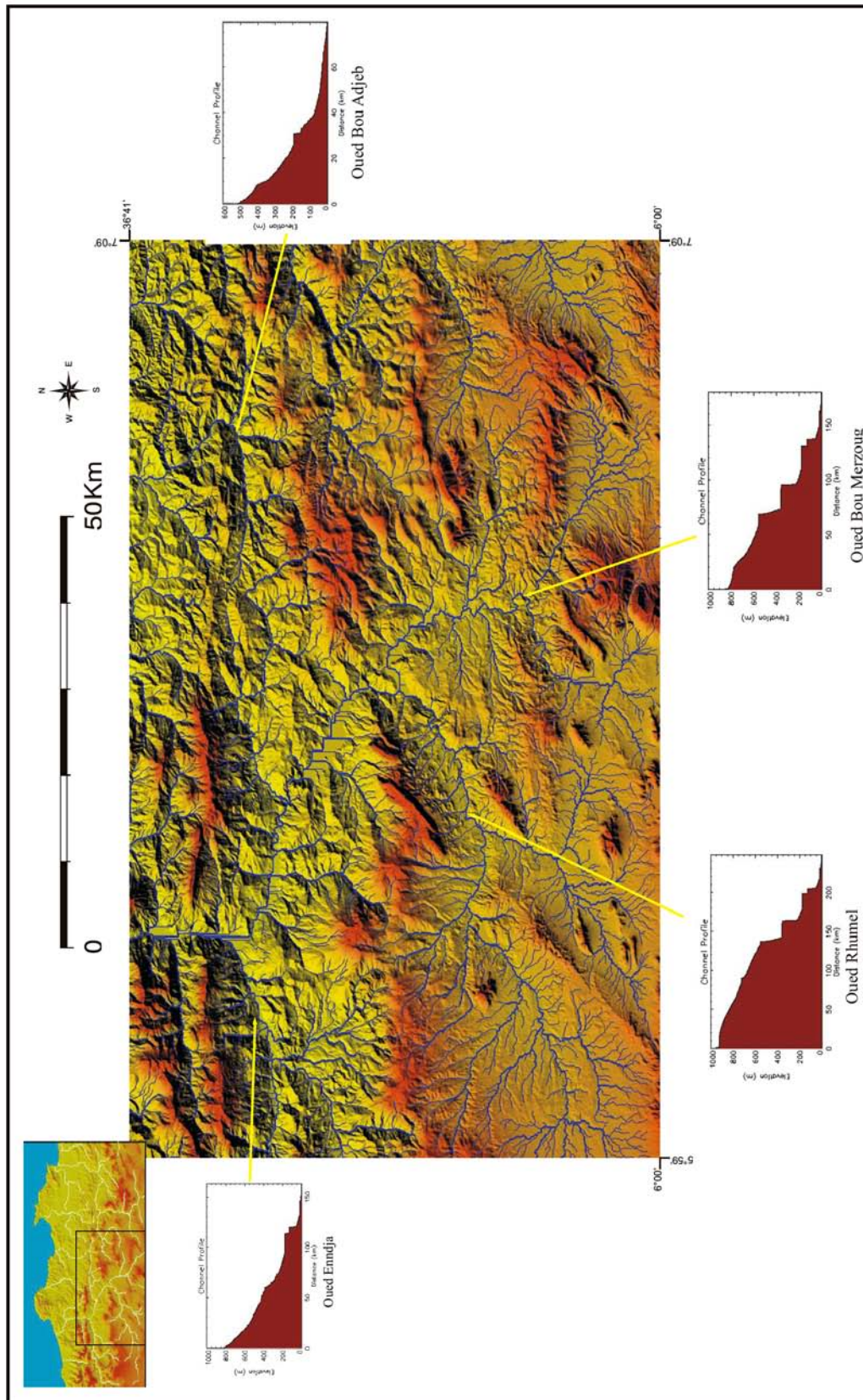
Le long de la vallée de Boumerzoug on note plusieurs anomalies géomorphologiques qui se caractérisent dans sa perturbation par les directions des failles suivantes:

- ✓ La direction E-W qui correspond à tout un couloir bien marqué sur la carte hypsométriques, traversant le secteur d'étude, et délimitant la terminaison Nord-est de Djebel Ouled Selam.
- ✓ La direction NW-SE qui passe à la limite de la ville d'El Khroub, traverse le Rhumel, pour rejoindre le flanc Est de Djebel Karkara en passant au Nord de Koudiat Hadj Baba.
- ✓ La direction NE-SW qui délimite la terminaison Nord de Djebel Oun Settas.
- ✓ L'élargissement brutal de la plaine de Boumerzoug au niveau d'El Khroub.
- ✓ La dépression de cette plaine pourrait correspondre à une subsidence.
- ✓ Oued Berda se présente comme une zone fortement subsidente recevant du matériel issu de l'altération de Djebel Oum Settas. La nature tectonique de Oued Berda est évidente. Ce dernier constitue la limite Sud du méga-bloc de l'Oum Settas.
- ✓ L'élargissement brutale de cette vallée au nord immédiat de la localité de Ouled Rahmoun, qui correspond à un affaissement.

Oued Hamimine: est l'un des affluents les plus importants de l'Oued Boumerzoug; il présente les particularités suivantes:

- ✓ Il étend sur plus de 5500m de longueur, orienté N-S dans sa partie Nord pour qu'il devienne sensiblement E-W au sud avant de rejoindre Oued Boumerzoug, la carte hypsométrique montre que ce changement de direction se passe au sein d'un couloir tectonique de direction EW.

- ✓ De part et d'autre de Oued Hamimine les morphostructures changent de direction; sur la rive gauche, elles sont orientées sensiblement NE-SW, et sur la rive droite elles sont N-S.



**Fig II.9 :** Réseau hydrographique et profile topographique des principaux vallées de la région d'étude.

**Conclusion**

Après avoir mis en évidence le contexte géologique de l'aire d'étude dans un premier chapitre; la carte hypsométrique vient de mis en évidence un ensemble de morpho structures. Ces morpho structures ont une relation avec les différentes phases tectoniques qu'a connues la région.

Le caractère néo-actif, voire sismique de certains structures est mis en évidence à la faveur d'un certain nombre de révélateurs morpho-géologique. De nombreuses lignes de crêtes sont déformées et cisillées et de nombreux escarpements orographiques dans des puissants massifs sont révélés. Des escarpements de linge de faille dans des terrains Moi-plio-quaternaire sont observés dans la région. Les tracés de Oued Rhumel et Oued Bou Merzoug montrent que ces deux Oueds constituent le plus souvent des limites ou des discontinuités géologique et tectonique. Le décalage du réseau hydrographique, le pendage ou le changement dans la surélévation des terrasses alluviales sont révélés dans différentes endroits.

**CHAPITRE III : SISMICITE HISTORIQUE DE  
LA REGION DE CONSTANTINE**

### Généralités

Le séisme est l'un des risques naturels les plus meurtriers qui menace l'humanité. Il provient d'une rupture brutale dans les roches profondes laquelle peut se propager jusqu'à la surface générant un fort séisme. Cette rupture est appelée « faille active », Selon la cinématique des failles on peut distinguer entre plusieurs types dont les plus connues sont les failles en distension, les failles de coulissages et les failles de compression. Lorsque le seuil de rupture est atteint le long d'une faille, Cette dernière rayonne l'énergie élastique sous forme d'ondes sismiques qui se propagent dans la terre et qui font secouer le sol pour le déséquilibrer.

Un séisme se traduit en surface par des vibrations de sol lesquelles peuvent être enregistrées par un sismomètre. Un séisme est caractérisé par son foyer, son épicentre, sa magnitude et son intensité.

L'intensité d'un séisme est déterminée par les observations visuelles. En fait, cette intensité dépend d'une part des dégâts observés et relatés par les témoignages des gens, et d'autre part du lieu d'observation (distance de l'épicentre). Elle est déterminée selon une échelle de 12 degrés (MSK ou Mercalli).

La magnitude d'un séisme correspond à la quantité d'énergie libérée par les ondes sismiques, cette quantité mesurée sur une échelle de 9 degrés c'est l'échelle de RICHTER. Au contraire de l'intensité la magnitude est indépendante du lieu d'observation et des témoignages de la population elle dépend seulement de la sensibilité des sismographes. Plusieurs types de magnitudes sont connus et utilisés aujourd'hui, on peut citer : la magnitude locale  $M_L$ , la magnitude de durée  $M_D$ , la magnitude de surface  $M_S$  et la magnitude de l'énergie (du moment)  $M_W$ .

La majorité des séismes est due à des causes tectoniques. C'est aux frontières des plaques tectoniques que surviennent les séismes, là où d'énormes contraintes s'accumulent et se libèrent sous forme d'ondes de choc.

Les tremblements de Terre ont des **effets géomorphologiques** en modelant la surface terrestre qui peuvent être soit directs (création de failles en surface par exemple) soit induits (en déclenchant des glissements ou des effondrements des terrains) ; des **effets océaniques** en provoquant des *tsunamis* ou "raz de marée" ; enfin, des **effets sur les constructions** (qui dépendent de la qualité des édifices).

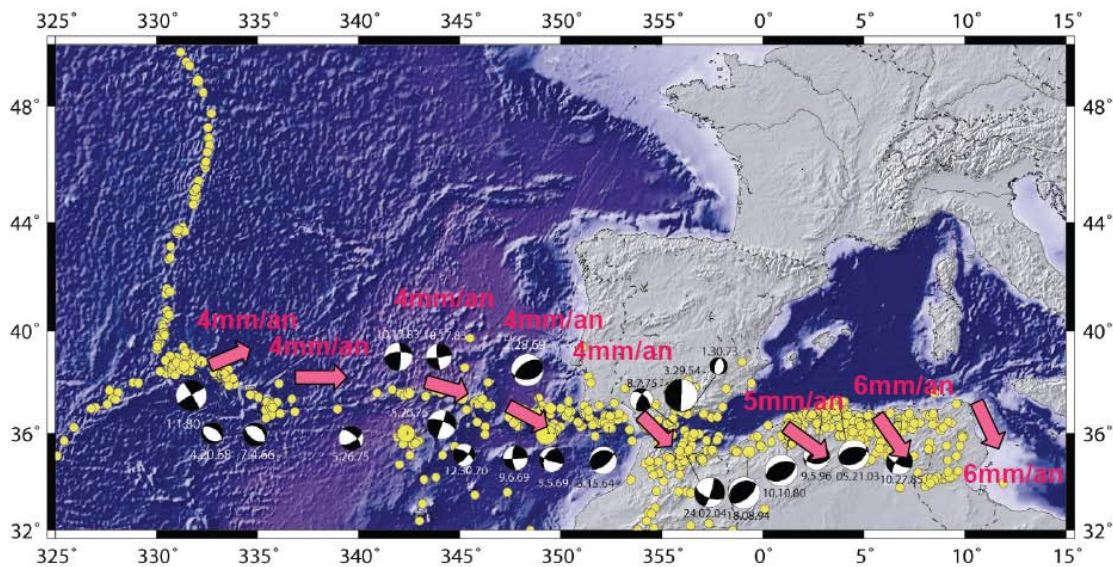


### III.1 Sismicité et contexte tectonique du Maghreb:

En Méditerranée la déformation est l'expression de la convergence de deux plaques tectoniques celles de l'Afrique et l'Eurasie. Le mouvement de chacune de ces plaques peut être décrit par une rotation axiale dont le module est déterminé à partir des mesures géophysiques.

Les différents modèles cinématiques proposés, ceux basés sur les mesures GPS (Nocquet J M et Calais E, 2004; Serpelloni E et al., 2007) ou ceux basés sur les données géologiques et géophysiques (DeMets C et al., 1994), présentent des différences entre les vitesses de rotation calculées et entre les positions du pôle de rotation des plaques africaine et eurasienn.

Dans les régions de l'Afrique du Nord, les vitesses de convergence calculées à partir du modèle Nuvel-1 (Argus D.F et Gordon R.G, 1991) sont de 4mm/an au niveau du détroit de Gibraltar et 5 mm/an au Nord de l'Algérie (**Fig III.2**). Le modèle Nuvel-1A (DeMets C et al., 1994) propose des vitesses légèrement plus élevées telles que 4.5 mm/an au niveau du détroit de Gibraltar et 6.3 mm/an à travers les Bétiques (Espagne) et l'Atlas Tellien (Algérie), (in Belabbès S 2008).

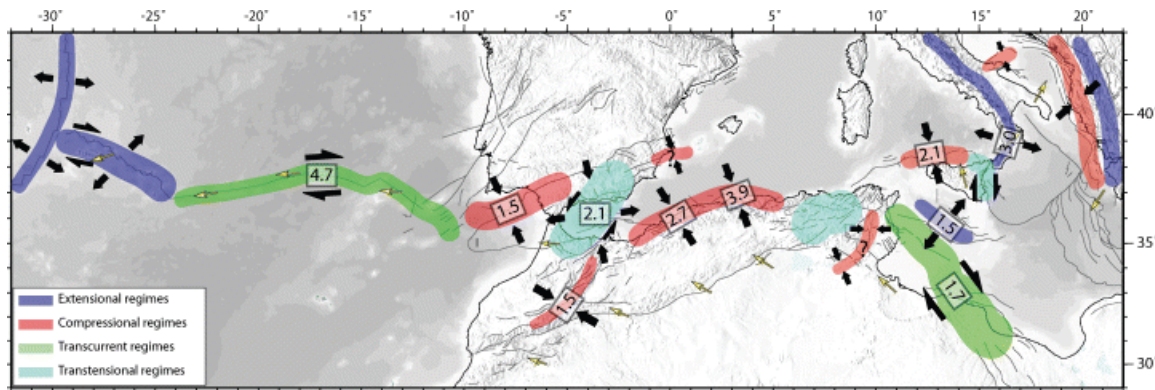


**Fig III.1 :** Vitesses de convergence à la limite des plaques Afrique et Eurasie en Méditerranée Occidentale et Atlantique central d'après le modèle Nuvel-1 (Argus et Gordon 1991) (in Belabbès S, 2008).

Les vitesses de convergence en Afrique du Nord selon Serpelloni E et al. (2007) sont comparables à celles de Nocquet J M et Calais E (2004) et notamment dans la zone Tello-rifaine où ~ 5 mm/an sont mesurés dans l'Atlas Tellien et ~ 4.7 mm/an à Gibraltar. (in Bellabès S ; 2008).

Le long de cette limite de plaque, la distribution de la sismicité dans la partie océanique est peu profonde et suit un étroite bande linéaire E-W, ce tronçon correspond au contact linéaire entre la plaque Africaine et Eurasienne (Henares J, López Casado. C, 2002). La région Ibero-Africaine caractérisé par une sismicité modéré l'occurrence de quelques événements de magnitude forts, la majorité de cette sismicité s'élargie essentiellement dans le continent et de profondeur  $h < 40$  km.

Le long de cette limite de plaque le régime tectonique est compliqué et différents d'une zone à une autre. La direction de déplacement change progressivement le long de cette limite, dans l'océan le déplacement a une direction E-W et devient NW-SE dans la mer d'Alboran et le golf de Cadix et finalement NNW-SSE dans le nord de l'Algérie (Henares J, López Casado C., 2002) (**Fig III.02**).



**Fig III.02** : Principaux régimes tectoniques et cinématique à limite de plaque Afrique-Eurasie avec les déformations correspondantes en mm/an (Serpelloni et al, 2007).

L'analyse des mécanismes au foyer pour les séismes peu profond met en évidence l'existence d'une compression générale entre l'Ibérie et l'Afrique de direction NW-SE. Dans l'ouest et le NW et dans l'Atlantique cette compression devient WNW-ESE à cause de la dominance du champ de contrainte de l'ouverture de l'océan. Dans les Cordillères Bétiques et dans la partie nord de la mer d'Alboran une extension de direction ENE-WSW est remarquable. Dans le nord de l'Algérie et la Tunisie la compression est de direction NNW-SSE (Henares J, López Casado C., 2002) (**Fig III.02**).

### III.2 Contexte sismo tectonique de l'Algérie du nord :

En Algérie du nord, on peut citer brièvement du nord au sud les domaines morpho structuraux suivants : le Tell (atlas Tellien), les hauts plateaux, l'Atlas Saharien (system de montagne de

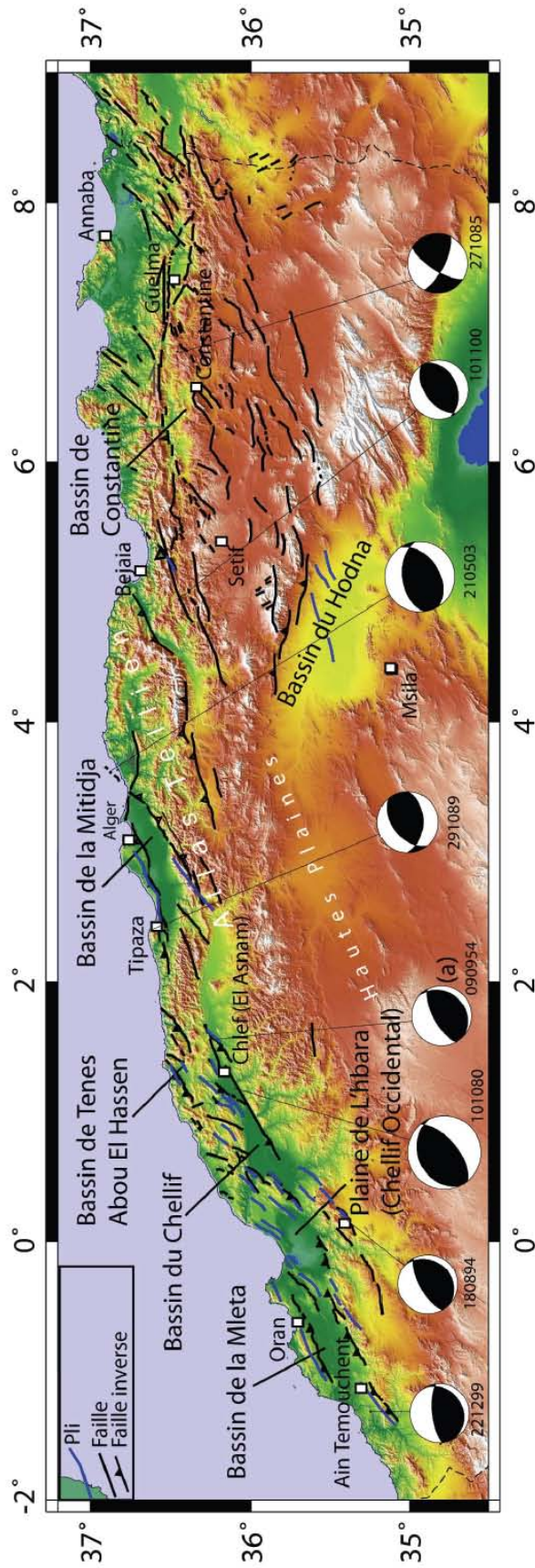
l'Atlas) et la plate forme Saharien (José A. Peláez Montilla, Mohamed Hamdache, Carlos López Casado., 2003).

L'étude tectonique de cette région (nord de l'Algérie) a fait l'objet de plusieurs travaux, à savoir McKenzie (1972), Tapponier (1977), Meghraoui M (1988), Aoudia et Meghraoui M (1995), Mickus and Jallouli (1999), Frizon de Lamotte et al. (2000), Harbi A et al. (1999) (Est Algérien) et Yelles A et al. (2006).

Le Tell c'est la partie orientale du système Rif-Tell, un secteur de collision actif entre l'Eurasie et l'Afrique associée à la convergence actuelle des plaques Afrique-Eurasie et se traduit par la fermeture progressive des bassins néogènes et par la poursuite de l'édification de la chaîne tellienne (Meghraoui M., 1988 ; Boudiaf.A, 1996 ; Yelles A et al., 2006). Il est composé par une succession d'une série de montagne et de vallées en juxtaposition avec des bassins néogènes parallèles à la côte. Cette zone est sous un régime de compression de direction N-S à NW-SE depuis le début de Cénozoïque jusqu'au Quaternaire. Les bassins néogène de Tell sont des bassins intra montagneux allongés selon une direction E-W à NE-SW et caractérisés par une déformation en compression durant le Quaternaire affectant les dépôts récents. Ces bassins se déforment en donnant des structures plicatives (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE-SW à NNE-SSW (Yelles A et al., 2006). Les principales failles de direction NE-SW correspond à des failles inverses avec un plongement NW souvent organisé selon un système d'échelon (Peláez Montilla J.A et al. ; 2003).

L'Algérie du nord est connue historiquement comme une région sismiquement active. Bien que les catalogues de la sismicité disponible ne couvrent qu'une courte période de l'histoire sismique de la région en raison de l'absence de documents ou d'archives relatives aux époques médiévales et antiques de l'Algérie.

La sismicité de cette zone frontalière (le nord de l'Algérie) s'exprime le long des bassins néogène post-nappes. L'étude de la sismicité de l'Algérie du nord a fait l'objet de nombreux travaux (Mme Hée, 1950 ; Rothé, 1950 ; Grandjean, 1954 ; Benhallou et Roussel, 1971 ; Girardin et al, 1977 ; Ouyed, 1981 ; Benouar, 1994 ; catalogue du CRAAG, 1994 ; Bufforn, 1995 ; Aoudia et al., 1995 ; Bezzeghoud et al., 1996 ; Ayadi, 1996 ; Lammali et al., 1997 ; Harbi et al., 1998 ; Aoudia et al., 2000 ; Ayadi et al., 2002 ; Harbi et al., 2001; Harbi et al., 2003 ; Benouar, 2004 ; Harbi et al., 2006). L'analyse des catalogues de sismicité disponible montre que cette sismicité est superficielle ( $0 < h < 40$  km) et modérée et que l'Algérie a rarement connu des séismes violent comme celui d'El-Asnam(1980) et de Boumerdes(2003).



**Fig III.3 :** Carte morpho tectonique du nord de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Mécanismes au foyer des principaux séismes depuis 1980. (a) Mécanisme au foyer du séisme d'El Asnam, 1954 (Espinoza et Lopez-Arroyo, 1984), in S Belabbès, 2008.

Les premiers travaux sur la sismicité de l'Algérie remontent aux études macrosismiques de Perrey(1847) où il décrira en détaille les dommages associé aux séismes. Cependant la basse densité de population et le petit niveau d'urbanisation pendant les derniers siècles rendent difficile l'évaluation des effets des séismes (Bezzeghoud M et al. 1996).

La sismicité de l'Algérie du nord est maintenant connu depuis 1365, date du séisme qui frappé la ville d'Alger. Antérieurement à cette date Les catalogues indique que plusieurs événements se sont produits au cours de l'histoire sismique du pays, dont les plus anciens sont celui de l'an 42 de Dellys, de l'an 419 qui a ravagé la ville de Sétif (Setifis anciennement) et le séisme de l'an 700 de Ain Témouchent et celui de l'an 800 de Timgad (Harbi A et al.,2006 , Yelles A et al., 2006 , Bellabes S et al.,2007). De nombreux évènements importants reportés dans différents études se sont produits dan la période allant de 1365 à 1900 (**Tableau III.1**).

L'absence des instruments sismologiques a confiné les études sismologiques à leur aspect macrosismique pendant un long temps, jusqu'en 1910 qui coïncide avec l'installation de la première station sismologique Algérienne, ouvrant la période de la séismicité instrumentale sans reléguer les études macrosismiques (Boughacha M S et al., 2004).

<b>Lieu</b>	<b>Date</b>	<b>I/M</b>	<b>M</b>	<b>Victimes</b>
<b>Alger</b>	03/01/1365	X		Plusieurs
<b>Alger</b>	10/03/1673			
<b>Mitidja</b>	03/02/1716	X		20 000
<b>Oran</b>	09/10/1790	X		2000
<b>Blida</b>	02/03/1825	X		7000
<b>Djidjelli</b>	22/08/1856	X		
<b>Kherba</b>	09/03/1858	IX	6,7	
<b>Mitidja</b>	02/01/1867	X-XI	7,5	100
<b>Aurès</b>	16/11/1869	IX		30
<b>El-Kalaa</b>	29/11/1887	IX-X	6,5	20
<b>Gouraya</b>	15/01/1891	X		38
<b>Aumale</b>	24/06/1910	VIII	6,6	81
<b>Orléansville</b>	09/09/1954	X	6,7	1243
<b>El Asnam</b>	10/10/1980	X	7,3	2633
<b>Constantine</b>	27/10/1985	VIII	6,0	10
<b>Tipaza</b>	29/10/1989	VIII	6,0	22
<b>Mascara</b>	18/08/1994	VII	6,0	172
<b>Ain-Benian</b>	04/09/1996	VII	5,7	172
<b>Ain-Témouchent</b>	22/12/1999	VII	5,8	
<b>Beni-Ouartilane</b>	10/11/2000	VI	5,7	02
<b>Boumerdes–Alger</b>	21/05/2003	X	6,8	2300

**Tableau III.1** : les principaux importants séismes touchés l'Algérie de 1365-2009, avec les nombres de victimes.

Quant à la période instrumentale de nombreux séismes secouer le pays tels que ceux de El Asnam (1980 et 1954 ; Mw 7.3, Ms 6.7) , Constantine (27/10/1985, Ms = 6.0), Tipaza (29/10/1989, M = 6.0), Mascara (18/08/1994, M = 6.0), Alger (04/09/1996, M = 5.8), Ain-Temouchent (22/12/1999, Mw = 5.7) et récemment de Zemmouri (21/05/2003, Mw 6.8).

La carte de la sismicité historique et instrumentale de l'Algérie du nord (**Figure**), établi à partir du catalogue de Boughacha(2005), montre que l'activité sismique est variée de l'est à l'ouest. Elle montre aussi que la sismicité à l'Est s'exprime essentiellement en continent, contrairement à l'Ouest et au centre où la sismicité se développe même en mer où d'importants séismes se sont produits.

L'examen de la carte de sismicité montre (**Figure III.4**) que la sismicité du nord de l'Algérie s'exprime dans diverses zones qui se différencient par leurs caractéristiques sismotectoniques ainsi que par leur activité sismique. A partir de cette carte on peut distinguer les zones suivantes :

- ✓ La région d'Oran-Ain Temouchent-Mascara : elle est le siège d'une activité sismique importante, Oran (1790), Ain Temouchent (22 /12/1999 ; Ml=5.7), Mascara (29/11/1887, I<sub>0</sub>=X ; 18/08/1994, M=5.7 ; 17/08/2005 M=4.4). la sismicité de cette région s'exprime le long des failles inverses et aveugles. Les mécanismes au foyer montrent un régime compressif dans cette région.
- ✓ La région de Chelif-Ténes : cette région fut frappée par le séisme le plus important dans la méditerranée occidentale, elle connu une activité sismique très importante. Elle touché par de nombreux séismes dévastateur, tels celle d'El Asnam (25/08/1922, I<sub>0</sub>=X ; 4/9/1954, M<sub>s</sub>=6.7 ; 10/10/1980, M<sub>s</sub>=7.3). la sismicité de cette région s'exprime le long des failles inverses et chevauchantes tels que la faille de Oued Fodda et de Ténes Abou El Hassen, principalement de direction NE-SW. Les mécanismes focaux montrent un régime de déformation compressif dans cette région.
- ✓ La région d'Alger : L'activité sismique de la région d'Alger est localisée essentiellement dans le bassin néogène de la Mitidja. d'importants évènements historiques affectent cette région comme celles de 1365, 1716 et 1825. La sismicité de cette région se distribuer autour de la ville d'Alger. A l'ouest c'est la région de Tipaza-Blida où se sont produits les séismes de 29/10/1989 (Ms=6) et de 4/11/1996 (Ms=5.7). à l'Est c'est la région de Boumerdes où se produit le récent séisme de Boumerdes de 21/05/2003 (Mw=6.8). Les bordures sud de la Mitidja constituent l'une des principales sources sismogènes de la ville d'Alger. le long de zone de contact entre le bassin de Mitidja et le massif de Blida associe à la sismicité historique de cette région (1716,

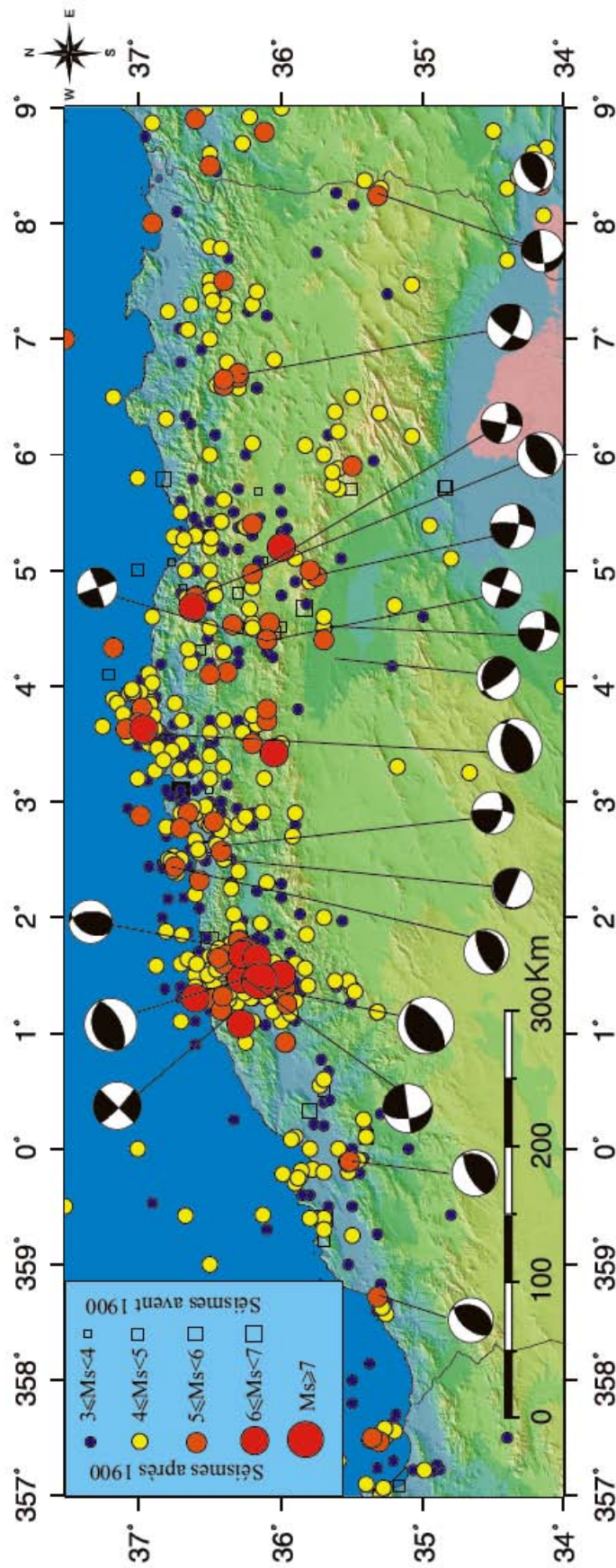
1825).

- ✓ La région de Bouira-Bejaia-Sétif : elle est le siège d'une activité sismique importante, la sismicité de cette région s'exprime principalement à l'extrémité Est du bassin de Mitidja (faille Isser-Bouira NNW-SSE) et dans la région de Kherrata (faille de Kherrata NE-SW) où se produit le récent séisme de 10/11/2000 ( $M_w=5.7$ ).
- ✓ Le Bassin du Hodna : c'est un bassin néogène, il est le siège d'une sismicité modérée. De nombreux événements sont enregistrés dans ce bassin à savoir celui de Msila (12/02/1946 et 01/01/1965,  $M_s=5.5$ ). à l'extrémité Est de ce bassin la sismicité s'exprime à l'Est de la ville de Batna (Timgad).
- ✓ La région de Constantine-Guelma : dans cette région la sismicité s'exprime essentiellement dans la région de Constantine où plusieurs structures actives sont observées, et dans le petit bassin de Guelma limité par d'importants accidents. Parmi les séismes affectant cette région celui de 27/10/1985 de magnitude 6.0, fortement secoué la ville de Constantine. Le mécanisme focal de ce séisme montre un décrochement senestre.

Par ailleurs, l'étude des mécanismes aux foyers des principaux séismes survenus dans le nord de l'Algérie, montre que la déformation se fait de façon différente dans les régions du centre, de l'ouest et de l'est.

Ainsi à l'ouest le mécanisme de déformation s'apparente à des mouvements compressifs de direction NNW-SSE, dont les séismes de cette zone sont associés à des mécanismes en faille inverse dans la direction NE-SW en accord avec une compression NW-SE.

Alors qu'à l'est, la déformation est caractérisée par des mouvements de coulissage. Dans le Tell Méridional, ceux-ci s'expriment par un décrochement E-W dextre et par des décrochements NE-SW. Au sud de Bejaia et vers le bassin du Hodna, ces failles décrochantes E-W et NE-SW peuvent être associées à des plis et avoir des rejets inverses.



**Fig III .4 :** Sismicité de nord Algérien et les mécanismes focaux des principaux séismes. Etabli par F Bouedja selon catalogue Boughacha 2004.



**III.3 Sismicité historique instrumentale de la région de Constantine :**

La région de Constantine ou le Constantinois est appartient au domaine Tellien. Cette région est située à l'est du pays caractérisée par une déformation lente et une sismicité faible à modéré.

Le plus important séisme enregistré dans cette région est celui de 27/10/1985 de magnitude  $M_s=6.0$  localisé au nord du village d'El-Khroub.

L'étude de la sismicité détaillée de l'Algérie orientale a été l'objet d'une thèse de Magister soutenue en 2001 et une thèse d'état soutenue en 2006 par Mme A Harbi. Un catalogue de sismicité bien détaillé et compilé a été élaboré par cet auteur. Cette étude constitue une référence de base dans la présente étude. D'autres documents sont consultés pour enrichir certains événements de l'ère instrumentale et pour la récolte de l'information macrosismique correspondante de certains événements historiques, parmi ces documents le catalogue cité ci-dessous :

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

**Harbi, 2001 :** Ce catalogue couvre la partie Est Algérien [ $4^{\circ}E-9^{\circ}E$ ,  $33^{\circ}N-38^{\circ}N$ ] pour la période de 1850-2000. L'auteur utilise comme principale source d'information les données introduits par Benhallou, 1985 ; Benouar, 1993 ; Mokrane et al., 1994 et C.R.A.A.G, 1994.

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

**Rapport du CGS, (2003) :** ce rapport rentre dans le cadre d'un contrat de sous-traitance qui lie le CGS (Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique) à EEG SIMECSOL.

En effet grâce à ce rapport on a ajouté l'étude macrosismique d'un séisme n'a pas cité dans les autres travaux.

**Harbi, 2006** : Ce catalogue couvre la partie Est Algérien [4°E-9°E, 33°N-38°N] pour la période de 419-2002. L'auteur a consulté des documents importants et parfois rares et difficiles à l'accéder. Il s'agit essentiellement de Rothé (1950) ; de Hée (1925, 1932, 1933 & 1950); Grandjean (1954) ; Benhallou et Roussel (1971) ; Roussel (1973) ; Benhallou (1985) ; Benouar (1993 & 1994), Mokrane et al., (1994). L'auteur a utilisée d'autres source de compilation en ligne.

Ainsi d'autres bases de données en ligne sont utilisées pour compiler notre catalogue jusqu'au 2009. L'apport de ces bases de données réside dans les données de micro-sismicités de ces dernières années (2003-2009), et dans les données de certains mécanismes au foyer. La plupart des événements publié par ces sites « essentiellement de l'*International Seismological Centre* » ne contient pas certaines information sur les événements publiés (comme la profondeur et le mécanisme au foyer) ce que nous empêche de faire une analyse complète de la microsismicité de ces derniers années.

Les principaux sites internet consultés sont :

- L'**International Seismological Center (ISC)** : <http://www.isc.ac.uk/index.html>
- Le **National Earthquake Information Service (NEIS)** et **NEIC** : [http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic\\_rect.html](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html)
- Le **Global CMT Catalog** : <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

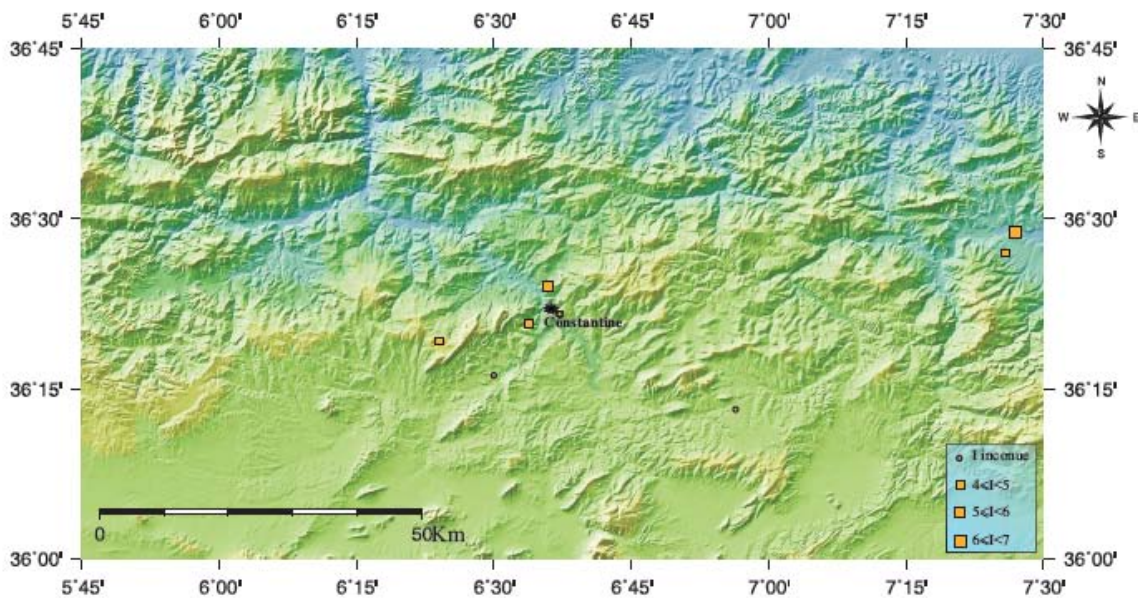
Dans cette présente étude la zone étudiée est comprise entre **5.75°E et 7.50°E** en longitude et entre **36.00° N et 36.75° N** en latitude. A partir de tous les documents que nous avons pu consultés (ceux cités dessus) on a fait un mini catalogue de cette petit région qui couvre une période allant de 1758 jusqu'au 2009.

#### Sismicité historique "Les séismes d'avant 1900 de la région de Constantine" :

L'évaluation de l'intensité des séismes historiques, du fait qu'elle reflète la quasi-totalité des effets du mouvement de sol, représente le principal but et l'un des pas les plus importants dans la quantification de ces séismes survenus avant l'ère instrumentale et malgré son côté subjectif puisque descriptif, elle reste un complément indispensable à la sismicité instrumentale.

En effet, l'importance de la sismicité historique n'est plus à démontrer de nos jours ; sa contribution dans la compréhension de la tectonique (accidents tectoniques, glissements de terrain, rockfalls, phénomènes de liquéfaction etc.) d'une région, dans l'évaluation efficace de l'aléa sismique de celle-ci est capitale. L'apport considérable de la sismicité historique dans les études se rapportant au micro zonage ou les études sismo tectoniques ou paléosismologiques qui renseignent sur le rythme de récurrence des événements sismiques est tout aussi important à souligner.

L'analyse de la carte de sismicité historique (Figure) établie à partir du catalogue de Harbi A (2006) montre que :



**Fig III.5 :** Sismicité historique ,1758-1989, de la région de Constantine.

- La distribution de sismicité est ponctuelle, on trouve de nombreux événements localisés dans les mêmes coordonnées.
- La sismicité historique de la région d'étude ne reflète pas l'activité de cette région on la comparant avec la sismicité instrumentale (de 1758 à 1899 seulement 39 événements enregistrée dans cette région).
- La plupart de ces événements ne pas quantifie par une grandeur qui reflète l'importance de l'événement (l'intensité à l'époque).

- La plupart de ces événements cités dans les catalogues, se sont localisés essentiellement proche de grandes villes (Guelma et Constantine), ou des localités très peuplées.
- Les événements de cette sismicité historique ne sont que les événements importants ressentis par la population.
- Pas de séisme fort dont l'intensité dépasse VIII pour cette période.

Parce que la connaissance de l'histoire sismique d'une région est fondamentale. Dans ce qui suit on va rapporter l'étude macrosismique de quelques événements historiques qui ont touché le secteur d'étude (cité dans différentes études), et selon la disponibilité des données.

#### Le séisme de Constantine de 1838:

Saidani (1988) cite un séisme qui aurait eu lieu à Constantine en 1837 comme nous l'avons rapporté dans Harbi et al. (2003a). Selon Rozet et Carette (1850), trois légères secousses de tremblement de terre ont été ressenties à Constantine dans la nuit du 27 au 28 avril 1838 (rapport interne CGS 2003).

**Le séisme de Constantine du Janvier 1860:** le 11 Janvier 1860 à 17h 45m, une secousse sismique est ressentie à Constantine aussi bien par les personnes assises que celles debout sans qu'on ait aucun dommage à déplorer. Les effets se sont bornés à un entrechoquement de la vaisselle suspendue aux murs et à un ébranlement des meubles. Mme Harbi, 2001 attribue une intensité IV MSK à ce séisme (rapport interne CGS 2003 ).

**Le séisme de Constantine du 17 Octobre 1865:** sources d'information macrosismique: Mme Hée (1950), les journaux Akhbar, L'Africain. Une secousse sismique d'une durée d'une seconde s'est produite à Constantine le 17 Octobre 1865 à 22h05m ressentie surtout par les personnes éveillées; ce qui suggère une intensité de III MSK. Harbi 2001 a reproduit un passage lu dans l'Africain à propos de ce séisme." Constantine: le 17 courant, les habitants de Constantine (ceux qui du moins se couchent à des heures indues) ont pu entendre une forte détonation accompagnée d'un tremblement de terre. Les oscillations paraissent se diriger du N au S. S'il faut croire les alarmistes, la secousse a été terrible. Des portes ont été ouvertes, des fenêtres se sont fermées, des pianos ont joué tout seul, dans les cafés les verres trinquaient en l'absence des consommateurs, chez les épiciers les bocaux se donnaient l'accolade". Selon Mme Hée, le séisme se serait produit plutôt le 18 à la même Heure (rapport interne CGS 2003 ).

**Le séisme de Constantine du 07 Octobre 1866:** Mme Harbi, 2001 en reprenant Mme Hée (1950) cite le journal Le courrier de l'Algérie, qui décrit ce séisme: "Le 07 courant vers 6 heures du matin, un tremblement de terre a été ressenti à Constantine et à Philippeville. Ce tremblement de terre n'a pas été assez prononcé car la plus grande partie de la population ne s'en est pas aperçue (rapport interne CGS 2003).

**Le séisme de Constantine du 07 Mai 1871:** le 7 mai une secousse a été ressentie à Philippeville. Mme Hée parle d'un séisme qui se serait produit à Constantine où des murs ont été lézardés, et ressenti à Philippeville. On notera cependant que les journaux de l'époque, passent cet événement sous silence et traitent surtout de l'insurrection d'El Mokrani. Source d'information macrosismique: Mme Hée (1950), le journal Akhbar, selon le bulletin de l'observation d'Alger; l'intensité serait de IV MSK et la magnitude Ms de 3.2 (rapport interne CGS 2003 ).

**Le séisme de Constantine du 20 Janvier 1876:** source d'information: Mme Hée (1950), les journaux Akhbar, la vigie Algérienne, le Moniteur de l'Algérie. Ces journaux reprennent le Zeramna qui signale une secousse de 2 secondes le 20 Janvier à 9H du matin à Constantine. Cette secousse n'a occasionné aucun dégât (rapport interne CGS 2003 ).

**Le séisme de Constantine du 26 Novembre 1893:** Mme Hée (1950) cite un séisme qui se serait produit à Constantine le 26 novembre 1893 à 11h55mn. Cependant selon le Moniteur de l'Algérie deux secousses ont été ressenties respectivement à 7 heures du matin et à midi à Collo. La secousse de midi aurait été la plus forte et a été ressentie à Ain Abid, Regada et Renier. L'ensemble des secousses ne s'accorde pas sur une intensité donnée et le type de dégâts (rapport interne CGS 2003 ).

**Le séisme de Constantine du 19 Septembre 1894:** le 19 septembre 1894 à 6h 45m, une forte secousse sismique a été ressentie à Constantine " causant la chute de plusieurs meubles et produisant en ville une très vive émotion surtout dans le quartier israélite où tout le monde avait quitté les maisons". Mme Hée (1950) ainsi que Mokrane et al, (1994), donne le degré VI MM (Mercalli modifié), Mme Harbi 2001 la réestime à VI MSK (rapport interne CGS 2003).

Les séismes importants de l'ère instrumentale de la région de Constantine "après 1900" :

Pour la période post 1900 la région de Constantine a connue plusieurs événements importants, dont l'intensité dépasse par fois le VIII. Durant la période 1900-2002 la région de Constantine a connue au moins Quatre événements dont la magnitude est supérieure à 5, et un événement dont  $M_s=6$  (celui de 27/10/1985).

Les trois séismes les plus significatifs pour la période poste-1900 se sont produits proche de la ville de Constantine (Tableau) et ont causé d'importants dégâts. Le premier c'est de 04-08-1908 au nord de la ville de Constantine, un autre séisme à la même intensité a précédé cet événement en 16-09-1908 dont les épicentres sont presque superposés mais aucune étude macrosismique n'a été recensée dans les documents consultés concernant ce séisme. Le deuxième événement important frappé la région de Constantine se produit en 06-08-1947 dont  $I_0$  est de VIII à IX. L'épicentre de ce dernier événement se situent proche de Oued Hamimine. Après une année exacte cet événement a été suivi par un autre de magnitude 5 dans le même endroit.

Pour le séisme de 27-10-1985 où des ruptures de surfaces ont été observées dans différents endroits. Cet événement est considéré comme l'événement le plus important qui a secoué la région de Constantine et ces alentours dont  $M_s=6.0$ .

Date et Heur	Longitude	Latitude	Intensité ( $I_0$ )	Magnitude ( $M_s$ )
16-09-1907	6°36'	36°24'	VIII	--
04-08-1908 02 :11	6°36'	36°24'	VIII	5.2
22-01-1925 11 :00	6°35'	36°10'	V	--
23-10-1928 05 :23 :29	6°35'	36°18'	VI	--
10-02-1937 08 :14 :41	7°20'	36°40'	VIII	5.2
06-08-1947 09 :45 :38	6°40'	36°18'	VIII-IX	5.3
06-08-1947 12 :29 :28	6°42'	36°18'	--	5
25-08-1959 22 :31 :30	6°40'	36°20'	V	--
27-10-1985 19 :34 :59	6°39'	36°24'	VIII-IX	6.0

**Tableau III.2 :** Evénements sismique importants pour la période post 1900-2002.

Une étude macrosismique des événements importants pour la période 1900-2002 paraît nécessaire pour illustrer l'importance de ces séismes, et pour avoir une idée sur les dégâts causés par ces événements.

**Le séisme du 4 Aout 1908:**

Séisme du 4 Aout 1908								
Heure (GMT)			Epicentre instrumental		Intensité maximale ( $I_0$ )	Magnitude (Ms)	Rayant moyen de perception R	Profondeur h
H	Mn	S	Lat N	Lng E				
02	11	00	36°40'	6°65'	$I_0 = VIII$ (Constantine)	Ms=5.25	R= 175Km	h=10Km

**Tableau III.3 :** principales caractéristiques du séisme de 1908.

Ce séisme est considéré comme le premier événement sismique qui a secoué fortement la ville de Constantine pour le dernier siècle (1900-2000). Ce séisme a touché la ville de Constantine et ses alentours le choc a duré 10s, suivi par 12 répliques dont l'une est comparable à la secousse principale. Ce séisme a été ressenti à 175 Km à l'Est de la Calle, l'intensité maximale est évaluée à  $I_0 = VIII$  à Constantine et a couvert un rayon de 14 Km (rapport interne CGS 2003).

Sur le terrain ce tremblement de terre est associé à une fissure de 200m de long et 50m de largeur observée dans le plateau du Mansourah. Parmi les perturbations causées par ce séisme, on citera les eaux des sources thermales initialement froides devenues chaudes avec un changement de couleur des eaux qui a viré vers le rouge-sang, ce qui a causé la panique au sein de la population (rapport interne CGS 2003).

D'importants dégâts sont recensés dans plusieurs régions de l'Est en particulier dans les régions avoisinant la ville de Constantine (Mansourah, Sidi Mabrouk, El Kantara, Ksar El Kellel, El Arrouch).

**Le séisme du 6 Aout 1947:**

Après l'événement de 1908, la ville de Constantine a été frappée par une autre secousse sismique le Mercredi 06 Aout 1947. Cet événement a touché la ville de Constantine et ces alentours, dont le rayon de perception est de 70km(CGS). Le choc principale a duré 24s, il a été précédé par deux petites secousses et suivi par plusieurs d'autres.

Séisme du 6 Aout 1947									
Heure (GMT)			Epicentre instrumental		Epicentre macrosismique		Intensité maximale ( $I_0$ )	Magnitude (Ms)	Rayant moyen de perception R
H	mn	S	Lng N	Lat E	Lng N	Lat E			
09	46	38	36°31'	6°68'	36° 30'	6°68'	$I_0 = VIII-IX$ (El Khroub)	Ms= 5	R=70Km

**Tableau III.4:** principales caractéristiques du séisme de 1947.

Ce séisme dont la magnitude des ondes de surface est égal à Cinq (Ms=5), a causé d'importants dégâts. L'intensité  $I_0 = VIII$  à IX est localisé à Oued Hamimine (13km au sud de Constantine) dont elle a subi les dommages les plus importants. Cet événement a fait la panique dans la population et causé beaucoup de blessé et a endommagé de nombreuses structures, surtout les vieilles bâtisses, alors que les nouveaux bâtis n'ont pas été affectés.

Les dommages causés par cet événement sont observé dans nombreuse localités et villes avoisinant la ville de Constantine, dont l'intensité varie d'un endroit à autre. Les dommages les plus importants sont localisés principalement à Oued Hamimine, Ain Smara, et dans des fermes au nord de la ville d'El Khroub.

Au niveau des sources balnéaire dans les gorges du Rhumel la température a été subitement augmenté et l'eau devenue boueuse.

#### **Le séisme du 27 Octobre 1985:**

Dans la soirée de Dimanche 27 Octobre 1985, une forte secousse a ébranlée la région de Constantine. C'est l'événement le plus important de l'histoire sismique de la région. Ce séisme est le plus important événement ressenti dans l'Atlas Tellien depuis celui de 10 Octobre 1980 d'El Asnam.

Avec une magnitude Ms=6.0, ce séisme a fait d'importants dégâts et beaucoup de victimes. Le choc principal a été enregistré dans la région d'El Aria, il a été précédé par deux petites secousses et suivi par des répliques persisté jusqu'au fin Novembre 1985.



Séisme du 27 Octobre 1985										
Heur (GMT)			Epicentre instrumental		Epicentre macrosismique		Intensité maximale (I <sub>0</sub> )	Magnitude (Ms)	Rayant moyen de perception	Profondeur (h)
H	M	S	Lat N	Lng E	Lat N	Lng E				
19	34	59	36°40'	6°65'	36°39'	6°85'	I <sub>0</sub> =VIII (El Aria)	Ms = 5.7	R=130Km	h=10Km

**Tableau III.5** : principales caractéristiques du séisme de 1985.

A fait beaucoup de victimes, d'importants dégâts ont été causés dans la région d'El Aria située à 24 km du centre ville. Aussi, les habitations ont subis des grands dommages. La zone 7 a fait l'objet de nombreuses études, son activité sismique semble être comme les autres régions liée à des structures actives orientées NE-SO. Néanmoins d'après Bounif et al., 1987, un mouvement décrochant senestre existe dans la zone.

Le 17 Octobre 1985, la ville de Constantine a été ébranlée par un séisme de magnitude Ms=6.0, les pertes humaines ont été évaluées à une dizaine de victimes essentiellement dans les régions d'El Aria, Beni Yacoub et Kef Tassenga.

Cet événement est le plus important ressenti dans l'Atlas Tellien depuis le séisme de Chlef (Ms=7.3, CSEM).

Le choc principal a été enregistré par toutes les stations sismologiques (474 stations, ISC), il a été ressenti à 120Km de rayon à L'Est d'El Kala, à L'Ouest de Sétif, au sud de Batna et au nord de la cote où l'intensité est évaluée à I<sub>0</sub>=III sur l'échelle de MSK.

Le tremblement de terre a causé la mort de cinq personnes et 300 blessés et endommagé plusieurs vieilles constructions, les plus importants dégâts ont été enregistrés dans la région d'El Aria situé entre El Khroub, Constantine et Beni Yakoub, l'intensité I<sub>0</sub> a été évaluée à I<sub>0</sub>=VIII dans cette région.

Des dégâts de moindre importance ont été observés entre Ain Fakroun, Skikda, Chelghoum Laid et Guelma avec une intensité I<sub>0</sub>=V.

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

Sur le plan géologique les traces de surface n'ont été observées que sur quelques Kilomètres seulement (4.5Km), la distribution des répliques permet l'évaluation plus précise de la partie active de la faille 36Km (Bounif, 1990) qui peut être associée à la partie Nord de la faille de Ain Smara qui peut être divisée en trois segments de même longueur.

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

Les magnitudes sont aussi calculées:

$M_s=5.2$  (LDG).

$m_b = 5.5$ ,  $M_s = 5.9$  (NEIC)

$m_b = 6.0$ ,  $M_s = 6.0$  (PEK)

$m_b = 5.4$ ,  $M_s = 5.9$  (ISC)

$M_s = 6.0$  (CRAAG)

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

- A Souika, la majorité des constructions ont été sérieusement touchées, surtout les vieilles bâtisses de particuliers.

- A 25Km au SE de Constantine dans le village d'El Aria des constructions et des fermes ont subi le maximum de dommage, cinq personnes ont trouvé la mort par les effondrements de leurs maisons et d'autres sont blessées au moment de leur fuite hors des domiciles.
- A Beni Yacoub, à 9Km au NE d'El Aria les dommages sont très importants; des maisons sont complètement détruites, dans cette région une fissure de 700m de long est a été observée la largeur varie de 2 à 20cm, le déplacement horizontal est estimé à 18m et que le déplacement vertical à 28cm.
- Dans la région d'El Abid à 14Km au SE d'El Aria, plusieurs maisons ont été sérieusement touchées, des fissures d'un cm d'ouverture ont été observées.
- A Chelghoum Laid, à 60Km à l'Ouest d'El Aria, le choc a duré 5 secondes et a semé la panique au sein de la population.
- Des dommages de moindre importance ont été observés dans les régions de Skikda, Chelghoum Laid, Ain Fakroun et Guelma.
- Le même choc est ressenti dans les régions de Souk Ahras, Batna, Sétif, et Jijel (presse, 1985; CRAAG ET CTC, 1885; Bounif et al, 1987et 1990).

L'intensité maximale  $I_0$  est évaluée à VIII (MSK) et est attribuée à la région située entre El Aria et Beni Yacoub sur un rayon de 8Km.

$I_0$ =VII dans les régions de Constantine, El Khroub et El Meridj.

$I_0$ =VI dans les régions de Ibn Ziad, Hamma bbouziane, Ain Abid, El Arrouch et Azzaba.

$I_0$ =V dans les régions de Skikda, Mila, Chelghoum Laid, Ain Fakroun et guelma.

$I_0$ =IV dans les régions de Chekfa, Djamilia, El Eulma, Oum El Bouaghi et Sedrata.

$I_0$ =III dans les régions de Souk Ahras, Batna, El Taraf, El Kala, Sétif et Jijel.

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

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

**Conclusion**

Dans ce chapitre nous avons présenté dans une première partie le contexte sismotectonique de l'Algérie du nord. L'élaboration d'une carte de sismicité de l'Algérie du nord nous a permis de délimiter les principales zones sismiques de l'Algérie du nord et leurs mécanismes de déformation. Dans une deuxième partie une synthèse de sismicité de la région de Constantine a été faite à partir des catalogues de sismicité publiés et des bases de données internationale (en ligne) ; ainsi une caractérisation des principaux séismes qu'ont affectés la région d'étude de la période Anté-instrumental et de la période post-instrumental. Un intérêt particulier a été attribué aux effets morphologiques de ces séismes.

**CHAPITRE IV : ANALYSE SPATIO TEMPORELLE  
DE LA SISMICITE HISTORIQUE DE LA REGION DE  
CONSTANTINE**

**Introduction :**

L'activité sismique historique de la région de Constantine est modérée. On compte trois événements importants ayant atteints ou dépassés la magnitude  $M_s=5$ . La sismicité de cette région est encore mal comprise et peu analysée. Dans cette partie nous avons élaboré des cartes exhaustives de répartition des épicentres pour la période « 1900-2009 » et ce à partir de différentes sources cités dans le chapitre III.

En fait, l'objectif recherché dans ce chapitre est d'essayer de présenter une analyse de la distribution spatio-temporelle à partir des cartes de répartition des épicentres et d'histogrammes de sismicités de la région. Nous avons subdivisé nos données (tirés à partir de différentes catalogues) en deux intervalles de temps (1900-2002, 2003-2009).

Le choix a été dicté par plusieurs raisons parmi lesquelles :

- ✓ L'existence de plusieurs sources.
- ✓ L'utilisation de différents types de magnitudes dans ces catalogues.
- ✓ L'apport de nouvelles technologies et la multiplication des stations d'enregistrement à partir de l'année 2003.

Pour toutes ces raisons nous avons choisis ces deux intervalles et avons établi des cartes de sismicité ainsi qu'une présentation temporelle sous forme d'histogramme ; ces derniers seront commentés et analysés.

**IV.1 Analyse spatio-temporelle de la sismicité de la période 1900-2002:**

La carte de sismicité de la période 1900-2002 (**Fig IV.2**), élaborée à partir du catalogue de Harbi A(2006), montre que la région est exposée à une sismicité faible à modérée. Les épacentres des séismes sont relativement dispersés (distribués sur toute la région d'étude). Les trois plus importants événements relevés durant la période (1900-2009), se sont produits près de la ville de Constantine. Le premier (celui de 4-08-1908) a été localisé au nord immédiat de la ville, les deux autres (celui du 6-08-1947 et celui du 27-10-1985) se sont produit au sud et sud est.

La sismicité diffuse de la région de Constantine est associée à un certain nombre de structures actives ou néo-actives situées au nord de la ville, à l'ouest ou au sud, dans la région du Khroub (Yelles et al, 2006). Durant tout la période de 1900-2002, on relève que des dizaines d'événements n'ont pas été déterminé en termes de magnitude ( $M$  inconnue).

Par ailleurs, remarque **que les épacentres les plus proches de la ville de Constantine correspondent aux séismes les plus forts. Les épacentres les plus éloignées correspondent à des magnitudes  $M_s$  inférieures à 5.**

Notons au passage qu'en termes de localisation des épacentres, on observe souvent des décalages (parfois importants) dans les coordonnées géographiques d'un même événement entre un document et un autre.

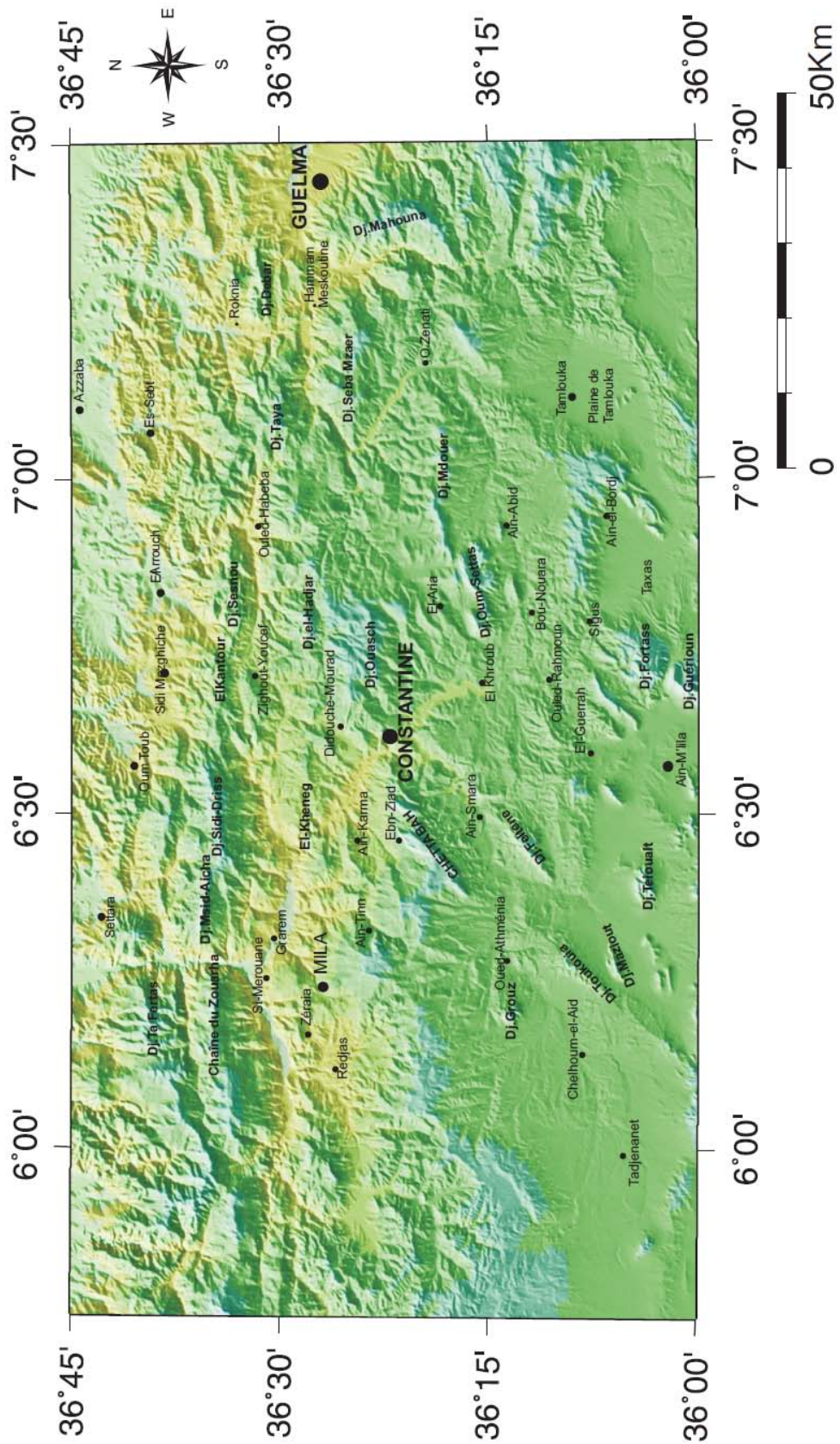


Fig IV.1: Carte Toponymique de la région d'étude.



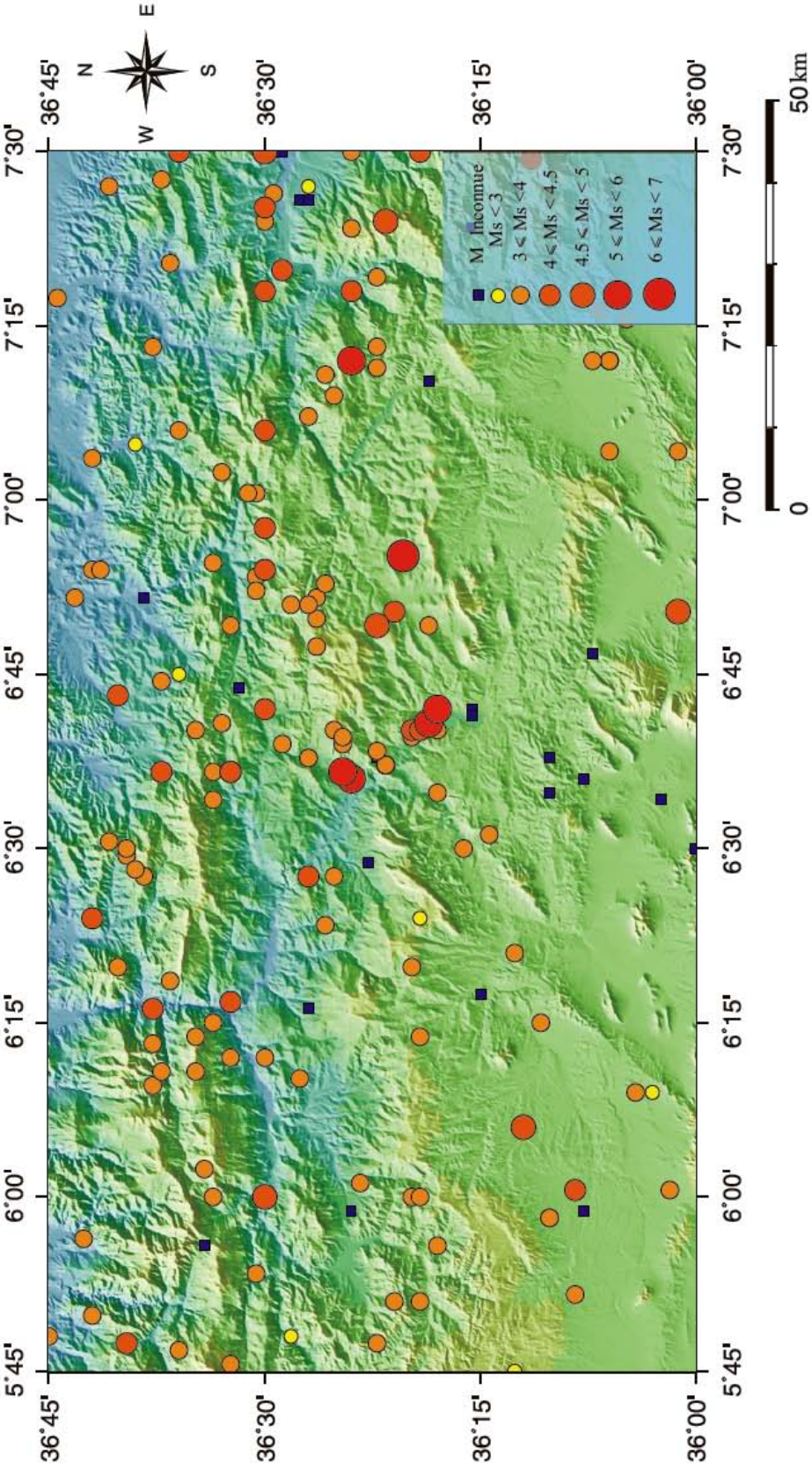
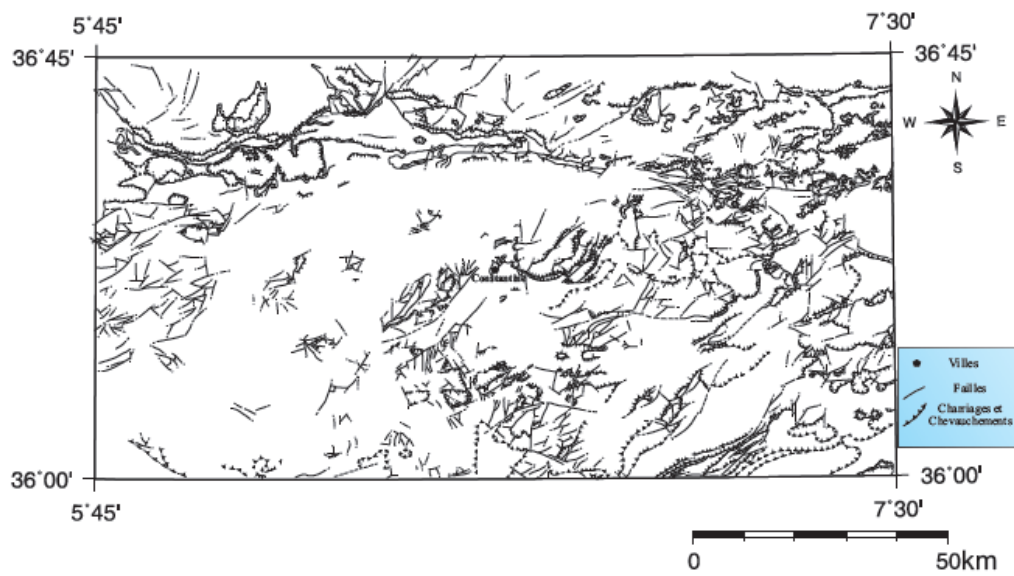
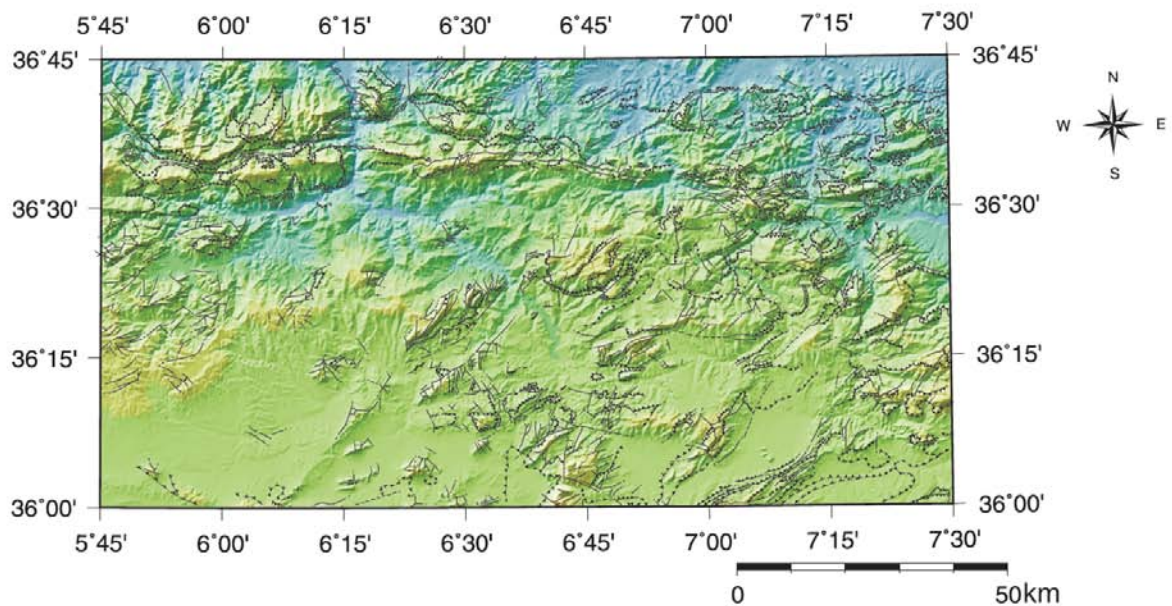


Fig IV.2 : Sismicité de la région de Constantine de 1900-2002.

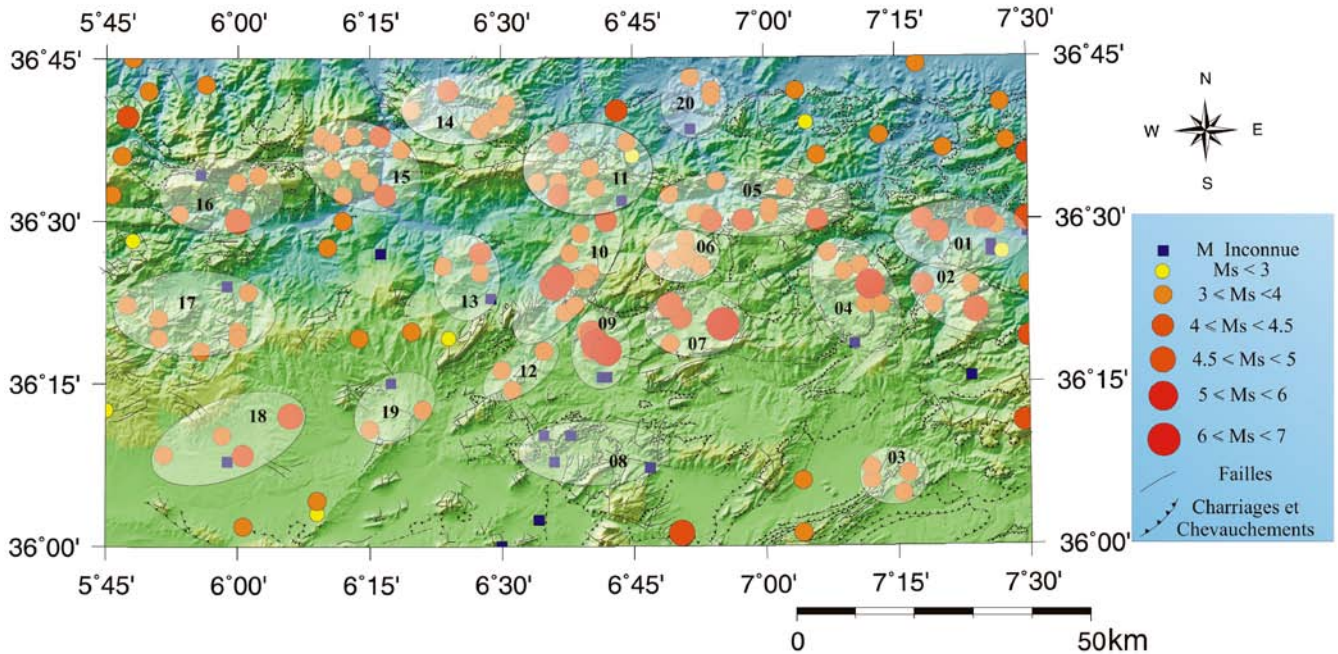


**Fig IV.3:** Carte structurale de J.M.Vila 1978.



**Fig.IV.4:** Carte structurale de J.M.Vila 1978, projeté sur un MNT de la région d'étude.

La projection de la sismicité sur un fond structural (carte structurale de J.M.Vila (1978) (**Fig. IV.5**); montre une importante concentration des épicentres aux niveaux des principales morpho structures du secteur d'étude. On peut observer à partir de la figure (**Fig. IV.5**) certains regroupements des épicentres qui s'associent parfois à des structures déjà identifiées et cartographiées.



**Fig IV.5** : Essai de groupage des épicentres en petits groupes.

Pour une meilleure lecture et analyse de la sismicité nous avons procédé à un essai de groupage.

Pour la facilitation de commenter la sismicité de la région, un groupage des épicentres (les plus proches et les plus concentrés) a été fait comme il est montré dans la figure (**Fig.IV.5**). Bien sur, ce travail a été réalisé sans aucuns préjugés.

L'analyse de la carte de sismicité est effectuée en se référant au carte structurale de J.M.Vila 1978. Les résultats de l'analyse de la carte de sismicité (**Fig.IV.5**) sont synthétisés dans le tableau ci-dessous :

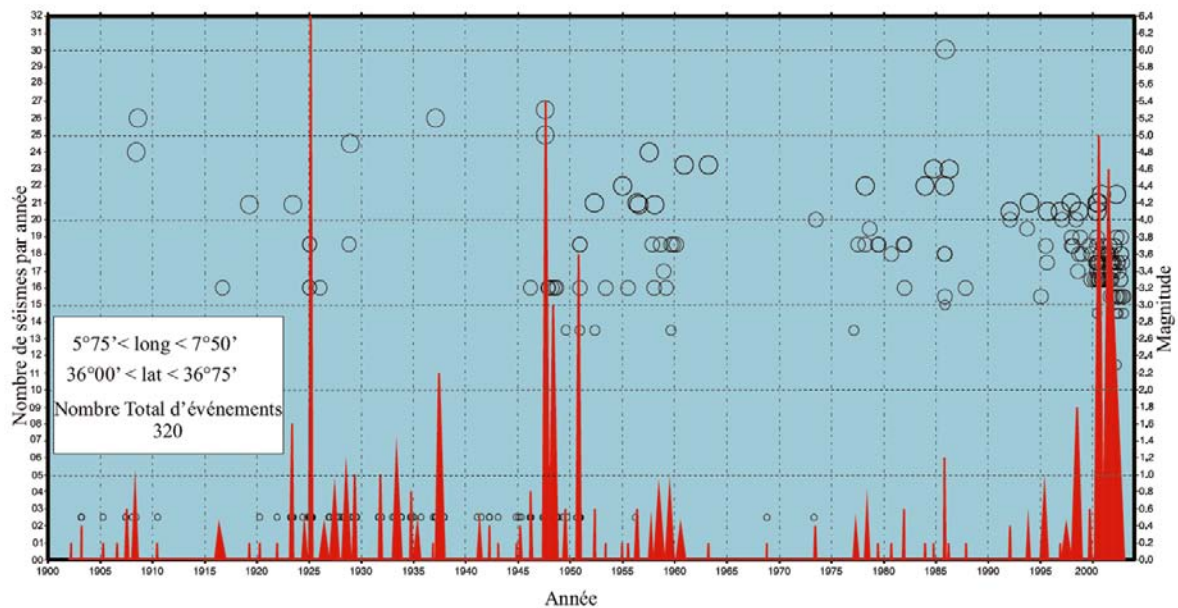
Essaims	Situation géographique	Description et morpho structures associées
01	Nord-ouest de la ville de Guelma (région de Roknia).	Quelques épicentres de magnitude Ms varie entre 3 et 4.5, et d'autres de magnitudes inconnu. Ces événements sont assez proches des structures limitant Djebel Debar.
02	Sud-ouest de la ville de Guelma (Selloula Announa).	Quatre épicentres sont enregistrés près du village de Selloula Announa durant la période 1900-2002. L'un de ces épicentre correspond à un événement de magnitude $M_s > 4.5$ est localisé à Djebel Mahouna.
03	Sud-est du village de Tamlouka.	Plusieurs épicentres sont autour de la plaine de Tamlouka. Et seraient associés à la faille active de Tamlouka. D'autres épicentres sont localisés sur les structures NE-SW de Chabket Es Sellaoua. Un important événement est localisé près de Djebel Guerioun.
04	Ouest de la ville de Guelma (Hammam Meskoutine).	Un essaim d'épicentres localisés principalement au sud du village de Hammam Meskotine, concentré essentiellement dans les massifs de Djebel Es-Sada et Djebel Groua. Deux importants événements ont été localisés près du village de Ras-El-Akba.
05	Au voisinage du village d'Ouled Habeba.	Une dizaine d'épicentres s'alignent d'est en ouest suivant l'ensemble montagneux (Djebel Taya, Djebel el-Hadjar et El-Kantour).
06	Est du village de Didouche Mourad (versant nord-est de Djebel el-Ouasch)	Un essaim d'épicentre localisé sur le versant septentrional de Djebel El-Ouasch. Ces épicentres correspondent à des événements de magnitude $3 < M_s < 4$ .
07	Au voisinage du village d'El-Aria (Sud-est de	Quelques épicentres localisés aux alentours du village d'El-Aria. Dans cette région est enregistré le plus important événement dans l'histoire sismique de toute

	Constantine).	la région, de magnitude $M_s=6$ . La sismicité dans cette zone pourrait être rattachée à des structures géologiques de direction NE-SW.
<b>08</b>	Sud du village d'El-Khroub.	Plus d'une dizaine d'épicentres concentrés dans la région d'El-Guerrah et Sigus. Ces épicentres correspondent à des événements de magnitude non déterminée.
<b>09</b>	Sud-est de la ville de Constantine.	Un essaim d'épicentre localisé près d'Oued Hamimine (nord de la ville d'El-Khroub). Deux importants événements ont été enregistrés dans cette zone de magnitude $M_s=5$ . L'un de ces deux événements est le séisme de 1947.
<b>10</b>	Secteur ville de Constantine-Didouche Mourad.	Un nuage d'épicentres de sismicité concentré près de la ville de Constantine. La plupart des événements ont des magnitudes non déterminés. Cette zone est le siège de l'important événement de 1908 et de la crise sismique de 1925.
<b>11</b>	Nord-est du village de Zighoud youcef(tronçon El-Kantour Sidi-Driss).	Une série d'épicentres sur les deux flancs (nord et sud) de Djebel El-Kantour. La magnitude maximale $M_s$ des événements ne dépasse pas 4.5. d'autres événements n'ont pas été quantifiés et sont pourtant enregistrés sur le flanc sud d'El-Kantour.
<b>12</b>	Au voisinage du village d'Ain Smara.	Trois épicentres localisés dans le synclitorium de Chattabah aux alentours de la ville d'Ain-Smara. Ces événements sont de magnitudes relativement faible $3 < M_s < 4$ .
<b>13</b>	Au voisinage du village d'Ain karma.	Quelques épicentres sont localisés au Kheneg. Un épicentre des événements a une magnitude $4 < M_s < 4.5$ .
<b>14</b>	Nord de Djebel Sidi-Driss.	Un essaim de sismicité localisé à l'ouest du village d'Oum Toub et au sud du village d'Ain-Kachra. La

		plupart des événements se sont produits dans les massifs ouest du village de Oum Toub avec des magnitudes $3 < M_s < 4$ . L'événement le plus important est de magnitude $4 < M_s < 4.5$ et s'est produit dans la vallée de Oued Ket el-Rhoul.
15	Nord du village de Sidi-Merouane.	Un groupe d'épicentres est localisé essentiellement le long d'Oued Iter et Oued Enndja. Les épicentres dans cette région diffus mais cependant avec des magnitudes $M_s > 4$ .
16	Nord-ouest de la ville de Mila.	Une forte dispersion d'épicentres le long des vallées et massifs de la région. Un important événement s'est produit à l'amont de la vallée de Oued Enndja avec une magnitude $4 < M_s < 4.5$ .
17	Sud-ouest de la ville de Mila.	Un groupe d'épicentres localisés dans les hauteurs limitant en amont la vallée d'Oued Melah. Ces épicentres correspondent à des événements de magnitude $3 < M_s < 4$ .
18	Est du village de Chelghoum-el-Aid.	Quelques événements localisés près de la ville de Chelghoum-el-Aid parfois avec des magnitudes $M_s > 4$ .
19	Sud –ouest de du village de Oued Athménia.	Quelques épicentres localisés près Djebel Grouz et du barrage de Oued Athménia (Barrage de Grouz).
20	Nord du village d'El-Harrouch.	Quelques événements localisés entre la ville d'El-Harrouch et Azzaba. Ces événement ont des magnitudes varient entre 3 et 4.5.

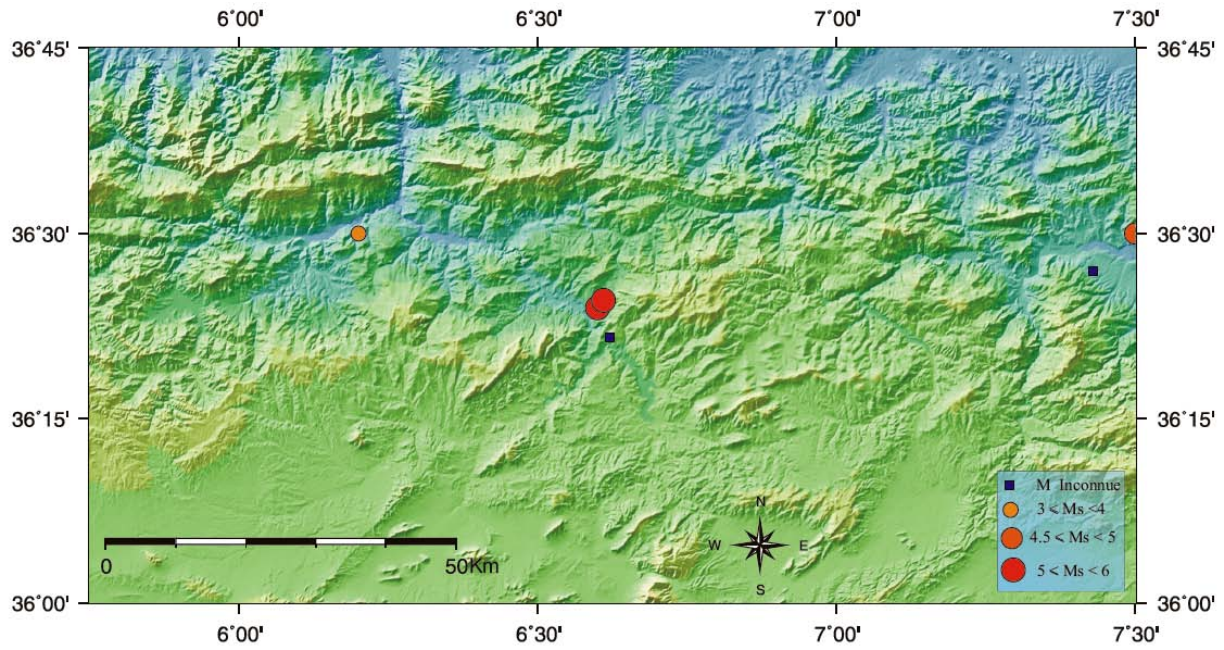
**Tableau IV.1** : résultats de l'analyse spatiale de la sismicité pour la période 1900-2002.

Pour mieux comprendre la répartition des séismes dans le temps un histogramme de sismicité pour la période 1900-2002 (**Fig IV.6**) est réalisé pour la première fois dans la région d'étude. Cet histogramme représente le nombre de séisme de chaque année (pic rouge) avec les magnitudes des événements (cercles) en fonction des années. Les petits cercles qui correspondent à  $M_s=0.5$ , en effet sont des événements non déterminés (ni en terme de magnitude ni intensité). L'analyse de ce diagramme nous a permis de tirer beaucoup d'informations sur la répartition temporelle de la sismicité de la région d'étude.



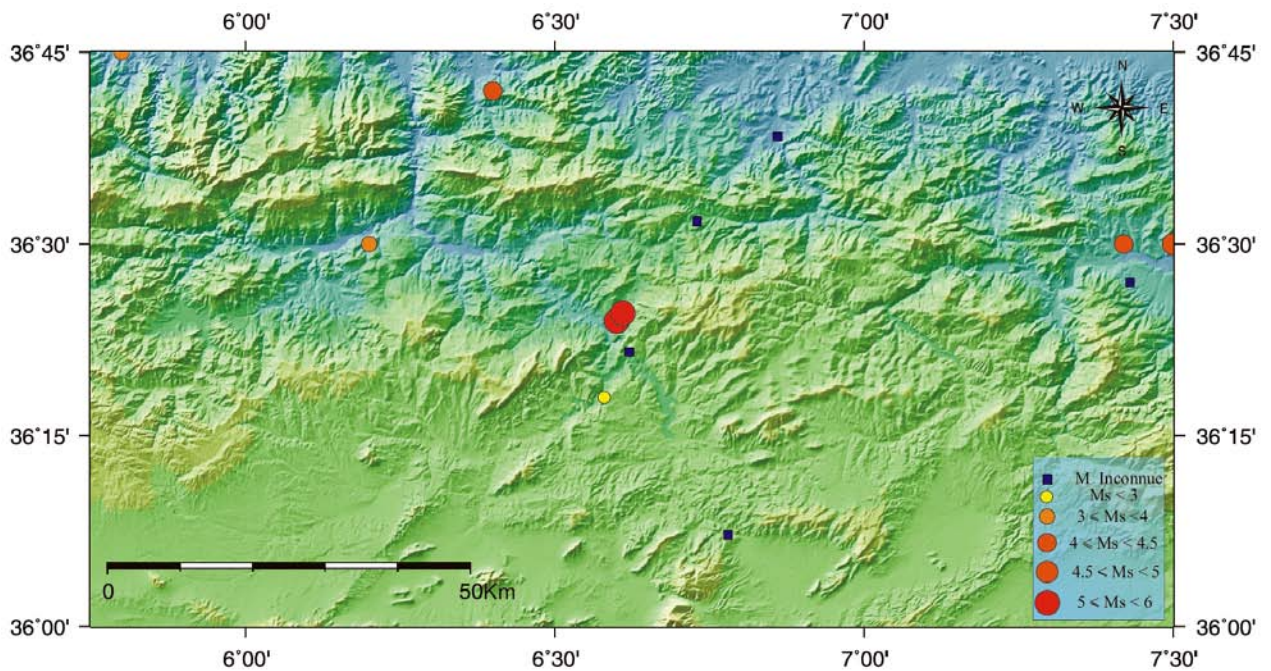
**Fig IV.6:** histogramme de sismicité de la période 1900-2002, pour la région de Constantine

- ✓ La période de 1900 à 1910 appartient à l'ère macrosismique où seulement les séismes senti par l'homme sont enregistrés. Pour cette période on remarque que les principaux événements se sont produits en 1907 et 1908. Parmi ces événements deux sont remarquables, celui du 17-06-1908 ( $M_s=4.8$ ) et celui du 04-08-1908 ( $M_s=5.2$ ) qui a fortement secoué la ville de Constantine. De 1909-1910, seulement un événement a été enregistré.



**Fig IV.7 :** Sismicité de la région de Constantine 1900-1907.

- ✓ La période 1911-1924, pour cette période on remarque une accalmie, avec peu d'activité.

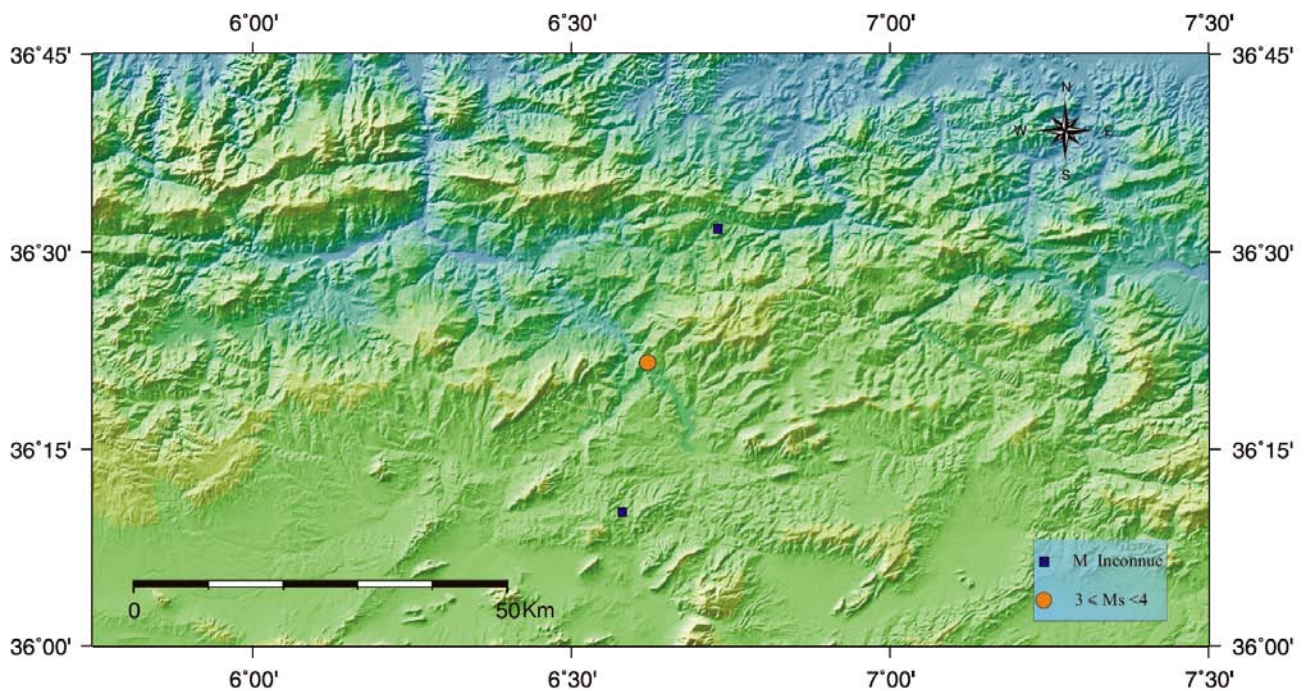


**Fig IV.8 :** Sismicité de la région de Constantine 1900-1924.



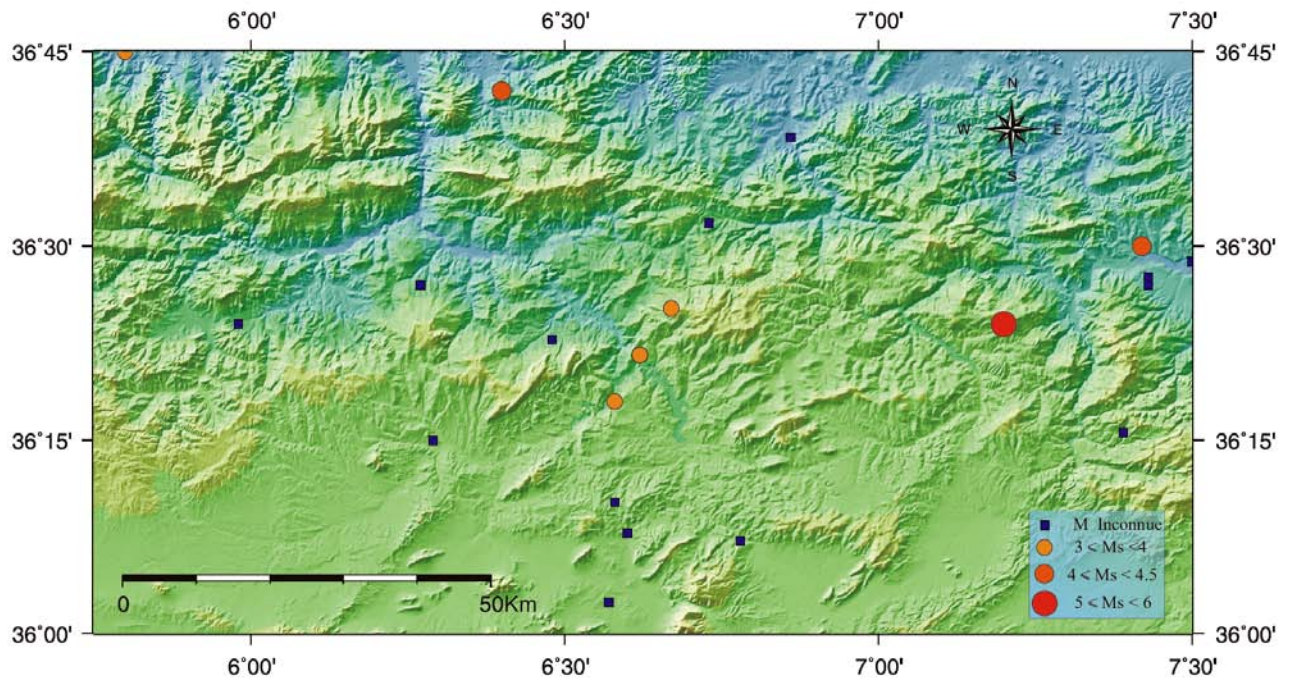
De 1911 à 1915 aucun événement n'a été enregistré, cette période correspond à une période de « calme sismique où une période mal documentée ». Les événements les plus importants dans cette période sont ceux de 03-04-1919 et de 12-06-1923 de  $M_s=4.18$ . Ces deux derniers se sont produits à l'est de la ville de Guelma et à la ville de Constantine.

- ✓ La crise sismique de 1925 de la ville de Constantine est bien claire sur le diagramme avec un pic de « **32 événements** » dont la magnitude maximale de ces événements atteint 3.8. les épicentres de ces événements sont principalement concentrés dans la ville de Constantine (27 événements), El-Guerrah (03 événements) et Zighout Youcef (02 événements) (**Fig IV.9**). La largeur de la base du pic, de nombre d'événement, nous indique que la sismicité de cette année s'étale sur une période courte (les événements sont enregistrés dans la période de 29-01-1925 au 24-04-1925).



**Fig IV.9:** Sismicité de la région de Constantine 1925.

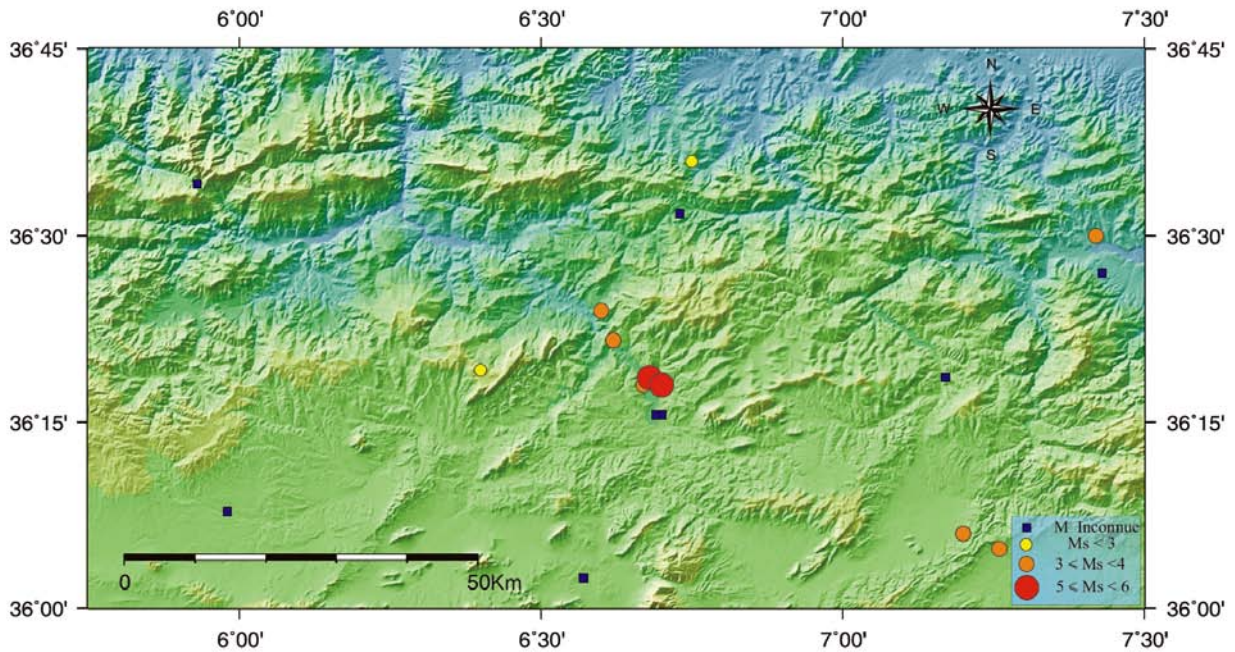
- ✓ La période 1926-1946, dans cette période on remarque deux importants événements qui se sont localisés à Hammam Meskoutine de  $M_s=4.9$  et de  $M_s=5.2$ . on remarque une vingtaine de séismes qui sont localisés près de la ville de Zighout Youcef dans cette période, 18 événements sont localisés à la ville de Constantine.



**Fig IV.10:** Sismicité de la région de Constantine 1909-1946.

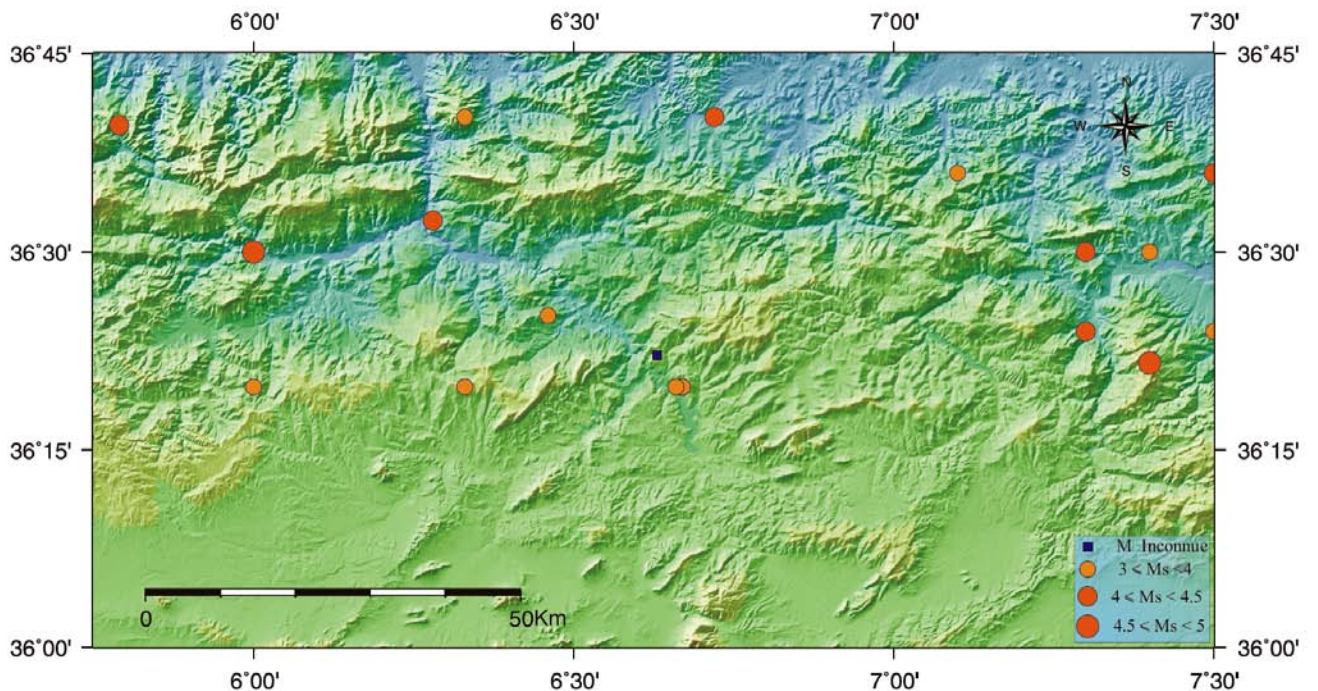
Pour la période 1948-1950, une activité sismique (qui pourrait correspondre aux répliques du séisme de 6-08-1947) se concentre principalement autour de la ville de Constantine et au niveau de village d'El-Khroub.

- ✓ La période 1947-1950, une sismicité assez importante caractérise cette période. En 1947, 27 événements ont été enregistrés dans la région, dont 20 sont localisés dans ville de Constantine. Deux importants événements se sont produits en 1947, celle du 6-08-1947 de  $M_s=5.3$  et de 7-08-1947 de  $M_s=5$ . Ces deux événements sont localisés au sud de la ville de Constantine près de Oued Hamimine.



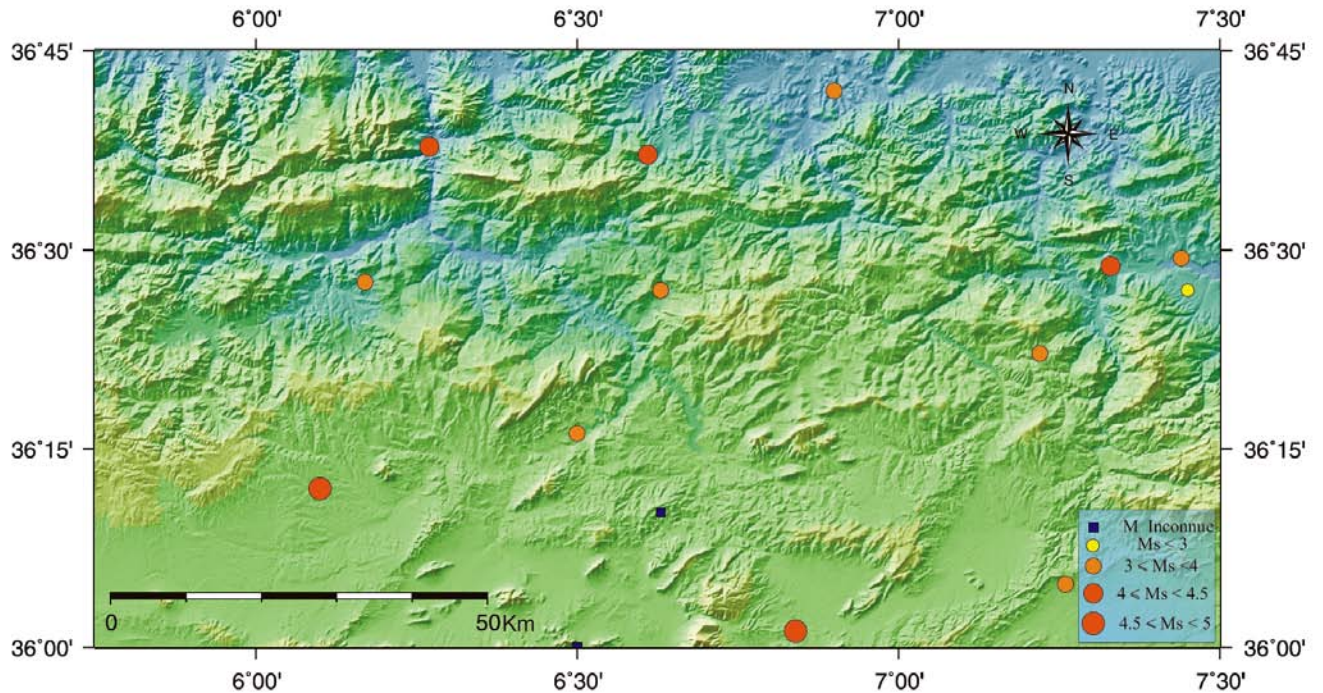
**Fig IV.11** : Sismicité de la région de Constantine 1947-1950.

- ✓ La période 1951-1960, cette période est caractérisée par une sismicité faible et diffuse (période de révolution incluse) mais de magnitudes importantes (16 événements de magnitude  $M_s > 4$ ). Les deux plus importants événements ont été localisés au sud-ouest de la ville de Guelma et au nord-ouest de la ville de Mila. Cinq événements ont été localisés dans la région de Constantine-El Merige.



**Fig IV.12** : Sismicité de la région de Constantine 1951-1960.

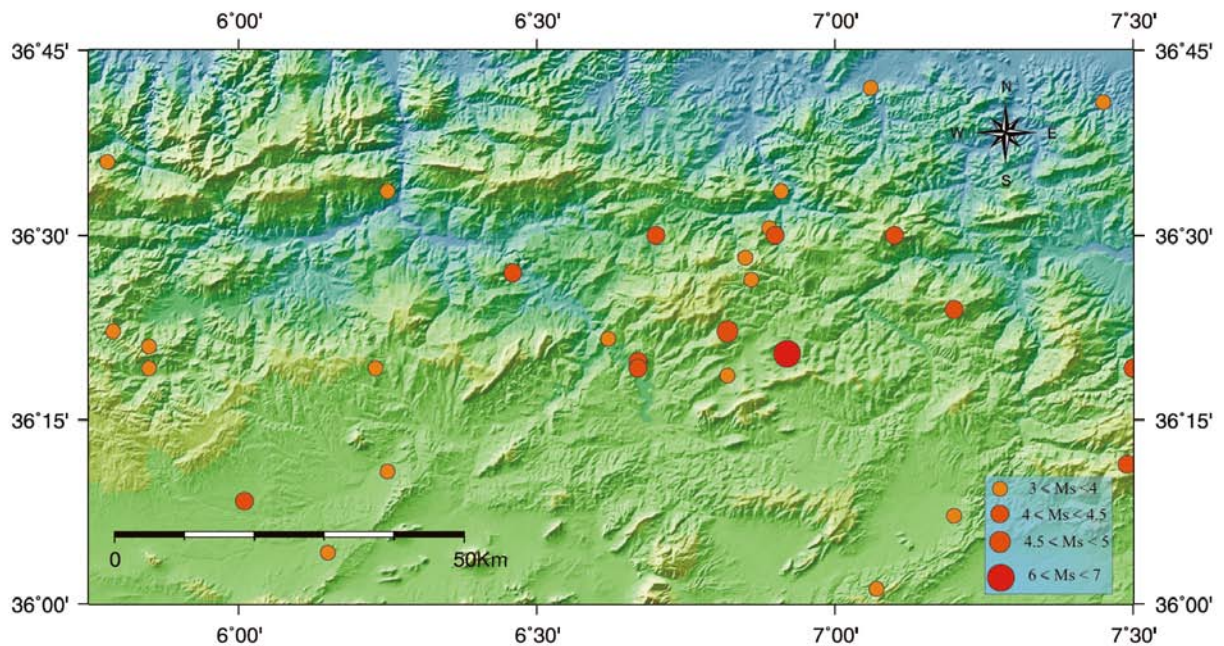
- ✓ La période 1961-1984, caractérisé par une activité sismique faible. la période de 1964 au 1976 pourrait correspondre à une lacune sismique ou à une période de non enregistrement (période après indépendance). A partir de 1977 des événements importants ont été enregistrés presque tous de  $M_s > 3$ . Les deux événements les plus importants se sont produits au nord-est du village d'Ain-Fakroun et au nord du village de Chelghoum el Aid.



**Fig IV.13:** Sismicité de la région de Constantine 1961-1984.

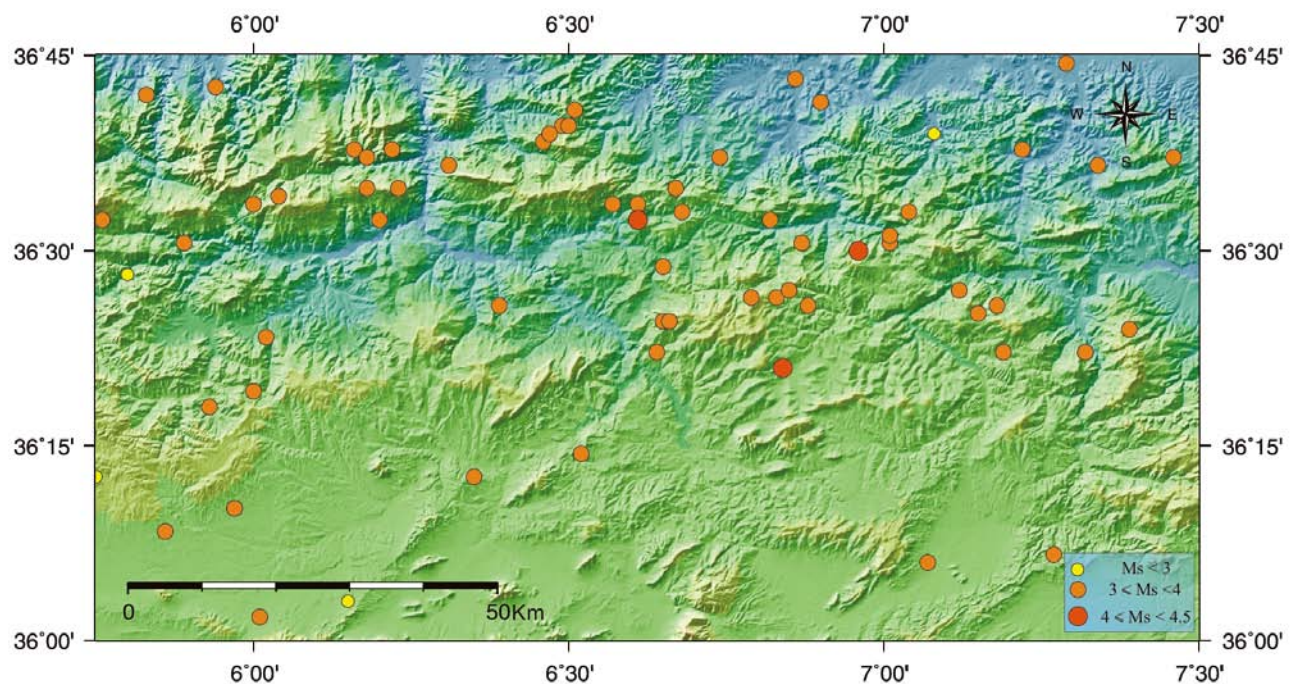
- ✓ La période 1985-1999 est caractérisée par une faible activité sismique avec un seuil minimum de magnitude  $M_s=3$ . Durant cette période, le 27-10-1985, s'est produit le plus fort séisme dans l'histoire sismique de la région de Constantine de  $M_s=6.0$ . quatre autres événements de  $M_s > 3$  suivent l'événement de 27-10-1985 sont localisés plus au nord. un séisme dans la même année a été localisé près de Hammam Meskoutine.

On remarque que d'autres événements ont été localisés près de Oued Hamimine durant la période de 1986-1999.



**Fig IV.14:** Sismicité de la région de Constantine 1985-1999.

- ✓ La période 2000-2002 est caractérisée par une forte activité, la majorité des événements ont des magnitudes  $3 < M_s < 4.5$ . on remarque que la sismicité de cette période est bien distribuée dans la moitié nord de la région en petits essaïms.



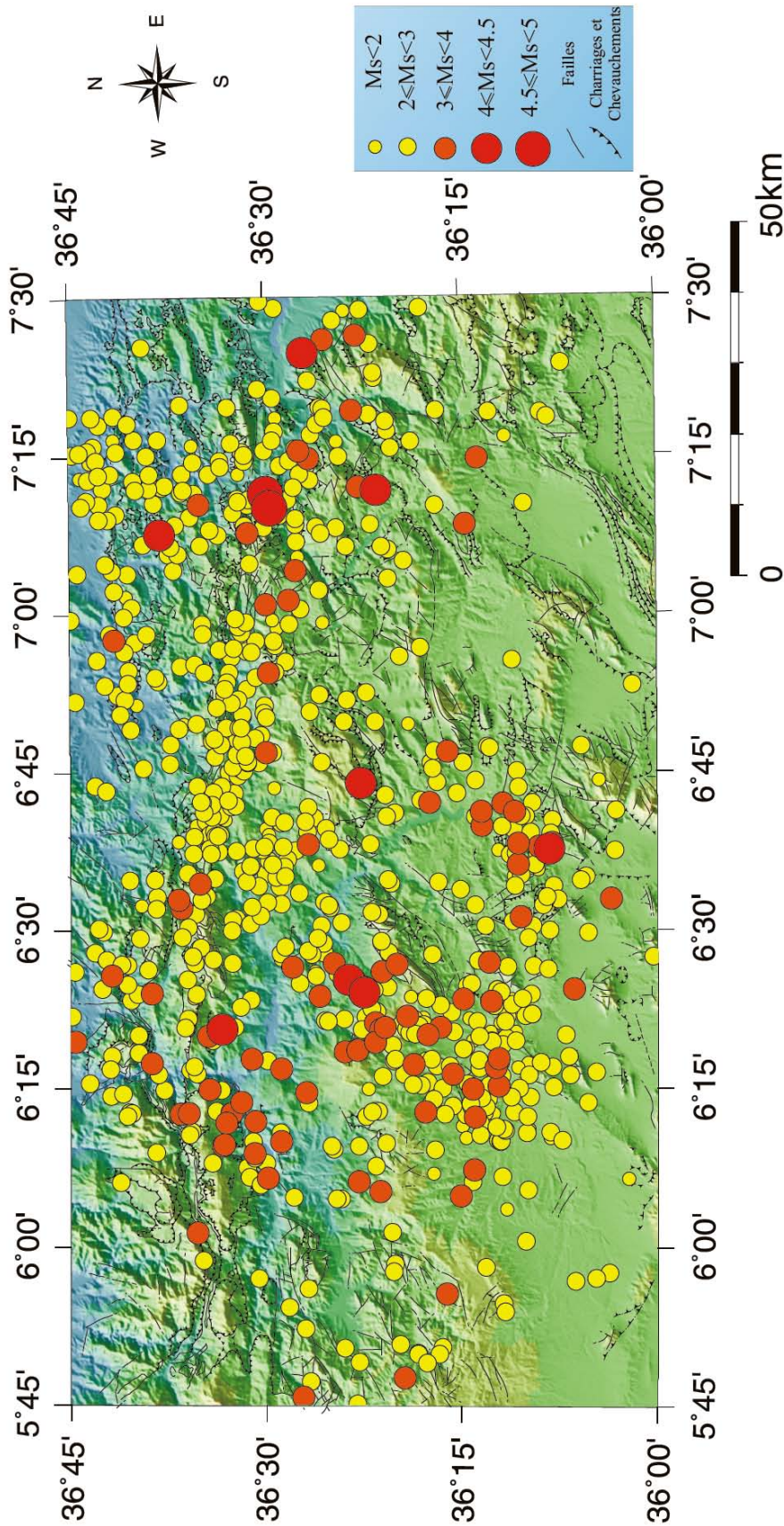
**Fig IV.15:** Sismicité de la région de Constantine 2000-2002.

Ces petits groupes d'épicentres sont observés principalement dans la région entre El-Kantour et Sidi-Driss, au nord de Djebel Sidi-Driss, au nord-est de Djebel Ouasch, au nord-ouest du village de Sidi Merouane, dans la région de Oueled habeba et au nord de la ville de Constantine.

#### **IV.2 Analyse de la micoséismicité 2003-2009 :**

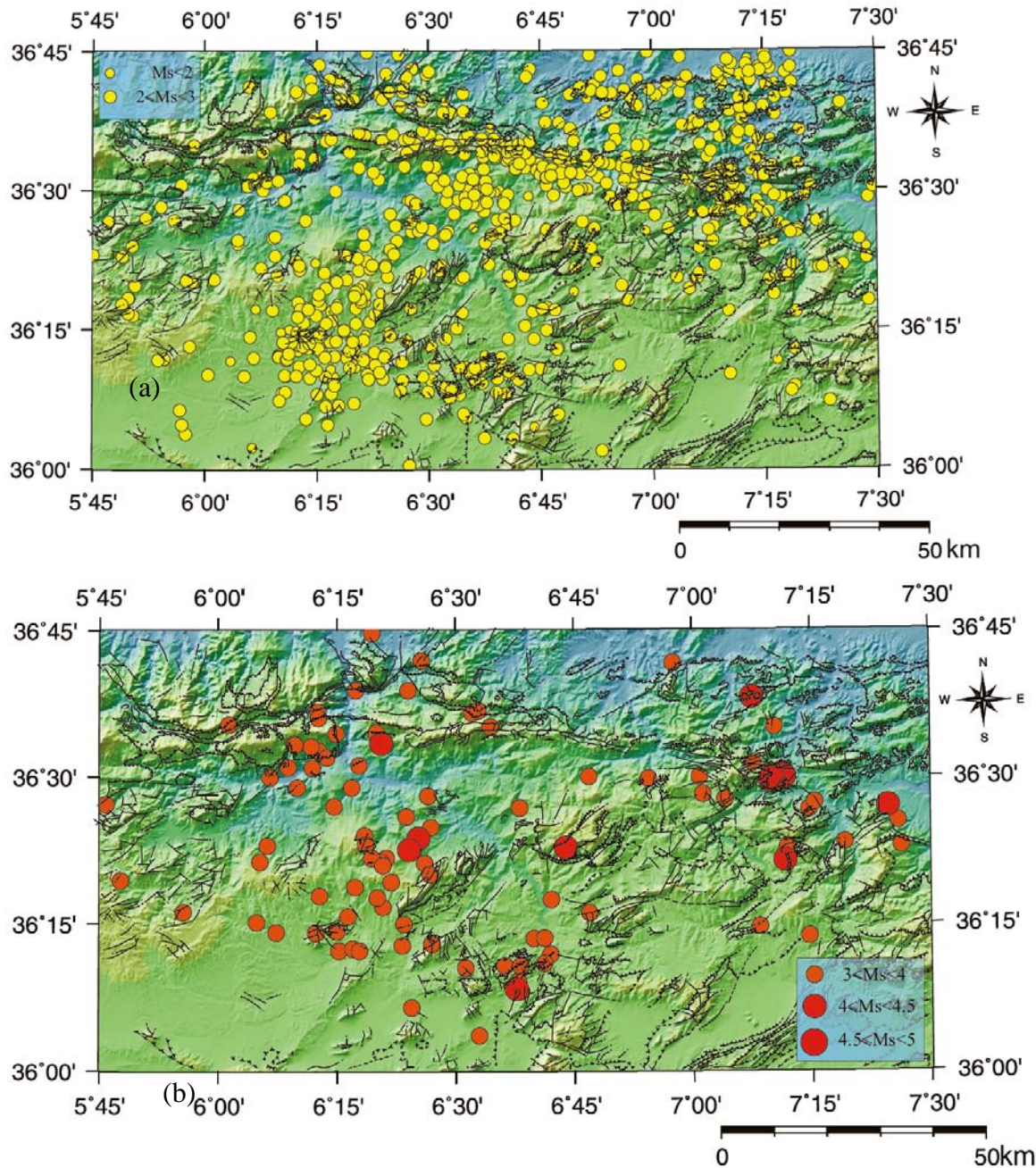
L'activité sismique de la région de Constantine, pour la période postérieure à l'année 2000, est importante si on la compare à l'épisode instrumentale antérieur à 2000. La première constatation est l'augmentation du nombre d'événements détectés (Fig 09, Fig 22) pour cette période, dont plusieurs ont été ressentis par la population, sans toutefois occasionner des dommages. Ceci peut être expliqué par l'amélioration (installation d'un nombre important de stations à partir de l'an 2000) du réseau de surveillance nationale.

La figure (FigIV.16) montre la distribution de la sismicité du secteur étudié, pour la période 2003-2009, projetée sur la carte structurale de J.M.Vila 1978. Cet épisode d'activité est caractérisé par une forte concentration des événements de magnitude  $M_s < 3$  (plus de 85%). Ces derniers sont principalement concentrés dans de petits nuages, ce qui permet une bonne localisation des zones actives du secteur.



**Fig IV.16:** microséismicité de la région de Constantine de 2003-2009, projeté sur la carte structurale de J.M.Vila 1978.

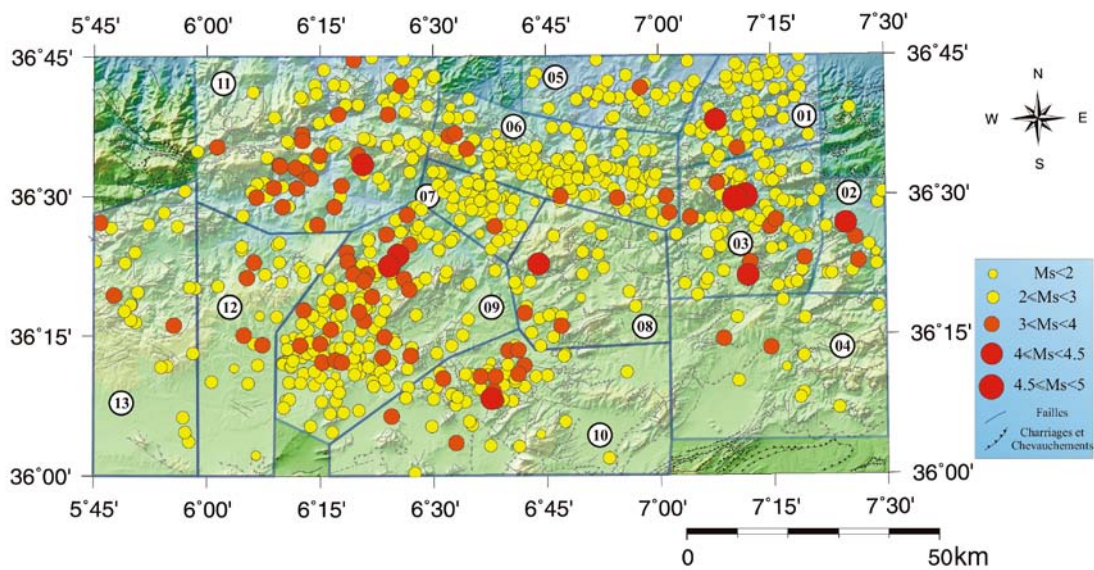
La figure (Fig17(a)) représente les événements de magnitude  $M_s < 3$  du secteur étudié pour la période 2003-2009. A partir de cette carte nous observons que la répartition des épicentres ne se fait pas toujours le long des structures géologiques cartographiées. Ce qui peut expliquer dans certains cas par l'imprécision de localisation et dans d'autres cas par l'insuffisance de la cartographie actuelle.



**Fig IV.17 :** (a) micoséismicité de la région de Constantine de 2003-2009,  $M_s < 3$ . (b) micoséismicité de la région de Constantine de 2003-2009,  $M_s > 3$ .



A partir de la figure (Fig17 (a) et (b)) on observe une diversité dans la répartition des séismes pour les deux classes de magnitude ( $M_s < 3$  et  $M_s > 3$ ). On observe une intense activité dans la région de Zighout Youcef et El-Kantour, mais avec des séismes de magnitude  $M_s < 3$  sans aucun séisme de magnitude  $M_s > 3$ . Alors que, pour la région ouest de Guelma et Sidi-Merouane peu d'événements enregistrés mais la plupart avec des magnitudes  $M_s > 3$  (dominance des séismes de  $M_s > 3$  à Sidi-Merouane). Aux alentours de la ville de Constantine (sud, est et Ouest) on observe la coexistence des deux classes de magnitude.



**FigIV.18:** subdivision du secteur d'étude selon la répartition spatiale et la concentration des épacentres

La répartition géographique des épacentres nous permet de diviser le secteur d'étude en petites zones (Fig21).

- La région de Bekkouche Laid (zone 01) : situé au sud-est de la ville d'Azzaba, caractérisée par une importante activité. dans cette zones l'activité est caractérisée essentiellement par des événements de faible magnitudes ( $M_s < 3$ ). Sauf deux événement de Magnitude  $M_s > 3$  se sont enregistrés dans cette région dont l'un s'est produit au sud est du village d'Es Sebt (à l'amont de la vallée de Oued Emcheke). Au nord du village de Bekkouche Laid un alignement (plus de 15Km, orienté Est-Ouest) d'épicentre qui pourrait être associée à certains structures chevauchantes. Au sud-est

du village d'Es Sebt une concentration d'épicentre un peu diffuse semble associée aux structures délimitant les massifs de cette région.

- Le sud ouest de la ville de Guelma (Zone 02) : l'activité dans cette région est moins importante que la zone 01 en terme de nombre d'événements. Elle est caractérisée par une sismicité un peu diffuse s'est produite le long des structures affectées le massif Djebel Mahouna. Trois importants événements se sont produits dans cette région dont l'un est de  $M_s > 4$ .
- La région de Roknia-Selloula Announa (Zone 03): cette zone caractérisée par une importante activité dans ces dernières années, elle est le siège d'une crise sismique dite de Roknia(2009). Plusieurs séismes de magnitude  $M_s > 3$  se sont enregistrés dans cette région avec dominance des microséismes ( $M_s < 3$ ). Deux importants ( $M_s > 4.5$ ) se sont localisés au nord-ouest du village de Hammam Meskoutine (sud du village de Roknia) près du barrage de Hammam Debar. Un important ( $M_s > 4$ ) événement a été enregistré au nord du village de Oued Zenati. Dans le nord de cette région on observe que la distribution des épicentres s'effectue autour de Djebel Debar (constituant un cercle), dans l'ensemble montagneux de Djebel Taya-Djebel Grar et le long de la vallée de Oued Bou-Hamdane. Au sud un alignement d'épicentre le long de djebel Baibou et d'autres événements dispersés au nord et nord-ouest du village de oued Zenati. cette région est hautement fracturée (carte structurale de J.M.Vila 1978) et sa sismicité pourrait associer parfois à des structures profondes.
- La région de Tamlouka (Zone 04): cette zone caractérisée par une sismicité faible et diffuse. Deux événements de  $M_s > 3$  se sont enregistrés dans cette zone au nord du village de Tamlouka.
- La région d'El-Arouch-Azzaba (Zone 05): la sismicité de cette région s'effectue le long d'un alignement de direction Est-Ouest entre le village d'Es-Sebt et El-Arouch. Les séismes dans cette région sont de faible magnitude et se sont localisés le long

des massifs. La carte structurale de Vila 1978 montre des structures chevauchantes dans cette région.

- La région de Djebel Sidi-Driss-Djebel Sasnou (Zone 06): cette zone caractérisée par une forte activité mais avec de faible magnitude. La distribution des épicentres s'est effectuée le long de la chaîne montagneuse entre djebel Sidi-Driss et djebel Sasnou en passant par El-Kantour le long d'un couloir Est-Ouest. La plupart des événements correspondent à des magnitudes  $M_s < 3$ . Cette sismicité pourrait être associée à des segments de failles actives, faisant partie de la Méga-structure Est-Ouest M' cide Aïcha-Debar. Les événements de  $M_s > 3$  sont observés dans la région de Djebel Sidi-Driss et aux alentours du village de Ouled Habeba. Au nord de village de Ouled Habeba se localise le barrage des Zardezas plusieurs événements se sont localisés aux alentours de ce barrage.
  
- La région Didouche Mourade-Oued Smendou (Zone 07) : situé au nord de la ville de Constantine. La sismicité de cette région est localisée essentiellement près du village de Didouche-Mourad et à l'est du village de Zighout-Youcef. Elle est caractérisée par des séismes de faible magnitude. La concentration d'épicentre s'est observée près du village de Didouche Mourade (massif de Djebel Kellal et Kef-Saleh) et à l'est du village de Zighout Youcef. Pour cette dernière (Est de Zighout Youcef) l'activité est importante bien que la carte structurale de Vila 1978 ne porte aucune structure géologique dans cette région (formation miocène-pliocène).
  
- La région d'El-Khroub-Djebel el Ouasch (Zone 08): toute la partie orientale de la ville de Constantine, la zone où se produit le dernier séisme de 27-10-1985. Cette zone est caractérisée par une sismicité diffuse mais parfois avec des séismes de magnitude importante ( $M_s > 4.5$ ). L'important séisme qu'a connu cette région de la période de 2003-2009 s'est produite à l'est immédiat de la ville de Constantine sur le versant méridional de Djebel El-Ouasch. D'autres épicentres de magnitude moins importante se sont localisés à Oued Hamimine et sur les versants orientaux de djebel El-Ouasch.

Un autre essaim d'épicentre se localisée aux alentours du village d'El-Khroub, essentiellement dans le méga-bloc Est de djebel Oum-Settas.

- La région occidentale de la ville de Constantine (Zone 09) : connaît importante activité sismique. En effet la répartition des épicentres dans cette région se fait en petits essaims qui se sont confondus. La sismicité se manifeste essentiellement dans la région entre
  - ✓ Chattabat-Khneg : dans cette zone des épicentres sont localisée sur le versant septentrional de Djebel Zaouaoui, au voisinage du village de Ibn-Ziad, au niveau du Kheneg et un alignement d'épicentre de direction est-ouest au nord du village de Ain-Kerma.
  - ✓ la région de Ain Tinn-El Malla (Oust de Djebel Akhal) : dans cette région on observe que les épicentres sont organisées en structures. L'alignement le plus remarquable suit la direction nord-sud qui va du partie amont de Oued el-Kotone jusqu'aux limites ouest de Chattabah. Un autre alignement des épicentres de magnitude  $M_l > 3$  de direction NW-SE se localise au sud du village de Ain-Tinn et qui traverse Djebel Akhal. D'autres épicentre peu nombreux font un alignement de direction NE-SW dans la limite entre Djebel Zaouaoui et Djebel Frikitia.
  - ✓ Le nord de Oued Athménia : une importante activité est observé dans cette région, les épicentres semble suivre l'allure de Oued Athménia.
  - ✓ Le massif de Djebel Feltène: seulement quelques épicentres sont localisés le long des limites nord et sud du massif de Djebel feltène, mais un important essaim d'épicentre est localisé aux bordures Ouest de ce massif. (Au voisinage du village de Oued Seguin).
  - ✓ Oued Athemania : à l'ouest du synclinorium de Chattabah se designe un important alignement d'épicentre de direction est-ouest. Cet important alignement commence au niveau du massif de Djebel Grouz et va juqu'à Oued Seguin, il parait que cet alignement suit dans un segment la linéarité de Oued Rhumel.

Dans cette zone on remarque que beaucoup d'événements de magnitude  $M_l > 3$  se sont produit avec dominance des événements de  $M_l > 3$ . Les plus importantes

magnitudes ( $M_l > 4$ ) se sont enregistrées dans la région située entre El-Mala et Ain-Kerma.

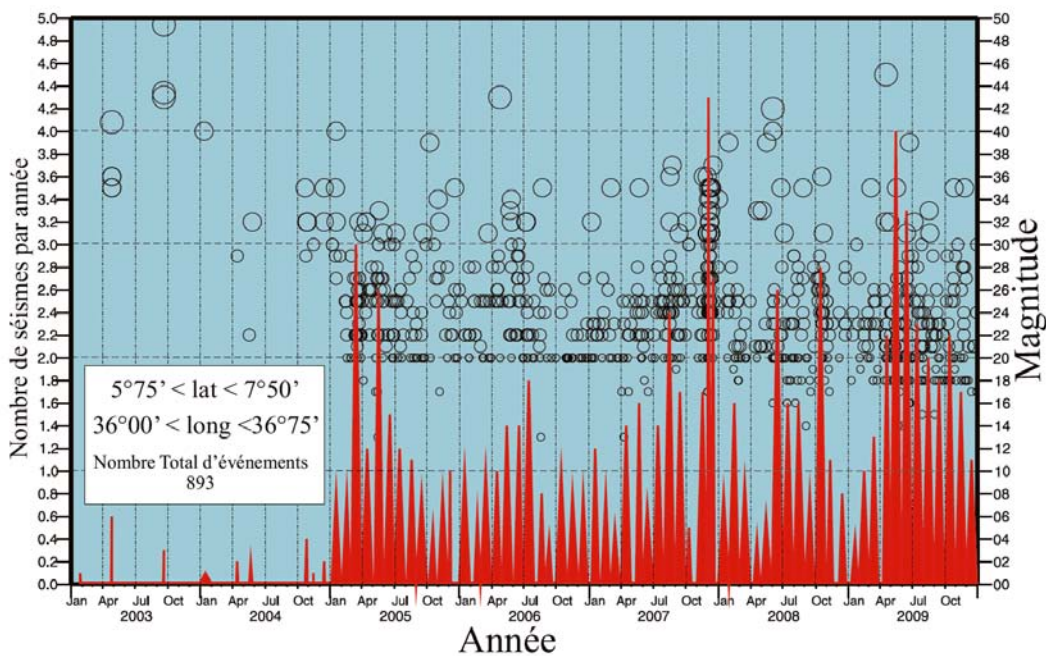
- La région sud de la ville de Constantine (Zone 10): au sud de la ville de Constantine la sismicité se localise essentiellement à l'ouest du village d'El-Guerrah et dans la région située entre El-Guerrah, Ouled Rahmoun et Sigus. Les événements importants sont enregistrés à El-Guerrah ( $M_l > 4$ ) et à Ouled Rahmoun (sud d'El-Khroub).
  
- La région nord de Mila (Zone 11) : cette région caractérisée par une sismicité diffuse et des magnitudes importantes, elle se manifeste essentiellement dans les régions suivantes :
  - ✓ La région entre Sidi Merouan-Redjas : les épicentres sont concentrés essentiellement le long de la vallée de Oued Enndja et sur les versants méridionales de la Chaîne de Zouarha. La plupart des événements ont des magnitudes  $M_l > 3$ .
  - ✓ La région de Mila : un alignement d'épicentres de direction NW-SE qui passe à la ville de Mila.
  - ✓ Msid Aicha: au nord du village de Grarem la sismicité est présente essentiellement sur la partie Ouest de Djebel Sidi-Driss et sur les versants de Djebel Msid-Aicha, parfois avec des magnitudes  $M_l > 4$ .
  - ✓ La région de Sidi-Marouf : les épicentres dans cette région s'alignent le long de Oued Inter, d'autres concentrations d'épicentres s'est observée sur les versants septentrionaux des massifs de Djebel Mechaouene-Djebel Ta-Fertas.
  - ✓ La région sud de Ain-Kechera : la répartition d'épicentres dans cette zone est concentrée le long d'un alignement de direction NE-SW qui traverse les vallées de Oued Kel-el-Rhoul et Oued el-Rhazel.

L'important événement ( $M_l > 4$ ) a été localisé au voisinage du village de Grarem près du barrage de Bni-Haron.

- La région de Redjas-Chelghoum el Aid (Zone 12) : les épicentres dans cette zone se sont concentrés essentiellement au sud-ouest du village de Redjas (la région dite Ahmed Rachedi) et au nord du village de Chelghoum-el-Aid. Plusieurs événements de  $M_l > 3$  se sont en effet produits dans cette région.

- La région nord de Bir-el-Arch-Ferdjioua (Zone 13) : cette région caractérisée par une sismicité diffuse avec parfois des magnitudes de  $M_l > 3$ . La concentration d'épicentres est localisée principalement au nord du village de Bir-el-Arch et au alentour du village de Ferdjioua.

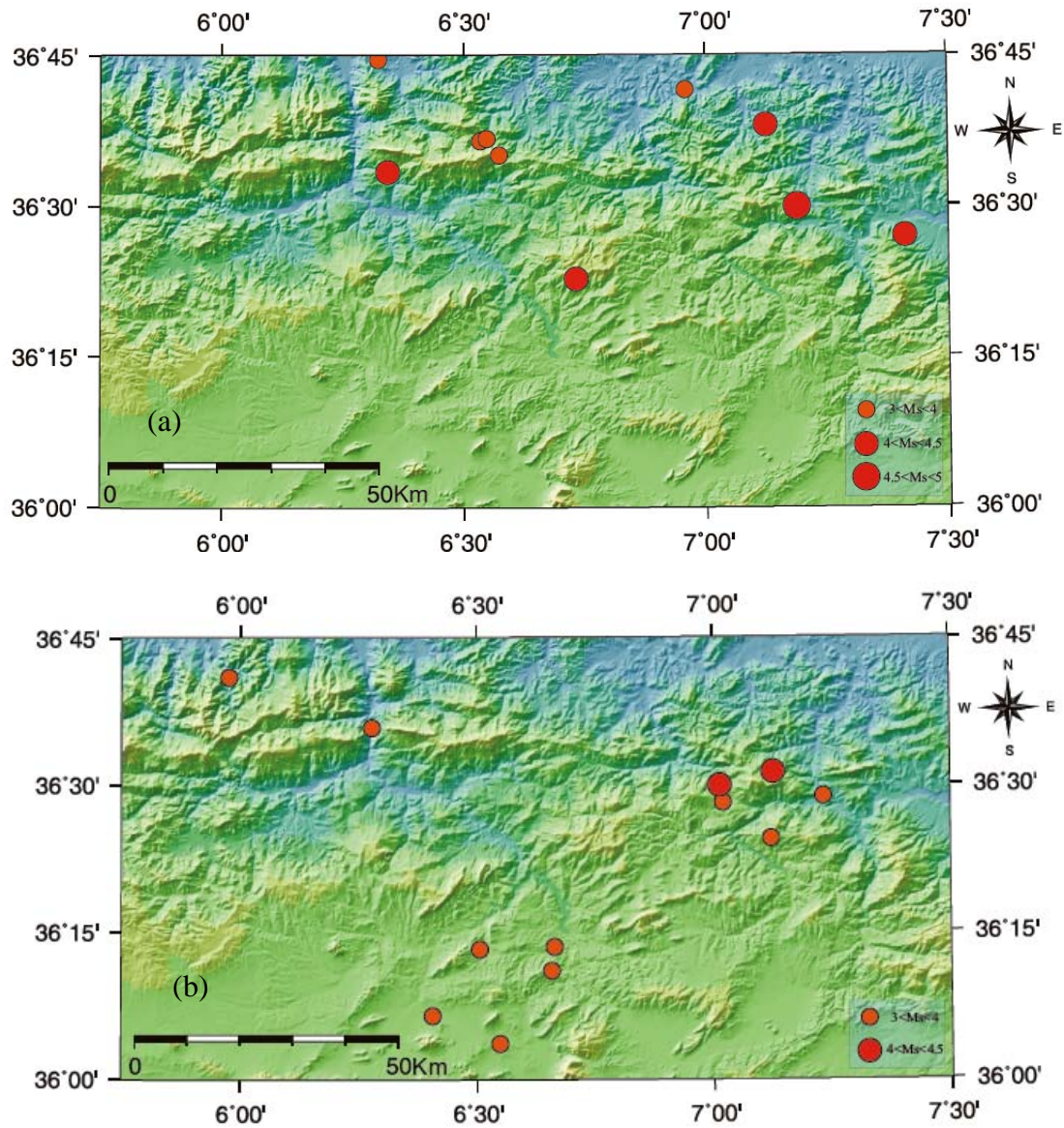
Afin de mieux cerner et de comprendre la répartition temporelle de la sismicité dans le secteur étudié un histogramme (Fig 12) a été élaboré. Les pics rouges expriment le nombre d'événements par mois, alors que les cercles représentent les magnitudes de ces mêmes événements.



**Fig IV.19:** Histogramme de microsismicité de la période 1900-2002, pour la région de Constantine.

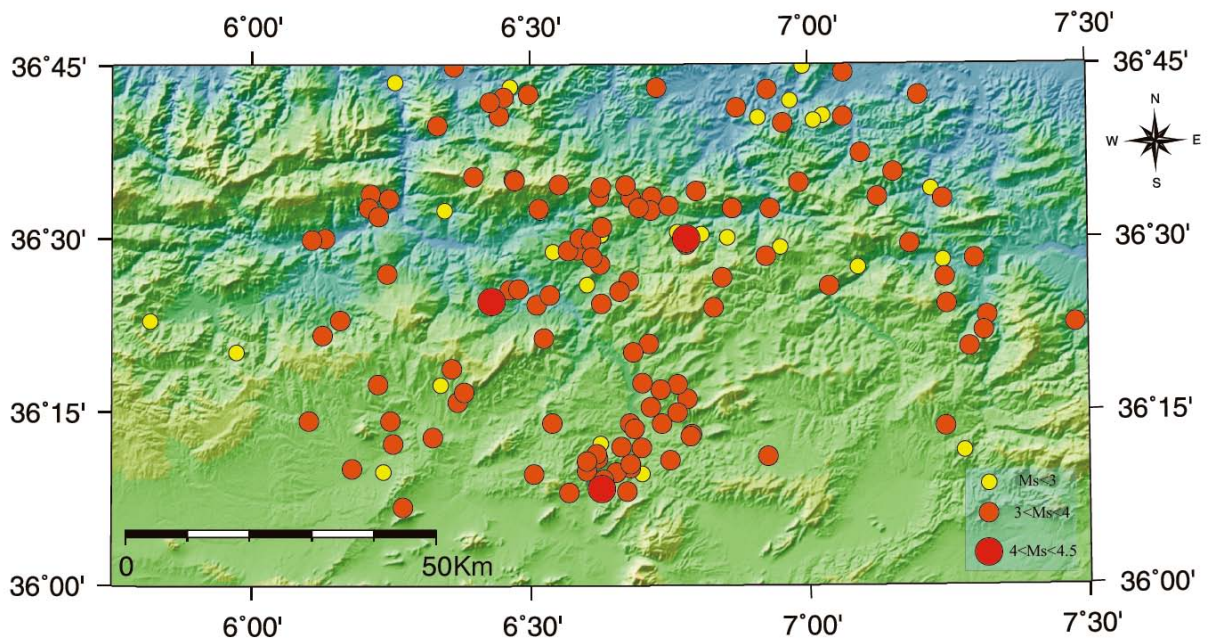
Cet histogramme nous montre un nombre d'événement (893 séismes) assez important enregistré dans le secteur d'étude et ce du 01-01-2003 au 31-07-2010. On remarque sur la figure (Fig 22) que l'activité sismique varie d'une année à l'autre et d'un mois à l'autre. Pour faciliter l'interprétation on a subdivisé la période de 2003-2009 en petits intervalles.

- Sismicité 2003-2004 : seulement une vingtaine d'événements ont été enregistré durant cette période. Les épicentres de ces événements ont été localisés à l'ouest de Guelma (Rknia, Hammam Meskhoutine), au nord de Mila (les massifs de Msid-Aicha, Sidi-Driss) et au sud de la ville de Constantine.



**Fig IV.20 :** (a) sismicité du secteur étudié de 2003. (b) sismicité du secteur étudié de 2004.

- Sismicité 2005: une importante activité sismique a été enregistrée dans le secteur pour l'année 2005.

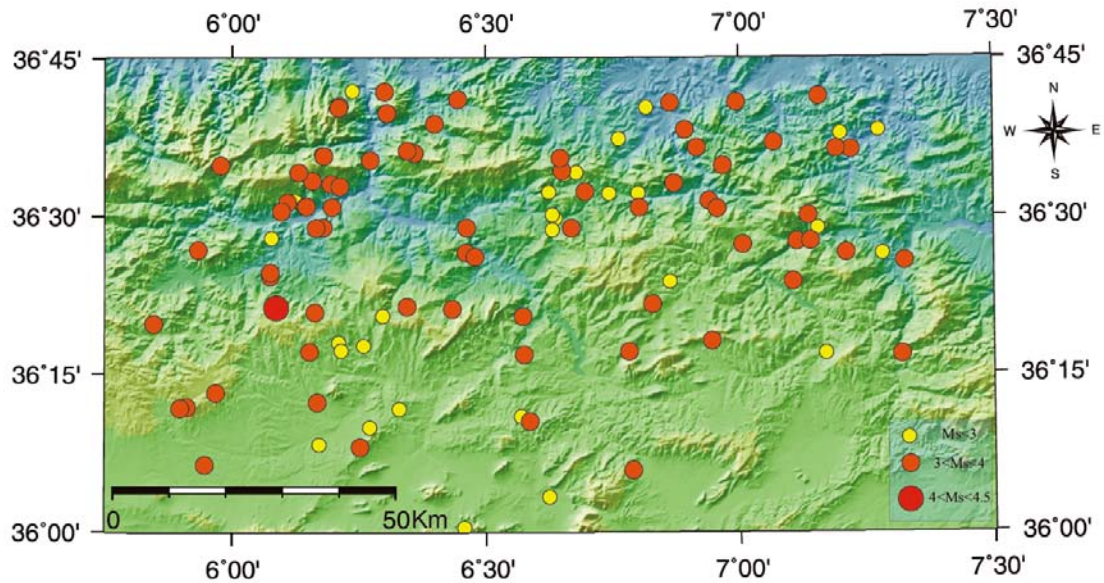


**Fig IV.21** : Sismicité du secteur étudié de 2005.

Plus de 152 d'événements ont été enregistrés dans la région de magnitude  $M_s$  varie entre 1 et 4.5. La forte concentration des épicentres s'observe essentiellement au sud et au nord de la ville de Constantine (El-Guerrah, El-Khroub, El-Kheneg, Didouche Mourde-Zighout Youcef et à El-Kantour). Une sismicité diffuse est enregistré à l'ouest de Guelma, au sud du village de Azzaba, au nord de la ville de Mila et à l'ouest et au nord-ouest de la ville de Constantine. La majorité des événements ont des magnitudes  $M_s < 3$ , les trois événements de  $M > 3$  se sont localisé à Ain-Kerma, El-Guerrah et à l'ouest du village de Zighout Youcef (Djebel El-Hadjjar). On remarque que plus de 40% des événements de l'année 2005 ont été enregistré durant les mois de Mars (une trentaine d'événements), plus d'une vingtaine d'événements durant mai et une quinzaine d'événements durant le mois de juin.

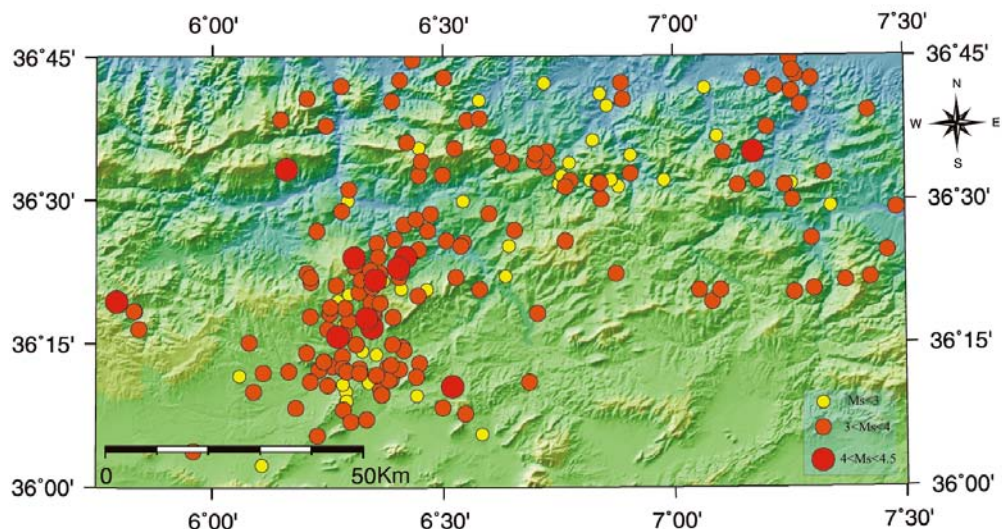
- Sismicité 2006 : pour l'année 2006, l'activité sismique a diminuée par rapport à l'année 2005 mais elle reste avant même assez importante. Près de 90 événements ont été enregistrée en 2006 dans la région étudiée. La plus remarquable concentration d'épicentre pour cette année est observée principalement à l'ouest du village de Sidi-Merouane avec de magnitude  $M_s > 3$ . Le plus important événement s'est enregistré au sud du village de Redjas (les Hauteurs de Ahmed Rachdi). la distribution temporelle s'étale presque régulièrement sur tous les mois de l'année, excepté le mois Juillet.





**Fig IV.22 :** Sismicité du secteur étudié de 2006.

- Sismicité 2007 : l'année 2007 est caractérisée par une importante activité sismique, plus de deux cents événements ont été enregistrés dans cette année avec des magnitudes  $M_s$  varie de 1 à 4.5. l'importante concentration d'épicentres s'est localisée à l'ouest de Constantine, 50% des événements. Une autre concentration d'épicentre s'observe dans la ligne montagneuse entre Djebel Sidi-Driss et le village de Ouled-Habeba. On remarque que plus de 30% des événements ont été enregistrés durant le mois de Décembre.



**Fig IV.23 :** Sismicité du secteur étudié de 2007.

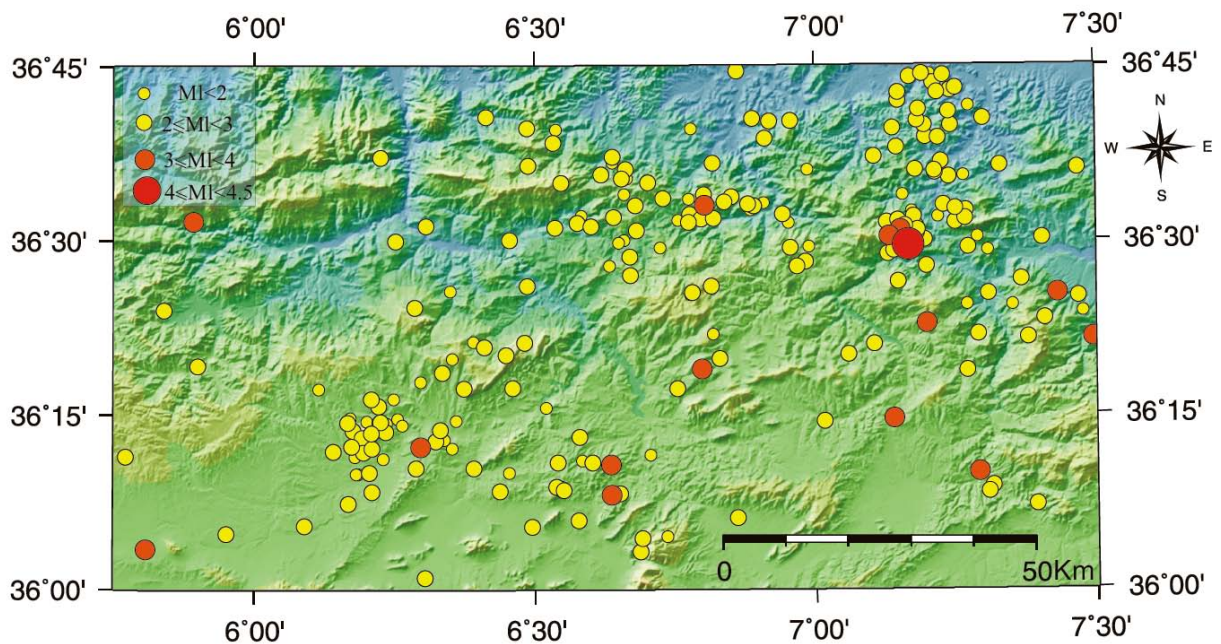
- Sismicité 2008 : cette année caractérisée par une sismicité diffuse, dont la majorité des événements ont des magnitudes  $M_s < 3$ . Plus de Cent cinquante événements ont été

enregistrés cette année dont quatre d'entre eux sont de magnitude  $M_s > 4$  qui se sont produits à l'ouest de Gulma (Oued Zenati, nord-est de Roknia) et à Ain-Kerma (nord-est de Constantine). La majorité des séismes de cette année se sont produit dans les mois de Juin, Juillet, Aout et Octobre.

➤ Sismicité 2009 : l'année 2007 paraît qu'elle est l'année la plus sismique dans la période 2003-2009. Plus de 270 événements ont été enregistrés cette année avec une dominance des magnitudes  $M_l < 3$ . Les principales concentrations d'épicentres sont observées dans les régions suivante :

- ✓ Ouest de la ville de Guelma ( Roknia, sud-ouest de la ville de Guelma).
- ✓ Sude de la ville de Azzaba.
- ✓ Le trançon El-Kantour-Sidi Driss.
- ✓ Oued El-Athémania.
- ✓ El-Guerrah.

Un important événement de  $M_l > 4$  s'est produit durant cette année et localisé au sud-ouest du village de Roknia (nord-ouest de Hammam Meskotine). Les mois qui connues moins d'activité dans cette année sont Janvier, Février, Novembre et Décembre. Alors le mois dans lequel la région connu une importante activité c'est le mois de May (cinquantaine d'événement).



**Fig IV.24 :** Sismicité du secteur étudié de 2009.

**Conclusion**

Dans ce chapitre plus de vingtaine de cartes de sismicité ont été réalisées. La projection de la carte de sismicité sur la carte structurale de J.M.Vila 1980 a révélé certaines insuffisances dans le fond cartographique existant d'une part et dans l'imprécision de localisation des épicentres d'autres part. Un essai de groupage des épicentres nous a permis de localiser et caractériser les principaux essaims de sismicité du secteur étudié.

L'élaboration d'un histogramme de sismicité nous a aidés à déterminer et caractériser diverses périodes de sismicité. Les périodes de sismicité faible et les lacunes de sismicité sont des périodes moins ou non documentées pour différentes raisons. À partir de cet histogramme on peut déduire aussi les principales dates d'amélioration du réseau de surveillance sismologique national installé par le CRAAG.

**CHAPITRE V : ALEA SISMIQUE DE LA  
REGION DE CONSTANTINE**

**Introduction :**

Les notions de l'aléa sismique et du risque sismique ont été longtemps confondues, ainsi la notion d'aléa n'a été dégagée qu'assez récemment. A partir de ce constat, il apparaît utile et nécessaire de définir au préalable les concepts liés aux termes "aléa sismique" et "risque sismique".

D'après la terminologie préconisée par l'UNESCO, les définitions de l'aléa et le risque seront comme suivant (Bouaou A, 1988) :

**L'aléa sismique (Seismic Hazard)** est définie en un site par la probabilité qu'au cours d'une période de référence, une secousse sismique atteigne ou dépasse en ce site, une certaine intensité ou une certaine valeur de paramètre de mouvement du sol (accélération, vitesse, déplacement).

**Le risque sismique (Seismic Risk)** représente l'espérance mathématique de pertes au cours d'une période de référence dans la région considérée. Il est proportionnel au nombre de vies humaines et à la valeur des biens exposés, il dépend donc de l'extension de cette région.

L'évaluation de l'aléa sismique nécessite dans la pratique de distinguer deux phases, correspondant à deux échelles d'étude (**Chebance M, 2001**):

- **l'échelle régionale**, à laquelle le milieu est supposé géologiquement homogène et où on se limite au calcul d'un mouvement sismique de référence en conditions standards, associé soit à un séisme maximal, soit à une probabilité annuelle de dépassement ou à une période de retour.

- **l'échelle locale**, où sont pris en compte : les effets de site, les effets induits et éventuellement, les déformations cosismiques du sol, lorsque la rupture sismique se propage jusqu'en surface.

L'évaluation de l'aléa sismique à l'échelle régionale ou locale peut être entreprise selon deux approches : l'approche déterministe ou l'approche probabiliste.

Les deux approches exploitent des données identiques (zonage sismotectonique, catalogues de sismicité et modèle d'atténuation du mouvement du sol) mais leurs principes de base sont très différents. Dans l'approche déterministe, le mouvement du sol considéré provient d'un

scénario magnitude-distance clairement identifié. Alors que dans l'approche probabiliste, les lieux d'occurrence et les fréquences des magnitudes sont modélisés et l'ensemble des scénarios participent au calcul.

Dans ce chapitre nous allons présenter sommairement une méthodologie d'évaluation probabiliste de l'aléa sismique (avec parfois des comparaisons de certains paramètres avec l'approche déterministe, comme  $M_{\max}$ ), avec une application de cette méthodologie à la région de Constantine.

## V.1 Processus d'évaluation probabiliste de l'Aléa Sismique

L'évaluation de l'aléa sismique soit par l'approche déterministe ou probabiliste est constituée de trois étapes principales (Chebance M, 2001) :

- Identification des sources sismiques ou potentiellement sismiques de la région étudiée.
- Caractérisation spatiale et temporelle de ces sources sismiques (période de retour, magnitude maximale, profondeur...).
- Evaluer les effets à distance, que sont susceptibles d'engendrer ces sources en terme de mouvements vibratoires du sol.

En fait, ces trois principales étapes englobent une série de processus, caractérisant chaque une de ces différentes approches (approche déterministe et probabiliste).

### V.1.1 Approche méthodologique

La méthode d'évaluation probabiliste de l'aléa sismique, PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment), est proposée en 1968 par Cornell aux Etats-Unis. Le cadre générale de cette méthode consiste en un découpage de la région étudiée en sources sismiques, la caractérisation de ces source sismiques par une loi de distribution des séismes, le choix et la caractérisation des lois d'atténuation de mouvement du sol et le calcul de l'aléa à l'aide d'un modèle probabiliste. Donc l'aléa sismique probabiliste est un niveau du mouvement du sol ayant une certaine probabilité d'être dépassé sur une certaine période de temps.

En 1976, l'USGS (U.S. Geological Survey) publie les premières cartes d'aléa sismique probabiliste pour les Etats-Unis. La même année, McGuire (1976) introduit la dispersion du mouvement sismique dans le calcul. Peu après, les estimations d'aléa sismique des

installations nucléaires se sont également orientées vers les méthodes probabilistes (Beauval C, 2003).

Selon certains critères et paramètres (le type et la méthode d'obtention des données de base, les formules utilisées, degré de connaissance de la sismotectonique....etc) les méthodes probabilistes d'évaluation de l'aléa sismique sont nombreuses et plus ou moins développées. Mais le principe de base de la méthode (le calcul d'une probabilité de dépassement d'un mouvement du sol à partir d'un modèle d'atténuation) est le même et n'a pas changé. Les avancées résident dans la prise en compte des incertitudes (Beauval C, 2003).

L'aléa sismique probabiliste est défini comme étant 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), les séismes sont supposés se produire dans le temps selon un processus de Poisson (les événements sismiques sont considérés indépendants du temps). Par suite l'occurrence des accélérations suit également un processus poissonien.

La probabilité, sur un site donné, qu'un paramètre du mouvement sismique,  $Z$ , dépasse un niveau spécifié,  $z$ , durant une période de temps donnée,  $T$ , peut être obtenue par l'expression suivante (Bouhadad Y, Laouami N, 2002):

$$P(Z > z) = 1 - \exp(-\nu(z) \cdot T) \approx \nu(z) \cdot T \quad (01)$$

Où  $\nu(z)$  est la fréquence moyenne de dépassement sur le site du niveau  $z$ , par le paramètre  $Z$ , durant la période  $T$ , et résultant des séismes de toutes les sources de la région.

La fréquence de dépassement,  $\nu(z)$  est une fonction des incertitudes sur le temps, la dimension et la localisation des futurs séismes, et aussi des incertitudes sur le niveau des mouvements qui peuvent être produits sur le site. Elle est calculée par l'expression suivante (Bouhadad Y, Laouami N, 2002):

$$\nu(z) = \sum_{n=1}^N N_n(m^0) \int_{m=m^0}^{m^u} f_n(m) \cdot \left[ \int_{r=0}^{\infty} f_n(r|m) \cdot P(Z > z|m, r) dr \right] dm \quad (02)$$

$N_n(m^0)$  : Fréquence des séismes de magnitude  $m \geq m^0$  pour la  $n^{\text{ème}}$  source.

$f_n(m)$  : La fonction de densité de probabilité de magnitude pour la  $n^{\text{ème}}$  source.

$f_n(r|m)$  : La fonction de densité de probabilité de distance pour la  $n^{\text{ème}}$  source, conditionnée par la magnitude  $m$ .

$P(Z > z|m, r)$  : La probabilité qu'un niveau du mouvement du sol  $Z$  dépasse un niveau  $z$ , conditionnée par  $m$  et  $r$ .

L'intégrale de l'équation (02) est très compliquée, en pratique cette intégrale est remplacée par des sommations sur  $m_i$  et  $r_j$ . Les fonctions  $f_n(m)$  et  $f_n(r|m)$  sont remplacées par des fonctions de valeurs discrètes et  $v(z)$  est calculé à partir de l'équation(03).

$$v(z) = \sum_{n=1}^N \sum_{m_i=m_0}^{m_i=m^u} \lambda_n(m_i) \cdot \left[ \sum_{r_j=r_{\min}}^{r_j=r_{\max}} P_n(R = r_j | m_i) \cdot P(Z > z | m_i, r_j) \right] \quad (03)$$

Où  $\lambda_n(m_i)$  est la fréquence des séismes de magnitude  $m_i$ , se produits dans la source  $n$ .

Connue par sa flexibilité et son flux de données la méthode probabiliste peut se décomposer en un certain nombre d'étapes que nous allons citer, étape par étape avec cependant moins de détails.

### V.1.2 Identification des sources sismiques

La première étape dans l'évaluation de l'aléa sismique, en un site donné, est de définir les zones sismiques (où peuvent se produire de prochains séismes) qui peuvent avoir des influences sur ce site. Cette première étape est une étape primordiale pour l'évaluation de l'aléa sismique et constitue un sérieux problème surtout dans les régions à déformation lente où la sismicité est en générale modérée. Il s'agit essentiellement d'un découpage en zones géographiques à partir d'une analyse sismotectonique. Cette analyse met un lien entre la sismicité (historique ou instrumentale) et les différentes structures géologiques actives ou potentiellement actives. En effet ce type d'analyse fait appel à plusieurs disciplines et techniques (la géomorphologie, la paléo sismologie, la sismologie la géophysique).

La caractérisation des sources sismiques se fait en termes d'association d'un certain nombre de paramètres spatio-temporels différenciant chaque zone source (géométrie, profondeur, magnitude maximale et taux d'occurrence).



Le concept de sources sismiques pour représenter la sismicité par l'approche probabiliste a été introduit par **Cornell (1969)**. Selon la géométrie de sources sismiques trois principaux types sont différenciés : des points sources, des lignes sources et des zones sources.

**Les points sources** ou **sources ponctuelles**, ces termes sont utilisés lorsqu'un essaim d'épicentres est concentré dans une zone étroite, et quand la distance qui sépare cette dernière du site étudié est assez importante.

**Les lignes sources** ou **sources linéaires**, sont utilisées généralement pour une distribution linéaire des épicentres le long d'une faille, ce type de sources est utilisé pour des régions à sismicité forte où les failles sont clairement identifiées.

**Les zones sources** ou **sources surfaciques**, Dans ce dernier type ce sont essentiellement les critères sismotectoniques qui sont pris en considération, il s'agit en fait, d'un système de structures sismiquement actives ou de domaines sismotectoniques à sismicité faible et diffuse uniformément en surface.

### **V.1.3 Constitution d'un catalogue de sismicité**

La deuxième étape d'une évaluation de l'aléa sismique d'une région donnée est la constitution d'un catalogue de sismicité. Celui-ci constitue un outil indispensable et doit comporter un certain nombre de propriétés pour être facilement exploitable.

Il doit être le plus fiable, le plus homogène, le plus complet possible et sous un format numérique pour faciliter les traitements de données. Ceci se fait en deux principales étapes : une collection de données (sismicité historique et instrumentale) selon leur disponibilité et un traitement statistique de ces données (homogénéisation, complétude et élimination des répliques).

#### **V.1.3.1 Sources des données sismiques**

La première tâche dans l'établissement d'un catalogue complet et détaillé est d'établir un inventaire exhaustif de tous les catalogues existants couvrant la région étudiée.

Il existe différents catalogues de sismicité qui concernent l'Algérie, ces derniers ont été établis et couvrent différentes périodes. Certains de ces catalogues ne concernent que des secteurs ou régions de notre pays. On constate différents formats qui comprennent différents

paramètres. On relève cependant des insuffisances en termes de localisations, magnitudes, intensités, profondeurs et références. Il est donc nécessaire d'être vigilant et de procéder à une série de recoupements et de comparaisons afin d'aboutir à un catalogue fiable et facile à exploiter dans le calcul de l'aléa.

Avant d'entamer la compilation d'un catalogue, il est nécessaire de délimiter la région étudiée. Dans notre cas, cette région comprise entre  $5^{\circ}75'$  E et  $7^{\circ}50'$  E longitude et entre  $36^{\circ}$  N et  $36^{\circ}75'$  N latitude, a fait l'objet de plusieurs travaux ultérieurs qui ont aboutis à l'établissement de catalogues de sismicité.

Dans la présente étude, nous n'avons pas établi un nouveau catalogue mais juste essayer de constituer un fichier de données (nécessaire pour nos calculs) le plus complet possible en consultant différents catalogues récents et différentes base de données en ligne. Les différents catalogues et sites internet consultés sont cités dans le paragraphe 4 du chapitre IV.

Le dernier catalogue (Harbi, 2006) est le catalogue de base dans notre étude, puisque c'est le plus récent et beaucoup plus riches en termes de données. Les bases de données en ligne sont utilisées pour compléter notre fichier de sismicité pour la période 2003-2008. L'apport de ces bases de données en ligne réside dans les données de micro-sismicités de ces dernières années, et dans les données de certains mécanismes au foyer. La plupart des événements publiés par ces sites « essentiellement de l'*International Seismological Centre* » ne contient pas certaines informations comme la profondeur et le mécanisme au foyer de la majorité des événements (de notre région).

### **V.1.3.2 Homogénéisation :**

La constitution d'un catalogue ou d'un fichier de sismicité est indispensable dans les calculs des paramètres de sismicité et le calcul de l'aléa sismique. Mais ce processus nécessite la consultation de plusieurs catalogues qui adoptent différents échelles de magnitude et d'intensité. En effet, certains fichiers étaient renseignés en intensités épicentrales, d'autres en magnitudes. Pour pouvoir utiliser l'ensemble des données disponibles, il a fallu choisir un seul type de ces paramètres et convertir ceux qui n'y correspondaient pas. Cette opération s'appelle l'homogénéisation d'un catalogue.

Dans notre cas on a choisis la magnitude des ondes de surface  $M_s$ , car elle est utilisée par tous les organismes internationaux (elle est calculée à partir des ondes de surface directement

liées aux effets). Plusieurs relations empiriques ont été établis par différents auteurs, les relations utilisées dans ce travail sont établies par Benouar(1994).

Ces relations nous permettent de convertir l'ensemble des données en une magnitude des ondes de surface. Dans notre cas les données converties sont essentiellement des magnitudes des ondes de volume ( $m_b$ ), des magnitudes locales ( $M_L$ ) ou l'intensité épacentrale ( $I_0$ ) pour les séismes historiques.

*Relation  $M_S$ - $M_L$  :*

$$M_S = 1,40 + 0,76(M_L) \quad (04)$$

*Relation  $M_S$ - $m_b$  :*

$$M_S = 0,47 + 0,86(m_b) \quad (05)$$

*Relation  $M_S$ - $I_0$  :*

$$M_S = 1,36 + 0,47(I_0) \quad (06)$$

### **V.1.3.3 Elimination des répliques :**

Une des hypothèses de calcul de l'aléa probabiliste est que la sismicité suit une loi statistique de Poisson. Dans une zone sismique donnée, les séismes sont indépendants les uns des autres et se répartissent spatialement de façon aléatoire. Le filtrage du catalogue des précurseurs et des répliques des séismes est donc nécessaire. Différents méthodes et algorithmes ont été établis pour le filtrage des catalogues, parmi ces algorithmes on distingue de Gardner et Knoppof (1974).

#### **➤ Méthode de Gardner et Knoppof (1974) :**

Cette méthode est basée sur une technique de fenêtrage de Gardner et Knopoff (1974). Connu par sa stabilité cette méthode utilise des fenêtres spatiales et temporelles prédéfinies pour l'identification des répliques et les événements principales. Tous les séismes situés à l'intérieur d'une fenêtre spatiale pour un événement donné et dans une fenêtre temporelle dépendante de la fenêtre spatiale sont considérés comme des répliques et précurseurs pour un seul événement appelé l'événement principal, et seul ce dernier est conservé. Les fenêtres

spatiales et temporelles sont prédéfinies en fonction de la magnitude par les formules suivantes :

$$\textit{Fen\^etre spatiale} \longrightarrow \log_{10}(D) = 0.1238 * M + 0.983 \quad (07)$$

$$\textit{Fen\^etre Temporelle} \longrightarrow \begin{cases} \log_{10}(T) = 0.032 * M + 2.7389 & \text{pour } M \geq 6.5 \\ \log_{10}(T) = 0.5409 * M - 0.547 & \text{ailleurs} \end{cases} \quad (08)$$

Dans notre cas cette méthode est appliquée sur les événements dont la magnitude des ondes de surface  $M_s \geq 3$ .

M	D(Km)	T(jours)
2.5	19.5	6
3.0	22.5	11.5
3.5	26	22
4.0	30	42
4.5	35	83
5.0	40	155
5.5	47	290
6.0	54	510
6.5	61	790
7.0	70	915
7.5	81	960
8.0	94	985

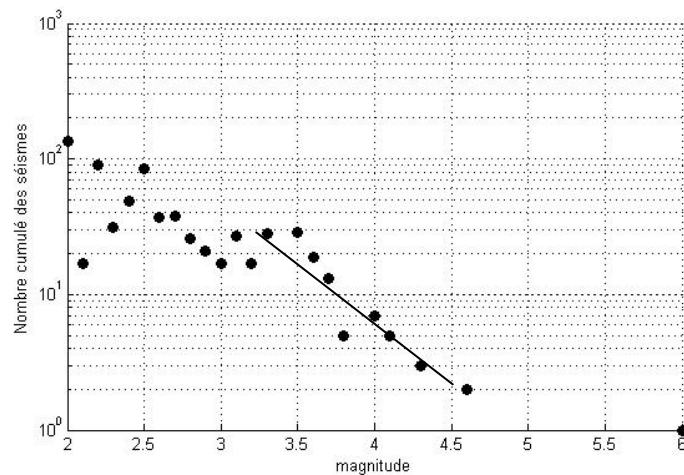
**Tableau V.01** : fenêtres spatiaux temporelles pour les répliques (Gradner J K, and Knopoff L, 1974)

#### V.1.3.4 Complétude de catalogue :

La tache essentielle consiste à déterminer les seuils initiaux de magnitude ou d'intensité et de date à partir desquels le catalogue sera estimé comme complet, c'est-à-dire à la fois exhaustif et homogène. Cette date est appelée "**la période de complétude**", pour faire cette tache plusieurs méthodes ont été établis :

➤ **Estimation à partir du nombre cumulé de séismes :**

Pour faire une analyse de la période de complétude du catalogue on divise le catalogue en classes de magnitude. Cette méthode consiste à reporter en fonction du temps et pour chaque intervalle de magnitude le nombre cumulé de séismes. On trace en fonction des années, le nombre de séismes cumulé pour chaque classe de magnitude. Dès que le graphe prend un aspect de droite, représente une pente constante, on admet qu'à partir de cette date, le catalogue est complet pour la classe étudiée. Les courbes sont linéaires lorsque le taux de sismicité est constant, des tronçons linéaires successifs de pentes croissantes indiquent une baisse du seuil de détection des séismes à des dates précises.



**Fig V.01** : Détermination de  $M_c$  pour la période 1981-2008.

#### V.1.4 Caractérisation de l'activité sismique:

La troisième étape consiste à caractériser l'activité sismique des différentes zones sources. Ceci se fait en déterminant une loi de distribution de magnitude, de type Gutenberg-Richter, ainsi en estimant la magnitude maximale ( $M_{max}$ ) pour chaque zone source.

Classiquement, le modèle de répartition du nombre de séismes en fonction de la magnitude ou de l'intensité épacentrale se traduit sous la forme d'une loi de type Gutenberg-Richter (1954). Cette loi donne le nombre de séismes en fonction de la magnitude ou de l'intensité épacentrale, dont les coefficients **a** et **b** dépendent des conditions sismotectonique de la région. Cette loi doit être représentative de la sismicité de chaque zone-source en intégrant l'ensemble des données de sismicité historique et instrumentale disponible.

$$\log_{10}(N(M)) = a - b.M \quad (09)$$

$N(M)$  : est le nombre annuel de séismes de magnitude supérieur ou égale à  $M$ ,  $a$  et  $b$  appelées les paramètres de la loi de Gutenberg-Richter sont des coefficients de régression.

Cette équation peut aussi s'écrire :

$$N(M) = \lambda t e^{\beta(M-M_0)} \quad (10)$$

Avec :

$$\lambda = \frac{10^{a-bM_0}}{t}; \quad \beta = b \cdot \ln 10$$

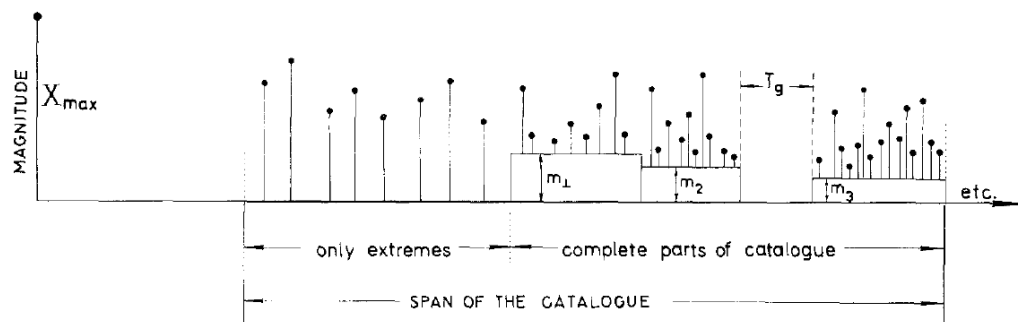
Le paramètre  $\lambda$  représente le nombre moyen annuel de séismes dont la magnitude est supérieure ou égale à  $M_0$  ( $M_{\min}$ ). Le coefficient  $\beta$  a la même signification que le paramètre  $b$  qui représente la pente de la loi de Gutenberg-Richter.

Pour l'estimation de l'aléa sismique dans une région, la détermination des paramètres  $a$  et  $b$  de la loi de Gutenberg et Richter est important. Plusieurs méthodes ont été élaborées afin de déterminer ces paramètres. Parmi ces méthodes on distingue :

- La méthode de moindre carrée linéaire (méthode de régression classique).
- La méthode d'ajustement de la loi de Gutenberg-Richter tronquée.
- La méthode de Weichert (1980).
- Le modèle de séisme caractéristique Schwartz et Coppersmith (1984).
- La méthode de Kijko et Sellevoll (1989,1992).

#### V.1.4.1 La méthode de Kijko-Sellevoll (1989, 1992) :

Une méthode plus évoluée est celle du “**maximum de vraisemblance**“, développée par Kijko et Sellevoll (1992). Plusieurs parties du catalogue de sismicité sont distinguées : la partie extrême et les parties complètes (**Fig V.2**). Cette méthode permet la combinaison entre la partie extrême (partie de sismicité historique) et les parties complète du catalogue de seuil de magnitudes variable. Elle permet même d'intégrer des périodes sans information (période révolutionnaires ou de guerre, quant les réseaux sismiques n'était pas en fonction) (Kijko et Sellevoll, 1989).



**Fig V.02 :** Une illustration des données, qui peuvent être employées pour obtenir des paramètres de sismicité par la méthode de K-S, 1989.

#### V.1.4.2 Détermination de la magnitude maximale :

Parmi les éléments clefs dans le calcul de l'aléa sismique est de déterminer la magnitude maximum possible des séismes futurs. La magnitude maximum,  $M_{max}$ , est définie comme la limite supérieure de la magnitude pour une zone sismogénique indiquée ou pour une région entière. Les méthodes couramment utilisées pour l'estimation de  $M_{max}$  se regroupent dans deux principales catégories : déterministe et probabiliste.

##### *Estimation de $M_{max}$ dans l'approche probabiliste:*

Dans l'approche probabiliste, la valeur de la magnitude maximale  $M_{max}$  est purement estimée on se basant sur l'histoire sismique d'une région donnée (séismes historiques et instrumentaux), en utilisant un catalogue de la sismicité et des procédures d'estimation statistiques appropriées. La technique la plus utilisée dans l'approche probabiliste pour estimer la magnitude maximale possible a été développée vers la fin des années soixante. Celle-ci est basée sur l'extrapolation de la relation log-linéaire de Gutenberg et Richter.

Des outils statistiques appropriés requis pour l'évaluation de la limite d'une fonction de distribution (**End-point distribution**) ont été développés ultérieurement. Cependant, ils ont été utilisés seulement dans les deux dernières décennies pour l'estimation de la magnitude maximale possible (A. Kijko, 2004).

On suppose que, dans un intervalle de temps spécifique  $T$ , tout le  $n$  événements principaux qui se sont produits avec une magnitude supérieure ou égale à un magnitude

minimale,  $m_{\min}$ , sont enregistrés. Supposons que la valeur de  $m_{\min}$  est connue et est dénoté comme seuil de perfection. Nous supposons plus loin que les magnitudes sont des valeurs indépendantes, identiquement distribuées, aléatoires avec la fonction de répartition cumulative,  $F_M(m)$ .

L'estimation de  $M_{\max}$  est donnée généralement par la considération qu'une région est affectée par un nombre de séismes "n" des magnitudes  $m_1 \leq m_2 \leq \dots \leq m_n$ . Ces magnitudes sont des variables aléatoires indépendantes et équidistribuée de distribution  $F_M(m)$ . La fonction de répartition de max m est (Kijko, 2004) :

$$F_{M_n}(m) = \begin{cases} 0, & \text{si } m < m_{\min} \\ [F_M(m)]^n, & \text{si } m_{\min} \leq m \leq m_{\max} \\ 1, & \text{si } m > m_{\max} \end{cases} \quad (11)$$

Après l'intégration par partie,

$$E(M_n) = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} m dF_{M_n}(m) = m_{\max} - \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} F_{M_n}(m) dm \quad (12)$$

En remplaçant  $E(M_n)$  par la magnitude maximale observée l'équation (12) devient :

$$m_{\max} = m_{\max}^{obs} + \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} [F_M(m)]^n dm \quad (13)$$

$$\Delta = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} [F_M(m)]^n dm \quad (14)$$

Dans le cas où les magnitudes des séismes suivent la distribution de Gutenberg-Richter, doublement tronquée, la fonction de répartition des magnitudes est de la forme suivante :

$$F_M(m) = \begin{cases} 0, & \text{si } m < m_{\min} \\ \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]}, & \text{si } m_{\min} \leq m \leq m_{\max} \\ 1, & \text{si } m > m_{\max} \end{cases} \quad (15)$$



Où  $\beta = b \ln(10)$  ; b est le paramètre de la relation de Gutenberg-Richter.

Après le calcul de l'intégrale (14), l'estimation de  $m_{max}$  est possible avec la relation suivante :

$$m_{max} = m_{max}^{obs} + \frac{E_1(n_2) - E_1(n_1)}{\beta \exp(-n_2)} + m_{min} \exp(-n) \quad (16)$$

Par conséquent la variance de  $m_{max}$  est calculée par la relation (17), pour plus de détail et d'éclaircissement voir l'article (A KIJKO, 2004).

$$var(\hat{m}_{max}) = \sigma^2_M + \Delta^2 \quad (17)$$

### V.1.5 Quantification des effets induits par les différentes sources sismiques:

Le choix d'une loi d'atténuation nous permet de quantifier, en un site donné, les effets induits par les différentes zones-sources sous la forme de paramètres de mouvements du sol (déplacement, vitesse, accélération) ou de l'intensité. Ces effets sont calculés à partir des lois d'atténuation adaptées au contexte sismotectonique local qui dépendent de la distance focale ou épacentrale, de la magnitude, parfois de l'intensité épacentrale et de la profondeur du séisme.

#### V.1.5.1 Formule générale :

L'équation d'atténuation calcule l'amplitude des mouvements en un site ponctuel d'un séisme caractérisé par sa magnitude et par sa distance au site. Comme les données de mouvements forts montrent en général une grande dispersion, les incertitudes sont explicitement intégrées dans la loi d'atténuation. La forme générale est la suivante :

$$\ln(\text{amplitude}) = f(M, r) + \varepsilon \quad (18)$$

Où l'amplitude peut être une accélération maximale (**PGA : Peak Ground Acceleration**), une vitesse, un déplacement ou une réponse spectrale.

R : distance hypocentrale, épacentrale ou représenter la distance horizontale la plus proche ou la distance inclinée à la surface de rupture.

$\varepsilon$ : est une variable aléatoire, obéissent en général à une distribution normale de moyenne nulle et d'écart type  $\sigma_\varepsilon$ .

la forme générale de la fonction  $f(M,r)$  est la suivante :

$$f(M,r) = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot r + C_4 \cdot \ln(r) \quad (19)$$

Où  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  et  $C_4$  sont des constantes calculées à partir des enregistrements réels.

En général les relations d'atténuation développées expliquent l'atténuation de l'accélération à la surface du sol. La relation d'atténuation qui donne l'accélération en fonction de la magnitude et de la distance hypo centrale a la forme suivante (N.N.Ambraseys et al, 1996) :

$$\log(PGA) = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot r + C_4 \cdot \ln(r) + \sigma \cdot P \quad (20)$$

$$r = \sqrt{d^2 + h_0^2} ;$$

Où  $r$  est la distance épacentrale et  $h_0$  c'est un constant.

#### **V.1.5.2 Les différentes lois d'atténuation utilisées pour l'Algérie :**

Dans toute évaluation de l'aléa sismique le choix d'une relation d'atténuation est indispensable. Le choix d'une loi d'atténuation pose cependant des difficultés importantes dans les zones à sismicité modérée. Dans le cas de l'Algérie plusieurs lois d'atténuation développées pour d'autres pays ont été utilisées. Les données de mouvements forts sont en effet peu nombreuses, et à l'exception de la relation d'atténuation de Benouar (1994) et Laouami (1998), on n'a pas une relation d'atténuation basée sur les données sismologiques pour l'Algérie.

Dans ce qui suit on présentera quelques unes des relations d'atténuation développées pour le pic de l'accélération horizontale :

##### **➤ Ambraseys et Bommer, 1991 :**

Elle a été dérivée à partir de 525 enregistrements accélérométriques obtenus principalement sur de la roche meuble et le sol, provenant de 219 séismes superficiels comprenant les données méditerranéennes et quelques données algériennes.

$$\log_{10}(a_h) = -0.87 + 0.217 * (M_s) - \log_{10}(r) - 0.00117 * (r) \pm 0.26 * P \quad (21)$$

➤ **Ambraseys et al, 1996 :**

$$\log_{10}(a_h) = -1.39 + 0.266 * (M_s) - 0.922 * \log_{10}(\sqrt{d^2 + 3.5^2}) + \sigma * P \quad (22)$$

P=1 pour 84% des valeurs et P=0 pour 50% de PGA.

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

➤ **Joyner et Boore, 1981 :**

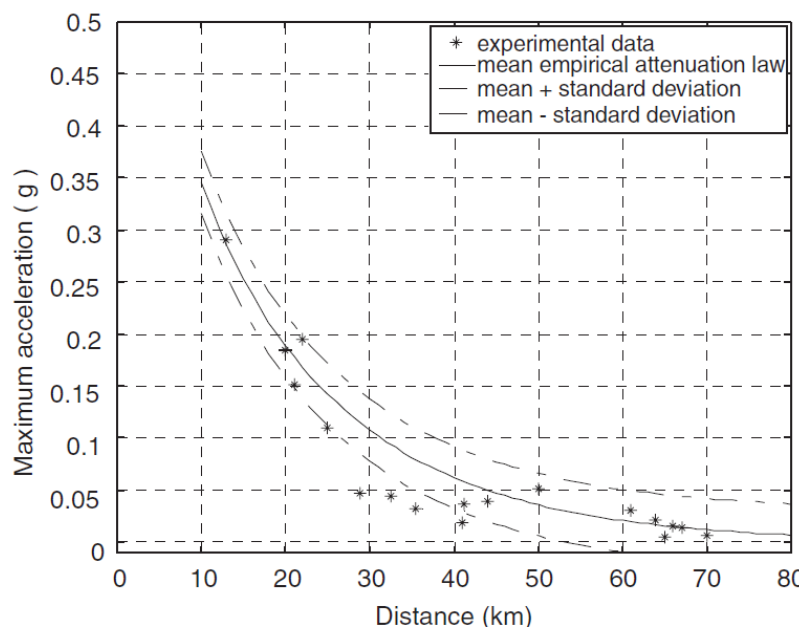
Cette loi est développée pour l'ouest des USA, à partir de 123 enregistrements de mouvements forts obtenus au rocher durant 23 séismes superficiels.

$$\log_{10}(a_h) = -1.02 + 0.249 * (M_w) - \log_{10}(r) - 0.00255 * (r) \pm 0.26 * P \quad (23)$$

➤ **Laouami, 1998 :**

Cette loi d'atténuation est développée à partir d'une banque de données accélérométriques qui a été constituée à partir des enregistrements du réseau national d'accélérographes.

$$a(m/s^2) = 0.39338 * \exp(0.33169 * M) * (D^{0.30628} + 1.608111)^{-1.569194 - 0.026719 * R} \quad (24)$$



**FigV.03 :** représentation graphique de la loi d'atténuation empirique proposée par Laouami (1998), N .Laouami (2003).

➤ **Sadigh et al, 1993 :**

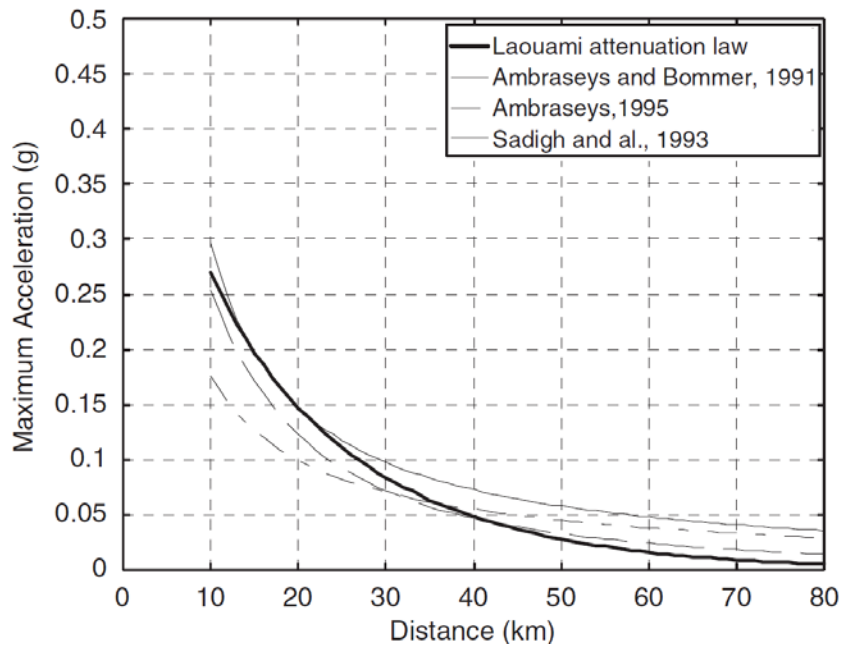
Pour  $M \leq 6.5$  :

$$\ln(a_h) = -0.624 + 1.0 * M - 2.10 * \left( \ln(R + e^{(1.29649+0.25*M)}) \right); \sigma = 1.39 - 0.14 * M \quad (25)$$

Pour  $M > 6.5$  :

$$\ln(a_h) = -1.274 + 1.1 * M - 2.10 * \left( \ln(R + e^{(0.48451+0.524*M)}) \right); \sigma = 0.38 \quad (26)$$

Cette loi est développée sur la base des données de mouvements forts enregistrés sur site rocheux en Californie tels que ceux de Loma Prieta de 1989.



**Fig V.04 :** Comparaison entre les différents lois utilisées pour l'Algérie (N.Laouami et al, 2006).

**V.1.6 Représentation graphique de l'aléa sismique :**

- **Courbes d'aléa :** les courbes d'aléa sont typiquement calculées et présentées pour la PGA, ou pour des accélérations spectrales ou des pseudo-vitesses correspondant à différentes fréquences de structures. Ces courbes logarithmiquement décroissantes donnent le taux annuel de dépassement d'un des paramètres évoqués ci-dessus, parfois assimilé à la probabilité annuelle de son dépassement pour les faibles probabilités.
  
- **Spectres d'aléa uniforme:** les spectres d'aléa uniforme sont obtenus à partir du traitement des amplitudes spectrales, associées à certaines valeurs de probabilité de non dépassement et ce pour plusieurs fréquences. Les valeurs de probabilité de non dépassement d'un paramètre dépendent étroitement du type d'installation envisagé et correspondent généralement aux périodes de retour (T) et durée de vie de l'ouvrage (t) standards préconisés dans les codes parasismiques internationaux. Les taux d'amortissement critique ( $\zeta$ ) est en général pris égal à 5%.
  
- **Cartes d'aléa :** c'est le mode de représentation de l'aléa sismique par l'approche probabiliste le plus largement répandu à travers le monde. Généralement, la quantité cartographiée est l'amplitude du mouvement du sol (PGA) associée à une valeur de l'aléa (probabilité annuelle de dépassement).

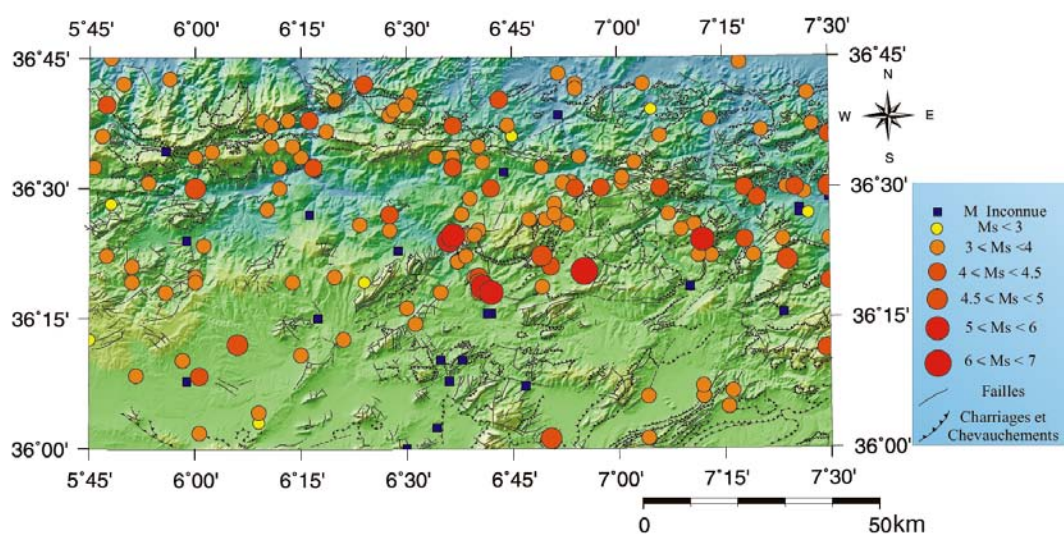
## V.2 Application à la ville de Constantine :

Après la présentation de différents processus d'évaluation probabiliste de l'aléa sismique, nous essayons d'appliquer ces processus afin de calculer les paramètres de l'aléa sismique dans la région de Constantine et ses environs.

### V.2.1 Identification des sources sismiques :

L'identification des sources sismiques dans la région étudiée signifie la subdivision de cette région en certaines zones sources, avec pour chaque zone une caractérisation leur paramètres ( $\beta$ ,  $\lambda$ ). En effet pour la région étudiée on n'a pas pu effectuer une mise à jour de la carte sismotectonique. Différentes grandes failles passent par la région de Constantine comme celle d'Ain-Smara, Sigus, Temlouka et la faille d'El Kantour. Ces failles jusqu'à nos jours sont encore mal connues en terme de leurs longueurs exactes et leur prolongements.

L'insuffisance de l'information géologiques et sismologiques d'une part et la complexité de la région d'autres parts nous empêchent de subdiviser cette région en zones sources. Ainsi l'étendue spatiale, un peu étroite, de la région choisie rend l'opération un peu subjective, car on peut trouver deux ou trois zones sources confondus. La subdivision de la région en zones sources rend l'erreur sur les paramètres de sismicité ( $\beta$ ,  $\lambda$ ) très grands et parfois dépasse la valeur du paramètre elle-même. De toutes ces raisons on considère que les événements sismiques sont distribués de façon aléatoire dans l'espace et les paramètres de sismicité auront calculé pour toute la région.



**Fig V.05 :** distribution de la sismicité de la région d'étude pour la période (1900-2002) projeté sur la carte structurale de J.M.Vila 1978.

### V.2.2 Caractérisation de la sismicité de la région :

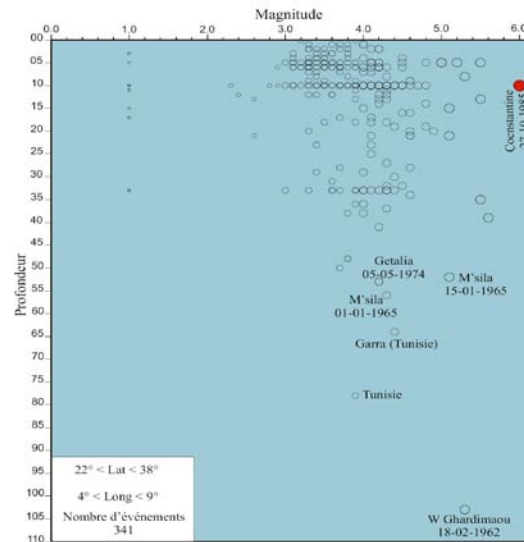
L'analyse de la sismicité de la région de Constantine déjà vu dans le chapitre IV permet de dire que la caractérisation de la sismicité de la région se fait par la détermination de certains paramètres sismologique et sismotectoniques nécessaire dans le calcul de l'aléa. Dans notre cas nous allons calculer les paramètres  $\beta$  ( $\beta=b.\ln 10$ ),  $\lambda$  (taux de sismicité annuelle) et  $M_{\max}$  (la magnitude maximale estimée) avec leurs incertitudes.

#### V.2.1.1 *Les paramètres de sismicité*

En utilisant la méthode développée par **Kijko et Sellevoll (1989, 1992)** nous avons pu déterminer les paramètres  $\beta$  et  $\lambda_0$  qui caractérisent l'activité sismique de notre région d'étude. Notre catalogue (après l'élimination des répliques et l'élimination des événements qui n'ont pas été quantifiés) a permis de subdiviser la sismicité en trois parties, une partie extrême (sismicité historique) et deux parties complètes (sismicité instrumentale). Un seuil de magnitude minimum a été fixé pour les trois parties du catalogue  $M_{\min}=3$ . La magnitude maximum observée dans le catalogue entier est  $M_{\max}=6$  (celle du séisme de 27-10-1985). Les résultats obtenus (Tableau02) sont les valeurs moyennes de  $\beta$  et  $\lambda_0$  en utilisant les trois parties du catalogue. Le calcul de  $\lambda_0$  est fait ici pour  $M_{\min}=3$  et  $M_{\max}=6$ .

#### V.2.1.2 *La profondeur sismogénique des sources*

Les profondeurs hypocentrales disponibles pour les séismes de l'est de l'Algérie et d'une partie de l'ouest de la Tunisie sont montrés dans la figure (**Fig V.6**). À partir de cette figure on observe que plus de 94% des événements ont eu lieu à des profondeurs de moins de 35Km, et plus de 90% des événements ont eu lieu à des profondeurs de (ou moins de) 10Km. Plus de 73% des événements de magnitude  $M \geq 5$  ont eu lieu à des profondeurs de moins de 20Km. Les trois événements destructeurs affectant la région de Constantine ont eu lieu à des profondeurs d'environ 10Km.



**Fig V.06 :** Profondeur des séismes dans l'est Algérien

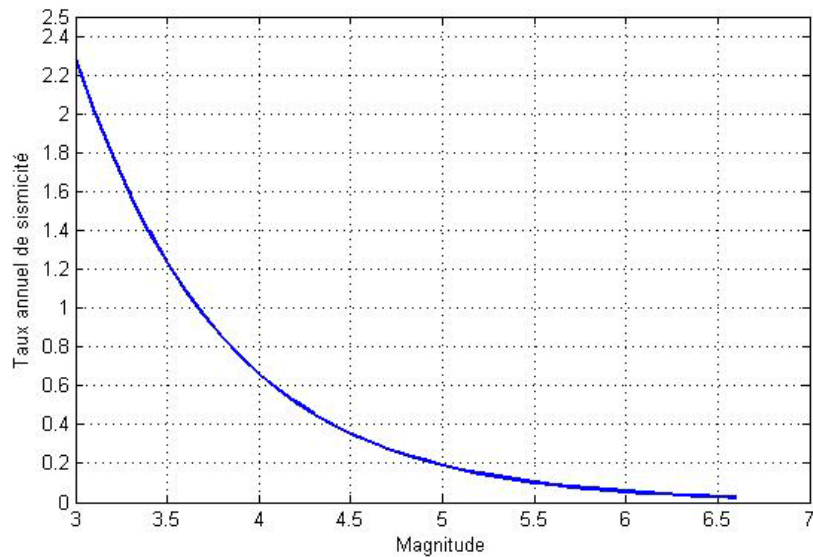
### V.2.1.3 *L'estimation de $M_{max}$*

L'estimation de la magnitude maximale  $M_{max}$ , du séisme maximum possible, peut s'opérer par plusieurs méthodes en utilisant plusieurs estimateurs. L'opération consiste à fixer une magnitude maximum afin de tronquer les distributions des séismes. L'évaluation de la magnitude dans notre cas se fait par la méthode proposée par Kijko(2004) décrit dans le paragraphe (V.1.4.2). Les résultats de calcul sont cités dans le tableau ci-dessous.

	période	Nombre de séismes	$m_{min}$ Observé	$m_{max}$ Observé	$\beta$	$\lambda_0$	$M_{max}$ estimée
<b>Partie extrême</b>	01/01/1758-31/12/1910	02	4.18	5.2	2.25±0.3	2.29±0.31	6.65±0.48
<b>1<sup>ère</sup> Partie</b>	01/01/1911-31/12/1980	10	3.4	5.3			
<b>2<sup>ème</sup> Partie</b>	01/01/1981-31/12/2008	130	3	6			

**Tableau V.02 :** Résultats de l'analyse du catalogue (1758-2008).





**Fig V.07 :** décroissance du taux annuel de sismicité en fonction de la magnitude

### V.2.3 Lois d'atténuation et calcul de l'accélération maximal:

Les valeurs de l'accélération sont obtenues à partir de la relation d'Ambraseys (1996), dont l'unité de l'accélération est g (le constant de gravité), la distance hypocentrale  $r$  en km et  $M_c$  est la magnitude des ondes de surface.

$$\log_{10}(a) = -1.39 + 0.266 * (M_s) - 0.922 * \log_{10}(\sqrt{d^2 + 3.5^2}) + \sigma_{\log_{10}(PGA)} P \quad (27)$$

$P$  égal 0 pour 50% des valeurs et 1 pour 84% des valeurs.

A partir la relation ci-dessus on peut calculer les accélérations avec une déviation standard  $\sigma_{\log_{10}(PGA)} = 0.25$ .

Les constants  $C_i$  de la relation (20) sont  $C_1=-1.39$ ,  $C_2=0.266$ ,  $C_3=0$  et  $C_4=0.922$ .

Les résultats de calcul de  $a_{\max}(0.5)$  et  $a_{\max}(0.84)$  pour une magnitude maximal  $M_{\max}=7.1$ , et pour différents distance  $r$  sont représenter dans le Tableau (V.03).

Distance hypocentrale $r = \sqrt{d^2 + 3.5^2}$ (km)	PGA <sub>max</sub> (0.5) (g) M <sub>max</sub> =6.65	PGA <sub>max</sub> (0.84) (g) M <sub>max</sub> =6.65
r = 05	0.451	0.802
r = 15	0.192	0.341
r = 25	0.121	0.216
r = 50	0.064	0.115

**Tableau V.03** : les valeurs de l'accélération maximal pour différents distance hypocentrale à la ville de Constantine.

#### V.2.4 Calcul de l'aléa sismique de la ville de Constantine:

Après l'estimation des paramètres de sismicités  $\beta$ ,  $\lambda$  et  $M_{max}$ ) et le choix d'une relation d'atténuation adéquat (Ambraseys, 1996), l'évaluation de l'aléa sismique de la ville de Constantine est possible. Dans ce qui suit nous représenterons les résultats de nos calculs sous forme de courbes de probabilité et taux de dépassement.

##### V.2.4.1 Probabilités de dépassement :

Si un séisme de magnitude apparente  $m$  est localisé à une distance  $r$  du site, la probabilité que ce séisme générer une accélération maximale PGA supérieur ou égale à «  $a$  » est donnée par la relation suivante (Kijko and Graham, 2002):

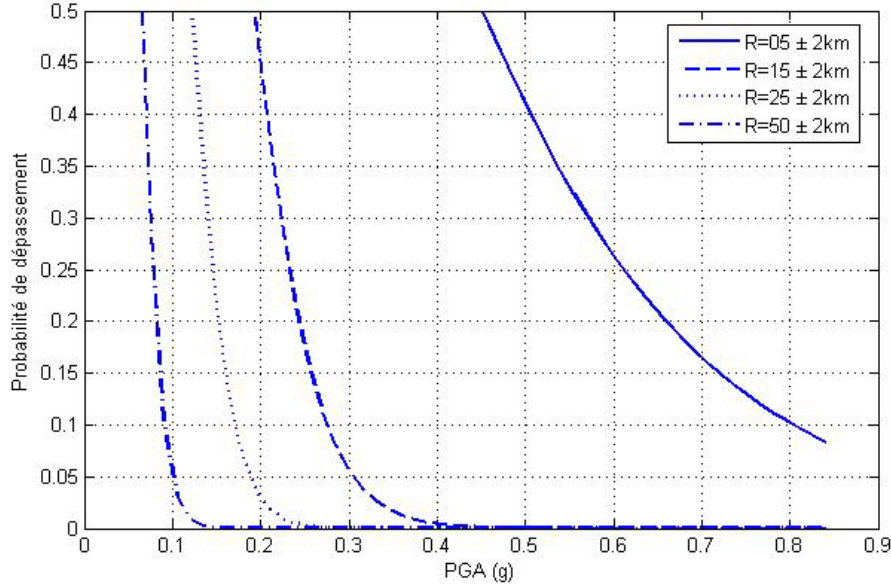
$$P(PGA \geq a) = 1 - \phi\left(\frac{\log(a) - \log(\bar{a})}{\sigma_{TOTAL}}\right) \quad (28)$$

Où  $\bar{a}$  est la médiane de l'accélération, et  $\phi(\cdot)$  est l'intégrale de probabilité normale dont :

$$\phi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z \exp\left(-0.5t^2\right) dt \quad (29)$$

$\sigma_{TOTAL}$  : est la déviation standard calculé en fonction de  $(\sigma_{\log(PGA)}, \sigma_M, \sigma_R)$ .

$$\sigma_{TOTAL} = \sqrt{\sigma_{\log(PGA)}^2 + c_2^2 \sigma_M^2 + \sigma_R^2 \left(c_3 + \frac{c_4}{r}\right)^2} \quad (30)$$



**Fig V.08** : Probabilité de dépassement des accélérations pour  $M_{max}=6.65\pm 0.48$ .

La figure (**Fig V.08**) représente les probabilités de dépassement de PGA, pour différentes distances de la ville de Constantine  $R=5, 15, 25, 50$ . Nous remarquons que plus la distance  $R$  augmente plus les probabilités décroissent ou s'atténuent rapidement.

#### V.2.4.2 Taux d'occurrence annuel :

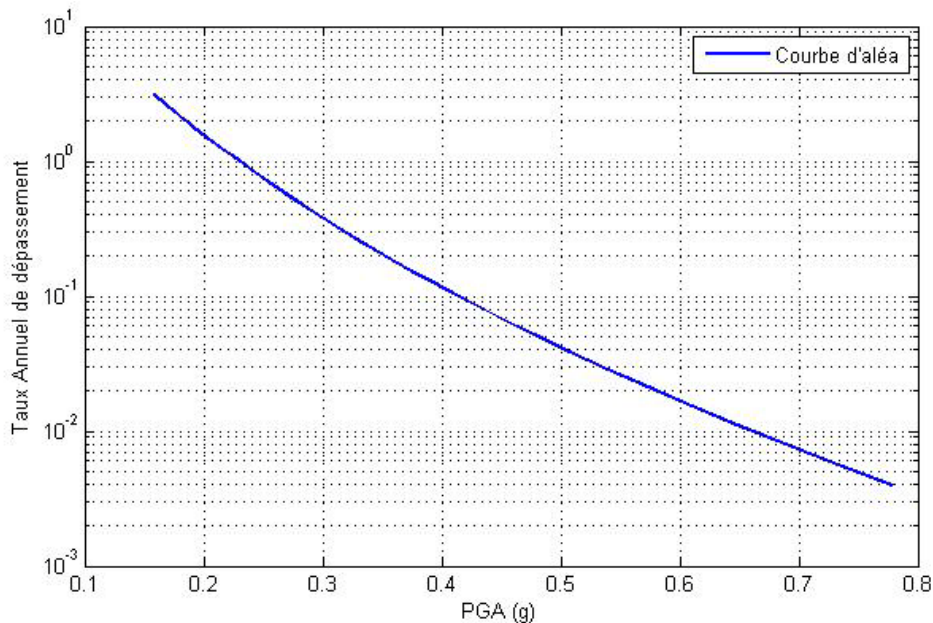
Les taux d'occurrence annuel, ou taux de dépassement annuel, sont calculés à partir de la relation (31).

$$\nu(z) = \sum_{n=1}^N \sum_{M_{min}}^{M_{max}} \lambda_n(m_i) \cdot \left[ \sum_{r_{min}}^{r_{max}} P_n(R = r_j | m_i) \cdot P(Z > z | m_i, r_j) \right] \quad (31)$$

Où  $\lambda_n(m_i)$  est le taux annuel de sismicité pour la  $n^{\text{ème}}$  source pour une magnitude  $m_i$ .

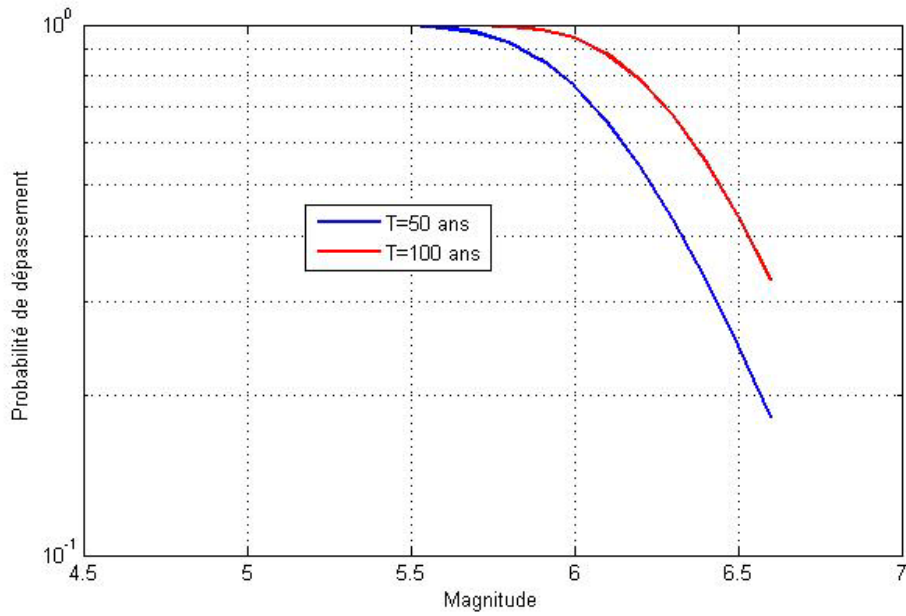
Le taux annuel de dépassement en fonction décroît exponentiellement en fonction de PGA (**Fig V.09**). Il est calculé pour un intervalle de magnitude  $M_{min} \leq M \leq M_{max}$  et un intervalle de distance  $5\text{km} \leq R \leq 50\text{km}$ . Le taux de dépassement d'une accélération  $a_{max}=0.451\text{g}$  est 0.039.

La figure (**Fig V.10**) représente la probabilité de dépassement d'un événement de magnitude  $m$  varié dans un intervalle de 4.5 à 6.65 pour deux périodes de temps  $T$ . nous remarquons que la probabilité de dépassement d'une magnitude  $m=5.5$  dans une période  $T$  de 50ans est égale à 1. Alors que dans une période de 100ans une magnitude  $m=5.8$  a une probabilité de dépassement égale à 1.



**Fig V.09 :** Taux annuel de dépassement de PGA (Fréquence annuel de dépassement)

Nous observons, à partir de (**Fig V.10**) que les probabilités de dépassement d'une magnitude est augmentée avec le temps  $T$ . la probabilité de dépassement d'un événement de  $M=6$  dans une période de temps  $T=50$  est égale à 0.76, et 0.94 dans une période de temps  $T=100$ ans.



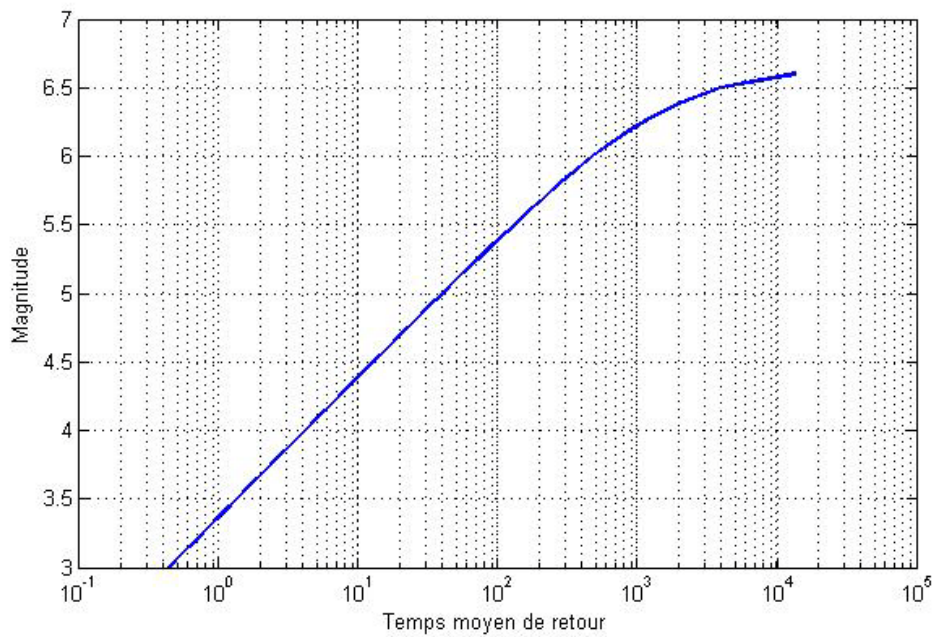
**Fig V.10 :** Probabilité de dépassement de magnitude pour une période T.

*V.2.4.3 Temps moyen de retour :*

La période de retour, ou le temps moyen retour, est l'inverse du taux annuel moyen de sismicité. Il exprime l'intervalle moyen d'occurrence des séismes dans la région. Dans notre cas le temps moyen de retour est l'inverse de la relation (33), dont  $M_{min}=3$ ,  $M_{max}=6.65$  et  $\lambda_{Mmin}=2.29$ .

$$T = \frac{1}{\lambda_m} \quad (32)$$

$$T = \frac{1 - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})}}{\lambda_{Mmin} \cdot (e^{-\beta(M - M_{min})} - e^{-\beta(M_{max} - M_{min})})} \quad (33)$$



**Fig V.11** : Temps moyen de retour des magnitudes pour  $M_{\max}=6.65\pm 0.48$ .

La figure (**Fig V.11**) montre que le temps moyen de retour varie en fonction de magnitude d'une manière linéaire de  $M_{\min}$  jusqu'au  $M=6$ , avec une pente  $p=0.59$ . À partir de  $M=6$  la pente de la courbe décroît progressivement jusqu'au  $M_{\max}$ . Le temps moyen de retour d'un séisme de  $M_s=6$ , comme celui de 27-10-1985, est égal à 485,26 ans.

### V.3 Risque sismique

D'après les sismologues le risque sismique correspond à l'espérance mathématique, c'est-à-dire le pourcentage probable, pendant un certain laps de temps et dans une région déterminée, des pertes en biens et activités productives ou en vie humaines.

Le risque sismique  $R$  correspond donc à la probabilité de pertes et dommages sur un secteur en fonction d'un certain aléa sismique au cours d'une période donnée, ce que l'on explique généralement par la relation mathématique suivante :

$$R = A * V$$

Où :

$A$  : est l'aléa sismique.

$V$  : est la vulnérabilité.

L'aléa sismique  $A$  est fonction des caractéristiques de la sismicité, qui sont acquises par les différentes méthodes de la sismologie et de la géologie. Suivant l'étendue de la région pour laquelle on cherche à le définir, c'est-à-dire aux échelles locales, régionales et globales, les objectifs et les méthodes ne seront pas toujours similaires.

La vulnérabilité  $V$  évalue les conséquences néfastes que pourrait avoir un séisme, sur le plan humain (décès, blessés) comme sur le plan économique (dégâts matériels, pertes économiques,...), pour une ville, un site ou une région particulière.

La vulnérabilité des éléments exposés est influencée par différents facteurs, qui vont avoir à l'augmenter ou la diminuer. Parmi ces facteurs on cite les suivants :

#### *Facteurs structurales*

- ✓ Facteurs sociodémographiques et économiques : structure et mobilités de la population, renouvellement de la population, origine démographique et migrations, relations avec les campagnes environnantes, associations et communautés.
- ✓ Facteurs socioculturelles : cognitifs, éducatifs, perceptifs ; connaissances acquises et expériences des sinistres vécus, existence et qualité de la prévention et des solutions de défense envisagées, perception du risque par l'individu et le groupe.

- ✓ Facteurs physiques, techniques et fonctionnels : extension et qualité du bâti et des infrastructures, structures, réseau et qualité opérationnelle des instances chargées de la prévention et de la protection civile, accessibilité et disponibilité des secours et plans d'intervention.
- ✓ Facteurs institutionnels et politico administratifs : appareil législatif et règlementaire, programme de prévention des risques.

#### *Facteurs géographiques et conjoncturels*

- ✓ Facteurs géographiques : paramètres spatio-temporel de l'aléa, réaction en chaîne.
- ✓ Facteurs conjoncturels et contingents : dysfonctionnement urbains et techniques imprévisibles.

Le risque sismique se base donc sur une bonne estimation des éléments exposés aux séismes et leur vulnérabilité vis-à-vis des forces sismiques et sur une bonne évaluation de l'aléa sismique.

Les deux composantes du risque, aléa et éléments vulnérables, sont nécessaires à la définition d'un risque ; le risque n'existe pas si les deux composantes ne sont pas en coprésence. En effet un tremblement de terre se produisant dans le désert ne générera pas de risque ; à l'inverse, le risque sera théoriquement nul si une ville de trois millions d'habitants est exposée à aucun aléa.

La prévention du risque sismique consiste principalement, en fonction du niveau de l'aléa, à agir pour diminuer la vulnérabilité. Sauf cas particuliers (tsunamis, éboulements et glissements de terrain), lors d'un tremblement de terre, ce sont les dommages aux constructions qui entraînent la mort de nombreuses personnes. Il convient donc de construire en suivant certaines normes. Elles ont été établies en fonctions d'observations consécutives à des séismes, mais aussi de calculs et de simulations du comportement des structures aux sollicitations sismiques. En fonction du niveau de l'aléa sismique, la prévention du risque s'appuie donc surtout sur l'application des règles de construction parasismique. Pour un même séisme, le risque encouru par les habitations va être différent selon la nature du sol sur laquelle elles reposent. Les habitations situées sur des terrains peu consolidés comme les alluvions sont plus soumises au risque sismique que celle située sur de la roche consolidée



type granite par exemple. Donc il s'ajoute à l'application des règles de construction parasismique un zonage sismique réglementaire.

### V.3.1 Le risque sismique dans la région de Constantine

Les données disponibles actuellement sur la géologie, la géomorphologie et la sismicité de la région de Constantine indiquent que cette région est susceptible d'être affecté, à l'échelle de quelques dizaines d'années ou moins, par des séismes de magnitude 5 à 7.

Un séisme d'une telle magnitude est possible sur des structures (ou mégastuctures) traversent la région de Constantine. Il en résulterait probablement des pertes humaines se comptant par milliers et une perte économique majeure pour le pays tant au niveau du bâti que celui des infrastructures routières, électriques, hydrauliques, etc.....

En effet l'absence de sismicité actuelle importante dans certain région où elles passent des failles importantes, marqué par des évidences d'activité tectonique récente, pourrait être expliquée par des séismes de forte magnitude et de période de retour de l'ordre de plusieurs centaine d'années. La présence d'importantes unités industrielles de Mécanique, Matériaux de construction et Agro-alimentaire activent dans la wilaya de Constantine avec des infrastructures économiques, administratives et sociales importantes (**Tableau V.4**) rendent la région à haut risque sismique même dans le cas où l'aléa sismique est faible.

Wilaya	infrastructures économiques, administratives et sociales
Constantine	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ un réseau routier composé de 258 kms de routes nationales, 416 kms de chemins de wilaya et 632 kms de chemins communaux.</li> <li>✓ le réseau de transport ferroviaire s'étend sur 97 Km et comprend 08 gares, sept liaisons connectant le réseau dont 05 inter- wilaya et 02 en banlieue.</li> <li>✓ Le transport aérien dispose à Constantine d'un aéroport international.</li> <li>✓ Le secteur de l'éducation nationale est doté 360 écoles primaires, 110 CEM et 48 Lycées.</li> <li>✓ Le secteur de la formation professionnelle est doté de 13</li> </ul>

	<p>établissements offrant 4525 places pédagogiques.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Le pôle universitaire regroupe un total de 40 000 étudiants.</li> <li>✓ Le secteur de la santé dispose de 8 hôpitaux, 1 CHU, 32 polycliniques et 44 salles de soins.</li> </ul>
<b>Mila</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓ Le réseau routier dans cette wilaya est de 310 kms de routes nationales, 295 Kms de chemins de wilaya et 1522 Kms de chemins communaux.</li> <li>✓ Le secteur de l'éducation nationale est doté d'un ensemble d'établissements scolaires dont 441 écoles primaires, 94 CEM et 36 lycées.</li> <li>✓ Le secteur de la santé est doté par 05 hôpitaux, 9 polycliniques et 134 salles de soin.</li> </ul>

**Tableau V.4 :** Les infrastructures économiques, administratives et sociales de la wilaya de Constantine et de Mila.

Cette menace sismique sera exacerbée par les effets secondaires qu'auraient probablement engendrés les secousses : glissements de terrain, liquéfaction du sol dans les régions à sous-sol sableux saturé en eau, éboulement et inondation.

La région d'étude est le siège de plusieurs types de mouvements de terrain. Ce phénomène se manifeste dans des formations détritiques du Mio-Pliocène et menace sérieusement certaines infrastructures. Ces instabilités existent en dehors de toute activité sismique, ils sont courants dans les régions montagneuses où les pentes. Mais des vibrations sismiques même de niveau assez faible sont susceptibles de les déclencher. La lithologie favorable (argiles, marnes, flysch) et des précipitations abondantes permettent ces mouvements gravitaires. Parmi les mouvements de terrains les plus répandus dans la région on distingue les glissements de terrain et les éboulements. Parmi les sites affectés par les glissements de terrain on distingue : le barrage de Beni Haroun, Site Sibari, Djebel Akhel, Oasis du Hamma, Ciloc, Bellevue, cité Boussouf ...etc. Le déclenchement de l'un de ces glissements pourrait engendrer des dommages considérables aux infrastructures et à l'économie nationale. La présence de

nombreux réservoirs d'eau (**Tableau V.5**) dans la région complique la situation et peut multiplier les conséquences. Un barrage en terre ou en béton est non seulement cher mais affecte toute l'économie d'une région (production de l'électricité, contrôle des inondations, répartition de l'irrigation et alimentation de la population par l'eau potable). La rupture d'un grand barrage risque de produire une catastrophe de plus en plus grave par inondation des zones très peuplées en aval. En fait dans différents pays, comme en Algérie, des grands barrages sont situés dans des régions qui ont été affectées des séismes importants dans le passé. Donc pour assurer la sécurité en aval la probabilité d'un séisme destructeur ne doit pas être négligée. En laissant de côté les séismes naturels, il y a aussi de troublantes relations entre les retenues d'eau et les séismes. Dans différents pays des essais de sismicité ont eu lieu au dessous et tout près d'un grand barrage, peu après sa mise en eau complète. Cette sismicité induite pourrait engendrer d'importants dégâts. Le meilleur type de cette sismicité induite en Algérie la crise sismique de 30 Novembre 2007 qui se déclencha dans la région de Ain Kerma 10 km Sud-est de la ville de Mila. D'après le CRAAG cette sismicité induite (1277 sur 10 jours d'enregistrements, magnitude  $M_d 3.6$ ) a été provoquée par l'opération de transfert d'eau entre les deux barrages (Béni-Haroun et Oued Athmania) de la région.

<b>Barrage</b>	<b>Wilaya</b>	<b>Oued</b>	<b>Type Ouvrage</b>	<b>Année mise en service</b>	<b>Capacité initiale Hm<sup>3</sup></b>	<b>Capacité Der.levé Hm<sup>3</sup></b>	<b>Volume régularisé Hm<sup>3</sup>/an</b>
<b>H.Grouz</b>	Mila	Rhumel	Poids	1987	45,0	40,15	16
<b>Zardezas</b>	Skikda	Safsaf	Terre	1974	31,0	18,68	32
<b>Guenitra</b>	Skikda	Fessa	Terre	1984	125,0	117,82	48
<b>H.Debagh</b>	Guelma	Bouhamden	Terre	1987	220,0	184,35	55
<b>B. Haroun</b>	Mila	Kebir	BCR	2003	960,0	960,00	435

**Tableau V.5** : les principaux barrages dans la région d'étude.

Sur un autre plan, la ville de Constantine en particulier et ses environs, est particulièrement vulnérable aux séismes à cause d'une concentration importante de population. En effet, la population de la willaya de Constantine, divisé administrativement en 06 Daïras et 12 communes, est estimée en 2007 à 913 338 habitants pour une superficie de 2187 Kilomètres carrés. La population de la willaya de Mila, divisé administrativement en 13 Daïras et 32 communes, est estimée en 2007 à 768 669 habitants pour une superficie de 9373 Kilomètres carrés, avec les quelques Daïras et communes des willayas avoisinantes (Skikda, Guelma et Oum el-Bouaghi).

De plus, la vulnérabilité de la région se caractérise par un habitat mal contrôlé en rapide expansion, des constructions en béton armé ne répondant à aucune règle parasismique, un manque de préparation de la population et des institutions de défense, de protection civile et de santé publique.

De tout ce qu'est avancé on constate que la région de Constantine est exposée à un risque sismique relativement élevé. Nous ne pouvons pas malheureusement empêcher un tremblement de terre de se produire, car c'est un phénomène naturel. Par contre, sur la base des données fournies par l'évaluation de l'aléa, nous pouvons limiter les dégâts, atténuer les impacts en réduisant la vulnérabilité de la population.

Si notre pays dispose de nombreuses données sur la sismicité historique, nous sommes encore loin de la maîtrise de notre aléa car son évaluation est pratiquement superficielle et incomplète.

Si des mesures urgentes doivent être entreprises pour arriver à une meilleure maîtrise de l'aléa sismique dans une région, il est tout aussi nécessaire de définir parallèlement une stratégie visant à atténuer le risque sismique. L'un des moyens essentiels consistait à mettre en place un programme à long terme destiné à évaluer le risque sismique et de l'atténuer par des mesures adéquates. En effet l'état actuel de notre connaissance (géologique, géotechnique et sismologique), ne permet pas de faire une bonne évaluation du risque sismique de la région d'étude. Nous devons être convaincus que notre connaissance des séismes et du comportement des failles actives est quasi nulle. Mais il est important de prendre des mesures urgentes pour une meilleure compréhension, évaluation et réduction du risque sismique de la région, à savoir :

- ✓ réaliser des cartes géologiques détaillées et précises.
- ✓ réaliser une carte de la géologie du Quaternaire.

- ✓ identifier en détail et cartographier numériquement les failles actives ou potentiellement actives.
- ✓ Détermination du type de failles (coulissage horizontal, type de chevauchement...) et mesurer les vitesses de glissement sur les failles actives par géodésie GPS.
- ✓ Localisation et cartographier en détaillé tous les glissements de terrain et des zones de tassement du sol.
- ✓ réaliser une carte des sols tout en indiquant leur potentiel de liquéfaction.
- ✓ Inspection directe des sous sol.
- ✓ Interventions pour stabiliser la pente des terrains et stopper leur subsidence si nécessaire.
- ✓ Etablissement des catalogues de sismicité historique et instrumentale le plus fiable et les plus complet possible.
- ✓ Rechercher de tous les éléments historiques sur l'intensité sismique près du site.
- ✓ réaliser une étude paléosismologique sur les failles actives.
- ✓ installer ensuite des stations accélérographiques à intégrer avec le réseau de surveillance sismologique.
- ✓ L'évaluation de l'aléa sismique régional et les effets de site, (Micro zonage des villes).
- ✓ Une meilleure connaissance de la vulnérabilité du bâti existant des bâtiments.
- ✓ Contrôler l'expansion des villes et faire les études nécessaires pour les prochaines et les nouveaux projets.
- ✓ L'utilisation d'un system d'information géographique (SIG).
- ✓ Multiplier les voies d'évacuation dans les villes.
- ✓ Organiser et répartir les moyens de secours.
- ✓ Informer la population des mesures à prendre en cas de séisme.
- ✓ former des universitaires dans les domaines suivants : sismologie, géodésie spatiale GPS, néotectonique et génie parasismique.

**Conclusion**

Les évaluations de l'aléa et du risque sismique sont des activités prioritaires dans tous pays où la menace est jugée réelle. L'objectif final est d'assurer la sécurité publique en cas de séisme, c'est-à-dire d'éviter les dégâts structurels importants et les pertes considérables en vies humaines. Les dégâts sont acceptables, mais ils doivent être limités. Dans ce chapitre nous avons présenté le processus théorique suivi dans l'évaluation probabiliste de l'aléa sismique en un site donné, selon la méthode proposée par **Cornell, 1968**. Ensuite, nous avons appliqué ce processus sur la région d'étude. Plusieurs difficultés ont été rencontrées comme l'insuffisance de l'information au niveau de la géologie, la géotechnique et la sismologie et par fois la difficulté d'accessibilité aux informations existante.

Si la maîtrise de l'aléa est une question purement technique, la réduction de la vulnérabilité de la population est plutôt d'ordre politique et nécessite des choix de gouvernance et une ferme volonté d'appliquer et de faire respecter les lois urbanistiques. La prise en compte du risque est donc aussi importante que celle de l'aléa.

## **Conclusion Générale :**

La réflexion initiée dans notre travail est à la fois transdisciplinaire et multi-scalaires. Elle s'appuie sur les particularités et les anomalies aussi bien morphologiques que géologiques pour identifier des déformations actives et ce, grâce à des critères de tectoniques actives.

Les principaux résultats peuvent être résumés dans ce qui suit :

- ✓ Elaboration d'une carte hypsométrique assez originale basée sur l'exploitation d'une série de cartes topographiques de différentes échelles (1 :50 000 ; 1 : 25 000) suivie d'une analyse fine qui porte également sur certains impacts de la néotectonique tels que les fortes surrections, le démembrement du relief, l'incision des vallées et la subsidence.
- ✓ L'analyse de la sismicité historique à partir d'un grand nombre de catalogues déjà publiés ainsi que de données puisées dans différentes sources (banques de données, thèses, mémoires, rapports internes ...).

Nous portons quelques critiques quant à la fiabilité de certaines données et de certaines conclusions et jugements.

- ✓ Elaborations de 25 cartes de sismicité avec une analyse exhaustive de la répartition spatio temporelle de la sismicité dans cette région à géologie fort complexe. Dans cette partie du travail un grand nombre de photographies aériennes et satellitaires ont été utilisées afin d'aider dans la corrélation entre répartition de la sismicité et structures géologiques actives.
- ✓ Essai d'évaluation et de caractérisation de l'aléa sismique de la région de Constantine. Cette étape est considérée par nous comme essentielle pour une meilleure compréhension et évaluation du risque sismique ; ceci dans le but de l'utiliser dans de futures études de sismo tectonique et/ ou de zoning sismique.

L'analyse multi-scalaire a été déterminante dans l'identification des particularités géologiques et morphologiques. Ce type de méthode se fonde sur l'apport des différentes échelles d'observation et d'analyse.

Les observations de terrain ont été nécessaires pour comprendre l'évolution de certaines structures de petites et moyennes dimensions et leurs déformations respectives d'une part et d'autre part de repérer les failles déjà cartographiées pour confirmer d'une part leur existence et déterminer d'autre part leur nature active ainsi que leur cinématique.

L'approche cartographique demeure un outil adéquat dans l'étude des particularités morphologique et néo tectoniques; cette approche, basée sur la méthode morpho-structurale, constitue un document scientifique et de décision nécessaire aux politiques d'aménagement du territoire.

La nature néo-active de la région d'étude est mise en évidence.



***Bibliographie***

**AMBRASEYS N. N., SIMPSON K. A., BOMMER J. J.**, 1996: "Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 25, P371-400.

**ARGUS, D.F., GORDON, R.G., DeMETS, C. ETD STEIN, S.**, 1989: Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 94, 5585-5602.

**BEAUVAIL C.**, 2003: "Analyse des incertitudes dans une estimation probabiliste de l'aléa sismique, exemple de la France"- Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I.

**BELABBES, S.**, 2008 : Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR): Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie. ULP. France. *Thèse d'Etat* : 226 p.

**BENABBAS C.**, (2006) : *Evolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord oriental : Apport de la photogéologie et analyse morphostructurale*. Doctorat d'Etat. Université Mentouri-Constantine, 256p.

**BEZZEGHOUD M., A.AYADI, SÉBAÏ A., MAÏT MESSAOUD, MOKRANE A. and BENHALLOU H.**, Seismicity of Algeriabetween 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI). *Avances en Geofísica y Geodesia*, vol.I, año 1.P107-114.

**BOUAOU A.**, 1988 : "Aléa sismique et liquéfaction dans un site donné". Université de Montréal.

**BOUDIAF, A.**, 1996 : Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): Utilisation des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Université de Montpellier II. Thèse de doctorat : 274p.

**BOUHADAD Y., LAOUAMI N.**, 2002: "Earthquake Hazard Assessment in the Oran Region,(Northwest Algeria)". *Natural Hazards* 26 : 227–243.

**BOUGHACHA M.S., OUYED M., AYADI A. ET BENHALLOU H.**, 2004 : Seismicity and Seismic Hazard Mapping of Northern Algeria: Map of Maximum Calculated Intensities (MCI). *Journal of Seismology*, 8, 1-10.

**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., (8), t. II, n° 4, pp. 547-558.

**CHADI M.**, 1991: *Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p

**CHEBANCE M.**, 2001: "Les méthodologies d'évaluation de l'aléa sismique, période 1995-2001". Ecole Nationale Supérieure Université Des Sciences de l'Information Claude Bernard et des Bibliothèques & Université Claude Bernard. Lyon 1.

**COIFFAIT P E.**, 1992: *Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale)*. Thèse Sciences. Nancy I.P.502.

**DeMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F., et STEIN, S.**, 1994: Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: Geophysical Research Letters, v. 21, p. 2191-2194.

**DURAND DELGA M.**, 1955 : *Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique*. Publ. serv. Carte géol. Algérie, Bull. n° 24, 533 p., 143 fig., 16 pl., 10 pl.h.t.

**DURAND DELGA M.**, 1969 : *Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie*. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n°39, pp 89-131, 9 fig.

**DURAND-DELGA M.**, 1980 : *La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. Mém. h. s. Soc. Géol. Fr., n°10, pp 203-224, 7 fig.

**FARAH A S.**, 1991 : *Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques: l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie*. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.

**GARDNER, J.K., KNOPOFF, L.**, 1974: Is the sequence of earthquake in Southern California, with aftershocks removed, poissonian?. Bull. Seismol. Soc. Am. 64, 1363-1367.

**GUELLALS S et AL.** 1973a : *Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP-SONATRACH)*, 19 fig., 27 pl. 167p.

**HARBI A.**, 2006 : "Evaluation de l'Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation del'Input Sismique dans les Zones Urbaines et l'Etablissement d'un Catalogue"- Thèse de doctorat -U.S.T.H.B, Algérie..

**HARBI A., Maouche S., Ayadi A.**, 1999: "Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria" - Journal of Seismology 3 : P95-104.

**HARBI A.**, 2001 : “Analyse de la sismicité et mise en évidence d’accidents actifs dans le Nord-est-Algérienne“ -Thèse de magister- U.S.T.H.B, Algérie.

**HARBI A., Maouche S., 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.**, 2006: “Evaluation de l’Aléa Sismique en Algérie du Nord par la Modélisation de l’Input Sismique dans les Zones Urbaines et l’Etablissement d’un Catalogue”- Thèse de doctorat -U.S.T.H.B, Algérie.

**JOSÉ A. PELÁEZ MONTILLA, MOHAMED HAMDACHE, CARLOS LÓPEZ CASADO.**, 2003: Seismic hazard in Northern Algeria using spatially smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration. *Tectonophysics* 372 (2003) P105– 119.

**KIJKO, A., SELLEOLL, M.A.**, 1989: Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilisation of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 645-654.

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

**KIJKO, A., GRAHAM, G.**, 1998: Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I. Estimation of maximum regional magnitude  $m_{max}$ . *Pure Appl.Geophys.* 152, P413-442.

**KIJKO, A., GRAHAM, G.**, 1999: Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part II. Assessment of seismic hazard t specifies site. *Pure Appl.Geophys.* 154, P1-22.

**KIJKO, A., RETIEF, S. J. P., GRAHAM G.**, 2002: “Seismic Hazard and Risk Assessment for Tulbagh, South Africa : Part I – Assessment of Seismic Hazard”. *Natural Hazards* 26 : P175–201.

**KIJKO A., RETIEF S. J. P., GRAHAM G.**, 2003: “Seismic Hazard and Risk Assessment for Tulbagh, South Africa : Part II – Assessment of Seismic Hazard Risk”. *Natural Hazards* 30 : P25–41.

**KIJKO A.**, 2004: “Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude,  $m_{max}$ ” *Pure appl. geophys.* 161, P1–27.

**LAOUAMIA N., SLIMANI A., BOUHADADA Y., CHATELAINA J.L., NOUR A.**, 2006: “Evidence for fault-related directionality and localized site effects from strong motion

recordings of the 2003 Boumerdes (Algeria) earthquake : Consequences on damage distribution and the Algerian seismic code” *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 26 P991–1003.

**MEGHRAOUI, M.**, 1988 : Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique; PhD dissertation, Orsay University – Paris XI, .356 p.

**NOCQUET, J. M. et CALAIS, E.**, 2004: Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe, *Pure & Appl. Geophys.* 161, 661–681, 0033 – 4553/04/030661 –21 Doi 10.1007/s00024-003-2468-z.

**RAOULT J F.**, 1969: Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XI, pp 516-543, 2 fig.

**RAOULT J F.**, 1974 : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., t. LIII, n°121, 164 p., 62 fig., 11 pl.h.t.

**RAOULT J F.**, et **VELDE D.**, 1971 : Découvertes de trachytes pôtassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud de Kef Hahouner. Nord du Constantinois *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, nouvelle série, N°39, pp171-186, Alger.

**SERPELLONI, E., VANNUCCI, G., PONDRELLI, S., ARGNANI, A., CASULA, G., ANZIDEI, M., BALDI P., et GASPERINI P.**, 2007: Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180-1200.

**VILA J M.**, 1977: Carte de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.

**VILA J M.**, 1980: *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.

**WILDI W.**, 1983: *La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène*. *Rev. Géol. Dyn. géog. Phys.*, (24), 3, pp 201-297.

**YELLES-CHAUCHE A., BOUDIAF A., DJELLIT H., BRACENE R.**, 2006 : La tectonique active de la région nord-algérienne. *C. R. Geoscience* 338 P126–139.

## *Bibliographie*

---

## *Liste des Figures*

<b>Fig I.01:</b> Localisation de la région d'étude .....	<b>3</b>
<b>Fig I.02:</b> Les principaux cours d'eaux du secteur d'étude.....	<b>4</b>
<b>Fig I.03:</b> les grands domaines d'origine alpine en méditerranée occidentale (M. Durand Delga 1969).....	<b>5</b>
<b>Fig I.04:</b> Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord orientale.....	<b>9</b>
<b>Fig II.1:</b> Carte hypsométrique du secteur étudié .....	<b>24</b>
<b>Fig II.2:</b> Carte Toponymique du secteur étudié.....	<b>25</b>
<b>Fig II.3:</b> Carte hypsométrique de la partie nord de la region d'étude .....	<b>29</b>
<b>Fig II.4:</b> Carte hypsométrique de la région de Mila-Constantine-Ain Mlila.....	<b>32</b>
<b>Fig II.5:</b> Carte hypsométrique de la région de la partie centrale de la région d'étude. ....	<b>35</b>
<b>Fig II.6:</b> Image spatiale du massif de l'Oum Settas (Landsat). ....	<b>36</b>
<b>Fig II.7:</b> L'ensemble Aougab-Zouaoui .....	<b>37</b>
<b>Fig II.8:</b> L'escarpement de faille de Dj.Feltene. ....	<b>39</b>
<b>Fig II.9:</b> Réseau hydrographique et profile topographique des principaux vallées de la région d'étude. ....	<b>45</b>
<b>Fig III.1:</b> Vitesses de convergence à la limite des plaques Afrique et Eurasie en Méditerranée Occidentale et Atlantique central d'après le modèle Nuvel-1 (Argus et Gordon 1991) (in Belabbes S, 2008).....	<b>49</b>
<b>Fig III.2:</b> Principaux régimes tectoniques et cinématique à limite de plaque Afrique-Eurasie avec les déformations correspondantes en mm/an (Serpelloni et al, 2007) .....	<b>50</b>
<b>Fig III.3:</b> Carte morpho tectonique du nord de l'Algérie (Meghraoui, 1988). Mécanismes au foyer des principaux séismes depuis 1980. (a) Mécanisme au foyer du séisme d'El Asnam, 1954 (Espinoza et Lopez-Arroyo, 1984), in S Belabbès, 2008.....	<b>52</b>
<b>Fig III.4:</b> Sismicité de nord Algérien et les mécanismes focaux des principaux séismes. Etabli par F Bouedja selon catalogue Boughacha 2004. ....	<b>56</b>
<b>Fig III.5:</b> Sismicité historique ,1758-1989, de la région de Constantine. ....	<b>59</b>
<b>Fig IV.1:</b> Carte Toponymique de la région d'étude.....	<b>72</b>
<b>Fig IV.2:</b> Sismicité de la région de Constantine de 1900-2002. ....	<b>73</b>
<b>Fig IV.3:</b> Carte structurale de J.M.Vila 1978. ....	<b>74</b>

<b>Fig IV.4:</b> Carte structurale de J.M.Vila 1978, projeté sur un MNT de la région d'étude. ....	<b>74</b>
<b>Fig IV.5:</b> Essai de groupage des épicentres en petits groupes.....	<b>75</b>
<b>Fig IV.6:</b> histogramme de sismicité de la période 1900-2002, pour la région de Constantine .....	<b>79</b>
<b>Fig IV.7:</b> Sismicité de la région de Constantine 1900-1907.....	<b>80</b>
<b>Fig IV.8:</b> Sismicité de la région de Constantine 1900-1924.....	<b>80</b>
<b>Fig IV.9:</b> Sismicité de la région de Constantine 1925. ....	<b>81</b>
<b>Fig IV.10:</b> Sismicité de la région de Constantine 1909-1946.....	<b>82</b>
<b>Fig IV.11:</b> Sismicité de la région de Constantine 1947-1950.....	<b>83</b>
<b>Fig IV.12:</b> Sismicité de la région de Constantine 1951-1960.....	<b>83</b>
<b>Fig IV.13:</b> Sismicité de la région de Constantine 1961-1984.....	<b>84</b>
<b>Fig IV.14:</b> Sismicité de la région de Constantine 1985-1999.....	<b>85</b>
<b>Fig IV.15:</b> Sismicité de la région de Constantine 2000-2002.....	<b>85</b>
<b>Fig IV.16:</b> micoséismicité de la région de Constantine de 2003-2009, projeté sur la carte structurale de J.M.Vila 1978. ....	<b>87</b>
<b>Fig IV.17:</b> (a) micoséismicité de la région de Constantine de 2003-2009, $M_s < 3$ . (b) micoséismicité de la région de Constantine de 2003-2009, $M_s > 3$ .....	<b>88</b>
<b>Fig IV.18:</b> subdivision du secteur d'étude selon la répartition spatiale et la concentration des épicentres .....	<b>89</b>
<b>Fig IV.19:</b> Histogramme de micoséismicité de la période 1900-2002, pour la région de Constantine.....	<b>94</b>
<b>Fig IV.20:</b> (a) sismicité du secteur étudié de 2003. (b) sismicité du secteur étudié de 2004. .	<b>95</b>
<b>Fig IV.21:</b> Sismicité du secteur étudié de 2005.....	<b>96</b>
<b>Fig IV.22:</b> Sismicité du secteur étudié de 2006.....	<b>97</b>
<b>Fig IV.23:</b> Sismicité du secteur étudié de 2007.....	<b>97</b>
<b>Fig IV.24:</b> Sismicité du secteur étudié de 2009.....	<b>98</b>
<b>Fig V.1:</b> Détermination de $M_c$ pour la période 1981-2008 .....	<b>109</b>

<b>Fig V.2:</b> Une illustration des données, qui peuvent être employées pour obtenir des paramètres de sismicité par la méthode de K-S, 1989. ....	<b>111</b>
<b>Fig V.3:</b> Représentation graphique de la loi d'atténuation empirique proposée par Laouami (1998), N .Laouami (2003). ....	<b>115</b>
<b>Fig V.4:</b> Comparaison entre les différents lois utilisées pour l'Algérie (N.Laouami et al, 2006) .....	<b>116</b>
<b>Fig V.5:</b> Distribution de la sismicité de la région d'étude pour la période (1900-2002) projeté sur la carte structurale de J.M.Vila 1978.....	<b>118</b>
<b>Fig V.6:</b> Profondeur des séismes dans l'est Algérien .....	<b>120</b>
<b>Fig V.7:</b> Décroissance du taux annuel de sismicité en fonction de la magnitude .....	<b>121</b>
<b>Fig V.8:</b> Probabilité de dépassement des accélérations pour $M_{max}=6.65\pm 0.48$ . ....	<b>123</b>
<b>Fig V.9:</b> Taux annuel de dépassement de PGA (Fréquence annuel de dépassement).....	<b>124</b>
<b>Fig V.10:</b> Probabilité de dépassement de magnitude pour une période T .....	<b>125</b>
<b>Fig V.11:</b> Temps moyen de retour des magnitudes pour $M_{max}=6.65\pm 0.48$ . ....	<b>126</b>



### ***Liste des tableaux***

<b>Tableau III.1</b> : Les principaux importants séismes touchés l'Algérie de 1365-2009, avec les nombres de victimes.....	<b>53</b>
<b>Tableau III.2</b> : Evénements sismique importants pour la période post 1900-2002.....	<b>62</b>
<b>Tableau III.3</b> : Principales caractéristiques du séisme de 1908.....	<b>63</b>
<b>Tableau III.4</b> : Principales caractéristiques du séisme de 1947.....	<b>64</b>
<b>Tableau III.5</b> : Principales caractéristiques du séisme de 1985. ....	<b>65</b>
<b>Tableau IV.1</b> : Résultats de l'analyse spatiale de la sismicité pour la période 1900-2002.....	<b>78</b>
<b>Tableau V.1</b> : Fenêtres spatiaux temporelles pour les répliques (Gradner J K, and Knopoff L, 1974) .....	<b>108</b>
<b>Tableau V.2</b> : Résultats de l'analyse du catalogue (1758-2008) .....	<b>120</b>
<b>Tableau V.3</b> : Les valeurs de l'accélération maximal pour différents distance hypocentrale à la ville de Constantine .....	<b>122</b>
<b>Tableau V.4</b> : Les infrastructures économiques, administratives et sociales de la wilaya de Constantine et de Mila.....	<b>130</b>
<b>Tableau V.5</b> : Les principaux barrages dans la région d'étude.....	<b>131</b>

الشمال الجزائري عرضة باستمرار للهزات الأرضية التي أحيانا تكون قوية. مع أن هذه الأخيرة متوقعة في الهذب التالي، إلا أنها يمكن أن تظهر في سهول سفوح الجبال أو في الأحواض القارية.

تحليل آلية عمل هذه الظواهر الطبيعية، يتطلب تعيين رسومها في الطبيعة، أي الفوالق الجيولوجية، التي تكبح تحت تأثير الإجهادات حتى تصل إلى عتبة التصدع لتولد هزات أرضية؛ لكي يتم ربطها ببنيات جيولوجية ثابتة و استخراج المعلومات المتطلبية لتسيير الترقب والاحتياط للزلازل بصفة عامة.

لكن هذا النوع من التحليل يصدم بصعوبات مختلفة لا سيما ضعف وعدم دقة الأساس الجيوخراطي(الحدود الجيولوجية، تعيين عمر التشكيلات الجيولوجية...)، غالبية الخصائص الثيريجانية و تلف الآثار المورفولوجية للتشوهات نفس الحالة بالنسبة للمنطقة المحيطة بقسنطينة.

الأسلوب المتبع هنا متعدد الاختصاصات و علي عدة مستويات في آن واحد. يرتكز هذا الأسلوب علي الخصوصيات و التشوهات المورفولوجية و الجيولوجية لهذه المنطقة لتحديد التشوهات الحديثة و الحالية وهذا بالإعتماد علي معايير التكتونية النشطة.

محتوي هذه المذكرة حول أربع محاور أساسية:

- ✓ تحديد العبارات الطبوغرافية للتشوهات.
- ✓ تحليل الزلزالية التاريخية للمنطقة.
- ✓ العلاقة بين النييتكتونية، التشوه والزلزالية.

و في النهاية الدراسة تعني ببعض آثار التكتونية الحديثة كالتقبات القوية، تقسيمات التضاريس، شق الوديان و الغور.

North-Eastern Algeria is periodically subjected to earthquakes. No matter what often localized in the fringe tellienne, they can nevertheless appear in the atlasic piedmonts and continental basins.

To decipher the mechanisms of operation of these natural phenomena, amounts identifying their traceability, i.e. the geological faults, which under pressures are blocked until the threshold of rupture and give earthquakes; in order to correlate them with the other geological structures in place and to learn from them the lessons necessary for management and the forecast from the seism in a general way.

But this type of analysis encounters various difficulties in particular the weakness and the geo-cartographic inaccuracy of the bottom existing (limiting geological, datings....), prevalence of the terrigenous facies and the degradation of the morphological expressions of the deformations. The case of the Western part of Constantine is revealing.

The reflection initiated here is at the same time multi-field and multi-scalars. She is based on the characteristics and the anomalies as well morphological as geological of this area to identify recent and current deformations and this, thanks to criteria of active tectonics.

All the corpus of this thesis will be articulated in fact around four essential axes:

- Identification of the topographic expressions of the deformations.
- Analyzes historical seismicity of the area.
- The neotectonic relation, deformation and seismicity.

Lastly, the analysis will also relate to certain impacts of neotectonic such as the strong uplifts, the dismemberment of the relief, the incision of the valleys and subsidence.