

Mag. Bio - 134/02

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE ABOUBEKR BELKAID, TLEMCEN

ST/02

FACULTE DES SCIENCES
Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Pour l'obtention du Diplôme de Magister en Géologie
Option : Dynamique des corps sédimentaires
et valorisation des ressources minérales

Thème

CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE APPLICATION A LA COMMUNE DE BENSEKRANE (W. TLEMCEN)

Présenté par

Abderrahim LASSOUANI

En Juin 2007 devant le jury composé de :

BOUANANI A.
ALLAL M.A.
BELHAI D.
ABOUBEKR N.
DJELLIT H.

Maître de Conférences
Maître de Conférences
Professeur
Maître de Conférences
Directeur de Recherches au C.R.A.A.G.

Président
Encadreur
Examineur
Examineur
Examineur

UNIVERSITE ABOUBEKR BELKAID, TLEMCEN

MEMOIRE

**Pour l'obtention du Diplôme de Magister en Géologie
Option : Dynamique des corps sédimentaires
et valorisation des ressources minérales**

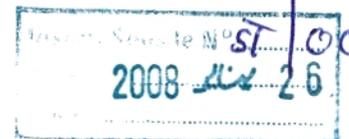
Thème

**CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE
APPLICATION A LA COMMUNE DE BENSEKRANE
(W. TLEMCEN)**

Présenté par

Abderrahim LASSOUANI

**Département des Sciences de la Terre
FACULTE DES SCIENCES**



Dédicaces

*Je dédie ce modeste travail à
Mon père & Ma mère,
Mon épouse,
Mes frères,
Ma sœur & ses trois enfants,
surtout Seddik*

A. LASSOUANI

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer mes plus vifs et sincères remerciements à toute personne ayant aidé ou contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

Ma gratitude va à chacun des membres du jury, à savoir :

Monsieur BOUANANI Abderrazak qui a accepté de présider le jury.

Messieurs BENSALAH Mustapha et ALLAL Mohamed Amine d'avoir accepté de m'encadrer et par conséquent, m'aider et m'orienter pour mener à bien la réalisation de ce mémoire.

Messieurs BELHAI Djelloul, DJELLIT Hamou et ABOUBEKR Nabil qui ont accepté d'examiner mon travail.

Je ne peux oublier de citer, l'aide et l'assistance qui m'a été donnée par tout le personnel du Centre d'Etudes et de Réalisations en Urbanisme (URBAT – Tlemcen) surtout, Messieurs LARABI Ahmed, BEN HAMADI Houcine et BEN TOUMI Mohamed.

Mes gratitudes vont aussi, à tout le personnel du Laboratoire des Travaux Publics de l'Ouest (LTPO – Unité de Tlemcen) en particulier, Messieurs BELARBI et BELHADJI Mohamed.

J'adresse mes remerciements les plus dévoués à mes chers amis, Mokhtar SEKKAL pour son soutien moral et sa proximité ainsi qu'à, Mohamed Zidour qui m'a toujours aidé et soutenu. Aussi, je tiens à présenter un grand hommage à, Messieurs IVAN Žižić et au défunt GNATOVIĆ Miomir.

Un grand merci est adressé à mes amis, Labdeli BENZAZZA, Ilies MEZIANE, Mijo RIMAĆ et Ramzi.

Enfin, je remercie chaleureusement tous mes amis de ma promotion à qui, je souhaite la réussite et la bonne continuation.

A. LASSOUANI

TABLES DES MATIERES

	Pages
Dédicaces	01
Remerciements	02
Table des matières	03
Table des figures et tableaux	06
Introduction	08

Chapitre I INTRODUCTION A LA SISMOLOGIE

1. Introduction	10
2. Caractérisation de l'aléa sismique	11
2-1. l'origine des séismes	12
2-1-1. L'enregistrement des séismes	13
2-1-2. Les ondes sismiques	13
2-2. La déformation des roches	16
2-2-1. Déformation plastique	19
2-2-2. Déformation cassante	20
2-3. La quantification des séismes	22
2-3-1. L'intensité macrosismique	23
2-3-2. relation entre intensité et magnitude	24
2-3-3. La localisation des séismes	24
2-4. caractérisation d'une source sismique	25
2-4-1. Définition de la source	25
2-4-2. Géométrie de la source	26
2-4-3. Magnitude du séisme maximum	27
2-4-4. La récurrence sismique	27
2-4-5. Méthodes d'estimation des magnitudes maximales associées aux failles actives	28
2-5. Les effets de site	29
2-5-1. Les glissements de terrain	30
2-5-2. Les éboulements et les chutes de blocs	32
2-5-3. La liquéfaction des sols	33
2-5-4. Les tsunamis	34
2-5-5. Les avalanches	35

Chapitre II CARACTERISATION ET CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE

1. Introduction	36
2. Evaluation de l'aléa sismique	38
2-1. Les différentes étapes d'évaluation de l'aléa sismique	38
2-2. Qu'est-ce que le risque sismique ?	39
2-3. Comment évaluer un risque sismique ?	39
2-4. Principes pour évaluer l'aléa sismique régional	41
2-4-1. La démarche déterministe	41
2-4-2. La démarche probabiliste	41
2-5. Approches pour représenter l'aléa sismique	42
3. Cartographie de l'aléa sismique	45
3-1. Le microzonage sismique, une cartographie adaptée aux besoins spécifiques de la prévention	45
3-1-1. Cartographie des glissements de terrain	47
3-1-2. Cartographie des chutes de blocs et des éboulements	49
3-1-3. Cartographie de la liquéfaction des sols	51
4. Recommandations	52

Chapitre III
GEOLOGIE ET ASPECTS SISMOTECTONIQUES DE LA REGION D'ETUDE

1. Introduction	53
2. Analyse du contexte sismotectonique régional	54
2-1. Tectonique de la région Ibéro-maghrbine	54
2-2. Tectonique post-nappes ou néotectonique régionale	56
2-2-1. En Méditerranée	56
2-2-2. Au Maghreb	58
2-3. Sismicité actuelle de la région Ibéro-maghrbine	60
2-3-1. La sismicité historique	62
2-3-2. La sismicité de la région d'étude	62
3. Analyse tectonique, stratigraphie et volcanisme de l'Oranie nord occidentale	63
3-1. Tectonique post-nappes	64
3-1-1. Tectonique en compression	65
3-1-2. Tectonique en distension et en coulissement	65
3-2. La stratigraphie du Miocène synchro-nappes – zone d'étude	65
3-3. La stratigraphie du Miocène supérieur et du Quaternaire	67
3-3-1. Miocène du bassin oriental	67
3-3-2. Miocène du bassin occidental	68
3-3-3. Le Plio-quaternaire : dépôts marins	69
3-3-4. Le Pliocène : dépôts continentaux	69
3-3-5. Le Pléistocène : dépôts continentaux	70
3-3-6. Le Pléistocène moyen : terrasses alluviales	70
3-3-7. Le Pléistocène supérieur : terrasses alluviales	71
3-3-8. L'Holocène : alluvions actuelles	71
3-4. Le volcanisme Plio-quaternaire	71
3-4-1. Le volcanisme alcalin de la moyenne Tafna, calco-alcalin de M'sirda-Sahel	71
3-4-2. Le volcanisme alcalin d'Aïn-Temouchent et de Souahlia	72
3-4-3. Age de l'essentiel de l'activité volcanique	72
3-4-4. Age du volcanisme d'Aïn-Temouchent, Fillaoussene et Souahlia	72

Chapitre IV
LA CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE A BENSEKRANE

1. Introduction	73
2. La sismicité de l'Algérie	73
2-1. Les failles actives	75
2-2. Les autres régions sismoactives	76
3. Localisation et différents aspects de Bensekrane	77
3-1. Cadre géographique	77
3-2. Etude du milieu naturel	78
3-2-1. Etude du milieu physique	78
3-2-2. Climat	78
3-3. Hydrogéologie	78
3-4. Cadre morpho-tectonique	78
3-5. Géologie local	80
3-5-1. Chef-lieu de la commune de Bensekrane	81
3-5-2. Localité de Sidi Abderrahmane (Guetna)	81
3-5-3. Localité de R'kham	81
3-5-4. Localité de Takbalet	82
4. Caractéristiques géotechniques	82
4-1. Les marnes argileuses	82
4-2. Les grès	82
5. Cartographie	84
5-1. Orthophotoplan	84
5-2. Modèle numérique de terrain	84
5-3. Carte des pentes	88

5-4. Carte d'aléa des mouvements de pente	89
5-4-1. Cadre général	89
5-4-2. Etablissement des cartes d'aléa	89
5-5. Carte d'aléa sismique	94
6. Autres aléas	96
6-1. La liquéfaction des sols	96
6-2. La compressibilité	96
6-3. Le gonflement	96
6-4. L'inondation	96
6-5. L'érosion	97
7. Conclusion	97
Conclusion	99
Bibliographie	100
Annexes	102
Résumé	

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

1. Liste des figures

	Pages
Fig. I.1 : Les différentes plaques tectoniques de notre planète (Internet: cgs.dz, 2004)	10
Fig. I.2: Exemple de sismogramme (Internet: prim.net, 2005)	13
Fig. I.3: Enregistrement des ondes avec intervalle de temps (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)	14
Fig. I.4: Quatre schémas illustrant le mouvement du sol lors du passage des différentes ondes sismiques (Internet: east.u-strasbg.fr, 2005)	15
Fig. I.5: Schéma montrant la relation générale entre contrainte et déformation (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005).	16
Fig. I.6: Schéma illustrant le comportement de la déformation en fonction de: température et pression du milieu (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005).	17
Fig. I.7: Différents types de plis sous l'effet de contraintes de compression (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)	19
Fig. I.8: Différents types de failles sous différents régimes de contraintes (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)	20
Fig. I.9: Exemple de faille en surface. Faille de Spitack, Arménie (Internet: brgm.fr, 2005).	21
Fig. I.10: Origine et paramètres définissant un séisme (Internet: cgs.dz, 2004)	24
Fig. I.11: Bloc-diagramme illustrant les effets de site provoqués par le passage des ondes sismiques dans le sous-sol (Internet: GEO-TER.fr, 2005).	30
Fig. I.12: Glissement plan, Isère; France (Internet: irma.fr, 2005)	32
Fig. I.13: Eboulement de blocs à l'entrée du village de Laffrey, Isère; France (Internet:irma.fr, 2005)	33
Fig. I.14: Liquéfaction d'un sol (Internet: usgs.gov, 2005)	34
Fig. I.15: Le phénomène Tsunami (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)	34
Fig. II.1: Les différents types de sismicité (Internet: east.u-strasbg.fr, 2005)	40
Fig. II.2: Carte d'iso accélération maximale horizontale (PGA) en m/s^2 de la région ibéro maghrébine, pour une probabilité de dépassement ou d'occurrence de 10% en 50 ans (Internet: usgs.gov, 2005)	43
Fig. II.3: Organigramme d'étude de microzonage (P.Y. Bard et al. 1987 ; M.A. Allal et Mellouka 2004)	44
Fig. I.4: Différentes situations impliquant modification des caractéristiques du mouvement vibratoire du sol (Internet: brgm.fr, 2005).	46
Fig. II.5 : Schéma illustrant la complexité source, trajet et site du mouvement sismique (Internet: cea-dam.fr, 2004)	47
Fig. III.1: L'orogénèse alpine de la Méditerranée occidentale (M.Durand Delga, 1969)	55
Fig. III.2: Coupe synthétique et interprétative transverse de la partie centrale de l'orogène nord maghrébin (d'après Durand Delga et al. 1969 ; modifié par Aïte, 1994)	56
Fig. III.3: Le Plio-quaternaire dans la région de l'arc de Gibraltar (Philip, 1987)	58
Fig. III.4: Tectonique plio-quaternaire de la région méditerranéenne (D'après, Philip, 1987 & Boudiaf, 1996)	60
Fig. III.5: Sismicité de la région Ibéro-maghrébine (D'après les données NEIC 1928 à 2003).	60
Fig. III.6 : Principaux mécanismes au foyer de la région maghrébine (D'après, CRAAG, CSEM, NEIC)	61
Fig. III.7: Réplique du séisme du 22 Décembre 1999 et séismes historiques régionaux (Boudiaf et al, 2003)	63
Fig. III.8: Contexte morpho-tectonique de l'extrême Nord-Ouest algérien (Boudiaf et al. 2003)	64
Fig. III.9: Principales formations géologiques et tectonique de la zone d'étude (Guardia, 1975)	66
Fig. IV.1: Les vitesses annuelles de rapprochement entre les plaques africaine et eurasiennne obtenu à partir du Model Global "Nuvel 1"(Argus et al. 1991)	74
Fig. IV.2 : Distribution des plis-failles visibles dans les bassins plio-quaternaires de l'atlas tellien (Meghraoui, 1988)	74
Fig. IV.3 : Plan de situation de la commune de Bensekrane (ANAT, 2005)	77
Fig. IV.4: Contexte morpho-tectonique régional (Boudiaf et al, 2003)	79
Fig. IV.5: Classification sismique des wilayas d'Algérie (CGS, 2003)	80

Fig. IV.6 : Carte géologique de la zone d'étude (ONG, 1990)	80
Fig. IV.7: Coupe géologique schématique des sols de Bensekrane (Allal, 2004)	81
Fig. IV.8: Carte géotechnique de la commune de Bensekrane (Benzenine, 2005)	83
Fig. IV.9: Orthophotoplan de la commune de Bensekrane et ses environs (INC, 1998)	85
Fig. IV.10: Modèle Numérique de Terrain 3D et photos de différentes localités de la commune de Bensekrane	86
Fig. IV.11: Modèle numérique de terrain 2D de la commune de Bensekrane et ses environs	87
Fig. IV.12: Carte des pentes de la commune de Bensekrane et ses environs	88
Fig. IV.13 : Mouvements de pente (commune de Bensekrane)	90
Fig. IV.14: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – méthode de Farès arithmétique (Allal et al, 2005)	91
Fig. IV.15: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – méthode de farès probabiliste (Allal et al, 2005)	92
Fig. IV.16: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – Méthode proposée arithmétique (Allal et al, 2005)	93
Fig. IV.17: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – méthode proposée probabiliste (Allal et al, 2005)	94
Fig. IV.18: Carte d'iso accélération maximale horizontale (PGA) en m/s^2 de la commune de Bensekrane, pour une probabilité de dépassement ou d'occurrence de 10% en 50 ans	95

2. Liste des tableaux

Tableau II.1: Principes de cartographie des effets de sites géologiques et topographiques (Internet: brgm.fr, 2005)	46
Tableau II.2: Principes de cartographie des glissements de terrains (Internet: brgm.fr, 2005)	49
Tableau II.3: Principes de cartographie des chutes de blocs et éboulements (Internet: brgm.fr, 2005)	50
Tableau II.4: Principes de cartographie de liquéfaction des sols (Internet: brgm.fr, 2005)	52
Tableau III.1: Historique des principaux événements sismiques de la région d'Aïn Temouchent (Boudiaf et al. 2003)	63
Tableau IV.1: Caractéristiques des principales failles et plis associés en Algérie du Nord (K. Baddari et M. Djeddi, 2002)	75
Tableau IV.2: Résultats des différents essais physiques et mécaniques effectués sur les échantillons de marne-argileuse de Bensekrane (Allal, 2004)	82
Tableau IV.3: Résultats des essais physiques effectués sur les échantillons de grès de Bensekrane (Allal, 2004)	83

INTRODUCTION

« L'histoire géologique est le cadre où s'inscrit l'histoire des hommes. Elle en explique bien des aspects, elle permet d'en redimensionner bien des données. Elle souligne l'absence de toute éternité et le caractère illusoire de toute véritable pérennité ».
(G. Busson, Heurs et malheurs de l'histoire naturelle en France, Laboratoire de Géologie du Muséum de Paris, 1973)

Notre vieille planète terre est un grand théâtre où s'exprimèrent depuis l'aube des temps géologiques des phénomènes naturels grandioses tels que les volcans, les séismes, les inondations, l'érosion avec toutes ses formes et les ouragans, ainsi que, d'autres phénomènes qui sont l'écho de ces derniers tels que les mouvements de terrain, les tsunamis et tant d'autres ruptures dans la nature qui laissent souvent des stigmates indélébiles.

Les catastrophes naturelles peuvent, par leur puissance, rompre le rythme d'une évolution et leur impact est brutal, ponctuel ou régional. Le tremblement de terre ou séisme est un mouvement brusque de la surface terrestre, provoqué par la libération d'une grande quantité d'énergie accumulée depuis des années, des dizaines voire des centaines d'années dans une région sismoactive.

Cette énergie se propage sous forme d'ondes sismiques génératrices d'une série de mouvements vibratoire de la surface de la terre. Un séisme est caractérisé par la soudaineté, la courte durée et les effets destructeurs. C'est à cause des catastrophes que les séismes peuvent engendrer, qu'ils furent mentionnés dès la plus haute antiquité.

Les orientaux faisaient référence au diable qui, remuant la terre par ses entrailles serait à l'origine du séisme. Les grecs avaient pensé à l'existence des vents telluriques, les séismes seraient alors représentés par des pluies et des tornades. Les japonais avaient évoqué le grand dragon souterrain qui serait à l'origine du phénomène.

Le savant musulman Ibn Sina semble avoir été le premier à donner une explication scientifique au phénomène sismique en écrivant vers l'an 1000 que la formation des montagnes peut s'expliquer par deux phénomènes :

- Elle est due à des plissements de la croûte terrestre, tel qu'en peut produire un violent séisme.
- Elle est due à l'action de l'eau qui s'est frayée de nouvelles voies en creusant les vallées.

Un autre savant Jallal el Din as Sayuti déclara vers 1505 dans son livre: 'Kashf al Salsala an Wasf al Zalzala' que le séisme était perçu non pas comme un phénomène de la terre figée mais, comme le résultat d'un paysage terrestre en mouvement continu qui évolue suivant un processus de déformation lent, mais perceptible.

La loi de Hooke a été découverte en 1660. John Michel était l'un des premiers à associer tremblement de terre et ondes élastiques vers 1760. Navé en 1821 a établi l'équation générale d'équilibre et de mouvement de la théorie d'élasticité.

Robert Mallet avait réalisé vers 1850 les premières mesures d'ondes élastiques se propageant dans le sol. Avant cela Cauchy en 1822 réalisa un succès important dans la théorie d'élasticité en développant la conception de six équations indépendantes décrivant les tensions et six autres équations décrivant les déformations. C'est en fait, Poisson qui a découvert les deux types d'ondes connues aujourd'hui sous le nom d'ondes longitudinales P et d'ondes transversales S.

Pourtant l'expérience prouve, aux Etats-Unies notamment, que des mesures minimales peuvent permettre de limiter les dégâts et d'empêcher l'effondrement d'édifices sur leurs occupants.

Soucieux de mettre en œuvre des mesures de prévention efficaces, les pouvoirs publics, ont chargé des organismes pour effectuer des recherches dans le domaine de l'évaluation de l'aléa sismique et ainsi établir une méthodologie afin de réaliser des cartes d'aléa sismicité.

Le risque est potentiel, il résulte de l'interaction entre un milieu physique et des sociétés humaines. Il n'est donc pas attribuable à la nature seule. Il est défini par la probabilité d'occurrence (apparition du phénomène) plus ses conséquences sur les biens, les activités productives et les vies humaines, pendant une période de temps donnée. Il est le produit de deux variables :

$$\text{RISQUE} = \text{ALEA} * \text{VULNERABILITE}$$

- L'aléa représente la menace d'origine naturelle, humaine ou mixte susceptible de toucher un espace défini par la nature ainsi que la valeur des éléments que cet espace comporte et qui sont exposés à l'aléa (par exemple, les hommes et les biens, les activités industrielles, le patrimoine). L'aléa se caractérise par sa nature (aléa climatique, sismique); par son intensité et sa probabilité d'occurrence.

- Les éléments exposés à un aléa présentent une vulnérabilité plus ou moins forte ou, en d'autres termes, une propension plus ou moins grande à favoriser l'endommagement. La vulnérabilité est la conséquence de multiples facteurs d'ordre naturel, technique, économique, et social. Suivant le poids de la vulnérabilité, les pertes infligées par un phénomène destructeur peuvent atteindre des niveaux très différents.

2. CARACTERISATION DE L'ALEA SISMIQUE

Notre planète vibre sous l'effet des tremblements de terre et la sismologie enseigne cette musique de la terre. C'est la sismologie qui a révélé la structure interne de la terre et qui, depuis moins d'une vingtaine d'années, produit des images du manteau, du noyau et de la graine, mais aussi des images des chaînes de montagnes, des volcans : des informations précieuses pour les autres disciplines qui tentent de comprendre la dynamique interne de notre planète.

En l'occurrence, la prédiction à court terme des tremblements de terre est actuellement impossible et justifie l'importance de la prévention afin d'en limiter les effets destructeurs.

Par conséquent, la sismologie, en tant que discipline des sciences de la terre, participe à l'effort général de la compréhension des phénomènes dynamiques qui agitent notre planète ; caractérisés par leur complexité et l'influence de plusieurs échelles de temps et d'espace.

Sa puissance réside dans sa capacité à fournir des informations directes sur l'état physique de la terre profonde. Mais elle ne fournit que des images de son état actuel, donc des instantanés, comparés aux échelles des temps géologiques.

La répartition des séismes à la surface de la terre n'est pas uniforme ; elle dessine le contour des plaques tectoniques et nous donne des informations précieuses sur l'enveloppe solide la plus externe de la planète : la lithosphère.

2-1. L'origine des séismes

La tectonique des plaques, dont le principe est connu depuis la seconde moitié du XX^e siècle, est à l'origine des chaînes de montagne et de phénomènes tels que les séismes et le volcanisme.

La lithosphère (croûte et manteau supérieur) est morcelée en plusieurs fragments, appelés plaques (**cf. fig. I.1**), qui constituent la surface terrestre. En raison des mouvements de convection au sein du manteau, ces plaques sont mobiles les unes par rapport aux autres, avec des vitesses de quelques centimètres par an.

Les mouvements des plaques peuvent être divergents (extension), convergents (compression) ou en coulissage (cisaillement). Environ 90% des séismes sont localisés au voisinage des limites de ces plaques.

Alors qu'en profondeur, les plaques se déplacent régulièrement de quelques millimètres à quelques centimètres par an, dans la partie supérieure de la croûte terrestre (30 premiers km), ce mouvement n'est pas continu. Les failles peuvent rester bloquées durant de longues périodes, tandis que le mouvement régulier des plaques (convergence ou divergence) se poursuit.

De ce fait, la région de la faille bloquée se déforme progressivement (déformation élastique lente) en accumulant de l'énergie, jusqu'à céder brutalement; c'est la rupture sismique, les contraintes tectoniques se relâchent, la faille est à nouveau bloquée, et le cycle sismique recommence.

En effet, un tremblement de terre est dû au mouvement relatif de deux blocs dont la surface de contact est appelée : plan de faille. Son étude consiste d'abord à le localiser, en latitude, longitude et profondeur. Ensuite, on le caractérise en déterminant les paramètres géométriques du plan de la faille (azimut et pendage), la direction du glissement dans ce plan et le moment sismique qui donne la magnitude du séisme.

Les efforts tectoniques peuvent occasionner des déplacements au niveau d'une faille (*foyer*). Cette libération brutale d'énergie occasionne une vibration du sol : le séisme. À la surface du sol, le point situé à la verticale du foyer est appelé : *épicentre*.

Le foyer peut être situé à faible profondeur (quelques kilomètres), on parle alors de *séisme superficiel*, ou à grande profondeur (plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres), on parle alors de *séisme profond*.

Le séisme est d'autant plus violent en surface que la quantité d'énergie emmagasinée au niveau de la faille avant le séisme est importante et que la faille est proche de la surface. En revanche, lorsque le foyer est profond, les ondes sismiques vont se répercuter largement vers la surface, mais elles seront peu à peu atténuées et dispersées dans l'épaisseur de l'écorce terrestre, et le séisme sera moins intense.

Les séismes peuvent être ressentis et destructeurs à plusieurs centaines de kilomètres de l'épicentre (Mexico, 1985).

Le foyer est le point de départ de la rupture des roches. **L'épicentre** est le point de la surface terrestre situé à la verticale du foyer. **La magnitude** mesure l'énergie libérée par le séisme au niveau du foyer. **L'intensité** mesure les conséquences du séisme en surface.

2-1-1. L'enregistrement des séismes

Le séisme se manifeste à la surface du sol par une série de vibrations. Elles peuvent être enregistrées au moyen d'un appareil appelé sismomètre. Celui-ci restitue une « image » du séisme en terme d'amplitude de la vibration : le sismogramme.

En effet, les sismographes mesurent la magnitude plutôt que l'intensité. Les deux méthodes évaluent la force du séisme, mais la mesure de la magnitude est plus complexe.

Fig. 1.2: Exemple de sismogramme
(Internet: prim.net, 2005)



Pour un même séisme, les différents sismographes obtenus, au niveau de toutes les stations sismologiques, permettent de localiser l'épicentre du séisme, par lecture des délais d'arrivée des ondes et méthode des cercles.

En l'occurrence, lors du déplacement de la roche le long d'une faille, l'énergie libérée va se propager dans toutes les directions autour du foyer, sous forme d'une vibration complexe composée de différents trains d'ondes.

L'arrivée de ces différents trains d'onde est décalée dans le temps en raison de vitesses de propagation différentes dans la roche. Pour un observateur éloigné de l'épicentre, le séisme est perçu comme une vibration dans toutes les dimensions, provenant de l'épicentre et déphasée dans le temps.

2-1-2. Les ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. L'onde peut traverser un milieu sans modifier durablement ce milieu. L'impulsion de départ va "pousser" des particules élémentaires, qui vont "pousser" d'autres particules et reprendre leur place et ainsi de suite.

La théorie de l'élasticité montre qu'à travers un milieu homogène peuvent se propager deux sortes d'ondes : des ondes correspondant à des vibrations longitudinales, qui sont les plus rapides, et des ondes transversales plus lentes. Ces deux sortes d'ondes correspondent aux deux premières sortes d'oscillations des sismogrammes. La troisième correspond à des ondes un peu plus lentes encore se propageant à la surface.

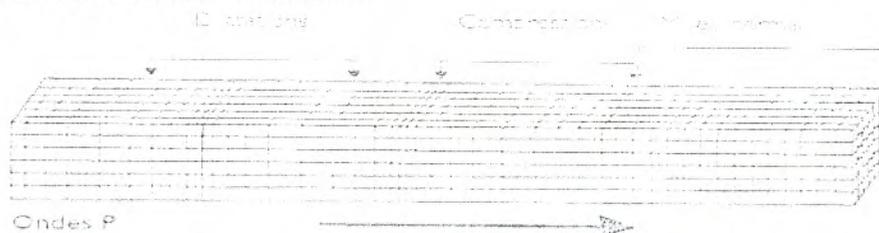
Les vitesses de propagation ont, dans la théorie de l'élasticité, des expressions où interviennent la densité et les propriétés mécaniques du milieu ; comme les scientifiques peuvent les déterminer expérimentalement, on a ainsi les renseignements sur les propriétés mécaniques du globe et leur variation avec la profondeur.

- **L'onde de Love** : le déplacement est essentiellement le même que celui des *ondes S* sans mouvement vertical. Les *ondes de Love* provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.

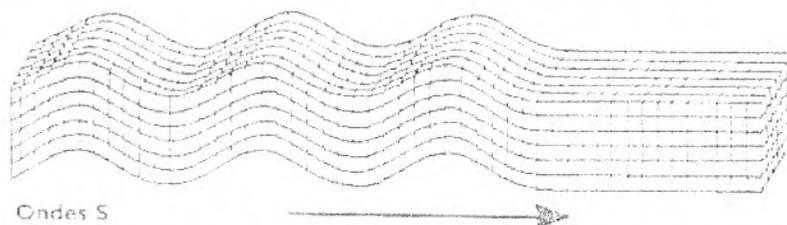
- **L'onde de Rayleigh** : le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, un mouvement à la fois horizontal et vertical, elliptique, en fait. Les *ondes de Love* se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les *ondes de Rayleigh*.

2-1-2-3. A quoi ressemble le mouvement du sol lors du passage de ces ondes ?

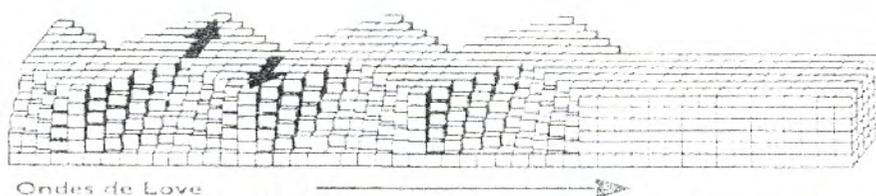
- **L'onde P** comprime et étire alternativement les roches. On l'enregistre bien sur la composante verticale du sismomètre.



- **L'onde S** se propage en cisillant les roches latéralement à angle droit par rapport à sa direction de propagation. On l'enregistre bien sur les composantes horizontales du sismomètre.



- **L'onde de Love L**: elle déplace le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à sa direction de propagation. On l'enregistre uniquement sur les composantes horizontales du sismomètre.



- **L'onde de Rayleigh R**: le déplacement des particules est à la fois horizontal et vertical. Cette onde est enregistrée sur les trois composantes du sismomètre. Les vibrations engendrées par cette onde durent plusieurs minutes.

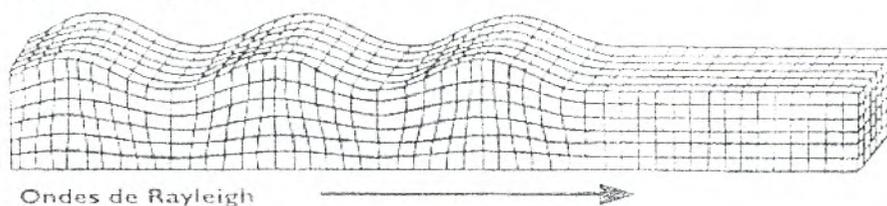


Fig. I.4: Quatre schémas illustrant le mouvement du sol lors du passage des différentes ondes sismiques (Internet: east.u-strasbg.fr, 2005)

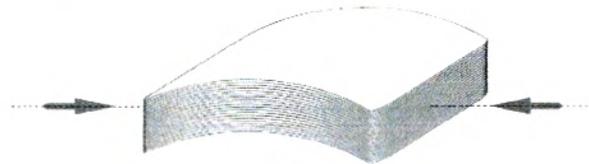
En ce qui concerne la déformation des roches, le facteur temps, qui se mesure ici en millions d'années, se doit d'être considéré. Il est difficile d'imaginer qu'on puisse plier des couches de grès par exemple, ... à moins qu'on y mette le temps géologique.

Un autre paramètre à ne pas négliger est la composition de la roche. Certaines roches sont cassantes de nature (comme les calcaires, les grès, les granites), d'autres plutôt plastiques (comme les roches argileuses).

Les roches sédimentaires sont à l'origine disposées en couches à peu près horizontales puisqu'elles proviennent de la transformation de sédiments qui se sont déposés à l'horizontale. Mais on les retrouve souvent inclinées, déformées, affectées par des plis et des failles, particulièrement dans les chaînes de montagnes.

Les contraintes responsables de la déformation des roches de la croûte terrestre ont des sources multiples. Les déformations résultent le plus souvent des mouvements des plaques lithosphériques qui se traduisent par des contraintes qui modifient la forme des roches, leur volume et, dans certains cas, leur composition chimique et minéralogique.

Il y a fondamentalement deux types de contraintes qui déforment les roches: les contraintes de compression et celles de tension. Dans la compression, les forces convergentes; elles peuvent être coaxiales ou non. La déformation d'un jeu de carte sous contraintes de compression illustre la différence. Dans le cas d'une contrainte de compression coaxiale, les cartes vont s'arquer, comme illustré ici:



Si les contraintes ne sont pas coaxiales, il va se développer du cisaillement; le jeu de carte se déforme par le glissement des cartes les unes sur les autres:



Dans la tension, les contraintes divergent et ont pour effet d'étirer le matériel.

2-2-1. Déformation plastique

Les schémas qui suivent illustrent la déformation des couches de roches sous des régimes de contraintes en compression et en tension. Prenons comme volume de départ, un empilement de couches de roches non déformées à l'horizontal.



Les plis constituent la manifestation d'un comportement plastique (ductile) des roches sous l'effet de contraintes de compression.

Déformation plastique - Régime compressif

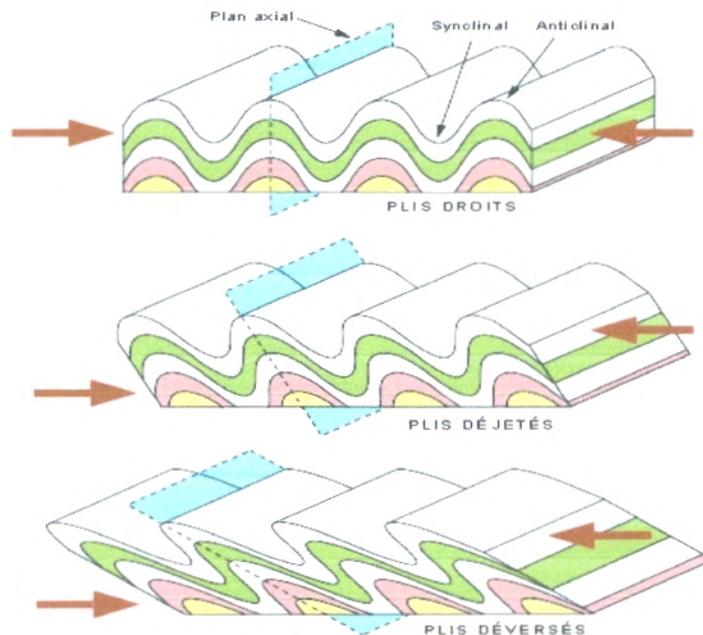


Fig. I.7: Différents types de plis sous l'effet de contraintes de compression
(Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)

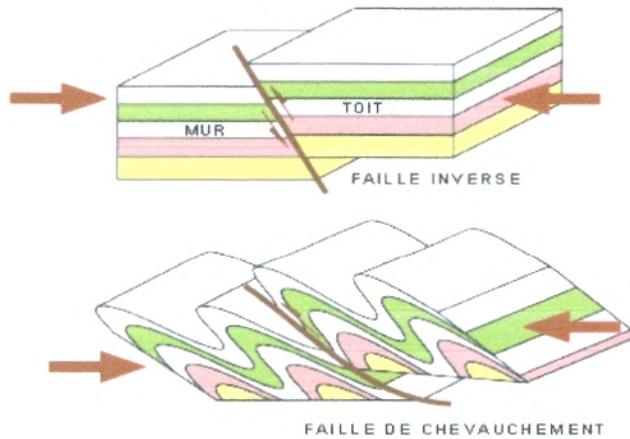
Pour décrire les plis, on utilise les termes d'anticlinal quand le pli se ferme vers le haut et de synclinal lorsqu'il se ferme vers le bas. Les plis sont dits droits lorsque le plan axial est vertical. A l'autre extrême, il y a les plis couchés, lorsque le plan axial est horizontal. Entre les deux, il y a les plis déjetés et les plis déversés (**fig. I.7**).

Les plis droits résultent de contraintes de compression coaxiales, les plis déjetés et déversés de contraintes qui ne sont pas coaxiales.

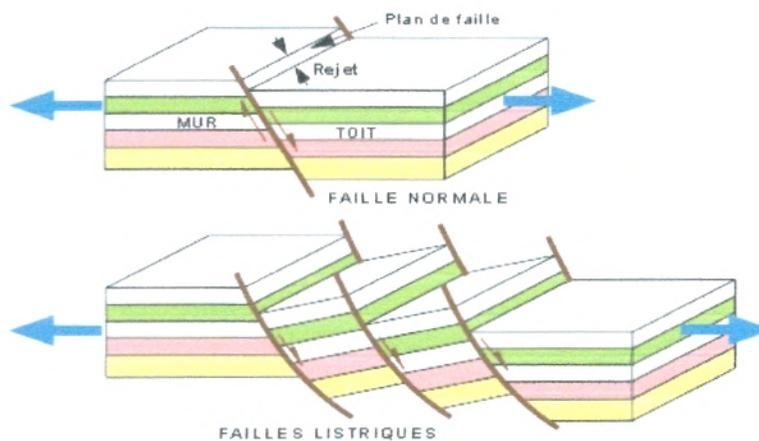
2-2-2. Déformation cassante

La déformation cassante se traduit par des plans de cassures, les failles.

Déformation cassante - Régime compressif



Déformation cassante - Régime extensif



Déformation cassante - Régime coulissant

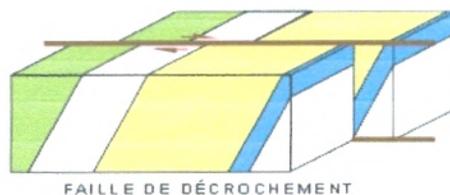


Fig. I.8: Différents types de failles sous différents régimes de contraintes
(Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)

Par convention, on nomme *toit* le compartiment qui se situe au-dessus du plan de faille, et *mur* celui qui est au-dessous. *Le rejet* est le déplacement net des deux compartiments. Les contraintes de compression produisent des failles inverses (plan de faille abrupte) ou de chevauchement (plan de faille près de l'horizontale). Dans ces deux cas, le toit monte par rapport au mur. Les contraintes de tension produisent des failles normales et listriques; le toit descend par rapport au mur (**fig. I.8**).

Les failles de décrochement (ou de coulissage) constituent un cas particulier; elles se produisent par le déplacement de deux compartiments l'un par rapport à l'autre dans un plan horizontal. On les retrouve en régimes compressifs ou extensifs.

Lorsque qu'une faille casse, la rupture peut se propager jusqu'à la surface du sol. L'apparition d'une faille en surface dépend de la profondeur du foyer (elle doit être faible), de l'amplitude du déplacement au foyer et de la dimension du plan de faille (**fig. I.9**).

Suivant l'importance des déplacements relatifs des deux compartiments de la faille, les bâtiments fondés sur ces structures peuvent être gravement affectés, voire totalement détruits.

Fig. I.9: Exemple de faille en surface. Faille de Spitack, Arménie (Internet: brgm.fr, 2005).



En l'occurrence, une *faille active* est définie comme une fracture plane ou légèrement gauche de l'écorce terrestre, le long de laquelle des déplacements tectoniques peuvent se produire. Lorsqu'une faille active, à l'origine d'un séisme, débouche en surface :

- elle peut induire des déplacements le long de la ligne de rupture (rupture des terrains à la surface du sol) ;

- elle peut générer également des mouvements vibratoires particuliers en source très proche, c'est-à-dire dans une zone de quelques centaines de mètres de part et d'autre de cette ligne de rupture; cet effet peut se traduire par des amplifications aussi bien dans le sens horizontal que vertical.

On considère qu'une faille est active si elle a subi des mouvements significatifs au cours du Quaternaire, c'est-à-dire globalement lors d'une période de moins de deux millions d'années.

La reconnaissance des failles susceptibles d'engendrer des séismes repose sur divers critères liés à la sismicité et aux déformations géologiques récentes observées. La plupart du temps, les données de la sismicité (relation indubitable entre les foyers des séismes et la structure tectonique considérée) sont insuffisantes pour certifier l'activité d'une faille.

Généralement, on doit aussi s'appuyer sur les preuves géologiques du rejeu récent de ces failles. Pour retrouver ces preuves de déformations tectoniques récentes, différentes méthodes de la néotectonique (tectoniques et microtectoniques, morphologiques, stratigraphiques, géophysiques, etc.) peuvent être utilisées.

La confrontation des données néotectoniques avec les données sismiques permet alors des interprétations sismotectoniques. L'identification des accidents potentiellement sismogènes repose d'abord sur une étude régionale de l'aléa sismique.

Les failles sont localisées sur des plans à petite échelle ($1/250.000$ à $1/1.000.000^{\text{ème}}$). Leur localisation à grande échelle ($1/25.000$ à $1/10.000^{\text{ème}}$) nécessite ensuite des investigations généralement très lourdes et pas toujours garanties de résultats (le tracé

pouvant, notamment, être masqué en surface par certaines formations géologiques ou des aménagements anthropiques).

Il est donc mal aisé de délimiter, avec précision et de manière systématique, la zone susceptible d'être affectée soit par une rupture de surface, soit par des effets en champ très proche d'une faille.

En conclusion, une application très importante de tout cela, c'est qu'en étudiant la géométrie des terrains déformés, le géologue est en mesure de définir la nature des contraintes qui ont produit une géométrie donnée et d'en déduire l'histoire de la dynamique d'une région.

2-3. La quantification des séismes

La magnitude d'un séisme (notée : **M**) est une valeur intrinsèque de celui-ci, représentant l'énergie libérée lors de la rupture. La magnitude est unique pour un séisme et indépendante du lieu d'observation et des témoignages de la population.

La notion de magnitude est introduite en 1935 par l'Américain Charles Francis Richter pour les séismes locaux californiens afin d'estimer l'énergie libérée au foyer d'un tremblement de terre et pouvoir ainsi comparer les séismes entre eux. On parle depuis de l'échelle de Richter qui comporte neuf degrés, à partir du degré six, les séismes sont dangereux.

Estimée par exploitation des sismogrammes, la magnitude est théoriquement illimitée. Ce n'est pas une échelle mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive. En réalité, sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Ce dernier, s'il est très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de -2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 1 mètre.

Sa valeur maximale est liée à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximale de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup. Le séisme de plus grande magnitude connu est celui du Chili, le 22 mai 1960, de magnitude 9,5 ; la zone de rupture de la faille a atteint plus de 1000 Km de long. C'est à cause de cette limite qu'on entend parfois parler des 9 degrés de l'échelle de Richter.

Les séismes de magnitude supérieure à 9 sont très rares et la magnitude 10 semble être une limite raisonnable compte tenu de la solidité des roches et de la fragmentation des failles.

La magnitude est une fonction logarithmique, c'est-à-dire que lorsque l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude change d'une unité. Ainsi, un séisme de magnitude 5 est dix fois plus violent que celui de magnitude 4 et cent fois plus fort qu'un séisme de magnitude 3.

Lors de la rupture qui se produit au foyer d'un tremblement de terre, la plus grande partie de l'énergie se dissipe sous forme de chaleur. Une partie seulement se propage au loin sous forme d'ondes élastiques. Le rapport entre l'énergie des ondes et l'énergie totale, appelé rendement sismique, est estimé entre 20 et 30 %.

La magnitude de Richter mesure l'énergie émise sous forme d'ondes élastiques. Un séisme de magnitude 5 correspond à peu près à l'énergie dégagée par la bombe nucléaire qui a détruit Hiroshima. La relation qui existe entre la magnitude et l'énergie sismique libérée

montre qu'un séisme de magnitude 7 libère à lui seul autant d'énergie qu'une trentaine de séismes de magnitude 6.

La magnitude est calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismomètre, soit à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Son calcul nécessite plusieurs corrections tenant compte du type de sismographe utilisé, de la distance entre le séisme et la station d'enregistrement, de la profondeur du séisme, de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement. Les corrections permettent de calculer partout dans le monde la même magnitude pour un même séisme. Il existe plusieurs échelles de magnitude :

- **Magnitude locale ML**

On l'utilise pour des séismes proches, dits séismes locaux. Elle est définie à partir de l'amplitude maximale des ondes P. Elle est toujours moyennée sur plusieurs stations en tenant compte des corrections locales.

- **Magnitude de durée MD**

On l'utilise également pour des séismes proches mais elle est définie à partir de la durée du signal.

- **Magnitude des ondes de surface MS**

Elle est utilisée pour les séismes lointains, dits télé-séismes dont la profondeur est inférieure à 80 Km. Elle se calcule à partir de l'amplitude des ondes de surface.

- **Magnitude des ondes de volume MB**

Cette magnitude est définie pour tous les télé-séismes et en particulier pour les séismes profonds, car ceux-ci génèrent difficilement des ondes de surface. Elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde P qui arrive au début du sismogramme.

- **Magnitude d'énergie ou Kanamori MW**

Elle est définie pour les très gros séismes. Elle est calculée à partir d'un modèle physique de source sismique.

En principe, un séisme se caractérise par une seule magnitude, mais en pratique on obtient des résultats légèrement différents suivant l'appareil utilisé et suivant le type d'ondes enregistrées. Les résultats diffèrent beaucoup plus pour les très gros séismes, en particulier ceux dont la magnitude est supérieure à 7, le calcul des magnitudes *MS* et *MW* est alors mieux adapté.

Remarques :

- Une magnitude ne peut pas être précise à plus de 0,25 degré près.
- Les médias annoncent généralement *MS* qui décrit mieux les gros séismes.

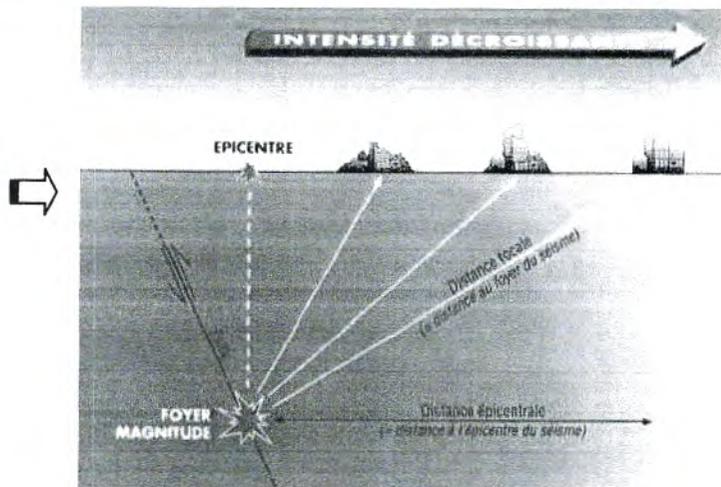
2-3-1. L'intensité macrosismique

L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par celui-ci, qu'ils soient seulement observés ou ressentis par l'homme (réveil, chute d'objets, fissures..) ou qu'ils aient causés des dégâts plus ou moins importants aux constructions. On parle alors d'effets macrosismiques.

Pour un même séisme, l'intensité macrosismique varie dans l'espace en fonction de la distance à l'épicentre et des phénomènes annexes, tels que l'amortissement ou l'amplification

des ondes sismiques (effets de site, cf. fig. I.11 et I.12). La zone d'intensité maximale est appelée : épicentre macrosismique et peut être différente de l'épicentre réel (fig. I.10). Pour un séisme donné, on fournit souvent uniquement l'intensité à l'épicentre, la plus forte généralement : c'est l'intensité épiscopentrale.

Fig. I.10: Origine et paramètres définissant un séisme (Internet: cgs.dz, 2004)



Plusieurs échelles d'intensité ont été définies. Les plus utilisées sont l'échelle de Mercalli qui date de 1902 et qui a été modifiée en 1956 et l'échelle MSK créée en 1964, du nom des trois sismologues européens : Medvedev, Sponheue et Karnik. Ces deux échelles comportent douze degrés notés généralement en chiffres romains de I à XII. Le nombre de victimes n'est jamais pris en compte dans ces évaluations car il dépend non seulement de l'intensité, mais du type local de construction, de la densité de population et de l'heure du séisme. Depuis peu, une nouvelle échelle a été adoptée par les pays européens : EMS 92 (European Macrosismic Scale 1992).

2-3-2. Relation entre intensité et magnitude

Il n'y a pas de relation directe entre l'intensité et la magnitude. Les deux grandeurs sont difficilement comparables. A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation.

La magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. L'intensité est liée au lieu d'observation. En effet, un séisme de forte magnitude avec un foyer profond et dans une région peu peuplée sera peu destructeur et donc sera qualifié de faible intensité. Au contraire, un séisme superficiel, même de magnitude moindre pourra être très destructeur et donc caractérisé par une grande intensité.

2-3-3. La localisation des séismes

Comme cela a été évoqué précédemment, l'activité sismique est principalement liée à la tectonique des plaques. Hors, il existe d'autres types de tremblements de terre causés par d'autres activités vitales de notre planète ainsi que, par des activités liés à l'homme. Ces séismes sont évoqués comme suit :

2-3-3-1. Les séismes inter-plaques

Dans la majorité des cas, les séismes se déclenchent en limite de plaques. C'est en effet au niveau de ces contacts que les contraintes occasionnées par la dérive des continents sont les plus fortes. Dans le monde, les zones les plus actives sont situées en Asie (Japon, Chine, Indonésie, Himalaya), au Proche-Orient (Turquie, Afghanistan), en Afrique du Nord (Algérie,

Maroc) et en Amérique (Chili, Mexique, États-Unis). Séismes et volcanisme sont souvent associés sur ces limites de plaques.

2-3-3-2. Les séismes intra-plaque

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes. Généralement moins violents que les précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre. Ce sont plus particulièrement ces séismes que l'on observe en France métropolitaine.

2-3-3-3. Les séismes liés à l'activité volcanique

Les éruptions volcaniques, autre phénomène associé à la tectonique des plaques, occasionnent une multitude de séismes et de micro-séismes. Ces derniers peuvent permettre de prédire l'imminence d'une éruption. Dans le cas d'une activité explosive (volcan de type péleén), la magnitude du séisme peut être significative.

2-3-3-4. Les séismes liés à l'activité humaine

Certaines activités humaines peuvent occasionner des séismes, généralement modérés. Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages ou de l'exploitation des gisements souterrains (gaz, minerais, etc.). Ainsi, l'exploitation des carrières même à ciel ouvert engendre des micro-séismes sous l'effet de l'utilisation des explosifs.

2-4. Caractérisation d'une source sismique

Dans le cadre des études de l'aléa sismique d'une région donnée, les sources sismiques ou sismogènes sont caractérisées par plusieurs paramètres dont les plus significatifs sont :

- la localisation de la source sismique (définit la distance entre la source et le site urbain);
- le rôle tectonique c'est à dire la définition de la source en terme de faille linéaire (normale, inverse ou décrochante) ou de zone source (surface plane non matérialisée par un linéament);
- la géométrie de la source (longueur, pendage, profondeur, direction);
- la magnitude maximale des séismes et la période de retour associée à chacune des sources en failles (sources linéaires) ou zones sources (surface plane). Ces paramètres sont traités en détail ci-dessous :

2-4-1. Définition de la source

Les éléments fondamentaux intervenant dans la définition des sources sismiques sont leur localisation, leur aptitude sismique et leur rôle tectonique. La compréhension de la tectonique régionale, de l'histoire du Quaternaire et de la sismicité d'une région conduit à la définition de provinces sismotectoniques, et à l'identification de failles sources de séismes. Ces deux éléments fournissent les bases de l'évaluation des sources sismiques.

Lorsque les données appropriées sont disponibles, modéliser les sources sismiques comme des failles est, d'un point de vue physique, l'approche la plus réaliste pour l'analyse de l'aléa sismique. Ce modèle est préférable à la modélisation de provinces sismotectoniques ou de zones sismiques définies principalement à partir de la sismicité historique.

Une modélisation par des failles permet l'association de la sismicité avec les failles connues et permet l'utilisation des données géologiques concernant le comportement des failles pour caractériser les sources. L'utilisation des seules données sismiques peut être

insuffisante pour modéliser les sources, particulièrement dans les environnements tectoniques où la sismicité historique ne couvre qu'une période relativement courte. Ceci est le cas de l'Oranie où la sismicité historique ne couvre que 2 siècles environ (1790-2003). Cependant, en l'absence d'informations adéquates sur une faille spécifique, les sources sismiques peuvent être modélisées soit comme des zones sources, soit comme une combinaison de zones sources et de failles spécifiques.

L'aptitude des sources sismiques potentielles à engendrer un séisme est fonction de leur rôle tectonique dans le champ actuel des contraintes et est généralement estimée à partir de la sismicité associée et de l'âge du plus récent déplacement de faille. Les techniques utilisées pour la géologie du Quaternaire peuvent faciliter l'estimation de la périodicité d'un déplacement de faille. De plus, une étude de l'association des failles avec l'activité sismique et des caractéristiques de cette sismicité peut clarifier le rôle de ces failles dans le champ des contraintes actuelles et leur aptitude à engendrer un séisme dans le futur.

Le développement des modèles tectoniques pour une région et l'estimation du rôle tectonique joué par une source sismique individuelle sont le résultat de l'analyse des relations entre les données géologiques et sismologiques.

Les études géologiques peuvent être utilisées pour estimer la localisation, la périodicité et le type de déformation de la croûte terrestre. Les caractéristiques de libération de l'énergie sismique, telles que profondeur focale et mécanisme au foyer, peuvent être déterminés par une modélisation détaillée des ondes sismiques obtenues par des enregistrements.

Le modèle tectonique fournit les limites de la géométrie des sources sismiques ainsi que le type et le taux de déplacement sur une faille; ces limites sont importantes dans l'évaluation des relations entre la magnitude maximale des séismes et la période de retour.

2-4-2. Géométrie de la source

« Certaines des premières analyses d'aléa sismique (Cornel, 1968; Milne et Davenport, 1969) émettaient l'hypothèse de modéliser les sources sismiques comme sources potentielles pour lesquelles l'énergie sismique est irradiée à partir du foyer sismique. Des études plus récentes (De Kiureghian et Ang, 1977; McGuire, 1978) ont utilisé des modèles de sources linéaires. Ces modèles considèrent la longueur de rupture de la faille pendant un séisme », citer par Boudiaf et al, 2003.

L'utilisation de surfaces de rupture, au lieu de lignes de rupture, pour modéliser des sources sismiques produit des modèles d'occurrence sismique physiquement plus réalistes. Quand, pour une analyse d'aléa sismique, les sources sismiques sont modélisées par des surfaces, leurs orientations doivent être estimées dans un espace à trois dimensions.

La modélisation sismologique de la source peut fournir des informations sur la largeur et le pendage du plan de faille incliné, et qui sont contraignantes pour les modèles régionaux de l'écorce terrestre qui, à leur tour, ont des implications sur la géométrie de la source. De plus, les données géologiques et géophysiques peuvent être utilisées pour trouver l'orientation des failles.

2-4-3. Magnitude du séisme maximum

La magnitude du séisme maximum doit être estimée pour toutes les sources sismiques. Les sources sismiques sont mieux représentées par des failles que par des zones de sources.

En effet, l'estimation des paramètres physiques des failles peut fournir des limites sur l'estimation de la magnitude maximale pour chaque source.

La magnitude maximale des séismes qui se produisent sur une faille peut être estimée à partir de la géométrie de la source, du comportement de la faille, et de la sismicité historique. Plusieurs relations empiriques et analytiques ont été proposées pour l'estimation des magnitudes maximales. Ces relations relient la magnitude: (1) à la longueur de rupture de faille; (2) à la surface de rupture de faille; (3) au déplacement maximum par événement sismique; (4) au taux de déplacement de la faille; et (5) au moment sismique. Parce qu'il existe des incertitudes dans ces relations, l'utilisation de plusieurs méthodes pour obtenir la magnitude maximale peut donner des résultats plus fiables que l'utilisation d'une seule méthode.

La sismicité historique, particulièrement dans les cas où elle couvre une période assez longue et/ou dans les cas où l'activité sismique de la faille est grande, peut donner des informations utiles sur l'estimation de la magnitude maximale. Les incertitudes, associées d'une part aux paramètres de la faille utilisés dans les méthodes d'estimation de la magnitude et, d'autre part, aux relations entre ces paramètres et la magnitude, peuvent être prises en compte de manière systématique avec l'aide de techniques probabilistes.

2-4-4. La récurrence sismique

La récurrence sismique ou la fréquence des séismes de diverses magnitudes est un élément important de l'analyse de l'aléa sismique. La fréquence des séismes, pour les régions étudiées, est généralement estimée à partir de la sismicité historique. Cependant, dans certains cas, cette sismicité historique ne couvre qu'une période limitée, ou est insuffisante pour estimer la fréquence des séismes de certaines failles. Dans ces cas, une étude néotectonique des failles quaternaires peut être entreprise.

Le taux de déplacement permet d'obtenir des limites sur l'énergie de déformation totale qui s'est accumulée le long de la faille et qui est potentiellement prête à être libérée.

Il existe plusieurs méthodes basées sur des relations mathématiques qui associes : moment sismique, magnitude, fréquence des séismes, déplacement de la faille active ainsi que d'autres paramètres pour représenter de façon physique la source d'un séisme dans une région donnée.

Des divergences entre les intervalles de récurrence sismiques obtenus soit à partir de la sismicité historique, soit à partir des taux de déplacement obtenus à la suite d'études géologiques, sont courantes. Ceci est dû aux variations, à court et à long terme, de la distribution temporelle et spatiale des séismes. Autant que possible, le choix des relations magnitude, fréquence des séismes devrait considérer ces deux sources d'informations pour les analyses d'aléa sismique.

2-4-5. Méthodes d'estimation des magnitudes maximales associées aux failles actives

A l'heure actuelle, il n'existe pas de méthode d'estimation de la magnitude maximale pour une faille donnée qui recueille un accord unanime. Les différentes méthodes disponibles ont généralement été développées à partir de relations empiriques entre magnitude et différents paramètres de la faille. Ces paramètres sont :

- La longueur de rupture de la faille et le déplacement de la faille en surface, mesurés sur le terrain après un séisme à rupture de faille en surface,
- La longueur et la largeur de la faille estimées d'après les études des répliques sismiques.

Les données relatives à ces paramètres compilées pour les séismes antérieurs qui ont eu lieu dans le monde, ont été utilisées dans des analyses de régression. Des relations entre la magnitude et la longueur, la magnitude et le déplacement, ainsi que la magnitude et la surface ont pu être établies.

De plus, le moment sismique peut être exprimé en fonction des paramètres statiques de la faille et de la magnitude. Une relation entre la magnitude et le taux de déplacement a été proposée. La plus récente relation a été proposée par Wells et CopperSmith (1994) qui prend en compte les magnitudes de moment. Cette relation a été établie sur la base d'une centaine de séismes mondiaux de magnitude supérieure à $M_L=6$ associés à différents types de failles (failles inverse, normale et décrochante), (Boudiaf et al, 2003).

Des études géologiques et sismologiques permettent de définir les caractéristiques physiques et de comportement des sources sismiques potentielles (par exemple, la longueur et la largeur de la faille, le déplacement relatif à chaque occurrence sismique, l'intervalle de récurrence et le taux de déplacement).

De telles données, quand elles sont utilisées dans les relations empiriques ou analytiques, permettent d'avoir une estimation de la plage des magnitudes possibles pour un paramètre donné. Cependant, chaque méthode a ses limitations. Ce sont : la qualité non conforme des données, une base de données limitée et la possibilité d'invéraisemblances dans le regroupement de données pour des structures tectoniques différentes.

Les magnitudes ainsi obtenues sont des valeurs attendues ou moyennes et l'estimation finale d'une magnitude maximale dépend d'un processus de jugement qui tient compte de la connaissance des caractéristiques de la faille étudiée, de la structure tectonique régionale, des similitudes de la faille étudiée avec d'autres failles voisines, et des données de la sismicité régionale.

La combinaison de plusieurs techniques pour l'estimation de la magnitude maximale peut donner des résultats plus fiables qu'une seule technique. De cette manière, un plus grand nombre d'informations sur le comportement de la faille peut être incorporé dans l'analyse et les estimations résultant de la magnitude seront celles qui sont les mieux validées par les données disponibles.

Les incertitudes présentes dans les relations entre la magnitude et les paramètres de la faille doivent être reconnues et évaluées. Une approche probabilistique de l'estimation de la magnitude permet d'incorporer ces incertitudes de manière systématique.

2-5. Les effets de site

Pour un séisme de magnitude donnée, le mouvement du sol est généralement maximal à l'aplomb de la faille et décroît avec la distance. Cependant, le mouvement du sol peut varier localement (augmentation ou réduction) en raison de la topographie ou de la constitution du sous-sol. Ainsi, les reliefs et les alluvions accumulées sur de grandes épaisseurs (plaines alluviales) enregistrent généralement des désordres supérieurs par effet d'amplification. On parle respectivement d'effets de site : **topographiques** et **lithologiques** (structure et nature du sous-sol).

Les irrégularités de la surface topographique et la présence de couches géologiques souterraines de nature et de géométrie variables, peuvent accroître les effets dévastateurs d'un séisme par modification des caractéristiques du mouvement vibratoire. Les sommets des buttes, les crêtes allongées, les rebords de plateaux et de falaises sont souvent le siège d'amplifications importantes, intéressant une large gamme de constructions.

La vibration sismique peut être assimilée à une addition de vibrations élémentaires possédant une amplitude et une fréquence propres. Les effets de sites peuvent conduire, par rapport au mouvement sismique de référence (dit 'au rocher horizontal') à une augmentation de l'amplitude de certaines fréquences (amplification) et à sa diminution sur d'autres fréquences.

Les caractéristiques mécaniques de certaines formations superficielles (densité, rigidité, compressibilité...), la géométrie de ces formations (empilement, remplissage de fond de vallée, contact tectonique ou stratigraphique) sont susceptibles de modifier le signal sismique.

Sous l'expression générique « mouvements de terrain » sont regroupés plusieurs types de phénomènes d'instabilité des terrains, variables en fonction du mécanisme mis en jeu (évolution de l'instabilité, vitesse du mouvement durant la phase d'instabilité majeure, surface de rupture, désorganisation des terrains, etc.).

En effet, un tremblement de terre induit des conséquences majeures et il en résulte, suite à la pénétration des différentes ondes sismiques dans le sous-sol plusieurs phénomènes qu'on peut qualifier d'annexes (**fig. I.11**). Parmi ces phénomènes on définit :

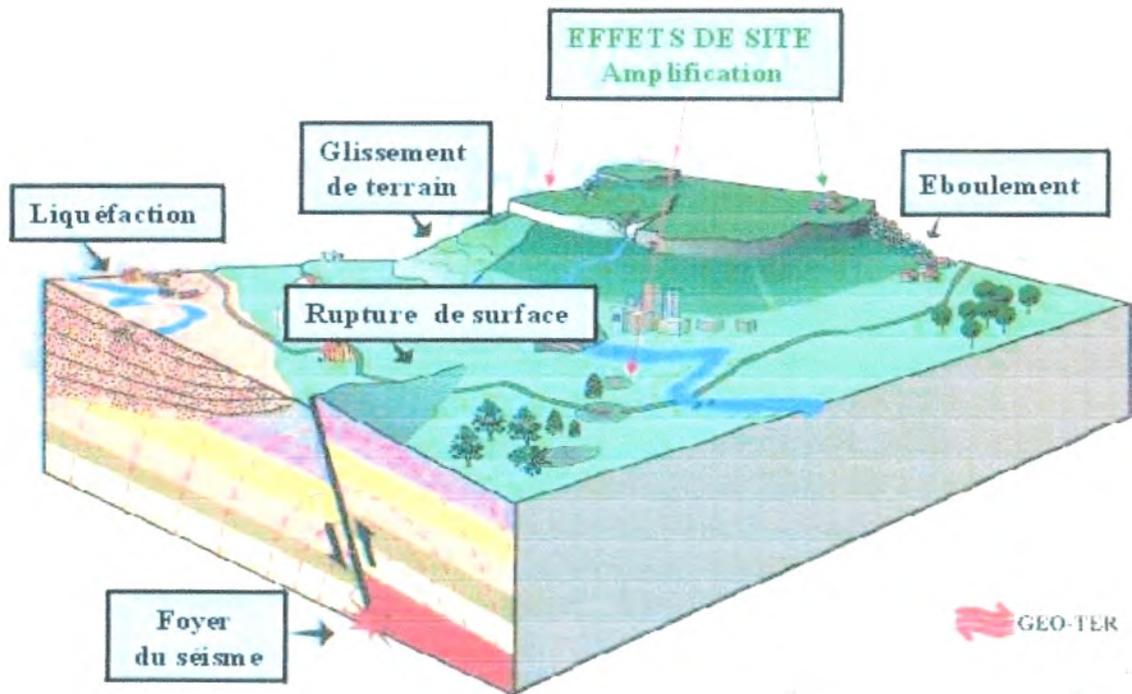


Fig. I.11: Bloc-diagramme illustrant les effets de site provoqués par le passage des ondes sismiques dans le sous-sol (Internet: GEO-TER.fr, 2005).

2-5-1. Les glissements de terrain

Les séismes peuvent provoquer des glissements de terrain et des chutes de blocs par modification des conditions de l'équilibre géotechnique. Ainsi un versant stable en situation statique peut se trouver en déséquilibre sous sollicitation dynamique (séisme).

Le glissement de terrain est défini comme le déplacement d'une masse de terrains meubles ou rocheux au long d'une surface de rupture par cisaillement qui correspond souvent à une discontinuité préexistante. Le mouvement est engendré par l'action de la gravité, de forces extérieures (*hydrauliques* ou *sismiques*) ou d'une modification des conditions aux limites.

Les glissements de terrain apparaissent préférentiellement le long de surfaces planes et dans tous types de matériaux. Ils correspondent au déplacement d'une masse de terrains meubles ou rocheux au long d'une surface de rupture (plane, circulaire ou quelconque). Selon la géométrie de cette surface, on peut distinguer trois types principaux de glissements :

- **glissement plan** : mouvement au long d'une surface sensiblement plane (couche ou surface tectonique), (**fig. 12**). Il se produit surtout en milieu rocheux.
- **glissement circulaire ou rotationnel** : surface de glissement plus ou moins circulaire; mouvement caractérisé en général par l'existence d'une zone de départ net et par un bourrelet frontal plus ou moins marqué; le remaniement interne dépend de la nature des terrains et de l'importance du déplacement. Il se produit en particulier en terrains meubles, dans les roches homogènes à faible cohésion ou très divisées.
- **glissement quelconque** : le mouvement est très semblable au précédent dans son allure externe, mais la section verticale de la surface de glissement est de forme irrégulière. Il s'agit souvent d'une combinaison des deux cas précédents.

L'apparition d'un glissement de terrain est le résultat de la conjonction de plusieurs facteurs qui peuvent être :

* **permanents**, c'est-à-dire peu ou pas variables dans le temps (nature et propriétés mécaniques des matériaux, présence de plans de rupture préférentiels, pente des terrains, etc.),

* **semi-permanents**, c'est-à-dire évolutifs dans le temps (teneur en eau des matériaux, érosion en bas de pente, action anthropique, etc.).

Lorsqu'un facteur subit une forte variation dans un laps de temps très court, il peut engendrer une déstabilisation du matériau et provoquer un glissement ou réactiver un glissement préexistant. On parle alors de facteur *déclenchant*. Il peut s'agir, par exemple : d'un épisode pluvieux exceptionnel (entraînant une saturation en eau et/ou une érosion exceptionnelle), d'une secousse sismique, d'une action anthropique (création de talus routier, tranchée en bas de pente...).

La détermination du niveau d'aléa glissements de terrain dépend de l'identification de traces d'activité de glissement, mais aussi de la conjonction de certains facteurs permanents ou semi-permanents.

Les principaux critères retenus pour l'évaluation de l'aléa glissements de terrain sont :

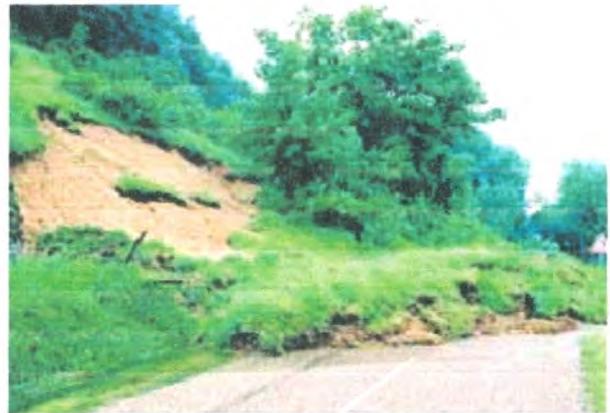
- Le relevé d'indices d'activité de mouvements ;
- La pente des terrains ;
- La nature, l'épaisseur, l'altération des terrains et leurs propriétés ;
- L'existence de plans préférentiels de rupture ;
- La pluviosité ;
- Le drainage ;
- L'action anthropique.

Un glissement se caractérise:

- Dans sa partie amont, par des niches d'arrachement ou crevasses, principales et latérales, avec brusque rupture de pente (pente concave) ;
- Dans sa partie aval, par un bourrelet de pied (ou frontal) à pente concave. La poussée exercée par le bourrelet de pied se marque fréquemment par un tracé anormal des cours d'eau en aval ;
- Par une surface topographique bosselée (ondulations, dissémination de blocs de forte taille,...).

Des manifestations telles que fissuration des bâtiments, arbres couchés ou inclinés, déformation du réseau routier traversant le glissement sont aussi des critères d'identification de mouvements actifs.

Fig. I.12: Glissement plan, Isère; France (Internet: irma.fr, 2005)



Selon le stade d'évolution du glissement, la désorganisation plus ou moins importante de la masse glissée et l'importance du couvert végétal peut rendre difficile la perception du glissement sur le terrain.

Un glissement de terrain peut évoluer à une *coulée de boue* qui consiste en la propagation de matériaux sans cohésion ou ayant perdu leur cohésion dès la mise en mouvement, matériaux intimement mélangés à une quantité d'eau telle que la masse en mouvement a franchi sa limite de liquidité (**fig. I.12**).

Les matériaux susceptibles de perdre ainsi leur cohésion sont des argiles, des limons, des sols, des roches décomposées ou des éboulis fins. L'eau peut pénétrer au sein des matériaux par infiltration avant le déclenchement de la coulée ou au moment de la rupture par concentration des eaux de ruissellement.

Lors d'un phénomène de glissement :

Les volumes de matériaux mis en jeu sont extrêmement variables. Ils peuvent être parfois considérables ; on parle alors de glissement de versant.

La vitesse de déplacement de la masse glissée est, généralement lente (quelques centimètres à quelques décimètres par an), avec des accélérations liées le plus souvent aux mauvaises conditions météorologiques (en phase de glissement proprement dite, les vitesses peuvent aller de quelques dizaines à quelques centaines de mètres par jour).

L'extension dépend de la vitesse d'évolution du mouvement. Elle est généralement faible pour les ruptures circulaires et quelconques, et peut être beaucoup plus forte pour des glissements plans, selon le contexte morphologique.

2-5-2. Les éboulements et les chutes de blocs

Les chutes de blocs et les éboulements sont des phénomènes rapides ou événementiels, qui mobilisent des blocs de roches plus ou moins homogènes depuis un sommet ou une pente, avec l'air pour milieu principal de transport et produisant leur dépôt sur une aire plus ou moins large au pied de la pente. Ils consistent en la chute libre ou le roulement au départ, après rupture, de blocs formés par fragmentation, le mouvement pouvant ensuite se poursuivre par une série de rebonds de hauteur décroissante (dans le cas d'une pente régulière).

La chute de blocs ne concerne qu'un nombre réduit d'éléments; pour les éboulements, la masse instable est beaucoup plus volumineuse (**fig. I.13**). Le signe prémonitoire le plus

important d'une déstabilisation de la masse rocheuse correspond à l'observation de fissures ouvertes dans la formation rocheuse à l'arrière d'une falaise ou d'une pente raide.

La présence de blocs hétérométriques, épars ou concentrés en pied de falaise ou de forte pente traduit l'existence d'éboulements ou chutes de blocs actifs ou passés.

Fig. I.13: Eboulement de blocs à l'entrée du village de Laffrey, Isère; France (Internet:irma.fr, 2005)



Les blocs déstabilisés ont une trajectoire plus ou moins autonome. L'extension du phénomène est donc variable, car la distance parcourue par les blocs rocheux sera en fonction de la taille des blocs, de la raideur de la pente et de l'amortissement des chocs, etc.

Les chutes de blocs se caractérisent par une forte désorganisation ou dislocation des matériaux mis en mouvement. Le volume de matériaux mis en jeu est extrêmement variable, de quelques dizaines à quelques milliers de m³.

2-5-3. La liquéfaction des sols

C'est une perte momentanée et totale de la cohésion des matériaux, elle correspond à un effet de site induit par la vibration sismique (éventuellement, en bord de mer sous l'effet de la houle ou par suite d'une activité anthropique).

Le passage d'une onde sismique provoque, dans certaines formations géologiques, la **perte de résistance** d'un matériau sableux saturé en eau, liée à une augmentation de la pression interstitielle engendrée par les déformations cycliques.

La **déconsolidation** brutale du matériau se traduit par la déstructuration du sol, rendant particulièrement instables les constructions reposant sur ces formations

Pour des milieux géologiques confinés tels que les lentilles sableuses ou argilo-sableuses contenues dans les niveaux alluvionnaires, ce phénomène induit un excès de la pression interstitielle de l'eau contenue entre les grains de sables. L'agencement stable et le contact grain à grain du sable sont instantanément rompus. Cette rupture fait perdre, momentanément à ce sol, sa stabilité et ce dernier se comportera comme un liquide et se trouvera instantanément en déséquilibre (phénomène de thixotropie ou sables mouvants).

Les bâtiments fondés sur ces sols peuvent alors subir des tassements importants et des basculements. Le phénomène de liquéfaction concerne certaines formations géologiques, définies par (**fig. I.14**):

- Leur nature : sables, limons, vases,
- Leur cohésion : formations peu consolidées,
- Leur degré de saturation en eau : la formation doit être saturée en eau,
- Leur granulométrie : granulométrie uniforme, comprise entre 0,05 et 1,5 mm.

On peut parfois observer des remontées jusqu'à la surface des sols liquéfiés formant de petits cônes caractéristiques appelés : volcans de boues ou volcans de sable.

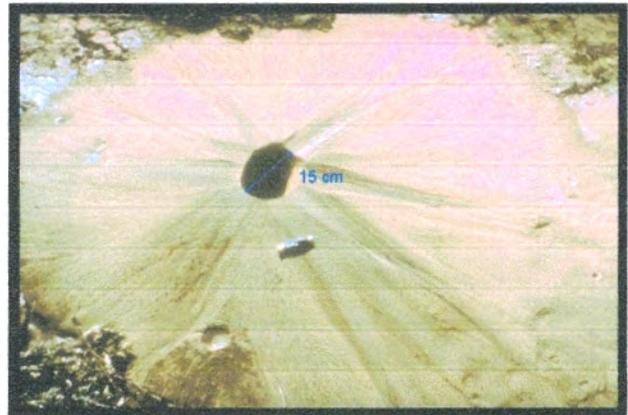


Fig. I.14: Liquéfaction d'un sol
(Internet: usgs.gov, 2005)

2-5-4. Les tsunamis

Les séismes, s'ils se produisent dans la mer ou à proximité de la côte, peuvent être à l'origine de raz-de-marée ou tsunamis. La plus importante caractéristique d'un tsunami est sa capacité à se propager à travers un océan entier. Des côtes situées à des milliers de kilomètres de l'épicentre peuvent être frappées, et de manière très meurtrière et dévastatrice (**fig. I.15**).

Les raz-de-marée peuvent avoir des origines variées. Ils sont souvent provoqués par des séismes localisés en mer, comme celui d'Indonésie en 2004 ; par des glissements de terrain sous-marins sur des côtes où les dénivellations entre les montagnes et les fonds abyssaux sont très grandes, comme sur le littoral niçois. Ils peuvent être déclenchés aussi par l'arrivée brutale, dans la mer, de matériaux volcaniques dévalant les pentes d'un volcan et entraînant, à partir du littoral, une onde de choc de grande énergie. Celle-ci, quelqu'en soit l'origine, est faiblement marquée, en haute mer.

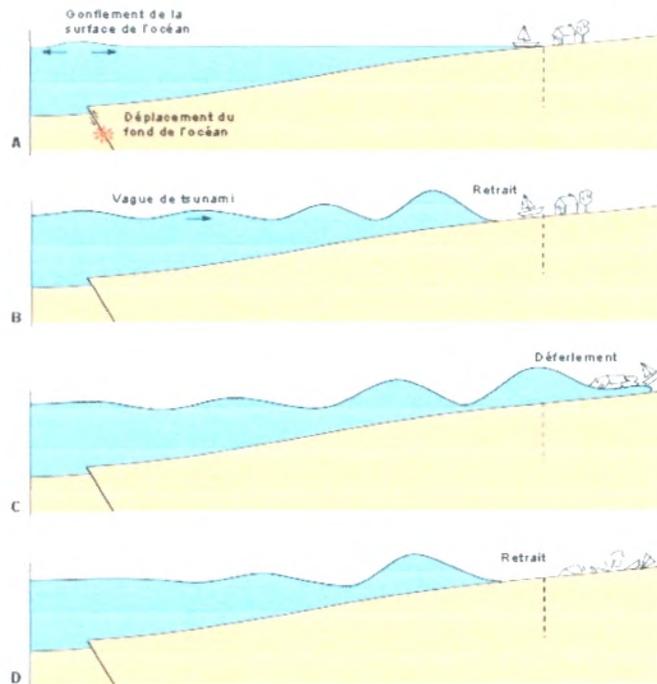


Fig. I.15: Le phénomène Tsunami (Internet: ggl.ulaval.ca, 2005)

En effet, au large des côtes, les tsunamis ont, en général, une hauteur de quelques dizaines de centimètres et ne sont pas ressentis par les navires. Lorsqu'ils atteignent le littoral, la hauteur des vagues augmente et la vitesse de propagation diminue. Par 500 m de fond, les vagues se propagent à environ 800 Km/h et peuvent ainsi traverser le Pacifique en une journée. En revanche, par 10 m de fond, la vitesse chute à moins de 40 Km/h. Ainsi, à l'approche des côtes, la partie avant des vagues ralentit fortement, tandis que l'arrière continue à progresser à vive allure. La longueur d'onde diminue et, comme l'énergie reste la même, la vague augmente de hauteur et a tendance à déferler.

Les récifs, les baies, les estuaires et le relief sous-marin peuvent modifier la configuration du raz-de-marée et son impact sur le littoral. Dans les cas extrêmes, le niveau de l'eau atteint plus de 15 m, pour des vagues ayant parcouru plusieurs milliers de kilomètres, et plus de 30 m, pour celles qui sont nées à moins de 100 Km.

2-5-5. Les avalanches

Selon le même principe, un séisme peut être le déclencheur d'avalanches. La cohésion du manteau neigeux ou des couches entre elle peut être rompue par la vibration occasionnée. Les avalanches empruntent des couloirs où elles agissent par leur masse mais aussi par le souffle qu'elles génèrent en dévalant les pentes. Elles peuvent charrier des matériaux grossiers qui s'accumulent en vrac, à l'aval du couloir sous forme d'un cône d'avalanche.

CHAPITRE II

CARACTERISATION ET CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE

1. INTRODUCTION

Les risques naturels potentiels transformés en catastrophes, ont tué, au cours des vingt dernières années, plus de trois millions de personnes et le nombre de victimes augmente, depuis 1960, d'environ 6 % par an (J. Riser, 2004).

Les causes principales sont la dégradation des milieux géographiques par l'essor démographique et urbain, la surexploitation agricole et les déficiences politiques et économiques.

Les pays en voie de développement appartiennent, pour l'essentiel, au monde tropical. Ces régions possèdent 55 % des volcans actifs et 55% des épicentres sismiques, alors qu'ils ne représentent que 25 % des terres émergées, et l'Algérie en fait partie.

Cependant, l'ampleur de certaines catastrophes et leurs causes sont celles inhérentes aux pays en voie de développement : insuffisance de l'appréciation des risques, manque de maîtrise des agents de l'érosion et de la protection des sols, contraintes financières, par exemple.

La catastrophe ou la simple manifestation de l'érosion se produisent réellement. D'ailleurs, un risque peut ne jamais engendrer une catastrophe. En revanche, l'étude des traces laissées par les catastrophes permet de situer, mesurer et prévenir les risques potentiels.

Certains risques peuvent être fatals aux sociétés humaines qui les côtoient : volcanisme, sismicité, instabilité des versants, etc. Ainsi, seuls les risques majeurs actuels ou passés, décrits par les hommes et susceptibles d'être, soit des modèles, soit des exemples pour leur gestion présente ou future, sont en faveur de prévision.

Les géophysiciens observent tous les paramètres susceptibles d'annoncer l'éminence d'un séisme. L'une des constatations les plus étonnantes vient de la mise en évidence, dans les régions soumises à l'aléa sismique, de divers phénomènes électromagnétiques se produisant quelques heures ou quelques jours avant un tremblement de terre.

Le premier qui établit un rapport entre les séismes et les manifestations électromagnétiques est J.W. Warwick. Il observe que des enregistrements radioélectriques se manifestent sur des radiotélescopes américains six jours avant le grand séisme du Chili en 1960.

Pour vérifier cet éventuel rapport, il soumet des carottes de granite à de fortes contraintes, au moyen d'une presse hydraulique. Des manifestations électromagnétiques se sont alors produites peu avant la rupture des carottes de granite. L'expérience a été confirmée par G.A. Sobolov sur des blocs métriques de granite soumis aux efforts d'une presse de 50000 tonnes. Il s'avère donc que des émissions radioélectriques se produisent lorsque des roches

sont soumises à de très fortes tensions, en laboratoire et dans la nature. C'est à partir de cette constatation que la méthode de prévision VAN, du nom des trois géophysiciens grecs : Varostos, Alexopoulos et Nicomos, a été élaborée. La première expérimentation de cette méthode a eu lieu après le tremblement de terre de magnitude 6 qui a ravagé, le 24 février 1981, la partie orientale du golfe de Corinthe (Grèce).

Les chercheurs ont implanté, dans ce secteur, deux électrodes, à 1 m de profondeur et distants de quelques dizaines de mètres. Ils ont constaté, alors, qu'avant chaque réplique du séisme, des ondes électromagnétiques étaient enregistrées.

Les résultats obtenus en Grèce ont été prometteurs. Cependant, plusieurs anomalies peuvent laisser planer un doute sur la totale validité de cette méthode. L'étude de ces anomalies révèle que la méthode n'est fiable que si la zone sismique est déjà connue. Malheureusement, de nouvelles zones sismiques apparaissent, chaque année. Elle montre aussi que les failles peuvent, soit absorber les ondes électromagnétiques, soit les transmettre très loin, à la manière d'un fil électrique.

Dans les deux cas, la localisation de l'épicentre est entachée d'erreurs. Ainsi, les résultats sont encourageants, mais la méthode doit être encore améliorée pour devenir parfaitement efficace.

Actuellement, une autre méthode commence à voir le jour. Elle est basée sur l'utilisation du GPS (Global Positionning System). Elle a été expérimentée au cours du violent tremblement de terre de Denali, en Alaska. Le GPS a pu, d'abord, enregistrer les déformations de l'écorce terrestre au moment du séisme (*Sciences*, 30 mai 2003) et ensuite il a pu détecter des perturbations de l'ionosphère provoquées par les ondes répercutées par le séisme dans l'atmosphère.

Cette deuxième découverte pourrait permettre de compléter les réseaux mondiaux d'observation sismique (*La Recherche*, n° 370, décembre 2003).

A défaut de prévoir, avec certitude, les séismes, il est possible, soit de dresser des cartes des régions sismiques, soit de construire des habitations susceptibles d'y résister. Les cartes des zones sismiques sont de plusieurs types. Elles peuvent être réalisées à partir des données sismiques historiques.

Par conséquent, d'autres cartes peuvent être réalisées, à partir des zones sismiques, en leur superposant celles des épicentres d'intensité égale ou supérieure à V. Enfin, il est possible, aussi, de dresser des cartes de l'aléa sismique d'intensité centennale, bicentennale ou millénaire.

La protection des personnes et des biens passe aussi par les constructions parasismiques qui répondent à certaines normes. Par exemple, les murs et les planchers doivent être entièrement solidaires pour éviter que ces derniers ne s'effondrent en écrasant les occupants comme cela s'est produit à Chlef le 10 octobre 1980 ou à Alger le 23 mai 2003.

Les blocs d'immeubles sont séparés entre eux par des plaques de caoutchouc ou sur des vérins. Ils peuvent aussi présenter des cellules indépendantes les unes des autres et qui se désolidarisent, sans se briser au moment du séisme.

2. EVALUATION DE L'ALEA SISMIQUE

La prédiction des séismes à court terme n'étant pas possible actuellement, il faut évaluer le risque qu'un séisme destructeur se produise pour protéger efficacement une région par des constructions adaptées et pour préparer la population: c'est le domaine de la prévention sismique.

Pour évaluer l'aléa sismicité, il est nécessaire dans la pratique, de distinguer deux échelles d'étude, afin de pouvoir tenir compte aussi bien des effets induits que des effets directs des séismes :

▪ **Une échelle régionale** (entre $1/250000^{\text{ème}}$ et $1/100000^{\text{ème}}$), à laquelle le milieu est supposé géologiquement homogène et de topographie uniforme et où, on peut se limiter au calcul d'un mouvement sismique en conditions standards ("rocher horizontal affleurant " ou plus simplement "rocher").

Une échelle local (entre $1/5000^{\text{ème}}$ et $1/25000^{\text{ème}}$), où les conditions géologiques locales (nature des sols) et la topographie des sites étudiés seront pris en considération dans les calculs du mouvement du sol engendré par les sources. On parlera pour cette échelle de microzonage sismique en prenant en considération les conditions propres au lieu étudié (topographie, lithologie ou nature des sols, instabilité des versants..., etc).

2-1. Les différentes étapes d'évaluation de l'aléa sismique

L'étude de l'aléa sismique est présentée en trois étapes. Les deux premières étapes sont liées et l'on n'observe pas toujours une limite franche entre elles. Elles sont l'objet de l'analyse sismotectonique.

La première étape a pour objectif de mettre à jour la carte morphostructurale de la région d'étude et de cartographier l'ensemble des failles et structures tectoniques existantes. Elle repose sur :

▪ Les données historiques connues à travers la presse ancienne, les archives, etc. qu'il faut tout d'abord traduire en une intensité macrosismique. Le degré de fiabilité des témoignages, qui peuvent remonter jusqu'à des centaines d'années, étant malheureusement très inégal rend cette interprétation difficile.

▪ Les données archéologiques (ou archéosismicité), c'est à dire l'étude des traces de séismes passées dans les bâtis anciens et les vestiges archéologiques.

▪ Les données géologiques, grâce au décodage de marqueurs géologiques de cette activité sismique, ainsi qu'à l'analyse du contexte géologique (études tectoniques, géophysiques, orthophotoplans, scènes satellitaires).

▪ Définition et localisation des failles actives de la région.

La deuxième étape a pour but de compléter l'analyse de la première étape en utilisant :

▪ Les données instrumentales et cela est assuré grâce à des réseaux de surveillance tel que: Les stations sismiques, l'interférométrie Radar satellitaire, etc.

▪ Les photographies aériennes et images satellitaires.

La troisième et dernière étape concerne l'évaluation des mouvements vibratoires du sol. Cela, nécessite d'étudier les mécanismes physiques qui entrent en jeu lors de la propagation des ondes sismiques entre la source en profondeur et le site à la surface. Ces mouvements sont

principalement fonction de la magnitude du séisme, de la distance source-site et des conditions de sol et s'expriment en terme d'accélération et de vitesse de déplacement.

2-2. Qu'est-ce que le risque sismique?

Ce qui intéresse les spécialistes en matière de prévention sismique ce sont les dégâts dans les bâtiments que peuvent causer les séismes. Il faut donc évaluer dans chaque région les dégâts les plus importants qui peuvent être causés par un séisme.

Ceci revient donc, à déterminer l'intensité macrosismique maximale que l'on peut ressentir dans la région en question. Les sismologues préfèrent en fait étudier l'accélération du sol qui est liée à l'intensité mais qui est une grandeur physique alors que l'intensité est une grandeur plus subjective.

Déterminer le risque sismique en un endroit c'est donc déterminer l'accélération maximale que le sol est susceptible de subir lors d'un tremblement de terre. Cette accélération est en générale exprimée en fonction de l'accélération de la pesanteur qui vaut environ 9.8 m/s^2 .

Cependant, on ne peut pas savoir avec précision les mouvements du sol dus à de possibles futurs séismes tant que les méthodes de prédictions ne sont pas efficaces. Les seuls éléments dont les sismologues disposent sont des statistiques sur l'occurrence et la magnitude des séismes dans une région. Ils sont donc obligés de raisonner en terme de probabilité: une évaluation de risque sismique revient à donner une accélération maximale que le sol peut subir et un pourcentage de "chance" pour que cette valeur soit atteinte au cours d'une période de référence.

Par exemple, "il y a 5% de "chance" que le sol subisse une accélération de $0,5 \text{ g}$ (soit 5 m/s^2 ou une intensité IX) dans les 50 prochaines années mais il y a 40% de "chance" pour qu'il subisse une accélération de $0,1 \text{ g}$ (soit 1 m/s^2 ou une intensité VI) avant 50 ans".

Ensuite, en fonction de ces valeurs, on classe la zone comme étant plus ou moins "à risques" et on trace des cartes plus globales de zonage sismique recensant le risque déterminé pour chaque zone.

2-3. Comment évaluer un risque sismique?

Pour savoir si un séisme important peut se produire dans une région, une première étape possible est d'installer un réseau de sismomètres autour de cette région et d'enregistrer la sismicité - c'est à dire tous les séismes même minimes qui se produisent dans cette zone - afin de connaître au mieux cette sismicité mais aussi d'estimer la magnitude maximale possible, la récurrence des séismes, etc. Pour cela, le mieux est de faire des observations sur de très longues périodes qui doivent être d'autant plus longues que la sismicité de la zone est modérée.

Cependant, enregistrer l'activité sismique pendant dix ans sans que rien ne se produise ne signifie pas qu'aucun séisme important ne se produira à plus long terme dans 50 ou 100 ans. Pour évaluer ce risque, les scientifiques essayent de retrouver la trace de séismes anciens en travaillant en collaboration étroite avec des historiens.

Ce travail permet d'évaluer la sismologie historique. Parfois, l'aide d'un archéologue peut s'avérer utile. On parle alors d'archéosismologie (**fig. II.1**).

Ceci n'est malheureusement possible que dans des régions de peuplement ancien. Ainsi on dispose en Chine de 2700 années d'archives et en France on peut retrouver la trace de séismes jusqu'au XI^{ème} siècle. Mais en Californie par exemple, on n'a pas trace de séisme plus ancien que 1800 environ, date du peuplement de la région.

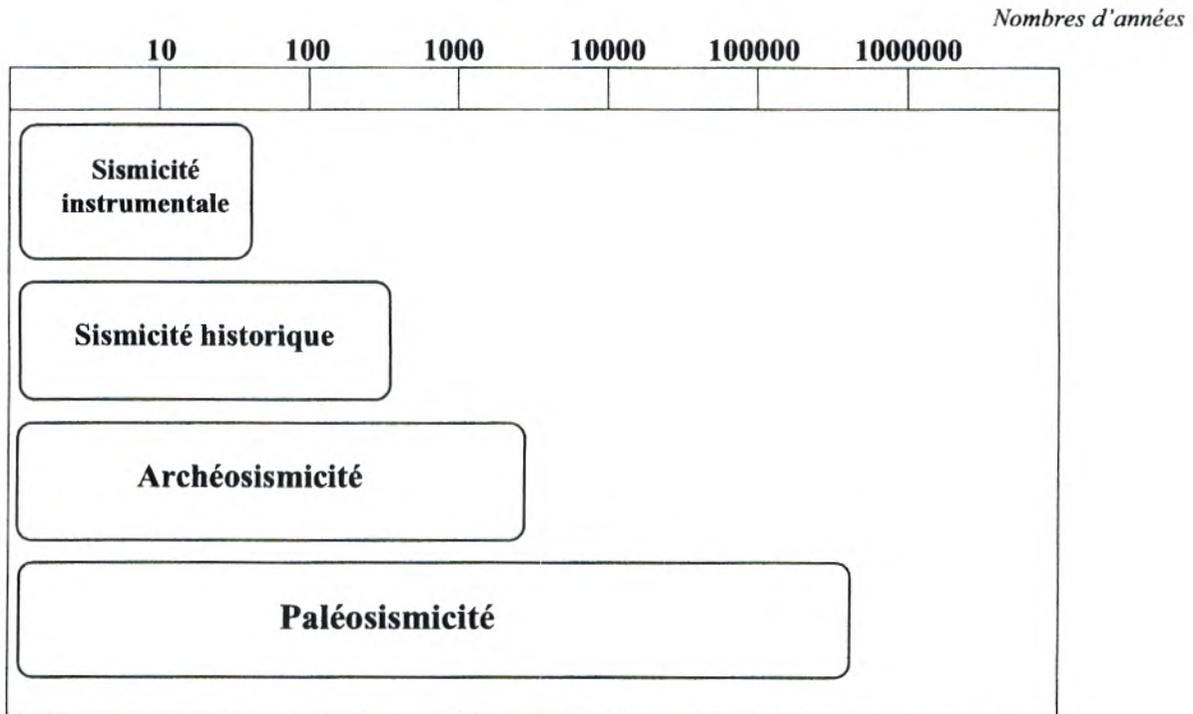


Fig. II.1: Les différents types de sismicité (Internet: east.u-strasbg.fr, 2005)

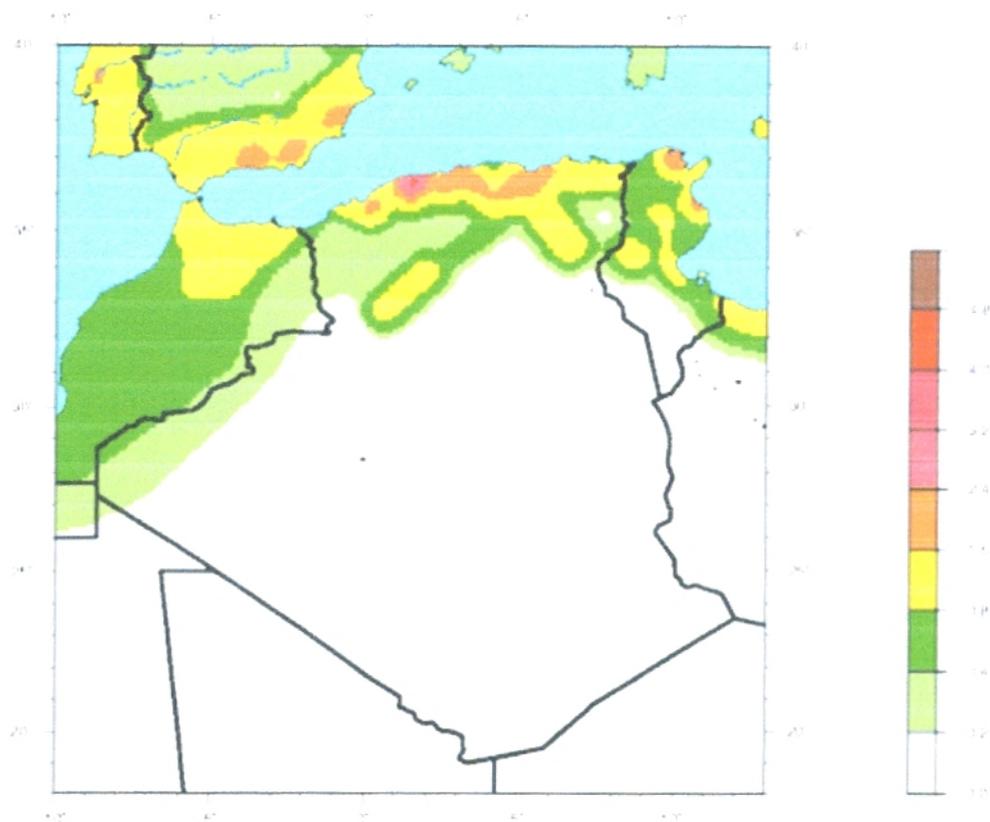
Lorsqu'on connaît l'histoire sismologique d'une région depuis longtemps, on peut se faire une idée de la taille des séismes susceptibles de toucher la région mais aussi de la fréquence de ceux-ci. Ceci permet, couplé avec les observations actuelles, de déterminer l'occurrence des séismes à un endroit donné. On détermine ainsi ce qu'on appelle: *l'aléa sismique*.

Pour évaluer cet aléa, les scientifiques sont donc parfois obligés d'utiliser les marques laissées dans la nature par les séismes anciens. C'est une discipline appelée paléosismologie et qui consiste à reconstituer l'histoire sismologique d'une région sur la plus grande période possible, souvent de l'ordre du millier ou de la dizaine de milliers d'années (**fig. II.1**).

Cela ne permet cependant pas d'évaluer directement les dégâts possibles. En effet, les ondes émises par un séisme peuvent être amplifiées par la structure des bâtiments. Des structures géologiques particulières peuvent également modifier localement (voir chapitre I).

Ainsi pour établir une carte de risque définitive il faut connaître la nature du sous-sol sur lequel est construite une ville afin de déterminer s'il peut amplifier ou non les ondes provenant d'un tremblement de terre lointain.

L'étude du risque sismique global prend en compte l'instabilité des versants ou la liquéfaction des sols susceptibles de créer des mouvements de terrains à la suite d'un séisme. Mais, ce risque tient aussi compte de tous les autres événements destructeurs liés aux séismes tels les tsunamis qui sont les raz-de-marée engendrés par les séismes sous-marins.



Peak Ground Acceleration (m/s^2) with 10% Probability of Exceedance in 50 Years

Fig. II.2: Carte d'iso accélération maximale horizontale (PGA) en m/s^2 de la région ibéro maghrébine, pour une probabilité de dépassement ou d'occurrence de 10% en 50 ans. (Internet: usgs.gov, 2005)

L'organigramme présenté ci-dessous montre les différents chemins à prendre pour parvenir à confectionner des cartes d'aléa sismicité et les cartes d'exposition au risque sismique d'une zone (**fig. II.3**).

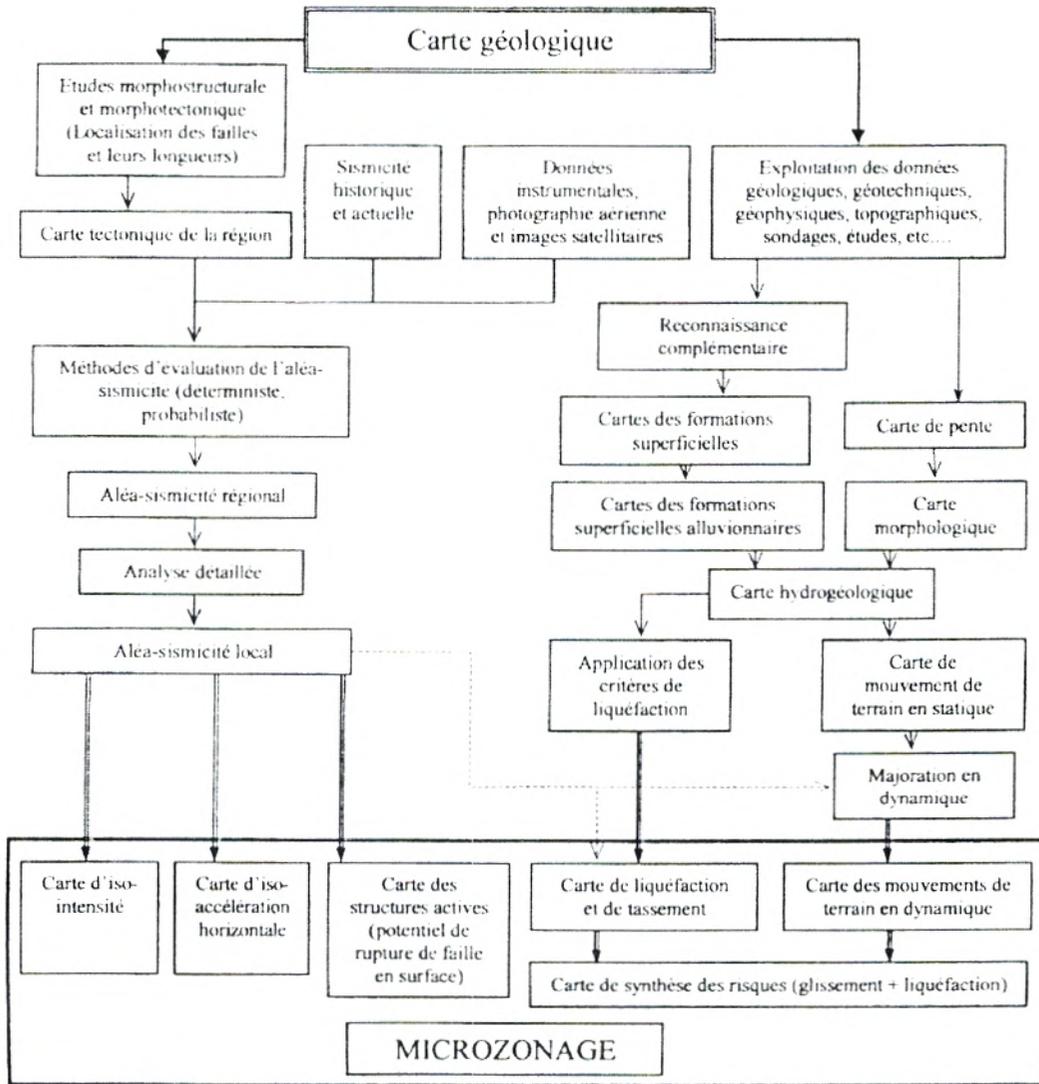


Fig. II.3: Organigramme d'étude de microzonage
(P.Y. Bard et al. 1987 ; M.A. Allal et Mellouka 2004)

Ainsi, les cartes de microzonage sismique peuvent être les suivantes :

- Carte d'iso-accélération horizontale et d'iso-intensité.
- Cartes géologiques et photogéologiques.
- Cartes tectoniques.
- Cartes géotechniques.
- Carte du potentiel de rupture de faille en surface.
- Carte du potentiel de liquéfaction du sol.
- Carte du potentiel de mouvement de terrain.
- Carte de synthèse des risques.

Il faut noter que pour bâtir ces cartes, il est nécessaire de rassembler l'information préexistante, cartographique et bibliographique, émanant de différentes institutions nationales et internationales.

3. CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE

La confection des cartes d'exposition au risque nécessite la subdivision d'une région en zones d'égale exposition à ce risque afin de permettre aux responsables de l'urbanisme de prendre des décisions sur le futur aménagement d'une zone donnée. Aussi, si l'urbanisation est possible ça leur donne une idée sur les précautions à prendre en considération pour la réalisation de constructions pouvant résister aux séismes en apposant les règles parasismiques et le contrôle de la qualité de la mise en œuvre.

3-1. Le microzonage sismique, une cartographie adaptée aux besoins spécifiques de la prévention

Les études d'aléa sismique sont nommées: études de microzonage sismique, par opposition au zonage sismique, à plus petite échelle (ensemble du pays ou région), qui ne concerne que l'action sismique, hors effet de site ou induit. Leur choix dépend des objectifs de prévention et des enjeux.

Le microzonage sismique a pour objet de cartographier les zones dont la réponse sismique est homogène. Du point de vue du mouvement sismique (mouvement du sol engendré par le séisme), en général on considère trois zones : zone de la source (faille sismique), le trajet source-site (la propagation des ondes depuis la source jusqu'à la proche surface), les effets de site (effets dits locaux comme la présence des hétérogénéités géométriques et l'effet du comportement des sols de surface).

La première étape consiste donc à déterminer des mouvements sismiques définis au rocher horizontal affleurant. Cela peut être réalisé soit par:

- Une approche statistique (si beaucoup de données instrumentales existent),
- L'utilisation des lois d'atténuations appropriées avec une hypothèse adéquate sur le choix de la source sismique.

La deuxième étape consiste à identifier et à cartographier sur un secteur déterminé les zones présentant une réponse sismique homogène et à quantifier les mouvements et effets correspondants. Il est d'usage de prendre en compte:

- Les effets de site géologiques et topographiques, c'est à dire la modification du signal sismique au rocher par les conditions lithologiques et topographiques locales (**fig. II.4**);
- Les effets induits (mouvements de terrain, liquéfaction des sols...), (**cf. fig. I.11**);
- Les déformations de surface potentielles qui pourraient être associées aux failles sismogènes.

Les conditions particulières d'un site par rapport à un autre (topographie, nature et épaisseur des sols meubles, distance et orientation par rapport à la source sismique), peuvent changer radicalement les conséquences d'un séisme, même sur des distances très courtes, comme en témoignent tous les séismes destructeurs récents.

Ainsi, dans une même ville, les effets de site vont pouvoir induire d'un quartier à l'autre, des variations importantes du mouvement du sol et par conséquent, de l'intensité d'un séisme. Dans ce sens, la cartographie doit prendre en considération tous ces paramètres pour mieux percevoir les relations assez enchaînées entre ces derniers (**Tableau: II.1**).

Des recherches actuelles visent également à quantifier l'effet de ville, c'est-à-dire l'influence des constructions elles-mêmes, sur le champ libre observé à la surface (**fig. II.5**).

procéder de l'un ou de l'autre de ces phénomènes ou des deux à la fois. Hélas, les données ne sont pas toujours disponibles ou parfois insuffisantes.

L'observation de terrain porte sur les caractéristiques, plus ou moins visibles, des formes laissées par ces glissements. Il faut alors distinguer les mouvements anciens, des plus récents. Cette distinction se fonde souvent sur la fraîcheur des modelés.

En effet, l'arrêt prolongé du mécanisme entraîne rapidement la dégradation des formes qui est plus ou moins prononcée suivant l'âge du phénomène et l'agressivité des agents d'érosion locaux.

Les glissements de terrains sont des déplacements lents d'une masse de terrain cohérente le long d'une surface de rupture généralement plane ou courbe. Plusieurs paramètres peuvent évaluer la vitesse de déplacement des matériaux. Un glissement est actif lorsque le déplacement des débris dépasse 2 cm par an.

La nature géologique des terrains est un des principaux facteurs d'apparition de ces phénomènes tout comme l'eau et la pente.

Les matériaux affectés sont très variés (roches marneuses ou schisteuses, formations tertiaires altérées, colluvions fines, moraines argileuses, etc.) mais globalement la présence d'argile en forte proportion est toujours un élément défavorable compte tenu de ces mauvaises caractéristiques mécaniques. La saturation des terrains en eau (présence de sources, fortes précipitations, fonte des neiges brutales), joue aussi un moteur dans le déclenchement de ces phénomènes.

L'âge peut être évalué grâce aux rapports existant entre le glissement et d'autres formes morphologiques datées relativement, comme les moraines ou les terrasses alluviales. Des datations absolues peuvent aussi être effectuées sur le glissement, grâce à des troncs d'arbres fossilisés dans le glissement, à la dendrochronologie sur ces mêmes troncs, à la téphrochronologie (datation des cendres volcaniques) pratiquée sur des dépôts volcaniques interstratifiés dans le glissement ou sur le substratum volcanique le supportant.

Les cartes des zones à risques ont toutes une finalité commune: la localisation probable ou certaine des mouvements de terrain qui se fonde sur l'inclinaison des versants, la structure des roches, le faciès, la densité du couvert végétal, l'hydrologie et l'hydrogéologie locales, le rôle de l'homme.

Leur but est de réglementer les constructions et les installations de toutes sortes dans ces zones à risques. Le tableau ci-dessous résume l'ensemble des principes pour cartographier un glissement de terrain :

ALEA	DEFINITION	CRITERES D'IDENTIFICATION
Très fort	<i>forte probabilité d'apparition de glissement de grande ampleur</i>	☞ traces d'activité de glissement de grande ampleur
Fort	* <i>forte probabilité d'apparition de glissement de faible ampleur</i> * <i>faible probabilité d'apparition de glissement de grande ampleur</i>	☞ traces d'instabilité nombreuses ☞ pente forte à très forte ($p > 30^\circ$), terrain meuble, peu cohérent et/ou altération profonde des matériaux
Faible à moyen	* <i>faible à moyenne probabilité de glissement de faible ampleur, pouvant devenir forte sous action anthropique (surcharge, route, terrassement)</i> * <i>faible à nulle probabilité d'apparition de mouvement de grande ampleur</i>	☞ traces d'instabilité reconnues localement au niveau du versant ☞ pente moyenne ($10^\circ < p < 30^\circ$), terrain meuble, peu cohérent et/ou altération profonde des matériaux
Faible à nul	<i>faible à nulle probabilité d'apparition de glissement de terrain</i>	☞ pente faible à nulle

Tableau II.2: Principes de cartographie des glissements de terrains (Internet: brgm.fr, 2005)

La probabilité d'apparition recouvre deux notions, spatiale et temporelle, dans ce tableau, seule la probabilité spatiale est prise en compte. Par contre, le taux mesuré du déplacement d'un glissement, renseigne sur la probabilité d'occurrence du risque lié.

3-1-2. Cartographie des chutes de blocs et des éboulements

Le signe prémonitoire le plus important d'une déstabilisation de la masse rocheuse correspond à l'observation de fissures ouvertes dans la formation rocheuse à l'arrière d'une falaise ou d'une pente raide.

La présence de blocs hétérométriques, épars ou concentrés en pied de falaise ou de forte pente traduit l'existence d'éboulements ou chutes de blocs actifs ou passés. Pour que ce phénomène puisse se produire, un certain nombre de conditions doit être réuni, il s'agit :

- * de l'existence de blocs au sein de la formation massive fracturée ou d'une formation hétérogène présentant une matrice meuble à grains fins,
- * de facteurs favorables à la mobilisation des blocs :

- topographie en falaise ou existence de reliefs rocheux fissurés ou hétérogènes dominant les pentes,
- orientation favorable des blocs,
- présence éventuelle d'une formation sous-jacente plus meuble, déformable ou érodable,
- action mécanique de l'eau (pressions hydrauliques interstitielles).

L'ampleur du phénomène est liée d'une part à la quantité et au volume de blocs mobilisables, d'autre part à la surface et la topographie de l'aire de réception des blocs éboulés. Les chutes de pierres et de blocs et les éboulements sont des phénomènes rapides et

brutaux qui affectent des roches rigides et fracturées tels que calcaire, grès, roches cristallines etc. Dans le cas des roches sédimentaires, la stratification accroît le découpage de la roche et donc les prédispositions à l'instabilité.

La phase de préparation de la chute d'éléments rocheux est longue et difficile à déceler (altération des joints de stratification, endommagement progressif des roches qui conduit à l'ouverture limitée des fractures, etc.). La phase d'accélération qui va jusqu'à la rupture est brève ce qui rend ces phénomènes très difficilement prévisibles.

Les facteurs naturels favorisant leur déclenchement sont nombreux. On peut citer par exemple: les fortes variations de température (cycle gel/dégel), la croissance de la végétation ou au contraire sa disparition (feux de broussailles), les pressions hydrostatiques dues à la pluviométrie et à la fonte des neiges...

Facteur aggravant, le phénomène sismique peut généraliser la mobilisation de blocs instables et/ou élargir l'étendue de l'aire de réception, les blocs pouvant parcourir un trajet plus important. De plus, en provoquant leur déchaussement, une secousse sismique peut provoquer la remobilisation de blocs déjà éboulés et stoppés dans les parties de l'aire de réception présentant une forte pente. Le tableau ci-dessous résume les critères d'évaluation et les principes pour la cartographie des chutes de blocs et des éboulements:

ALEA	DEFINITION	CRITERES D'IDENTIFICATION
Fort	<i>forte probabilité d'apparition de chutes de blocs ou d'éboulements</i>	<ul style="list-style-type: none"> ☞ indices d'instabilité nombreux et reconnus : crevasses, fissures ouvertes ☞ falaise de hauteur > 10m et découpage en blocs de la formation rocheuse susceptible de s'ébouler ☞ pente forte à très forte ($p > 30^\circ$), avec blocs épars déchaussés, posés sur le versant
Faible à moyen	<i>faible à moyenne probabilité de chutes de blocs ou d'éboulements</i>	<ul style="list-style-type: none"> ☞ falaise de hauteur $\leq 5m$, avec fissures ouvertes dans la zone de départ ☞ falaise de hauteur entre 5 et 10m, avec découpage en blocs de la formation rocheuse susceptible de s'ébouler ☞ falaise de hauteur > 10m, avec formation rocheuse homogène et peu fracturée ☞ pente moyenne ($10^\circ < p < 30^\circ$), avec blocs épars déchaussés, posés sur le versant, pouvant être déstabilisés en cas de sollicitation sismique
Faible à nul	<i>faible à nulle probabilité d'apparition de chutes de blocs ou d'éboulements</i>	☞ pente faible à nulle

Tableau II.3: Principes de cartographie des chutes de blocs et éboulements (Internet: brgm.fr, 2005)

3-1-3. Cartographie de la liquéfaction des sols

La liquéfaction de sol est un phénomène très rapide (le temps de la durée de la secousse sismique) dans lequel les sols se trouvant en dessous du niveau piézométrique sur une profondeur ne dépassant pas les 10 mètres, perdent instantanément leurs portance lors de la secousse tellurique.

Les sols récents tels que les alluvions ou colluvions Holocènes ou Pléistocènes qui, souvent sont lâches et peu compactées, sont particulièrement très susceptibles à la liquéfaction. Les vases et les graviers lâches sont également des niveaux géologiques très sensibles à la liquéfaction.

Les sols sableux à sablo-limoneux, un peu plus denses, ont une susceptibilité moyenne à la liquéfaction. Par contre les sols argileux ou marneux ne sont pas susceptibles de liquéfaction. Les conséquences de la liquéfaction de sols peuvent être :

- L'endommagement ou la perte de l'équilibre des fondations des structures des constructions existantes ;

- Le flottement des structures légères bâties sur ce type de sol (inclinaison des constructions et autres phénomènes analogues) et déplacements horizontaux des structures pouvant causer de sérieux dommages (cf. fig. II.5) ;

- Les tassements différentiels (quand les niveaux sableux sont secs) des sols pouvant sérieusement endommager les constructions (endommagement ou écroulement des structures, fissurations sérieuses des éléments de structure ou de la maçonnerie etc.).

L'identification de zones potentiellement liquéfiables passe par deux approches complémentaires:

- * Identification des zones qui se sont liquéfiées dans le passé ;

- * Identification de formations géologiques liquéfiables, à une profondeur de 0 à 25m, fondée sur la reconnaissance sur le terrain du faciès des différentes formations affleurantes, l'analyse de coupes de sondages et essais géotechniques. D'une manière générale, les formations les plus récentes sont les plus liquéfiables. Le tableau suivant renseigne sur les principes généraux de la cartographie de ce phénomène:

ALEA	DEFINITION	CRITERES D'IDENTIFICATION
présent	<i>zones où existent des formations liquéfiables</i>	☞ zones qui se sont déjà liquéfiées ☞ zones qui renferment des formations liquéfiables affleurantes ou identifiées par sondage et probablement saturées en eau
potentiel	<i>zones où peuvent exister des formations liquéfiables</i>	☞ zones où le mode de mise en place des matériaux laisse à penser que le sous-sol renferme des formations liquéfiables , ces formations pouvant être saturées en eau.
nul	<i>zones non liquéfiables</i>	☞ zone non liquéfiable du fait de la nature des formations et/ou du contexte morphologique (zone non saturée en eau)

Tableau II.4: Principes de cartographie de liquéfaction des sols (Internet: brgm.fr, 2005)

4. RECOMMANDATIONS

La gestion des risques naturels consiste en fait à réduire les effets dommageables des phénomènes naturels dangereux. Plusieurs moyens sont en général mis en œuvre, souvent conjointement, pour arriver à cette fin. Il s'agit :

- De la prévision et de la prédiction;
- De l'information préventive;
- De la planification adaptée de l'aménagement du territoire;
- Des règles de construction;
- De l'élaboration de plans de secours et de gestion de crise.

CHAPITRE III

GEOLOGIE ET ASPECTS SISMOTECTONIQUES DE LA REGION D'ETUDE

1. INTRODUCTION

Parmi les catastrophes naturelles qui affectent la surface du globe, les secousses sismiques sont celles qui ont le plus d'effets destructeurs tant sur le plan humain que matériel et économique.

La connaissance imparfaite que l'on a des phénomènes sismiques fait que plusieurs pays demeurent encore démunis face à ce risque majeur. Cependant, l'expérience dans le monde a montré que les meilleurs moyens de réduire les pertes matérielles et humaines dues aux séismes consistent à opter pour des plans de prévention à savoir :

- Contrôler l'aménagement des zones instables et dangereuses à travers des études de microzonage sismique, après avoir au préalable réalisé une évaluation de l'aléa sismique au niveau régional.

- Réaliser des constructions pouvant résister aux séismes (application des règles parasismiques et contrôle qualité de la mise en oeuvre) et les implanter sur des sites recommandés par l'étude de microzonage.

En Algérie, le catalogue de la sismicité historique montre que 70% du nord du pays est exposé au risque sismique. Les séismes des vingt dernières années (Chlef, ex : El Asnam du 10 octobre 1980 ; Constantine du 25 septembre 1985 ; Oued Djer du 28 octobre 1988 ; Tipaza du 29 octobre 1989 ; Mascara du 18 août 1994 ; Alger du 16 septembre 1996, Aïn Temouchent du 22 décembre 1999 et Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003) ont montré à quel point les conséquences de tels événements peuvent être catastrophiques sur le plan socio-économiques.

Comme pour la région de Boumerdes Zemmouri où le séisme du 21 mai 2003 a montré que nos villes sont et seront toujours vulnérables, le tremblement de terre de Aïn Temouchent du 22 décembre 1999 a montré que cette région est également sujette à une activité sismique certaine.

Empiriquement et scientifiquement, comme dans toutes les régions sismiques du monde et dans le futur, d'autres événements similaires à celui du 22 décembre 1999 affecteront cette région.

L'état des connaissances actuelles dans le domaine des géosciences appliquées ou fondamentales ne permet pas de prévoir avec certitude les périodes de retour ou la prédiction à court terme des événements sismiques futurs. Par conséquent, des actions préventives, beaucoup plus rentables et réalistes, à court, moyen et long terme, doivent être entreprises pour la protection des hommes et des infrastructures économiques et sociales existantes.

Il reste bien entendu que ces études donnent des orientations objectives de l'aménagement et de l'occupation du sol et il est fondamental de réaliser pour chaque projet

ou chaque zone de développement urbain (PDAU ou POS) des études géotechniques plus fines (analyse des sols et auscultation géophysique des périmètres) et des mesures « in Situ » des paramètres statiques ou dynamiques des sols.

Ces études permettront aux décideurs locaux de contrôler le développement urbain et régional pour l'aménagement des zones à haut risque sismique.

L'étude de l'aléa sismique est basé essentiellement sur une compilation et une fine analyse des données existantes (géologiques, sismologiques, géotechniques, télédétection et imagerie de synthèse etc.) et de leurs validation sur le terrain (travaux ciblés de terrain).

2. ANALYSE DU CONTEXTE SISMOTECTONIQUE REGIONAL

Bien que la région d'étude soit située aux piémonts des chaînes ouest atlasiques de l'Afrique du Nord, il serait utile de rappeler l'histoire tectonique depuis le Miocène Moyen (Langhien : 18 Millions d'années) à l'actuel au niveau méditerranéen ou Ibéro-maghrébin.

Les mouvements récents de l'écorce terrestre rentrent dans le cadre de la néotectonique, ils sont liés aux rejeux des failles et aux séismes, mais aussi à d'autres événements comme l'eustatisme et l'isostasie.

Les manifestations de la néotectonique s'observent plus particulièrement dans les régions d'orogénie récente. Elles se trouvent autour du Pacifique, le long du rift de l'Afrique de l'Est, sur les piémonts des chaînes de types alpin ou andin, dans le bassin méditerranéen, dans des îles volcaniques comme les Canaries ou l'Islande.

2-1. Tectonique de la région Ibéro-maghrébine

Historiquement l'Algérie est connue pour être une zone sismique très active. Le catalogue de sismicité historique (Bennouar, 1994; CRAAG, 1994;) ne couvre qu'une infime partie de l'histoire de la sismicité de cette région (600 ans environ).

Cette activité sismique est associée aux structures tectoniques correspondant aux chaînes montagneuses de l'Atlas Tellien et aux dépressions (bassins) qui les limitent.

Les travaux de tectonique en Méditerranée occidentale (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977) montrent que l'ensemble de ces déformations tectoniques du nord de l'Algérie et du Maghreb en général est à mettre en relation avec l'histoire tectonique de la Méditerranée occidentale.

En rappel, la région ibéro maghrébine appartient à l'orogène alpin périméditerranéen.

Dans sa partie la plus occidentale, cet orogène est représenté par les Cordillères bétiques en Espagne et les Maghrébides qui forment une chaîne littorale allongée sur plus de 2000 Kilomètres, allant du Rif au Maroc jusqu'au Tell en Algérie et en Tunisie. Il se poursuit plus à l'Est jusqu'aux Apennins, formant l'arc calabro-sicilien (**fig. III.1**).

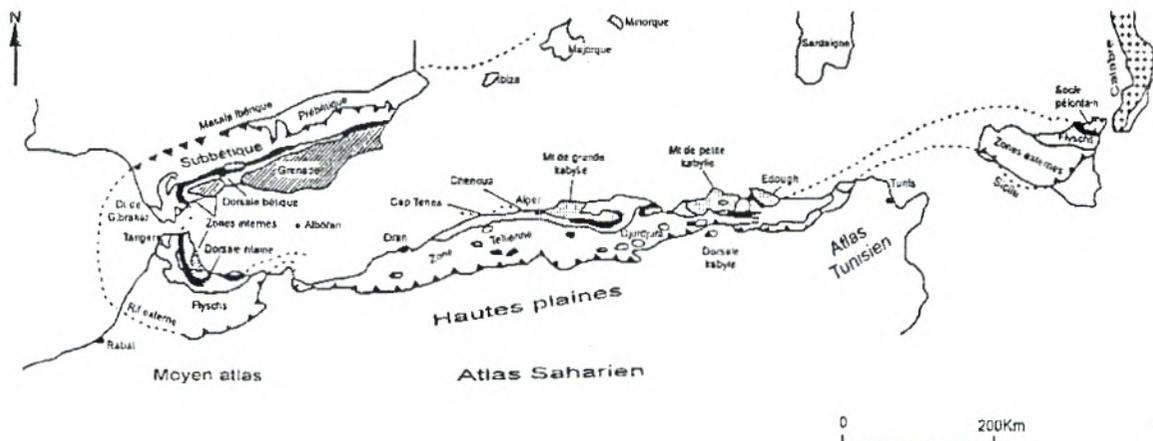


Fig. III.1: L'orogénèse alpine de la Méditerranée occidentale (M.Durand Delga, 1969)

Légende

	Massifs anciens kabyles, péloritain et calabrais et leur couverture		Flyschs Crétacé et Nummulitiques
	Massifs anciens bético-rifains (Paléozoïque et permo-Trias)		Limites frontales des nappes alpines
	Dorsale périméditerranéenne (bétique, rifaine, kabyle et nord-sicilienne) (Mésozoïque)		Contacts anormaux entre les nappes alpines

Cet orogène représente la partie septentrionale de l'Algérie et forme les domaines de l'Atlas tellien où des zones internes et externes ont été reconnues :

- zones internes

Elles sont représentées par :

~ Des massifs anciens, cristallins et cristallophylliens (Chenoua, Alger et Kabylie); du Paléozoïque supérieur peu ou pas métamorphique (Chenoua et frange sud des massifs Kabyles);

~ Des terrains mésozoïques et cénozoïques, à faciès de plate-forme carbonaté, que forme la chaîne ou dorsale kabyle (Chenoua, Djebel Bou Zegza au Sud-Est d'Alger et Djurdjura). Cette dorsale qui forme la bordure sud du socle est fortement écaillée et déversée vers le Sud.

- zones externes

Elles sont représentées par d'importantes séries mésozoïques et cénozoïques, à dominante marno-calcaire ou gréseuse. Leur structure tectonique en nappes décollées au dessus du Trias gypso-argileux, montre une progression vers le Sud où les unités allochtones chevauchent l'autochtone pré-saharien des Hautes Plaines (dans l'ouest algérien ce sont principalement les monts de Sebâa Chioukh, les Traras, les Béni Snassen et les monts de Tlemcen).

En Kabylie les nappes de flyschs sont charriées à la fois sur les zones externes et sur les zones internes (fig. III.2).

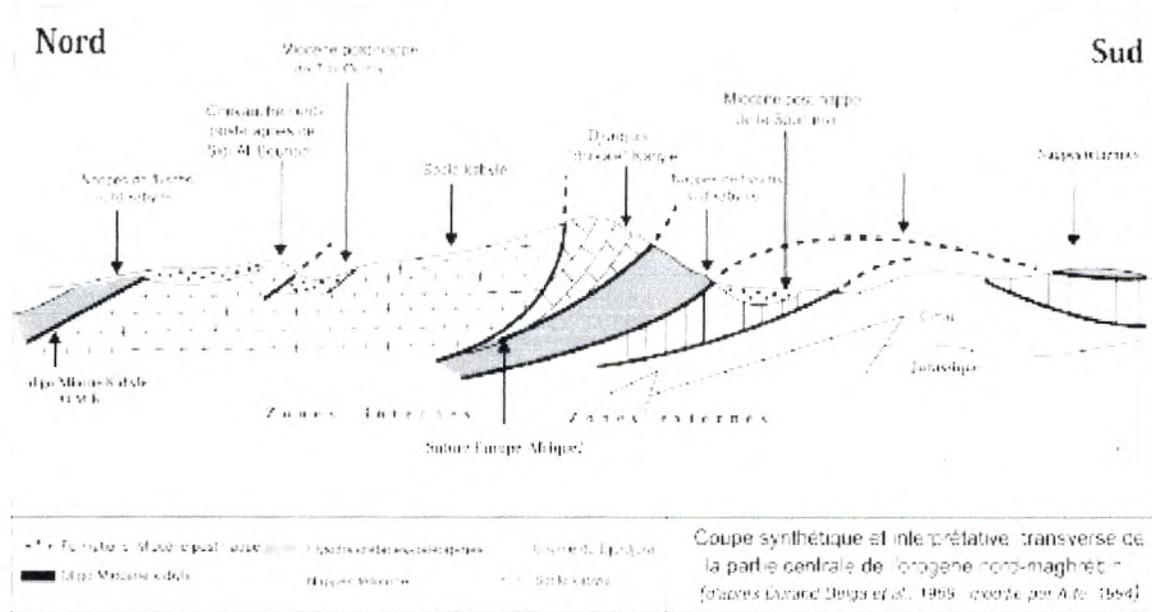


Fig. III.2: Coupe synthétique et interprétative transverse de la partie centrale de l'orogène nord maghrébin (d'après Durand Delga et al. 1969 ; modifié par Aïte, 1994)

On les rencontre dans la partie septentrionale du bassin de Tizi-Ouzou où elles sont connues sous le terme "nappes de flyschs nord kabyles"; sur le front sud de la dorsale elles sont appelées "nappes de flyschs sud kabyles". Leur mise en place s'est faite, dans un contexte compressif au Burdigalien.

2-2. Tectonique post-nappe ou néotectonique régionale

2-2-1. En Méditerranée

L'activité tectonique actuelle, dans le contexte méditerranéen, est due à la conséquence des mouvements de convergence entre les plaques africaine et eurasiennne s'est traduite par des plissements et failles qui affectent notamment les niveaux du Miocène post-nappes, du Pliocène et du Quaternaire. Ces déformations se continuent jusqu'à l'heure actuelle et se traduisent par une activité sismique.

Cette convergence se traduit différemment d'une région à l'autre et semble obéir aux conditions géologiques de chaque région. C'est ainsi qu'au niveau des arcs égéen et tyrrhénien la convergence est absorbée par des phénomènes de subduction, alors que la région de la Méditerranée occidentale est dominée par une collision généralisée.

Les déplacements peuvent s'exprimer par des déformations de la couverture sédimentaire. Ils peuvent s'exprimer de façon lente et asismique. Mais il peut également se produire une résistance à la déformation et une accumulation de l'énergie. Dans ce dernier cas, l'énergie sera libérée brutalement, ce qui provoquera de violents séismes. Cela a été le cas pour le séisme de magnitude $M_s=7.3$ de Chlef du 10 octobre 1980.

« Le mécanisme au foyer montre une solution en relation avec un champ de contraintes compressif orienté NNW-SSE (Ouyed et al, 1981). A quelques semaines à peine de ce séisme, le 23 novembre 1980, un autre séisme de magnitude $M_s=6.9$ localisé, en Méditerranée centrale, a affecté la région d'Irpina (Italie); le mécanisme au foyer montrant une solution en relation avec un champ de contrainte en distension orientée NW-SE (Giardini & al, 1984).

Ces deux événements sismiques majeurs régionaux sont en accord avec les travaux de tectonique effectués en Asie (Tapponnier, 1977). Ces derniers montrent la coexistence de mécanismes en compression et en distension dans des régions soumises à un champ de contraintes régionales identiques (Molnar et Tapponnier, 1977; Philip, 1983 et 1987).

A une plus petite échelle, le séisme de Rouina ($M=5.2$) du 19 juin 1992, localisé 20 Kilomètre à l'Est de Chlef, a montré un mécanisme en décrochement dextre N-S (Bezzeghoud et al. 1994) alors que les séismes de Chlef en 1980, de Tipasa en 1989, de Mascara en 1994 et de Aïn Temouchent en 1999 ont montré un mécanisme au foyer en compression NNW-SSE », (Boudiaf et al, 2003).

C'est dire la complexité des phénomènes tectoniques dans une même région soumise à un même champ de contrainte régional et dont la direction de la contrainte principale reste constante.

Du Détroit de Gibraltar jusqu'aux confins de la Méditerranée orientale, l'histoire tectonique de la Méditerranée a été souvent sujette à des controverses. Il aura fallu attendre l'avènement de la tectonique des plaques et surtout les travaux du Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977) et de Philip (1983, 1987) pour que des modèles tectoniques de l'histoire de la Méditerranée soient élaborés.

Sur la base des travaux de Philip (1987), l'équipe qui a travaillé sur le projet de l'étude de l'aléa sismique dans la région d'Aïn-Témouchent (Boudiaf et al, 2003) résume ci-après l'histoire de la région de l'Arc de Gibraltar, région proche de notre zone d'étude, depuis le Pliocène jusqu'à l'Actuel :

« Alors que la période du Miocène était marquée par un volcanisme de type calco-alcalin, la période du Pliocène voit la mise en place d'un volcanisme de type alcalin pur au Maroc, dans la région de Aïn Temouchent et dans les Cordillères bétiques (Espagne). Durant cette dernière période toute la région de l'Arc de Gibraltar (**fig. III.3b**) montre une tectonique caractérisée par une extension E-W à ENE-WSW s'accompagnant d'un raccourcissement horizontal NNE-SSW à N-S. Le volcanisme alcalin de Aïn Temouchent pourrait ainsi s'expliquer. Ce volcanisme le plus récent en Algérie est très limité dans le temps (quelques centaines d'années à un millier d'années : Dautria J. M. et Coulomb C., 2002; communications personnelles à l'université de Montpellier2 et Marseille).

Il s'agirait d'épisodes explosifs et en coulée dont le mécanisme éruptif serait associé à des remontées de laves alcalines le long de fractures profondes dans l'écorce terrestre de la région de Aïn Temouchent. Le Quaternaire ancien est marqué par un changement du régime tectonique (**fig. III.3c**).

En général, la région de l'Arc de Gibraltar est soumise à une compression NNW-SSE à N-S. Toutefois au Maroc, aux abords de la chaîne rifaine cette direction passe de NNW-SSE dans la partie orientale à NE-SW dans la partie occidentale.

Depuis le Quaternaire moyen jusqu'à l'Actuel la tectonique en compression NNW-SSE persiste (**fig. III.3d**) et se maintient dans l'ensemble de la région, à quelques rares exceptions.

A l'heure actuelle, cette tectonique est exprimée à travers une sismicité localisée dans les Cordillères Bétiques en Espagne et dans les chaînes atlasiques au Maghreb.

Le caractère compressif NNW-SSE de cette tectonique est confirmé par les mécanismes au foyer des séismes de Chlef de 1954 et 1980, de Tipasa du 29 octobre 1989, de Mascara du 18 août 1999 de Aïn Temouchent du 22 décembre 1999 et de Boumerdes-Zemmouri du 21 mai 2003 ».

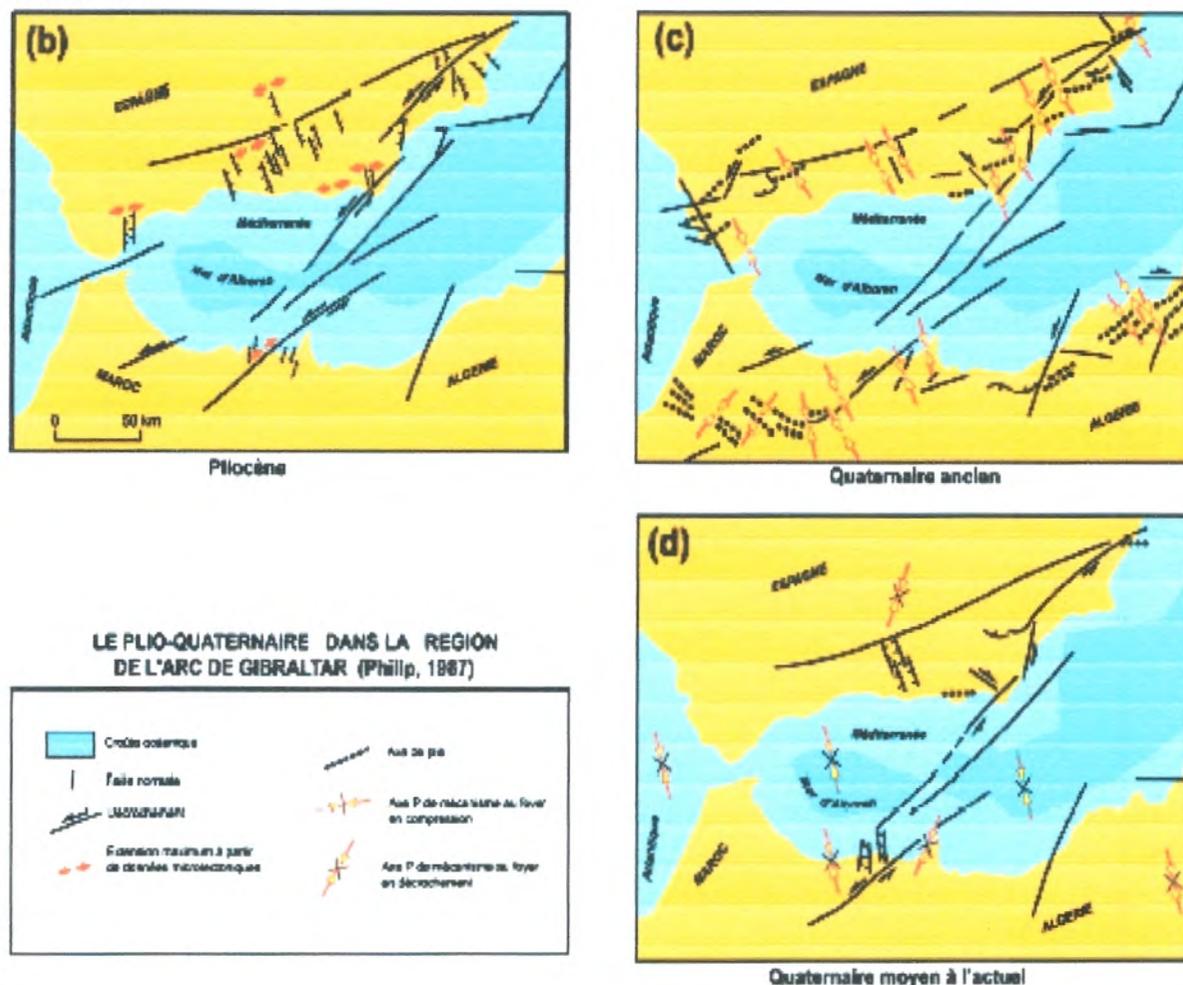


Fig. III.3: Le Plio-quaternaire dans la région de l'arc de Gibraltar (Philip, 1987)

2-2-2. Au Maghreb

Au Maghreb la néotectonique ou tectonique du Néogène se définit comme l'étude des déformations tectoniques post-nappes observées dans les niveaux du Néogène et du Quaternaire (-18 millions d'années à l'actuel) qui se sont déposés dans des bassins formés suite à une distension N-S généralisée ayant affecté cette région après la mise en place des nappes.

Les niveaux du Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien) sont généralement intégrés dans le Miocène anté-nappes. De ce fait, les travaux de Néotectonique prennent comme référence de base le Miocène post-nappes.

Des changements brusques ou graduels dans les régimes de contraintes ont été reconnus dans cette région depuis la mise en place des dernières nappes de charriage. Nous en ferons ci-après une brève description. La période de mise en place des nappes a été suivie d'une distension N-S généralisée dans l'ensemble de la région maghrébine.

« Guiraud (1977) note que cette distension aurait débutée dans les zones internes au Burdigalien supérieur-Langhien inférieur alors que dans les zones externes elle aurait été plus tardive et se serait manifestée à partir du Tortonien supérieur à Zancléen. La période de distension s'est continuée jusqu'au Villafranchien supérieur.

La fin du Villafranchien est marquée par un brusque changement du régime de contrainte qui passe d'un régime **distensif** à un régime **compressif**. Cette phase de compression se continue jusqu'à l'heure actuelle. Guiraud note l'existence d'une phase majeure d'une durée de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'année (2 à 300 mille années) qui se situerait à la fin du Villafranchien.

Cette phase paroxysmale, reconnue dans le bassin du Hodna, le piémont sud des Aurès et les bassins intra-montagneux de l'Atlas tellien (Glangeaud et *al.* 1952; Guiraud, 1977) a été suivie d'une phase de compression NNW-SSE plus modérée qui se continue à l'heure actuelle (Guiraud, 1977; Philip, 1977; Meghraoui, 1988 ; Boudiaf, 1996).

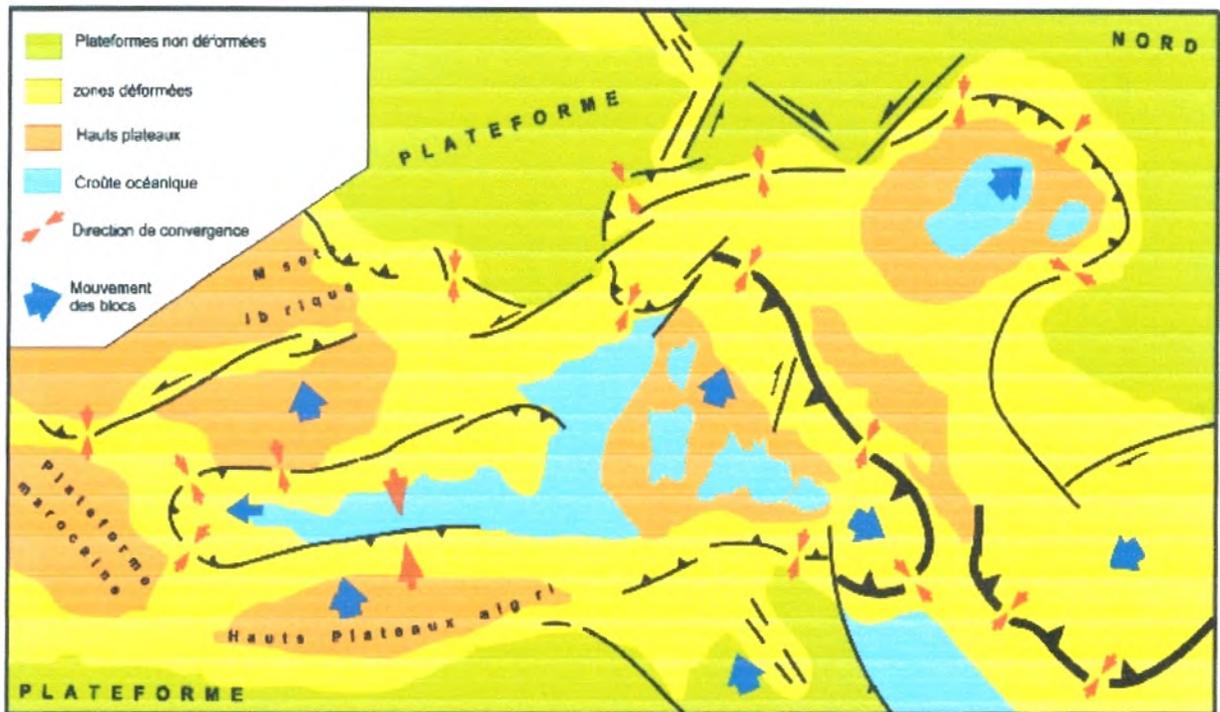
En Afrique du Nord, cette période a été à l'origine d'une importante subsidence dans les bassins et d'un important soulèvement des massifs montagneux.

En Algérie, le Burdigalien supérieur-Langhien correspond à une distension généralisée N-S marquée par l'ouverture de plusieurs bassins d'effondrement (Mitidja, Chlef, Hodna, région de Temouchent).

Cette ouverture est accompagnée par un volcanisme calco-alcalin ($15.1 \pm 0,6$ M.a.) le long de la bordure sud et l'extrémité occidentale du bassin de la Mitidja, dans la région de Thenia-Boumerdes et tout au long de la zone côtière de Ténès à Bejaia. Ce volcanisme se poursuit jusqu'au Miocène supérieur (Tortonien), (Bellon, 1976). Dans l'ouest algérien notamment dans la région de Aïn Temouchent le volcanisme alcalin pur aurait continué jusqu'au Quaternaire.

La fin du Villafranchien est marquée par une période de serrage N-S (Guiraud, 1977; Bousquet et Philip, 1981; Philip, 1984) évoluant en NW-SE durant le Quaternaire (Philip et Thomas, 1977; Thomas, 1985) puis NNW-SSE à l'heure actuelle (Philip et Meghraoui, 1981).

Ce serrage se traduit par une reprise en compression de toutes les structures géologiques formées durant la distension post-nappes. Cette période de compression, contrairement à la période de distension, voit se déposer des séries sédimentaires très peu épaisses », (Boudiaf et al, 2003, **fig. III.4**).



(D'après Philip 1987, Boudiaf 1996)

Fig. III.4: Tectonique plio-quadernaire de la région méditerranéenne (D'après, Philip, 1987 & Boudiaf, 1996)

2-3. Sismicité actuelle de la région Ibéro-maghrébine

L'analyse de la carte de sismicité de la région ibéro-maghrébine montre que la sismicité est localisée principalement dans les zones côtières ibériques, en mer d'Alboran et sur la marge nord des pays maghrébins (**fig. III.5**).

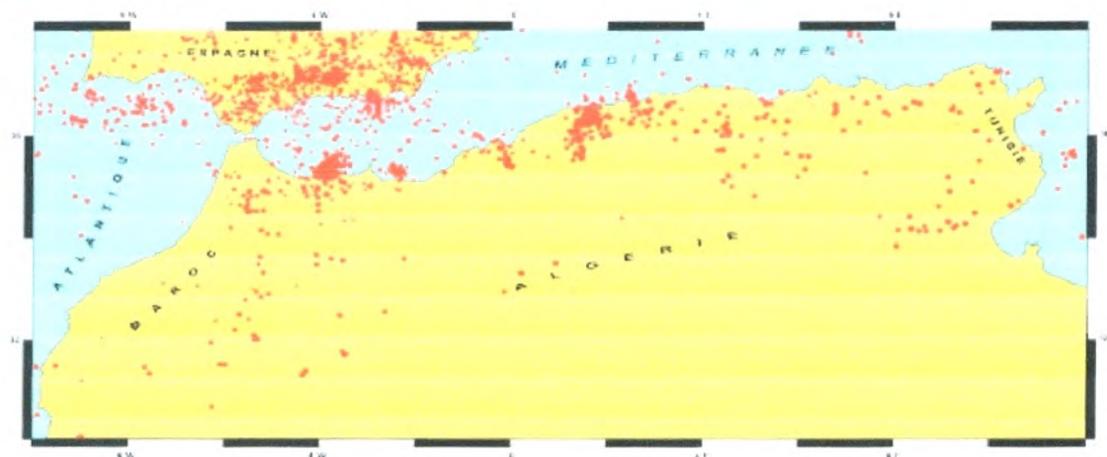


Fig. III.5: Sismicité de la région Ibéro-maghrébine (D'après les données NEIC 1928 à 2003).

Cette sismicité est liée aux mouvements tectoniques complexes de convergence de la plaque africaine au Sud et de la plaque européenne au Nord. La carte de sismicité de la région ibéro-maghrébine montre que la plus importante activité sismique de cette région est localisée en Espagne, dans les Cordillères Bétiques.

Au Maroc, cette sismicité est moins importante et se localise sur la bordure méridionale de la chaîne rifaine, sur la bordure orientale du Moyen Atlas et sur la bordure méridionale du Haut Atlas.

En Algérie, l'activité sismique est localisée dans les régions de l'Ouest algérien, de Chleff et de la Mitidja à l'Ouest d'Alger. Les autres régions du pays sont caractérisées par une sismicité diffuse localisée dans les zones de nappes telliennes.

En Tunisie, comme en Algérie orientale, la sismicité est également diffuse. Toutefois quelques épicentres se trouvent localisés dans les zones côtières et dans la région de Gafsa.

Cependant, le contact entre les plaques africaine et eurasienne, a souvent été simplifié et souvent associé à la direction linéaire E-W que décrit la sismicité depuis l'arc de Gibraltar à l'Ouest jusqu'à l'arc calabro-sicilien à l'Est. Alors que, "ce contact est beaucoup plus complexe et correspond à une juxtaposition de blocs continentaux et océaniques, plus ou moins mobiles et déformables" (Philip, 1987). Cette situation est marquée par la confrontation des deux domaines stables et rigides formés par les plates-formes européenne et africaine situées respectivement au Nord et au Sud. Ces deux plates-formes ont convergé selon une direction N-S depuis au moins 70 M.a (Pitman *et al.* 1969; Dewey, 1973; Tapponnier, 1977; Philip, 1987; Meghraoui, 1985; Boudiaf, 1996). Entre ces deux plaques rigides et stables, le domaine océanique de la Méditerranée et l'ensemble des zones externes du domaine continental de la chaîne Alpine sont pris en "étoupe". Ceci s'est traduit dans l'histoire tectonique de cette région par une succession de changements très rapides des directions des champs de contrainte ce qui aurait engendré, dans cette région très particulière, un début de subduction suivi d'une collision. La carte des mécanismes au foyer des principaux séismes instrumentaux du Maghreb (**fig. III.6**) et les directions des structures géologiques récentes illustrent la distribution actuelle du champ de contrainte dans cette région (**fig. III.4**). Cette carte a été établie sur la base des données extraites du catalogue du centre sismologique ANSS et NEIC (réseau mondial) et des données publiées (Ouyed *et al.* 1983; Bounif *et al.* 1987) », (Boudiaf *et al.* 2003).

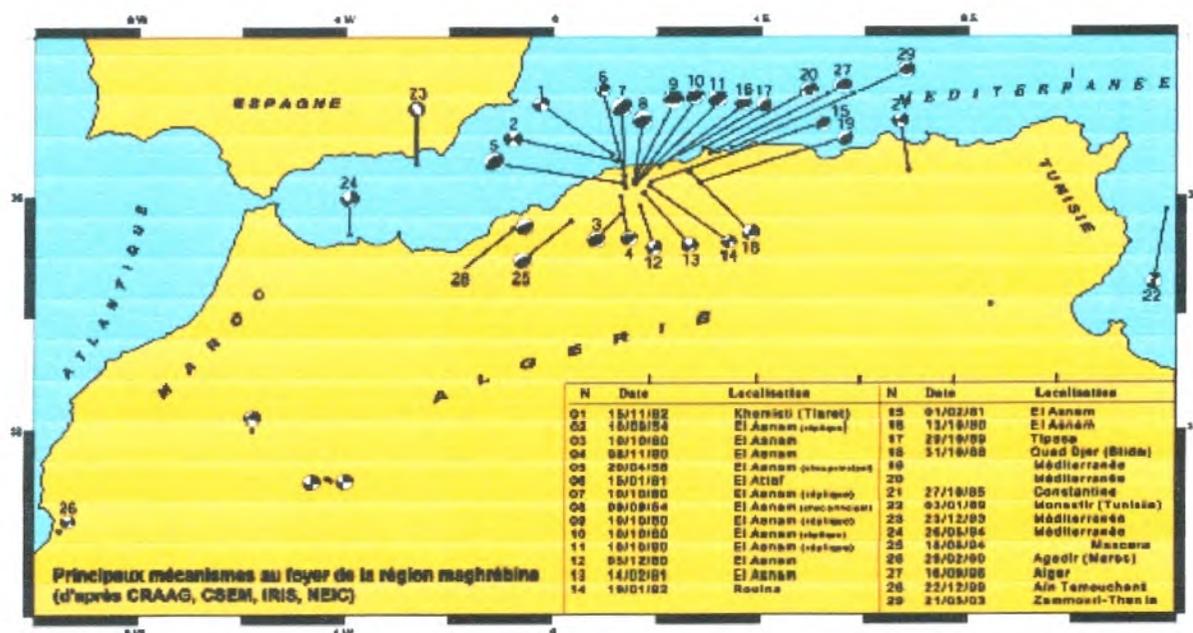


Fig. III.6: Principaux mécanismes au foyer de la région maghrébine (D'après, CRAAG, CSEM, NEIC)

L'analyse de cette carte suggère que la distribution du champ de contrainte dans la région maghrébine correspond à trois zones bien distinctes :

* Une zone orientée NE-SW située dans la bordure orientale de l'Atlas marocain est marquée par des solutions focales en décrochement senestre.

* La deuxième zone localisée au Nord de l'Atlas tellien algérien, correspond à l'axe Oran-Tipasa et se caractérise par des mécanismes donnant des solutions en compression orientée NNW-SSE.

* A l'Est d'Alger et au delà vers Constantine, les mécanismes montrent des solutions en décrochement dextre.

L'Algérie du Nord a connu plusieurs séismes historiques dont certains ont été catastrophiques (1716, 1790, 1825, 1856, 1954, 1980, 1994 et 2003). Vers 1847, A. Perrey; publia la première note sur les tremblements de terre en Algérie.

M. Chesneau (1892) s'intéressa à la période 1716-1887. De Montessus de Ballore (1906) élabora une synthèse de la sismicité historique algérienne qui représente le premier catalogue de sismicité historique algérienne.

Aucun travail de recherche n'a été consacré à la période antérieure à 1716, date du plus ancien séisme connu. En 1988, les travaux documentaires d'Ambraseys et Vogt sur la période antérieurs à 1716 ont permis de montrer l'existence de séismes antérieure à celui d'Alger de 1716. Le plus ancien de ces séismes correspond à celui d'Alger du 2 janvier 1365, qui aurait détruit la ville et aurait été suivi par un important raz-de-marée. Et le plus récent est celui du 21 mai 2003 qui détruisit complètement la ville de Zemmouri et partiellement les sites urbains de la Wilaya de Boumredes et qui fit plus de 2500 victimes.

2-3-1. La sismicité historique

« Le tableau de sismicité historique a été établie sur la base de données historiques macrosismiques reportées dans plusieurs publications algériennes et internationales (Mezcua, 1983; Benhallou, 1985; Ambraseys & Vogt, 1988; Bennouar, 1994; CRAAG, 1994).

Les événements instrumentaux ont été affectés d'une intensité calculée sur la base de relations empiriques développées par le CRAAG (1994). Ces relations sont les suivantes :

$$\begin{aligned} M &= 0,56 I_0 + 1,25 \text{ pour } I_0 \leq VIII \\ M &= 0,97 I_0 + 2,24 \text{ pour } IX \leq I_0 \leq XI \end{aligned}$$

Ce tableau qui couvre la période de 1790 à 2002 montre une concentration d'événements historiques dans plusieurs zones de la région d'Oran et d'Alboran. Il faut signaler que les localisations exactes des événements historiques sont souvent imprécises », (Boudiaf et al, 2003).

2-3-2. La sismicité de la région d'étude

A partir des données historiques et instrumentales, il est établi un tableau reprenant les principaux événements sismiques de la région de Aïn Temouchent (ci-dessous) en guise d'exemple de la région la plus proche de Bensekrane et ce, par manque de données sismiques historiques ou instrumentales.

Année	Mois	Jour	Heure	Lat.	Long.	Ml	Int.
1964	5	13	13 46 21	35,5	-1,5	5,2	VII
1967	8	16	13 46 09	35,5	-1,3		
1980	1	16	21 40 00	35,35	-1,03		V
1985	7	15	11 22 00	35,58	-1,15	4,1	V
1992	10	17	20 43 21	35,18	-1,2	4,8	V
1999	12	22	17 36 53	35,25	-1,3	5,8	VII

Tableau III.1: Historique des principaux évènements sismiques de la région d'Aïn Temouchent (Boudiaf et al. 2003)

La figure III.7 reprend les séismes historiques régionaux de la wilaya d'Aïn Temouchent et présente également la distribution des répliques du séisme du 22 décembre 1999. En effet, on peut localiser une activité sismique en mer ainsi, qu'au Sud de cette ville. Ceci indique d'une manière générale, que la région de Bensekrane n'est pas à l'abri d'un éventuel séisme, ni de mouvements dus à des répliques d'un tremblement de terre géographiquement proche.

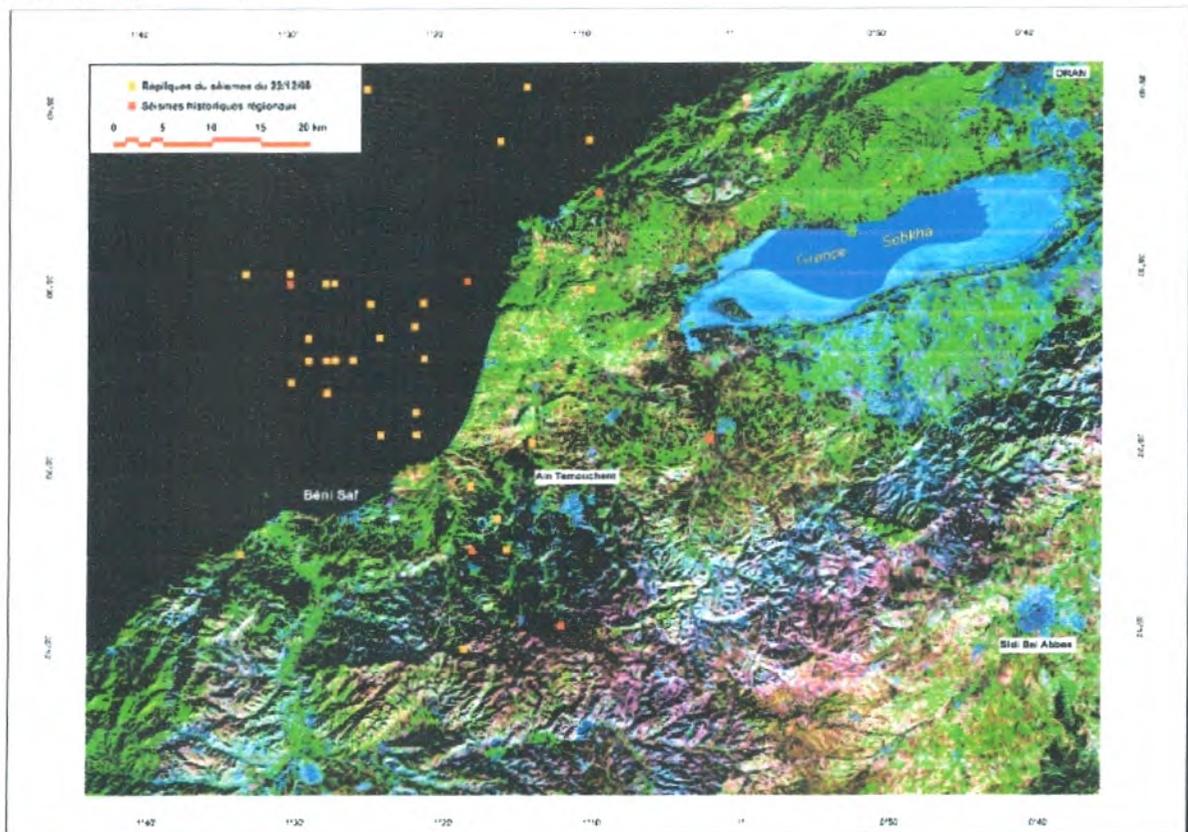


Fig. III.7: Réplique du séisme du 22 Décembre 1999 et séismes historiques régionaux (Boudiaf et al, 2003)

3. ANALYSE TECTONIQUE, STRATIGRAPHIE ET VOLCANISME DE L'ORANIE NORD OCCIDENTALE

Notre zone d'étude se situe dans la région de l'Oranie nord occidentale. Cette zone est bien délimitée vers le sud par les reliefs des Monts de Tlemcen et de leurs prolongements.

Du point de vue régional (fig. III.8), elle comprend un certain nombre de massifs montagneux. Le plus important est le massif des Traras et son prolongement méridional, la chaîne du Fillaoussène.

Au Nord, la région des Sebâa Chioukh n'est qu'une zone de collines en prolongement occidental du massif des Tessala.

D'autres reliefs importants viennent border le littoral; à l'Ouest dans les M'Sirda et les Souahalia, à l'Est dans la région du Skouna, de l'Haouarîya et d'El Melah. Entre ces reliefs, plusieurs dépressions s'échelonnent. Ces dépressions peuvent être des plaines actuelles ou fossiles (plaine d'Aïn-Temouchent, d'El Melah et plaine d'Hennaya) ou être le lien d'une reprise d'érosion intense au niveau des bassins de Bab el Assa, de la Moyenne et Basse Tafna, de l'Oued Isser et du Feid el Atouch (Guardia, 1975).

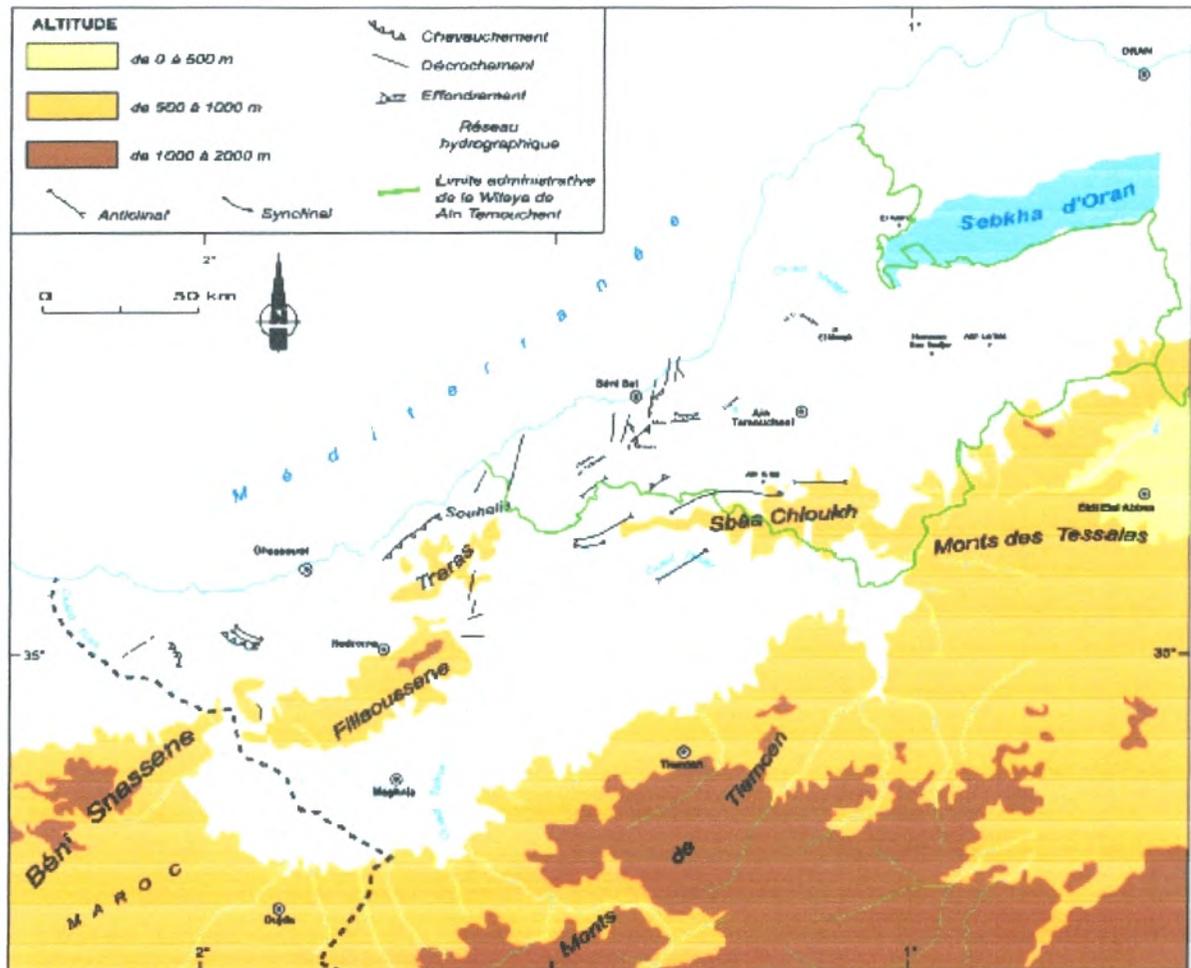


Fig. III.8: Contexte morpho-tectonique de l'extrême Nord-Ouest algérien (Boudiaf et al. 2003)

3-1. Tectonique post-nappe

Après la mise en place définitive des nappes, plusieurs phases tectoniques mineures vont se succéder. Cette tectogenèse se traduit par la formation de structures nées en compression (plis et plis-failles chevauchants), contemporaines des derniers mouvements tangentiels ou postérieures. Cette phase correspond également à de nombreux mouvements relatifs verticaux tels que les fossés de la région de Béni Saf et la flexure en bordure des Traras.

3-1-1. Tectonique en compression

Localement, la mise en place des nappes dans la région des Sebâa Chioukh est suivie par une phase de compression qui engendre un certain nombre de plis et de failles inverses dans l'édifice déjà formé antérieurement durant le Miocène synchro-nappes.

En effet, dans la région d'Arlal, il existe une importante discordance entre le contact de l'unité Chouala sur le Miocène synchro-nappes et le contact de base de l'unité oligo-miocène plus ancien. Dans cette même région, le synclinal qui, à l'ouest d'Arlal, affecte le Miocène n'est que très peu marqué dans l'unité oligo-miocène plus ancienne.

Le plissement du Miocène synchro-nappes et des nappes accompagne et suit la mise en place de l'allochtone. La direction des principaux plis est généralement atlasique (WSW-ENE).

3-1-2. Tectonique en distension et en coulissement

Dans la région de Béni Saf, après la mise en place des nappes s'individualisent les fossés dans lesquels sont conservées les nappes supérieures où vont s'accumuler les formations lie-de-vin du 1er cycle post-nappes. Le bord des fossés ne peut être délimité qu'approximativement en raison des recouvrements plus récents.

Dans tout le reste de la région et en particulier autour du massif des Traras et de la chaîne du Fillaoussène, la surrection de ces deux ensembles qui se produit pendant le Miocène moyen va se poursuivre pendant le Miocène supérieur.

Le redressement local du Miocène synchro-nappes visible au Sud et au Nord de la chaîne du Fillaoussène, à l'Est du Sidi Sofiane, à l'Est des Seabna, qui est d'ailleurs partiellement originel (dépôts de pentes), procède de ces mouvements verticaux. Le jeu de certaines failles atlasiques ou transversales s'est également produit à cette époque.

Le fait le plus remarquable de la tectogenèse post-nappes est qu'elle reprend les directions tectoniques plus anciennes de l'autochtone atlasique (Boudiaf et *al.* 2003).

En effet, Les accidents transversaux (N180°) à sub-transversaux (N200°) rejouent à cette époque en décrochements dans la région de Béni Saf et en bordure des Traras.

3-2. La stratigraphie du Miocène synchro-nappes – zone d'étude

Les derniers glissements des nappes tello-riffaines se font dans une avant-fosse miocène dépassant largement vers le Sud le domaine tello-rifain. Ce bassin, dans lequel vont s'écouler les nappes tello-riffaines, est nommé bassin synchro-nappes (**fig. III.9**). Il s'est largement étendu sur l'Afrique du Nord, du Maroc à la Tunisie en débordant sur le domaine atlasique et même parfois sur le domaine saharien.

Au nord, à la même époque, un bassin complexe s'installe sur les nappes de la bordure septentrionale du Tell, dans lequel se déposent les sédiments du premier cycle miocène post-nappes (Guardia, 1975).

La limite septentrionale du bassin synchro-nappes n'est pas connue, elle est masquée par les unités allochtones. Ce bassin présente un haut-fond probablement émergé, autour d'Aïn Temouchent puisque les nappes y reposent directement sur l'autochtone des fenêtres.

Cependant, à la même latitude, mais un peu plus à l'ouest dans les Tessala, le Miocène apparaît en fenêtre.

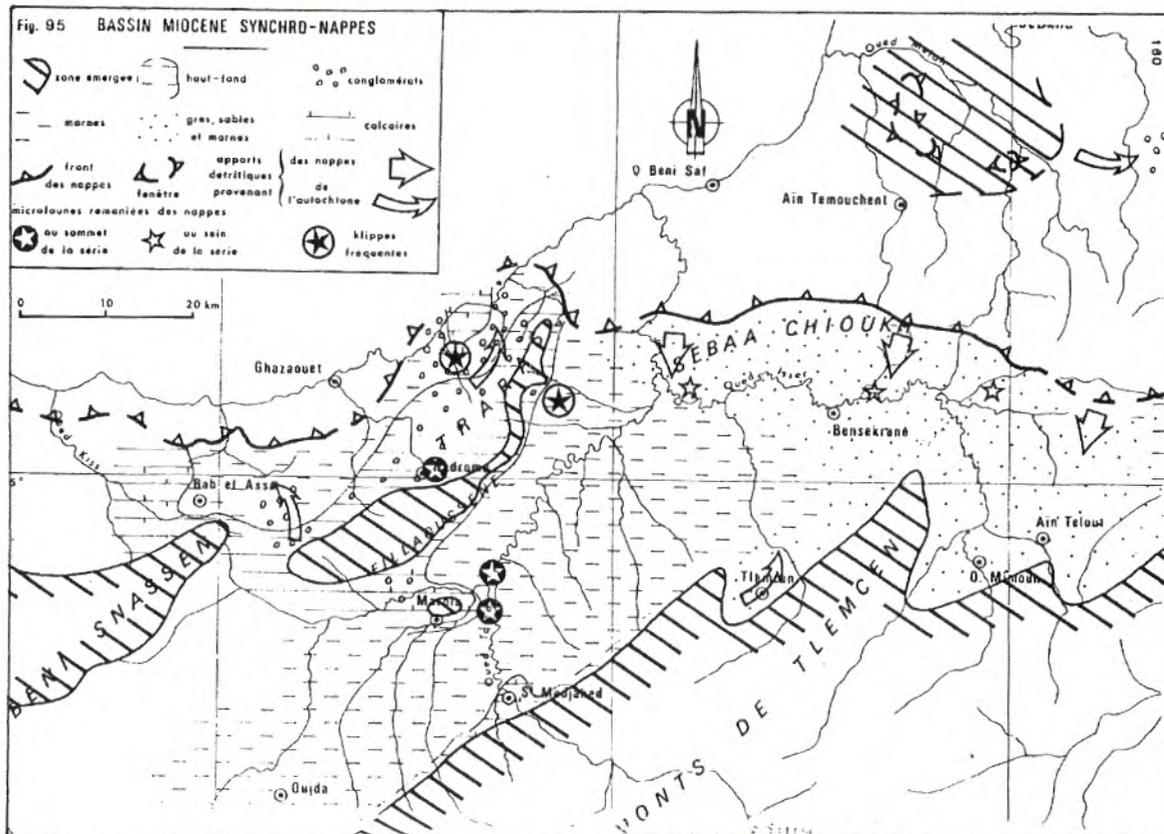


Fig. III.9: Principales formations géologiques et tectonique de la zone d'étude (Guardia, 1975)

Vers le Sud, le bassin molassique synchro-nappes est largement transgressif sur le domaine de la Meseta dont il suit les grandes lignes directrices. Alors que, l'importance des grès diminue du Nord vers le Sud. En effet, à partir du synclinal de l'Oued Isser, les barres gréseuses qui arment la morphologie des Sebâa Chioukh s'estompent. (Guardia, 1975).

En effet, la commune de Bensekrane est située au bord de l'Oued Isser, principal affluent de la Tafna, qui draine toute la bordure orientale du bassin de la Tafna. Il s'écoule d'abord du Sud au Nord, puis s'infléchit vers l'Ouest où il emprunte le synclinal miocène dont le flanc nord forme les reliefs des Sebâa Chioukh.

Le Miocène qui constitue la majeure partie de cette chaîne, est représenté ici par une épaisse série monotone de grès et de marnes dépassant 2000 m. de puissance. Sauf une présence de travertin mêlé d'onyx (marbre blanc) sur la hauteur dominant la rive gauche du Châabet R'kham, et à l'exception, des couches tufeuses qui se rencontrent en de nombreux points de l'une et l'autre rive de l'oued au dessous de la terre végétale.

L'ensemble de la série lithologique de cette zone peut être résumé comme une puissante formation de marnes argileuses intercalées d'assez puissants bancs de grès. Quant aux alluvions anciennes et modernes, elles ne se trouvent que le long de l'oued Isser jusqu'à El Fehoul.

3-3. La stratigraphie du Miocène supérieur et du Quaternaire

Les formations marines les plus récentes de l'Oranie Nord occidentale appartiennent à trois cycles sédimentaires successifs (Guardia, 1975) :

- un cycle Miocène messinien,
- un cycle Pliocène inférieur moyen,
- un cycle Quaternaire ancien.

Après la phase miocène de serrages post-nappes, une période d'érosion suffisamment longue permet le dégagement d'une surface d'aplanissement assez évoluée sur les reliefs des régions septentrionales. Cette surface se raccorde à la surface sommitale des dépôts du cycle synchro-nappes dans les parties méridionales.

La partie sommitale du miocène, qui est formée par une séquence sédimentaire négative, est généralement conservée dans le Miocène terminal de la Moyenne Tafna. C'est sur cette surface composite que vont s'accumuler les formations sédimentaires et volcaniques du Miocène terminal.

3-3-1. Le Miocène du Bassin Oriental

Les formations miocènes post-nappes du bassin oriental se raccordent de façon continue aux formations homologues de la région d'Oran et du bassin de Chlef. La série sédimentaire est constituée de trois formations particulièrement caractéristiques dans toute la région :

3-3-1-1. La formation "rouge" continentale à saumâtre

Les "formations rouges de la Tafna" sont des dépôts d'origine alluviale, de teinte ocre à rouge brique, affleurent largement au Nord des Sebâa Chioukh, dans la Basse et dans la Moyenne Tafna.

Dans la Basse Tafna, elles se distinguent aisément des formations rouges lie-de-vin du 1er cycle post-nappes sur lesquelles elles sont discordantes. Cette formation contient quelques lits ligniteux à Ostracodes lacustres ou d'eau associés à de nombreux gyrogonites de Characées. Vers le Nord et vers le haut, ces dépôts s'enrichissent progressivement en niveaux lagunaires et marins.

En bordure des Traras, la formation de base du Miocène supérieur est grossièrement détritique à éléments d'origine proche. L'abondance des coquilles de grosses Huîtres dans certains gisements indique une très nette influence marine.

3-3-1-2. La formation marine des "marnes bleues"

Le passage de la formation rouge aux marnes bleues est progressif. Au-dessus des niveaux saumâtres à Huîtres, précédemment décrits, se sont déposées des marnes grises bleutées aux caractères marins plus accusés. Elles contiennent dans la colline des Sebâa Chioukh plusieurs fossiles de type marin. L'interprétation et les variations latérales des deux formations de base sont importantes.

Des niveaux sableux ocre, de grain assez grossier, y forment des lentilles parfois importantes au Sud du massif du Skouna et sur la colline des Sebâa Chioukh. Il s'agirait là de sables plus ou moins triés par l'action des vagues. Les petits lits de cinérites sont également fréquents dans les deux formations. Ces deux formations sont transgressives sur les paléoreliefs créés par les dernières phases de tectogenèse. Elles peuvent être extrêmement réduites en bordure du Skouna où quelques mètres d'argiles rouges à passages gris clair

précèdent la formation supérieure, formée ici par l'alternance de lumachelles sableuses à Huîtres, de calcaires à Algues et de marnes blanchâtres.

En bordure des Traras, les marnes bleues sont plus franchement marines et contiennent une microfaune beaucoup plus riche.

3-3-1-3. La formation calcaire sommitale

A partir d'une ligne qui rejoint le Djebel Hermachia près de la bordure orientale des Traras, le Djebel Sebâa Chioukh et le Djebel Keroulis à l'Est d'Aïn Temouchent, les deux formations précédentes sont couronnées par des calcaires construits à Algues, Polypiers, Echinides, etc., vers le Nord, les calcaires à Lithothamniées qui forment le vaste plateau de Sidi Safi contiennent encore, dans les rares niveaux tendres, une riche microfaune qui indique un milieu marin sublittoral. Cette formation calcaire supérieure est transgressive directement sur le substratum, à l'Est du Djebel Sebâa Chioukh, au Djebel Tidda, autour des trois îles formées par le Djebel Skouna, par le Djebel Haouariya et par les massifs d'El Melah et sur le haut-fond de Sidi Safi.

3-3-2. Le Miocène du Bassin Occidental

Le bassin occidental est limité à la région des M'Sirda.

3-3-2-1. La formation inférieure

C'est la formation inférieure qui forme l'essentiel des affleurements du Miocène supérieur de la région. Cette formation est ici toujours franchement marine. Elle repose sur les coulées basaltiques des volcans du Cap Milonia et du Cap Kelah et passe latéralement à la formation volcano-sédimentaire des volcans andésitiques des Sebabna. Elle est transgressive sur les paléoreliefs formés par les calcaires métamorphiques de l'unité du Tadjera et débute alors par un conglomérat remaniant l'unité du Tadjera et son Trias en blocs peu roulés, percés par des lithophages.

Les niveaux détritiques de bordure passent rapidement à un ensemble fortement intriqué de marnes gris clair et de sables marneux ocre-jaune. Les niveaux marneux ont fourni une riche microfaune de Foraminifères benthiques dont la répartition montre que le milieu était franchement marin vers le NW, tandis que les influences littorales se faisaient sentir vers le SE.

3-3-2-2. Les calcaires supérieurs

Comme dans le bassin oriental, le Miocène supérieur se termine par une dalle calcaire épaisse de quelques dizaines de mètres. Elle est formée par des lumachelles à petits Lamellibranches et des calcaires sableux précédés par des sables roux à Huîtres. Vers le Sud, au-delà du volcan des Sebabna, les calcaires lacustres qui couronnent les dépôts volcano-sédimentaires sont peut-être d'âge Messinien, (Boudiaf et al, 2003).

3-3-2-3. Série continentale méridionale

La "formation rouge de la Tafna" se prolonge au Sud vers la moyenne Tafna et le bassin de Maghnia-Oujda, ainsi que plus à l'Est vers Arlal et Sidi Abdelli par une série exclusivement continentale. Cette série est formée par des dépôts d'origine alluviale, toujours légèrement rubéfiés (ocre à rouge brique) et ne contenant que rarement des éléments détritiques de grande taille. Cette série détritique est étroitement associée aux manifestations volcaniques de la moyenne Tafna et à celles, plus discrètes, de la limite Sebâa Chioukh - Tessala.

3-3-3. Le Plio-quaternaire : dépôts marins

3-3-3-1. Le premier cycle Pliocène

- Affleurements de la basse Tafna

Quelques affleurements de marnes marines appartenant à un cycle sédimentaire post-messinien existent sur la rive droite de la Tafna au Nord de la Plâtrière. Le massif du Skouna, tout proche et demeuré émergé, est recouvert par des niveaux marneux à matériel détritique grossier d'origine locale. Ces niveaux passent latéralement en quelques centaines de mètres à des marnes argileuses, de couleur beige et contenant une microfaune très bien conservée.

Les rivages de la mer pliocène sont, en dehors de quelques zones subsidentes (Chlef par exemple), très proches de ceux de la Méditerranée actuelle.

3-3-3-2. Le second cycle plio-quaternaire

- Affleurements entre la frontière marocaine et l'embouchure de l'oued Mellah

En de nombreux lieux de la côte actuelle, affleure une formation détritique de teinte ocre où se succèdent des dépôts littoraux (Béni Saf et Nord des Souahlia) ou des dépôts de plage et des dépôts dunaires plus ou moins consolidés. Ce sont dans tous les cas des grès calcaireux. Ces dépôts, qui ont pu être confondus par de nombreux auteurs (L. Gentil, 1903; G. Sadran, 1958) avec le Miocène, sont en fait, dans la région de Béni Saf, nettement emboîtés dans les calcaires à Algues et Polypiers du Messinien qu'ils remanient à leur base, (Boudiaf et al, 2003).

3-3-4. Le Pliocène : dépôts continentaux

Rien ne permet d'affirmer que la série continentale surmontant les cinérites messiniennes dans la Moyenne Tafna où le bassin de Maghnia est uniquement Miocène. La sédimentation continentale a pu, en effet, se poursuivre pendant une partie du Pliocène, (Boudiaf et al, 2003).

3-3-4-1. Dépôts conglomératiques méridionaux

Des poudingues, à galets de grande taille (de plusieurs dm), à ciment rubéfié caractéristique, recouvrent les dépôts continentaux beaucoup plus fins du cycle miocène terminal.

La discordance des poudingues sur les formations continentales antérieures est souvent très nette, avec parfois les traces d'un ravinement assez important. Une période d'érosion sépare donc localement les deux formations. Ce sont des dépôts de piedmont qui s'étalent largement au Nord des Monts de Tlemcen et de façon beaucoup plus modeste au SE de la chaîne du Fillaoussène.

3-3-4-2. Calcaires lacustres

Dans la région d'Hamman Chiguer, au Nord de Maghnia, les poudingues sont surmontés par des calcaires azoïques sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces calcaires semblent être en relation avec la source thermale carbonatée du Hamman Chiguer et se sont précipités dans un lac temporaire installé entre la chaîne du Fillaoussène et le massif de Maghnia. Sur le plateau de Remchi, les calcaires lacustres qui forment le mamelon dominant le plateau sont pliocènes.

3-3-5. Le Pléistocène : dépôts continentaux

Ce sont tous les dépôts contemporains ou plus jeunes que le "Calabrien" marin.

- Sables fins rubéfiés à Hélix

Dans la région de Béni Saf, mais aussi vers l'embouchure de l'Oued el Hallouf ou dans les Souahlia, les grès dunaires ocre, qui terminent le deuxième cycle marin, sont surmontés par des sables très rubéfiés et contenant de nombreux Gastéropodes terrestres. Cette formation rubéfiée est connue, dans la même position par rapport au "Calabrien", dans la région d'Oran, au-dessus des grès dunaires à faune du "Villafranchien inférieur".

- Alluvions sous basaltiques

Dans les Béni Menir et les Souahlia, les déjections basaltiques, scories et coulées, surmontent souvent des alluvions caillouteuses plus ou moins rubéfiées qui peuvent donc être considérées contemporaines des sables littoraux rubéfiés.

- Surface anté volcanique

La principale phase d'activité volcanique est postérieure aux dépôts calabriens et antérieure aux encroûtements calcaires. Dans le bassin de la Moyenne Tafna, la surface antévolcanique est un glacis d'érosion dégagé dans les formations continentales et volcaniques mio-pliocènes. Le glacis est recouvert par un poudingue à très gros galets, ne dépassant pas quelques mètres d'épaisseur et jamais encroûté. Son dégagement, postérieur aux dépôts pliocènes continentaux de la région, s'est réalisé pendant le début de la période quaternaire.

Dans les massifs de la Basse Tafna et d'Aïn Temouchent, les volcans se sont étalés sur une topographie plus accidentée puisqu'il est possible de reconnaître d'anciennes vallées (Oued el Hallouf, Chabet el Laham, Oued Melah) creusées après l'épisode marin et dunaire du Calabrien. Dans les Souahlia, les volcans pléistocènes reposent sur le glacis d'accumulation des alluvions prévolcaniques.

- Formation sédimentaire contemporaine du volcanisme

Dans les Souahlia et dans une moindre mesure dans la Basse Tafna, des alluvions ou des sables littoraux, souvent mêlés aux matériaux volcano-détritiques, séparent et surmontent les principales coulées. Cette formation est rubéfiée à la base et généralement plus claire au sommet.

3-3-6. Le Pléistocène moyen : terrasses alluviales

Les terrasses récentes le long de l'Oued Tafna et de ses affluents ont été étudiées par P. Guardia (1975).

3-3-6-1. Terrasse ancienne

Une terrasse ancienne, recouverte par des colluvions légèrement rubéfiées contenant peu de passages de graviers ou de poudingues, peut être observée dans la Moyenne Tafna, en particulier autour d'Hamman Bou Ghrara. La croûte calcaire qui la recouvre est analogue à celle qui recouvre la terrasse récente du Pléistocène moyen et les talus raccordant ces deux terrasses au glacis.

Ainsi, la période d'élaboration de la terrasse ancienne du Pléistocène moyen peut être corrélée avec l'Amirien du Maroc.

3-3-6-2. Terrasse récente

La terrasse récente du Pléistocène moyen est nettement mieux conservée que la précédente. Elle est formée par des alluvions claires, à passées de poudingues à gros galets cimentés; elle se termine par une croûte peu épaisse et blanchâtre, sur un encroûtement dépassant rarement 1 m. Un glacis de colluvions également encroûtés se raccorde généralement à cette terrasse.

La période d'élaboration de la terrasse récente du Pléistocène moyen peut être corrélée avec le Tensiftien du Maroc. Comme au Maroc oriental, c'est au cours de l'inter pluvial qui suit le pluvial tensiftien que s'élaborent les derniers encroûtements calcaires.

3-3-7. Le Pléistocène supérieur : terrasses alluviales

Elle constitue la basse terrasse des oueds, encore bien conservée. Elle est formée par des alluvions plus ou moins rubéfiées. La taille des éléments détritiques est nettement plus faible que dans la terrasse précédente. Cette terrasse se raccorde à des colluvions fines rouge brique foncé caractéristiques. Son encroûtement est exceptionnel et alors fort modeste. La période de formation de cette terrasse peut être corrélée avec le Soltanien du Maroc.

3-3-8. L'Holocène : Alluvions actuelles

Les alluvions actuelles sont formées par des limons gris ou des niveaux dunaires beiges à blancs qui affleurent tout le long de la côte.

3-4. Le volcanisme plio-quadernaire

Le volcanisme le plus récent de l'ensemble de l'Oranie nord occidentale est exclusivement basaltique et son activité s'est manifestée sur une surface beaucoup plus importante que pendant la période Miocène. S'il est possible d'y reconnaître quelques grands centres d'activité principale, les petits centres volcaniques isolés sont très nombreux.

3-4-1. Le volcanisme alcalin de la moyenne Tafna, calco-alcalin de M'sirda-Sahel

Il est en position côtière s'étendant depuis le Cap Milonia à l'Ouest jusqu'à Oran au Nord-est. Au Sud-est, le cours de l'oued Tafna limite dans sa partie moyenne son extension. La largeur de cette aire volcanique avoisine donc une trentaine de kilomètres.

Trois centres volcaniques peuvent être distingués au sein de cette aire : d'Ouest en Est, le volcan des M'Sirda, les pointements de la moyenne Tafna et le Sahel d'Oran. Ces centres sont en position stratigraphique Messinienne. De plus, trois autres massifs situés entre les M'Sirda et le volcan du Sahel, au nord des affleurements de la moyenne Tafna, reposent sur une surface anté-volcanique post-calabrienne, donc d'âge pléistocène inférieur (P. Guardia, 1975). D'Ouest en Est, ce sont les volcans des Souhalia, d'Aïn-Temouchent et de la basse Tafna.

On peut constater de ce fait que l'activité volcanique de la région de Maghnia (Rhyolite du Hammam Bou Ghrara et basalte d'Aïn Romana) est antérieure au dépôt continental rouge, et que l'activité calco-alcaline des M'Sirda est contemporaine tant des dépôts rouges que du Messinien marin. Les résultats géochronologiques ont confirmé ces faits. Toutefois, seules les formations volcaniques du Cap Milonia donnent un âge compatible avec la base admise du Messinien (7,9 MA). Il s'agit d'ailleurs de la seule formation volcanique en rapport direct avec le domaine marin.

3-4-2. Le volcanisme alcalin d'Aïn-Temouchent et de Souahlia

Quatre grands massifs volcaniques attestent d'une activité alcaline récente dans le secteur de l'Oranais. Ce sont du SW au NE, le massif des Souhalia, les pointements de la moyenne Tafna, au sud de la dorsale du Fillaoussène, les pointements de la basse Tafna dans la région de Béni Saf et le massif d'Aïn-Temouchent. Dans les Souhalia, les alluvions prévolcaniques forment un glacis sur lequel reposent les volcans pléistocènes (Pléistocène inférieur et moyen). Dans la moyenne Tafna, la surface anté volcanique est dégagée dans les formations continentales et volcaniques miocènes. Enfin, dans la basse Tafna et la région d'Aïn-Temouchent, les volcans se situent sur une topographie accidentée par des vallées creusées postérieurement à l'épisode marin du Calabrien.

« Une datation a été effectuée sur une des coulées de basalte d'Aïn-Temouchent . Son âge radiométrique de 1 million à 800 000 ans la situe au Calabrien qui dans les échelles corrélatives du Quaternaire se situe entre 1,8 Million d'années à 680 000 années », (Boudiaf et al, 2003). En fait, l'ensemble des volcans alcalins situés au coeur de la zone calco-alcaline de Remchi à Oran, semble constituer un groupe d'âge très comparable au volcanisme alcalin du Maroc, puisque les niveaux de base des volcans de la moyenne Tafna sont interstratifiés dans des calcaires lacustres datés du Pliocène.

3-4-3. Age de l'essentiel de l'activité volcanique

Les données de la stratigraphie des formations quaternaires marines et continentales et celles du paléomagnétisme permettent de situer l'essentiel de l'activité volcanique pendant le Pléistocène inférieur (1 800 000 à 680 000 ans), et plus précisément à la partie supérieure de celui-ci. Le degré d'érosion avancé des appareils stromboliens vient appuyer ces conclusions (cratères inexistant, pentes faibles de 7° à 15° en dehors des zones de reprise d'érosion).

3-4-4. Age du volcanisme d'Aïn Temouchent, Fillaoussene et Souahlia

Les rapports entre l'essentiel des autres formations volcaniques récentes et les formations quaternaires sédimentaires sont les mêmes que ceux qui ont été précédemment définis. Leur âge est donc également pléistocène inférieur. Cependant, dans le massif d'Aïn Temouchent, une partie de l'activité volcanique pourrait être un peu plus récente.

Le cratère du volcan de Dzioua est bien conservé et le cône a une pente interne jusqu'à 21° et externe jusqu'à 16°. Les roches volcaniques sont comparables à celles du massif de la Basse Tafna (basaltes à olivine, basaltes et basanites). D'autre part, sur le flanc Sud de la chaîne du Fillaoussène, dans le bassin de la Moyenne Tafna, une coulée de basalte s'intercale dans les calcaires lacustres attribués au Pliocène. Une partie de l'activité basaltique récente de la Moyenne Tafna est donc certainement pliocène.

En utilisant les analyses publiées par G. Sadran (1958) ; P. Guardia (1975) a tenté de définir les caractéristiques fondamentales des grands ensembles volcaniques pléistocènes de l'Oranie occidentale.

Les quatre grands massifs volcaniques pléistocènes possèdent une remarquable homogénéité. Il s'agit de basaltes à olivine, augite, avec des faciès particuliers à analcime abondante, issus de la différenciation modérée d'un basalte moyennement alcalin. Le volcanisme plio-quaternaire est, par sa nature et sa totale indépendance, vis à vis de la tectogenèse antérieure, uniquement dû à la néotectonique profonde. En conclusion, l'ensemble magmatique de l'Oranais forme une province chronologiquement active entre 9 et 1 MA environ; deux séries se succèdent, calco-alcaline puis alcaline pure.

CHAPITRE IV

LA CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE A BENSEKRANE

1. INTRODUCTION

Le travail que nous avons entrepris dans ce mémoire est l'application à la commune de Bensekrane des méthodes actuelles en terme de la cartographie qui vise les différentes approches concernant l'aléa sismique.

Dans cette démarche nous avons tracé nos objectifs afin de concevoir une application qui traite, et de la caractérisation et de la cartographie de l'aléa sismique dans notre zone d'étude.

Par voie de conséquence, nous avons commencé par la récolte d'un maximum de données : géologiques, hydrogéologiques, structurales, tectoniques, géotechniques, forages et enfin de l'information concernant la paléosismicité de la région.

D'autres précisions ont été rapportées par le biais des sorties de terrain sur le territoire de notre zone d'étude, pour préciser et essayer de déduire de nouveaux repères ou caractères tectoniques ou autres.

Enfin, l'apport que nous donne la photographie aérienne, et l'outil informatique sont des moyens éminents d'aide afin de parvenir à mieux gérer et exploiter les données pour y arriver à cerner la problématique posée à fond.

2. LA SISMICITE DE L'ALGERIE

Nous vivons dans une région où l'affrontement entre les deux plaques africaine et eurasienne est du type continental et les séismes se localisent dans les chaînes littorales plissées de part et d'autre de la Méditerranée. En outre, les données historiques montrent qu'il s'agit de tremblements de terre superficiels.

L'Algérie se trouve ainsi sur le front d'affrontement entre deux continents. Cette position lui confère le caractère sismique de toute la région nord. Le mouvement de confrontation que subit les deux rives de la Méditerranée a donnée naissance à de gigantesques fracturations sous forme de failles géologiques dont la conséquence est l'édification du relief important de l'Algérie septentrionale.

Les vitesses de rapprochement entre les plaques africaine et eurasiatique varient de 0,5 à 1 cm/an en Méditerranée occidentale, à 2,5 cm/an en Méditerranée orientale. Ces vitesses sont déduites des vecteurs déplacements obtenus à partir de l'expansion océanique dans l'Atlantique (**fig. IV.1**).

L'Atlas tellien appartient à la branche sud de la chaîne alpine du pourtour de la Méditerranée occidentale. Cette chaîne de montagnes est formée essentiellement de terrains allochtones au Nord d'origine probablement méditerranéenne et chevauchant des terrains autochtones, ceci étant le résultat de la géodynamique qui fait naître le phénomène complexe des nappes de charriages.

3. LOCALISATION ET DIFFERENTS ASPETS DE BENSEKRANE

3-1. Cadre géographique

La commune de Bensekrane est située au Nord-Est du chef-lieu de la wilaya de Tlemcen, faisant partie de la zone plaine et plateaux intérieurs de celle-ci; avec une surface supérieure à 780 km². Elle intègre spécifiquement le chef-lieu et les agglomérations secondaires: R'kham, Takbalet, et de Guetna.

Traversée du Sud au Nord par la route nationale (R.N.2), son chef-lieu se situe au point où la route franchit l'oued Isser et à 25 km de distance de la ville de Tlemcen. Le territoire de la commune de Bensekrane est caractérisé par un terrain peu à moyennement élevé mais accidenté (pente variant de 0 à 30 %) limité (**fig. IV.3**):

Au Nord par la commune de Ain Kihal et Aghlal (W. de Aïn Temouchent) ;

A l'Est par la commune de Sidi Abdelli (W. de Tlemcen) ;

A l'Ouest par la commune d'El Fehoul (W. de Tlemcen) ;

Au Sud par la commune de Amieur (W. de Tlemcen).

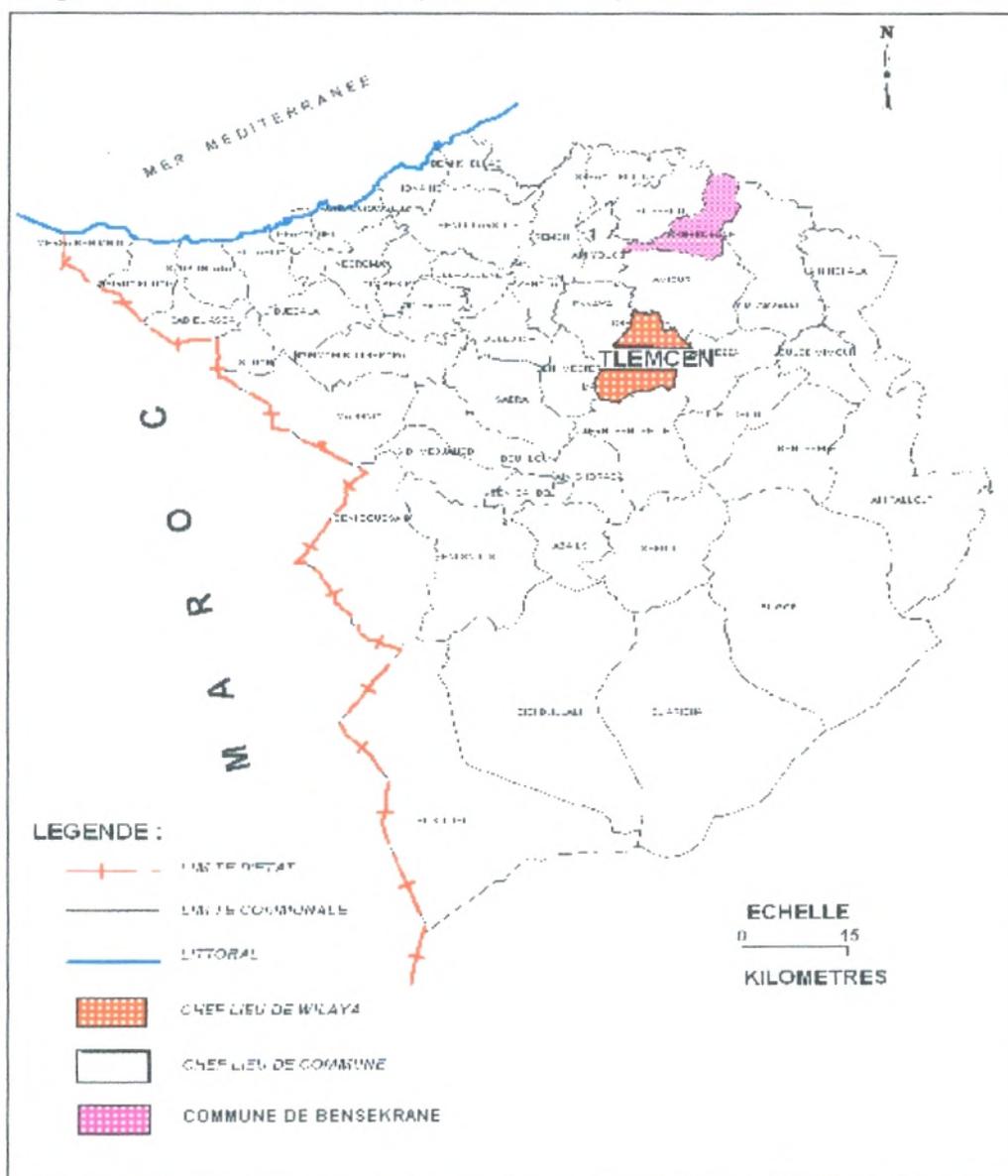


Fig. IV.3 : Plan de situation de la commune de Bensekrane (ANAT, 2005)

Son terrain est vallonné et parfois même cassant avec des ruptures brusques au voisinage de la carrière de marbre (pentes entre 30 et 35%). La zone est formée au Sud de l'Isser de plateaux plus ou moins profondément entaillés par les oueds et ravins secondaires (et châabat) qui les découpent en mamelons séparés par d'assez large petites vallées dont les flancs marneux et très élargis sont déchiquetés par une multitude de lignes de ruissellement distribuées en éventail. Au Nord les terrains sont plus accidentés et s'élèvent de 246 m dans le chef lieu de la commune, et jusqu'à 609 m à Takbalet (Allal, 2004).

3-2. Etude du milieu naturel

On entend par milieu naturel, les différents éléments caractérisant le territoire communal de Bensekrane sur le plan physique, climatique, hydrologique.

3-2-1. Etude du milieu physique

L'altitude moyenne du territoire est de 350 m environ, le relief est composé de plateaux et vallées au Sud de la commune, et la zone montagneuse de Sebâa Chioukh au Nord, où le point culminant de notre aire se situe au Nord-Est de Takbalet (650 m). Le terrain est globalement accidenté avec un caractère des châabas prédominant se qui traduit une érosion importante dans cette région. La vallée de l'oued Isser, caractérisée par des terrains alluvionnaires fertiles est limitée en surface.

3-2-2. Climat

Bensekrane est située dans la zone tempérée du Nord de l'Algérie. Protégée des vents du Sud par les massifs de Tlemcen et de Ouled Mimoun, soumise à l'influence méditerranéenne, et d'un relief peu élevé, elle jouit d'un climat modéré, excellent dans son ensemble.

Les hivers sont doux, la neige y est rare ; les étés ne sont pénibles que lorsque le Siroco souffle en tempête. La chaleur de la journée est généralement moins lourde que sur le littoral, bien que la température y soit plus élevée.

Les précipitations moyennes annuelles enregistrées se situent entre 400 et 600 mm, la période pluviale est de Novembre à Mai. Notons que la commune est soumise à l'influence du déplacement de l'anticyclone des Açores.

3-3. Hydrogéologie

L'intérêt de la connaissance du cadre hydrogéologique s'impose pour connaître le niveau piézométrique des nappes souterraines afin de concevoir une idée sur la profondeur et l'influence de ces dernières sur les sols de la région. En outre, les niveaux des nappes aquifères et autres sources et poches d'eau peuvent être très variables, tant du fait de leur épuisement systématique que du cycle climatique saisonnier.

L'oued Isser est le principal cours d'eau de Bensekrane. D'autres part, dans le début du 20^{ème} siècle, il a été recensé de nombreuses sources sur le territoire de la commune, essentiellement dans le chef-lieu et au niveau de Takbalet ; elles étaient potables et de bonne qualité et leurs débits étaient fort variables. Beaucoup de ces sources sortaient des grès très perméables et facilitant les écoulements hydriques. Actuellement, une nappe est individualisée dans la région, et elle se situe dans les grès du miocène, sa surface piézométrique se situe entre 80 et 200 mètres (Allal, 2004).

3-4. Cadre morpho-tectonique

Les Sebâa Chioukh forment une zone anticlinale à cœur créacé, d'axe sensiblement Est-ouest, et dont le flanc Sud plongeant régulièrement de 10 à 30° est particulièrement développé. Son flanc Nord assez complexe et très faillé, forme la charnière du bassin au contact du substratum créacé. C'est une zone affectée de grandes cassures et largement injectée de Trias. Cette instabilité se reflète dans le Miocène sous forme d'importants changements de faciès; on y trouve enfin, les calcaires du Miocène supérieur reposant en discordance sur le Miocène inférieur.

Cet anticlinal est bordé au Sud par un synclinal miocène bien dessiné dans la morphologie, allongé suivant la basse vallée de l'oued Isser. La deuxième ride anticlinale, beaucoup plus amortie, qui semble avoir affectée la couverture plio-quaternaire limite ce synclinal au Sud dans la région de Remchi que traverse l'oued Anguier. Les calcaires du Miocène supérieur qui ne se sont pas déposés au Sud reposent ici en discordance sur les formations marines ou continentales inférieures.

On note la présence d'un certain nombre de différentes formes structurales (plis, failles, chevauchements) dans la zone d'étude et ses environs (**fig. IV.4**). Ceci explique le caractère accidenté de cette région et ce parce qu'on est au front des contacts anormaux qu'illustre la tectonique de mise en place des nappes de charriages.

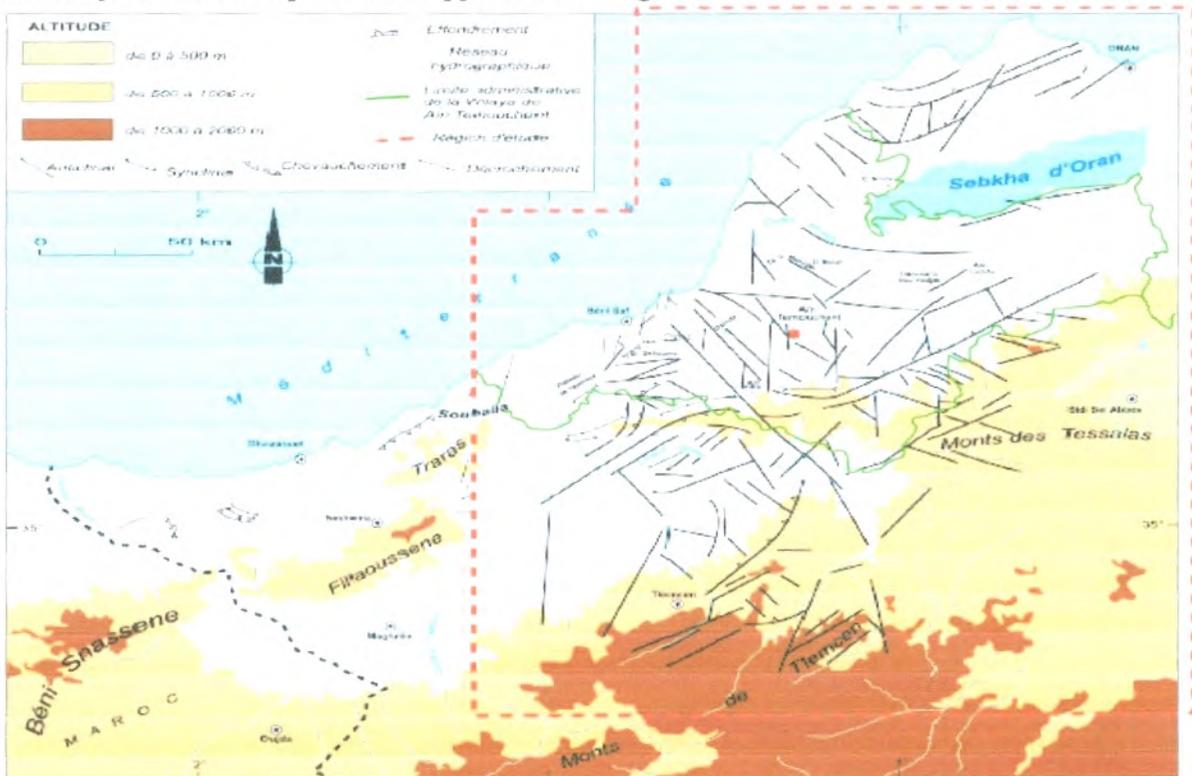


Fig. IV.4: Contexte morpho-tectonique régional (Boudiaf et al, 2003)

Il semble que cette aire plissée au style jurassien, corresponde exactement à la zone de subsidence maximum où les épaisseurs sont les plus importantes. Les caractères de plissement et d'accidents tectoniques dans la région de Bensekrane indiquent que leur mouvement peut être activé à n'importe quel moment de nos jours.

En effet, le tremblement de terre qui a secoué la région de Aïn Temouchent en 1999 est la preuve que notre région d'étude présente un risque sismique certain; quoique, la nature de ces sols puissent retentir sous l'effet d'un séisme géographiquement proche. Ainsi, le règlement parasismique algérien (R.P.A. 99 – version 2003) classe cette région dans la zone de sismicité faible (zone I), (fig. IV.5).

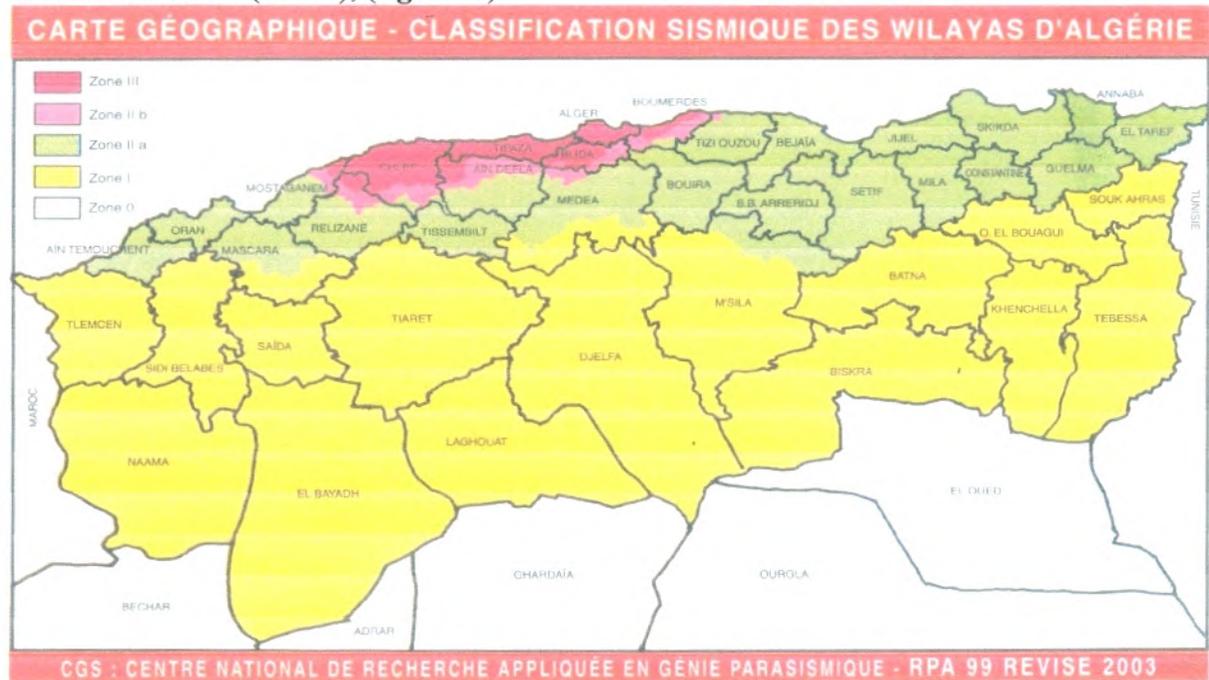


Fig. IV.5: Classification sismique des wilayas d'Algérie (CGS, 2003)

3-5. Géologie locale

3-5-1. Chef-lieu de la commune de Bensekrane

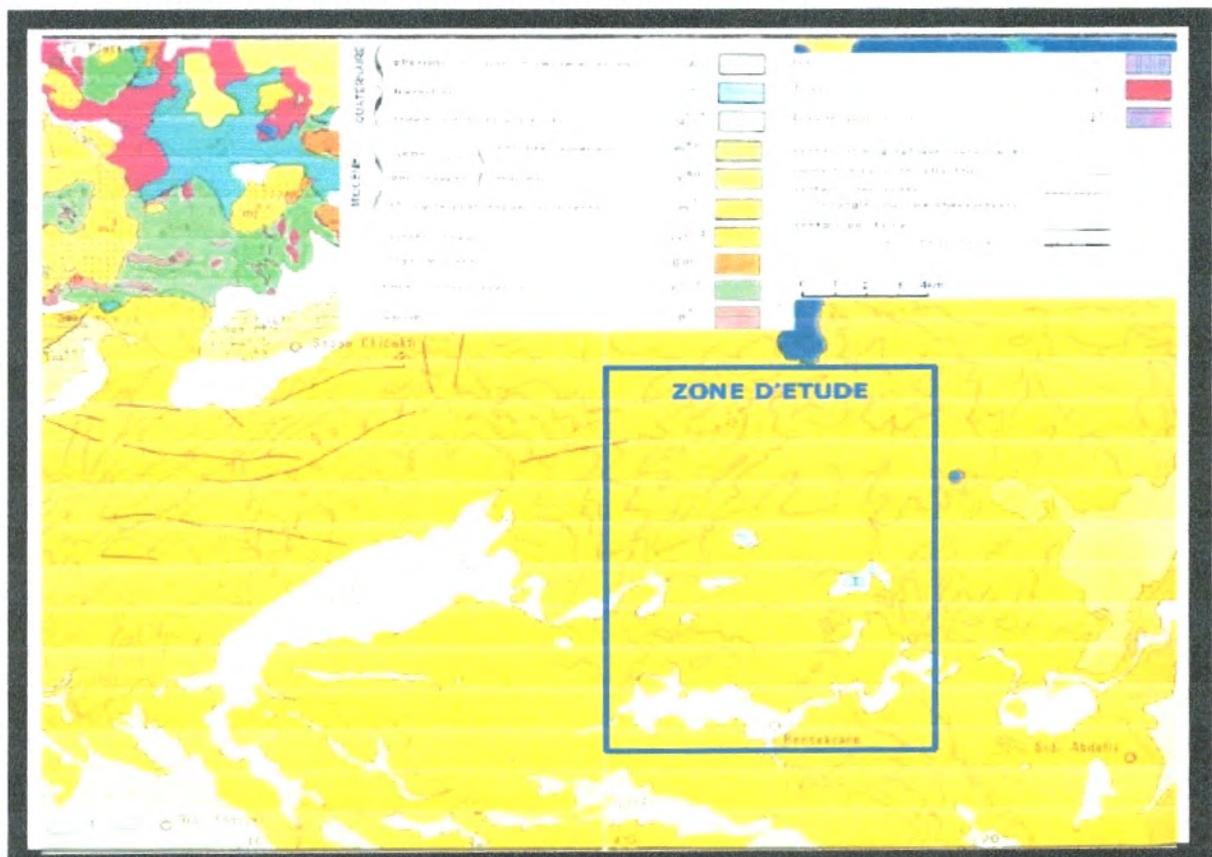


Fig. IV.6 : Carte géologique de la zone d'étude (ONG, 1990)

Le Chef lieu de la commune est occupé par les marnes argileuses du Miocène moyen (serravallien). C'est une alternance de marnes verdâtres à jaunâtres et de bancs de grès (fig. IV.6 et IV.7).

Les grès rencontrés à l'entrée de Bensekrane à droite de la RN 2 sont des grès bruns à la patine et jaunes à la cassure, constitués de grains fins et de dureté faible parfois même friables. Ils sont fracturés, présentant des joints de remplissage et des figures d'érosion à la surface. Ils se débitent en plaques de tailles centimétriques à métriques. Ces grès sont de direction générale : N 140° avec un pendage de 15° vers l'W.

Au niveau de l'oued Isser qui traverse la ville et ces proches berges, on y rencontre des alluvions d'une épaisseur faible à moyenne et des éboulis de pentes de faible épaisseur.

3-5-2. Localité de Sidi Abderrahmane (Guetna)

Elle est formée par des marnes argileuses verdâtres à brunâtres et des grès bruns à roux à la patine et jaunes à la cassure, de grain généralement fin mais passant parfois à des grès grossiers ou même à des poudingues. Les bancs de grès, intercalés avec les marnes, ont une épaisseur de quelques centimètres à plus d'un mètre. Ils se débitent en plaques, de direction générale: N 160° avec un pendage de 15° vers l'WSW. Les bancs de grès qui affleurent dans cette zone sont très fracturés avec présence de failles métriques qui sont visibles sur les deux rives de l'oued Isser.

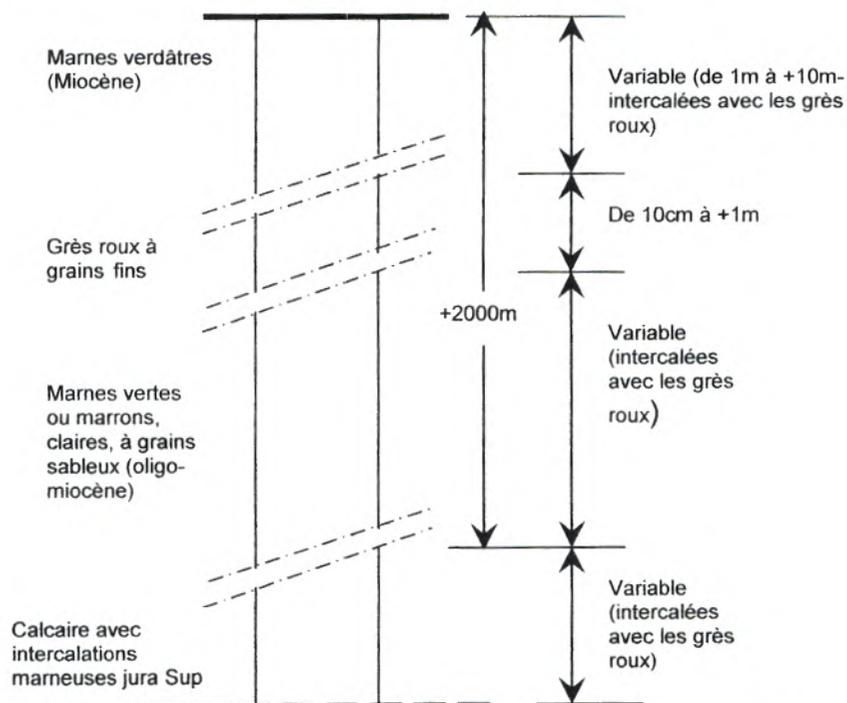


Fig. IV.7: Coupe géologique schématique des sols de Bensekrane (Allal, 2004)

3-5-3. Localité de R'kham

Ce site est caractérisé par la présence d'un affleurement important de Travertins (T) durs et marmorisés de direction: N 50° avec un pendage de 0° SE. Ils constituent un gisement exploité par carrière pour leur qualité ornementale à quelques dizaines de mètres du village. Ces travertins reposent sur les marnes du Miocène moyen. Sur les travertins, de faibles dépôts d'argiles rouges de décalcification constituent la terre végétale.

3-5-4. Localité de Takbalet

Le site de Takbalet est occupé par les marnes du Miocène moyen. C'est une alternance de marnes verdâtres à jaunâtres et de barres de grès ou de grès carbonatés, de direction N 70° avec un pendage de 3° NW ; avec toutefois une prédominance des marnes.

4. CARACTERISTIQUES GEOTECHNIQUES

Les différentes études géotechniques réalisées sur le site et l'étude géologique ont fait ressortir la présence de marnes argileuses intercallées par d'assez puissants bancs de grès. Quant aux alluvions anciennes et modernes, elles ne se trouvent que le long de l'oued Isser et ses affluents qui convergent vers cette région (Allal, 2004).

4-1. Les marnes argileuses

Les chiffres reportés dans le tableau ci-dessous se rapportent aux résultats d'essais recueillis pour ce type de formation dans la zone cartographiée. Ils résultent de calculs statistiques établis pour chaque type d'essai indépendamment l'un de l'autre. [σ_x étant l'écart type de population d'échantillons]

	Wl	Ip	γ_d	σ'_p	Cc	Cg	Cuu	Φ_{uu}
	%	%	kN/m ³	bar	-	-	bar	°
Max.	56.0	30.6	17.90	3.700	0.198	0.066	1.00	39°
Moy.	46.4	24.8	17.13	2.525	0.144	0.036	0.538	29
Min.	31.0	16.0	16.20	1.700	0.097	0.016	0.25	22,4°
σ_x	7.015	4.836	0.536	0.685	0.031	0.016	0.289	5.072

Tableau IV.2: Résultats des différents essais physiques et mécaniques effectués sur les échantillons de marne-argileuse de Bensekrane (Allal, 2004)

Conformément à la classification universelle USCS/LCPC (voir annexe), et en tenant compte des courbes granulométriques et des limites d'Atterberg, on peut dire que ses sols sont des **Argiles peu plastiques [Ap ou CL]** et des **Argiles très plastiques [At ou CL]**. Au vu des valeurs du coefficient de compressibilité et de l'indice de plasticité, ces sols ont une compressibilité moyenne à élevée. Quand aux indices de gonflement, conjugués aux limites d'Atterberg, ils nous indiquent que nous avons affaire à des sols dont le potentiel de gonflement est moyen à élevé. L'analyse probabiliste des paramètres a révélé une grande complexité de la variabilité de ces paramètres.

4-2. Les grès

Les grès sont souvent presque sableux, souvent aussi plus durs, et à peu près exclusivement siliceux dans les deux cas, plus rarement à ciment calcaire. On retrouve dans ces séries alternées beaucoup de fines dues aux altérations climatiques subies au cours de la formation géologique. Ils affleurent dans une oliveraie située à l'entrée Sud Est de Bensekrane, après la station d'essence.

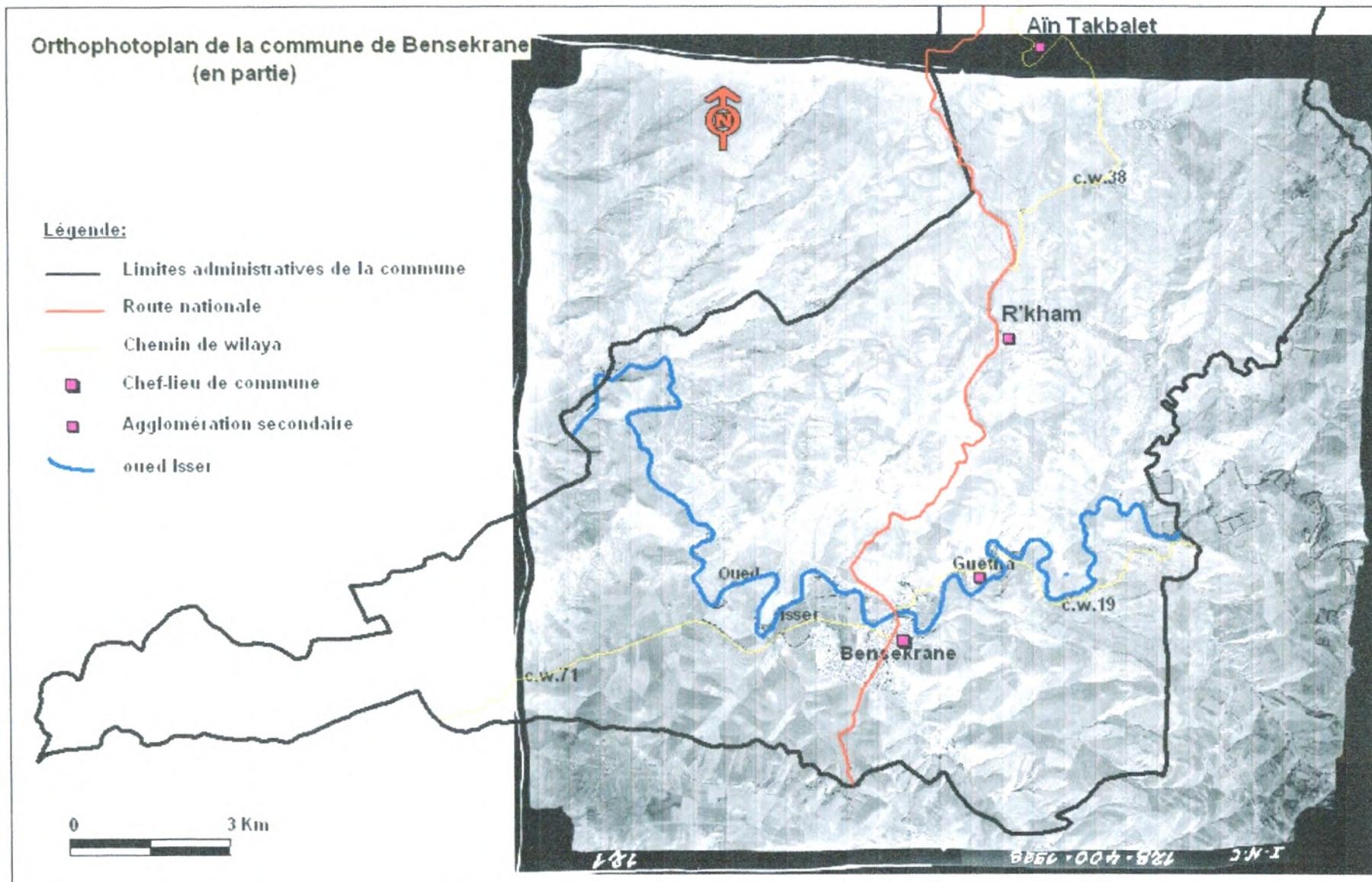


Fig. IV.9: Orthophotoplan de la commune de Bensekrane et ses environs (INC, 1998)

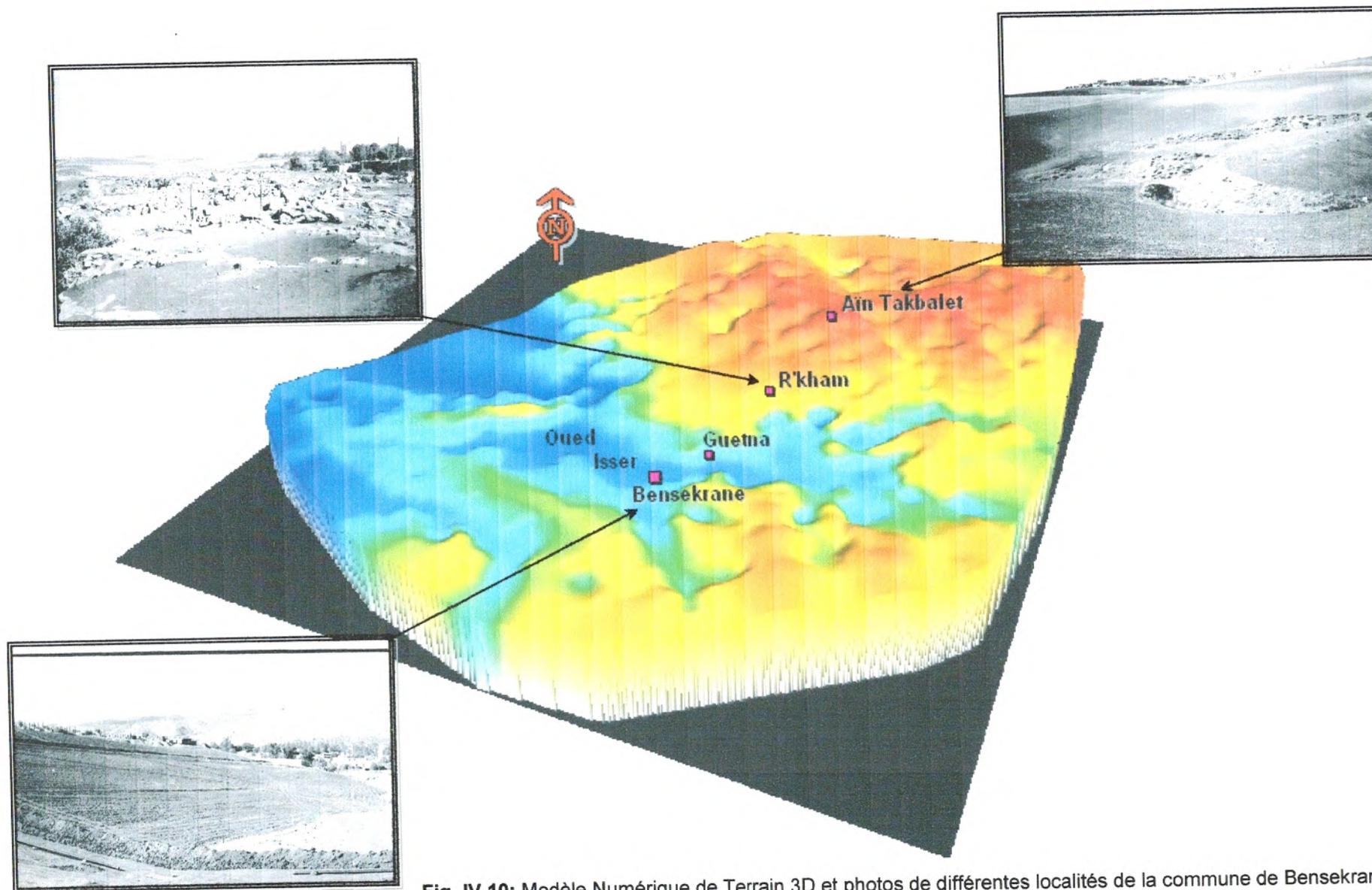


Fig. IV.10: Modèle Numérique de Terrain 3D et photos de différentes localités de la commune de Bensekrane

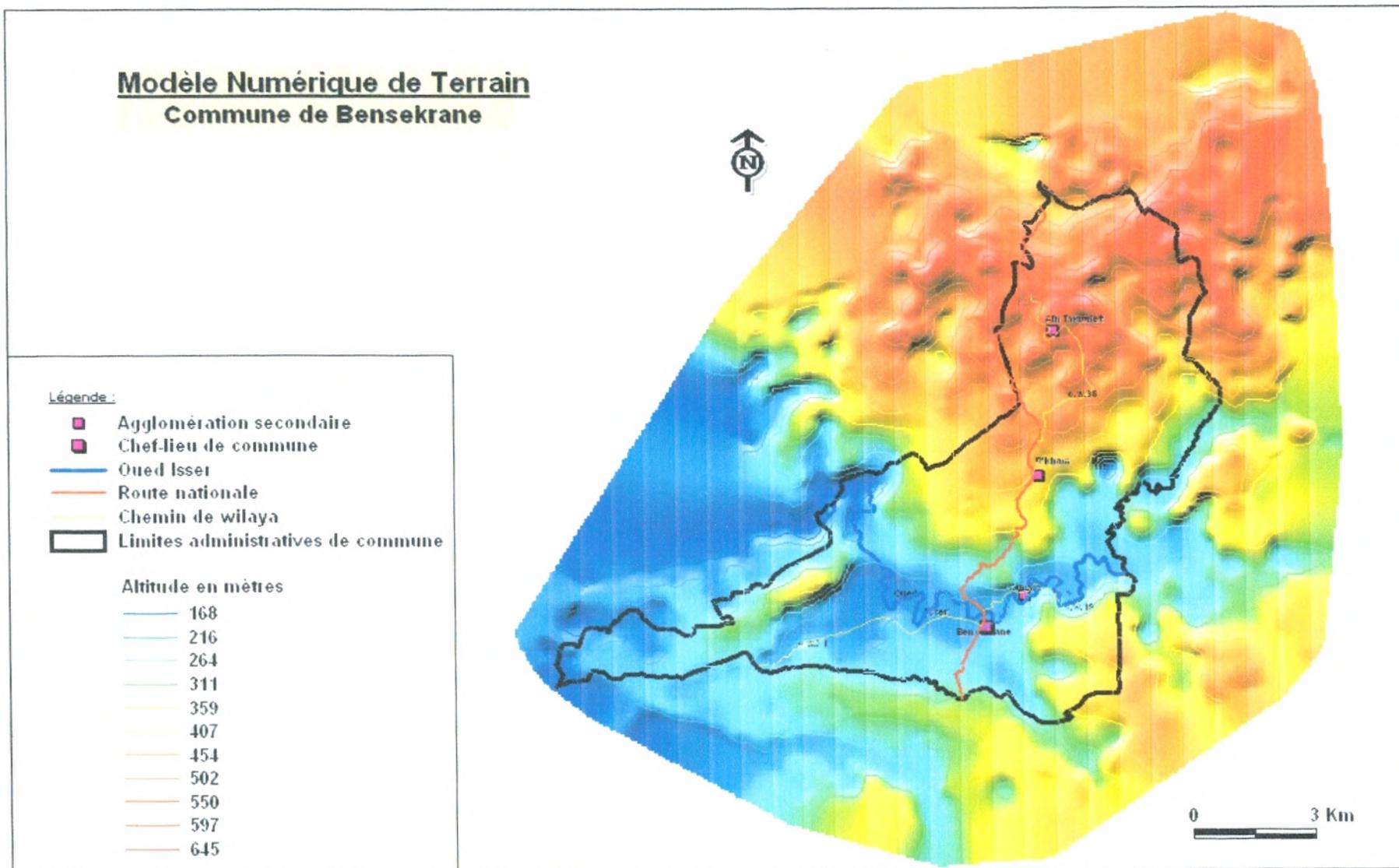


Fig. IV.11: Modèle numérique de terrain 2D de la commune de Bensekrane et ses environs

5-3. Carte des pentes :

C'est une carte qui représente les intervalles de dénivelé des terrains de la commune de Bensekrane suivant une grille de couleur (**fig. IV.12**). Elle représente l'aspect morphologique de ces terrains suivant un calcul mathématique effectué sur les données des courbes de niveau et points côte numérisées de la carte topographique de la région au 1/25 000^{ème} sous le logiciel : Map Info. D'après cette carte, on remarque un écart assez important entre la valeur minimale et maximale qui donne une idée claire du caractère accidenté de cette région ainsi que, le changement continu et rapide de la pente en allant du chef-lieu de Bensekrane vers Aïn Takbalet en passant par le petit village de R'kham. Il faut signaler que dans cette carte, chaque couleur désigne une zone qui représente un intervalle d'altitude compris entre une valeur minimale et une autre maximale.

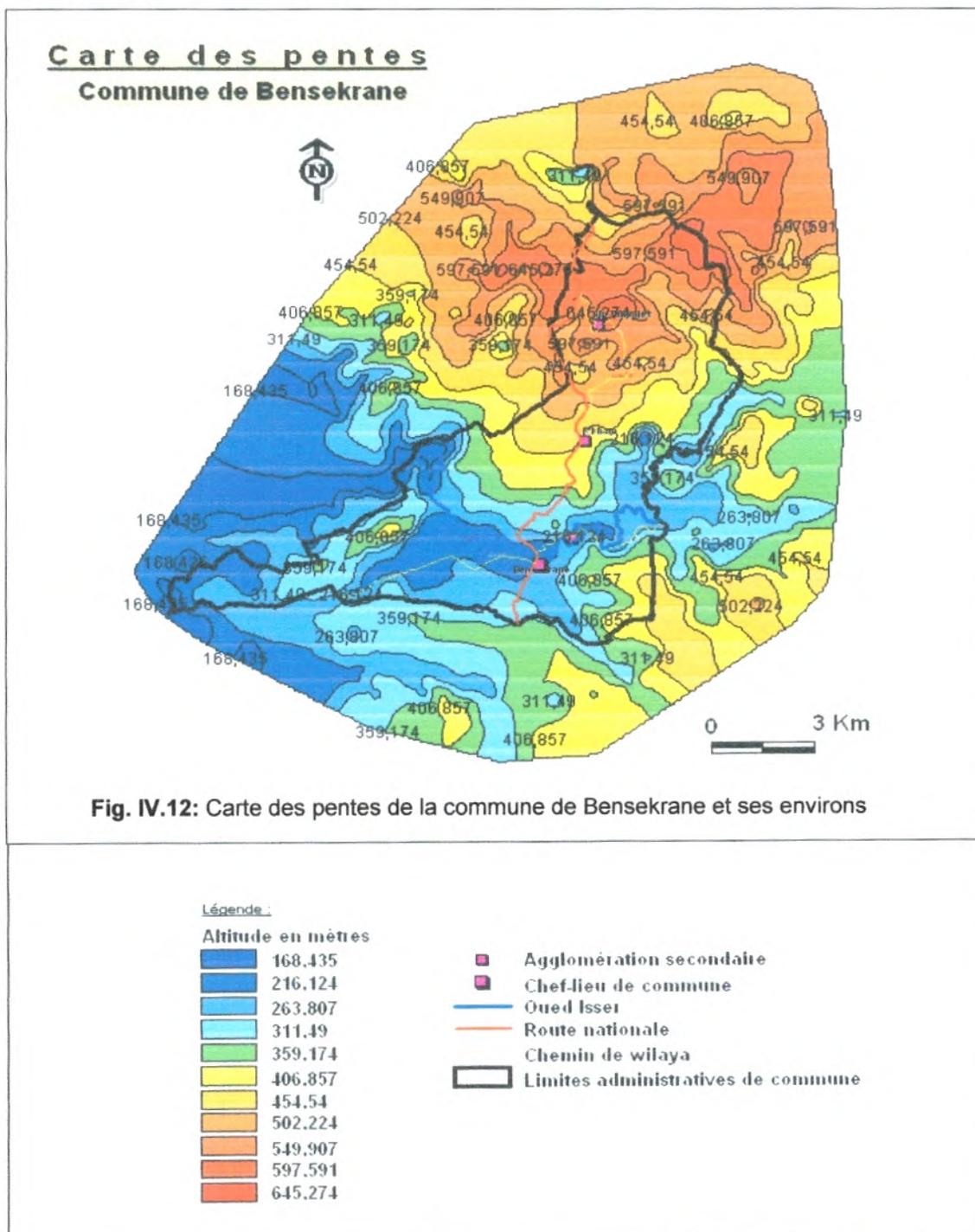


Fig. IV.12: Carte des pentes de la commune de Bensekrane et ses environs

5-4. Carte d'aléa des mouvements de pente

5-4-1. Cadre général

L'évolution géodynamique des versants résulte d'un ensemble de processus physico-chimiques, mécaniques et hydrauliques. Principalement d'origine naturelle, ces processus sont prédéterminés par un contexte géologique, géomorphologique, hydrologique et hydrogéologique. Le rôle des actions anthropiques, anciennes et plus récentes, sur l'équilibre de paysages souvent fragiles est aujourd'hui encore mal connu. Leur interaction avec les risques naturels (glissements de terrain, inondations, etc.) est reconnue, mais difficilement quantifiable.

De façon générale, l'aléa peut être défini comme la probabilité d'apparition du phénomène donné, sur un territoire donné, dans une période de référence donnée. Cette définition comporte les éléments suivants : un phénomène; une composante spatiale; une composante temporelle.

Pour réaliser les cartes d'aléa de mouvements de pentes, on appréciera cette probabilité d'occurrence dans le cadre de l'aménagement zonal des parcelles à étudier. La détermination du niveau d'aléa glissements de terrain dépend de l'identification de traces d'activité de glissement, mais aussi de la conjonction de certains facteurs permanents ou semi permanents (Allal, 2004).

Par la suite, la démarche qui conduit à l'estimation et au zonage de l'aléa peut-être résumée de la façon suivante :

- Faire le recensement des mouvements actifs ou passés ;
- Quantifier les mouvements potentiels (en utilisant les caractéristiques du sol, la géomorphologie, le climat, etc.) ;
- Identifier les facteurs d'instabilité les plus défavorables par analyse en retour des mouvements observés ;
- Estimer l'aléa dans chaque zone définie comme homogène vis-à-vis des facteurs identifiés précédemment.

5-4-2. Etablissement des cartes d'aléa

Les cartes d'aléa sont réalisées en utilisant deux méthodes : la première est celle de Farès, elle tient compte des facteurs permanents seulement. La deuxième prend en compte, en plus des facteurs permanents, les facteurs variables dans le temps tels que la sismicité, le couvert végétal et la nappe d'eau (Allal et al, 2005)

5-4-2-1. En utilisant la méthode de Farès

La méthodologie consiste à cartographier séparément les facteurs liés à la pente, à la lithologie et aux indices d'instabilité. Nous attribuons par la suite pour chaque facteur un indice (I) relatif à l'importance de la genèse de ces instabilités. Ceci nous permet de traduire les cartes de facteurs en cartes de simulation de l'aléa. La combinaison de ces cartes en utilisant l'évaluation arithmétique et probabiliste permet de réaliser deux cartes d'aléa.

La carte de facteurs liée à la pente présente 6 classes, connaissant la pente limite qui égale à 70%, l'indice de pente a pris les valeurs suivantes :

[0-10%] $I_p = 1$; [10-15%] $I_p = 1$; [15-20%] $I_p = 1$; [20-25%] $I_p = 1$; [25-30%] $I_p = 1$;
[30-35%] $I_p = 1$.

La distribution de la lithologie s'est faite de la manière suivante :
Argile marneuses $I_L = 3$; Grès $I_L = 2$; Travertin $I_L = 1$.

Les indices d'instabilité ont été relevés et classés :
Ravinement $I_I=5$; Décrochement en tête $I_I=4$; Fluage des sols $I_I=3$; Arbres inclinés $I_I=2$;
Erosion superficielle $I_I = 1$



(a)



(b)

Fig. IV.13 : Mouvements de pente (commune de Bensekrane)

L'aléa naturel est déterminé suivant l'évaluation arithmétique (**fig. IV.14**) et probabiliste (**fig. IV.15**). La première consiste à faire la somme des indices $I_p + I_L + I_I$ qui donne un minimum de 3 et un maximum de 12.

Ces zones sont réduites en quatre classes définies comme suit :

Classe 1 (3, 4, 5) : aléa faible, représenté par la couleur verte ;

Classe 2 (6, 7, 8) : aléa moyen, représenté par la couleur jaune ;

Classe 3 (9,10) : aléa élevé, représenté par la couleur orange ;

Classe 4 (11,12) : aléa très élevé, représenté par la couleur rouge.

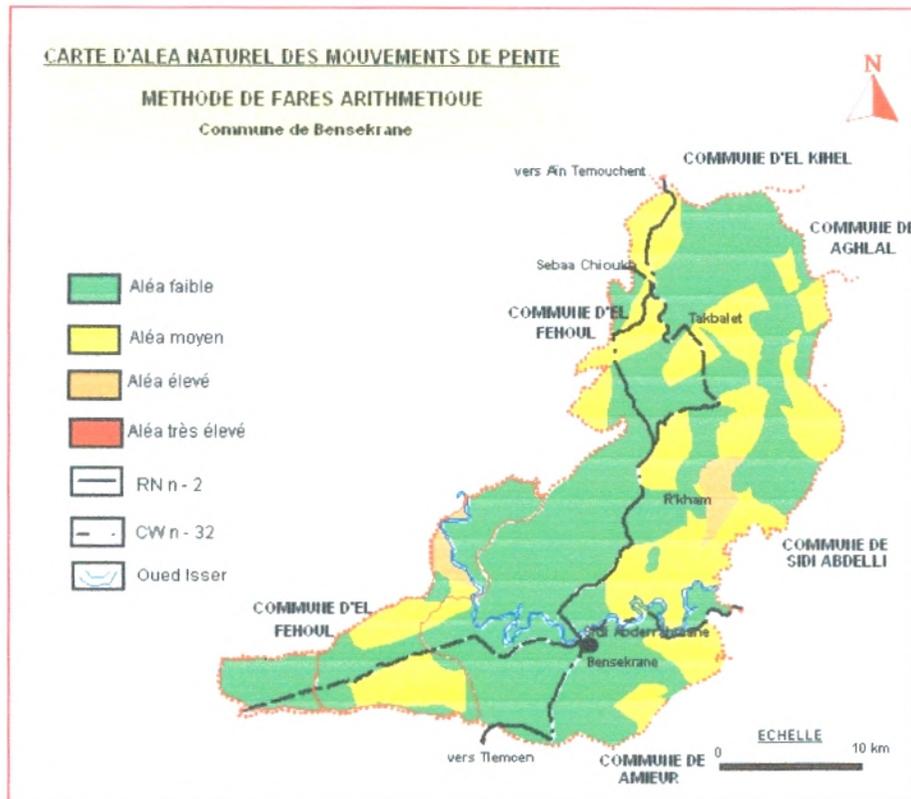


Fig. IV.14: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – méthode de Farès arithmétique (Allal et al, 2005)

La deuxième méthode consiste à convertir les indices en probabilités partielles. Les produits de celles-ci $P_p \times P_L \times P_I \times 100$ estime l'aléa. Les pourcentages sont classés en quatre niveaux :

Niveau 1 [1-10%] : aléa faible, représenté par la couleur verte ;

Niveau 2 [10-30%] : aléa moyen, représenté par la couleur jaune ;

Niveau 3 [30-50%] : aléa élevé, représenté par la couleur orange ;

Niveau 4 [50-100%] : aléa très élevé, représenté par la couleur rouge.

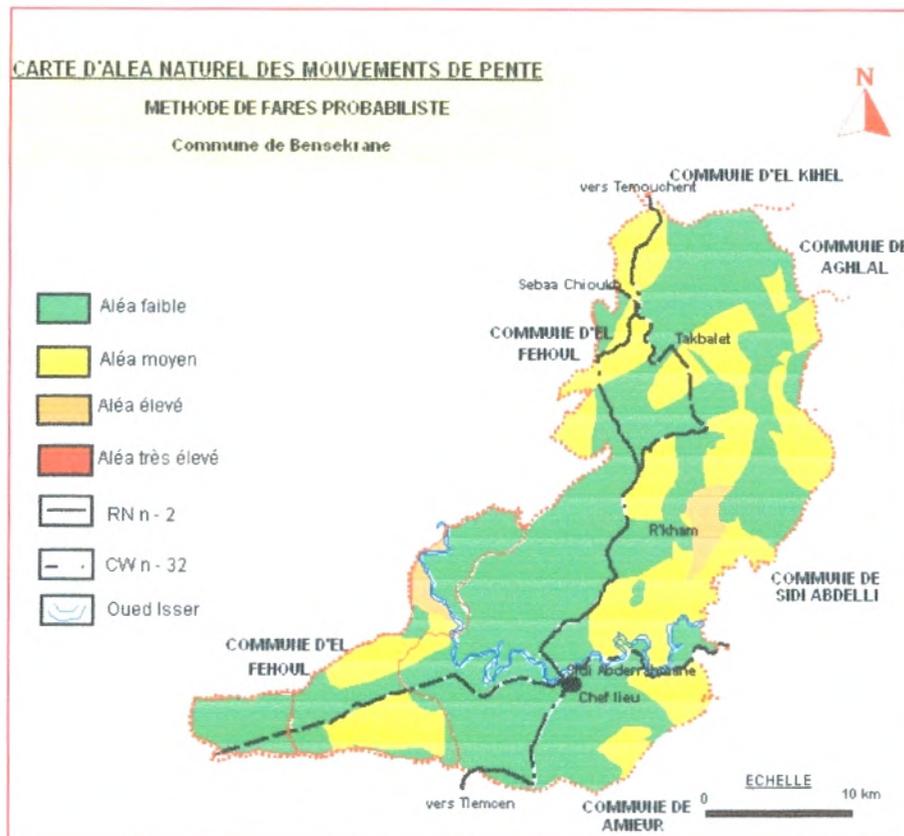


Fig. IV.15: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – méthode de farès probabiliste (Allal et al, 2005)

5-4-2-2. En utilisant la méthode personnalisée (Allal et al, 2005)

La deuxième méthode prend en compte d'autres facteurs non négligeables : il s'agit de l'effet de la nappe d'eau, de la sismicité de la région et du couvert végétal. Les cartes d'aléa ont été établies en se basant sur la même logique que la méthode de Farès afin de pouvoir comparer entre elles.

Les facteurs pris en compte sont les facteurs permanents : la pente, la lithologie et les indices d'instabilité et les facteurs dynamiques ou variables dans le temps : la nappe d'eau, la sismicité et le couvert végétal. Nous ajouterons donc trois cartes de simulation du risque lié à la nappe, à la sismicité et au couvert végétal. Celles liées à la pente, à la lithologie et aux indices d'instabilité ne changent pas.

Concernant l'effet de la nappe, si sa profondeur est comprise entre :

0-25m $I_n = 1$; 25-50m $I_n = 2$; 50-75m $I_n = 3$; 75-100m $I_n = 4$
 Dans notre cas I_n est pris égal à 1.

En tenant compte du nouveau zonage réalisé par le CGS et le CRAAG des zones sismiques en Algérie (RPA 99 - version 2003, **fig. IV.5**), I_s a été classé comme suit :

Zone 0 $I_s = 1$; Zone I $I_s = 2$; Zone 2a $I_s = 3$; Zone 2b $I_s = 4$; Zone III $I_s = 5$
 Sachant que la commune de Bensekrane est classée dans la zone I, donc $I_s = 2$.

Le couvert végétal peut contribuer dans la stabilité des versants, c'est un facteur qu'il ne faut pas négliger. I_v est déterminé selon la végétation de la zone :

Couvert végétal très dense : végétation forestière $I_v=1$.

Couvert végétal moyennement dense : surface de végétation modérée $I_v = 2$.

Couvert végétal faible : quelques plantations $I_v = 3$.

Terrain aride $I_v = 4$

L'aléa naturel est déterminé suivant l'évaluation arithmétique (**fig. IV.16**) et probabiliste (**fig. IV.17**). La première consiste à faire la somme des indices $I_p + I_L + I_I + I_n + I_s + I_v$ qui donne un minimum de 6 et un maximum de 25. Ces zones sont réduites en quatre classes définies comme suit :

Classe 1 (6,7,8,9,10) : aléa faible, représenté par la couleur verte ;

Classe 2 (11,12,13,14,15) : aléa moyen, représenté par la couleur jaune ;

Classe 3 (16,17,18,19,20) : aléa élevé, représenté par la couleur orange ;

Classe 4 (21,22,23,24,25) : aléa très élevé, représenté par la couleur rouge.

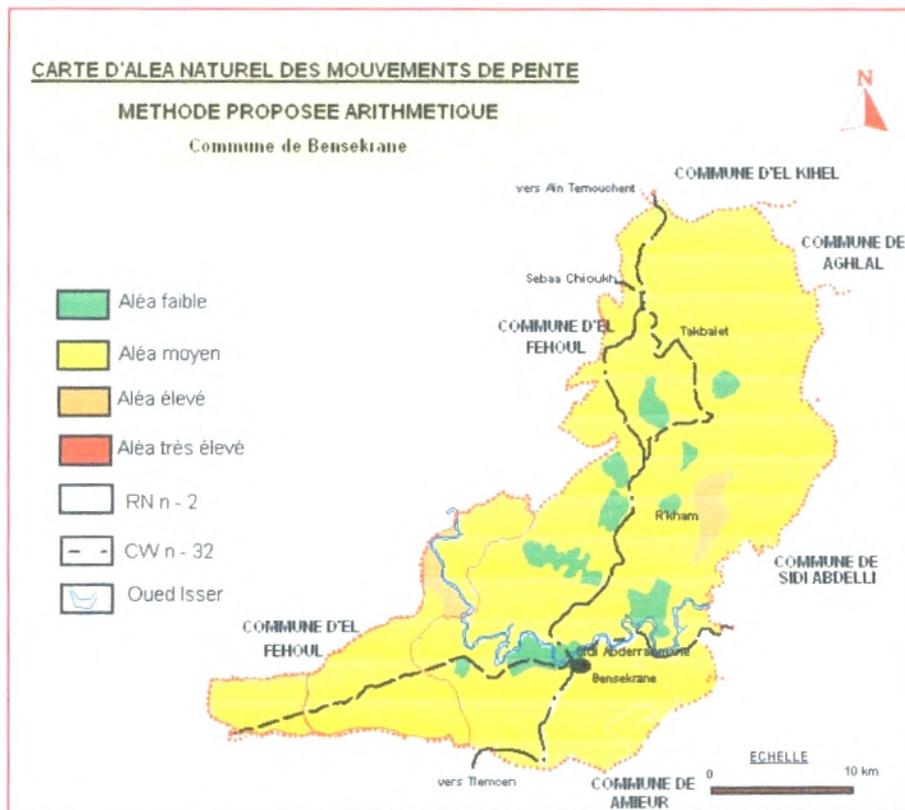


Fig. IV.16: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – Méthode proposée arithmétique (Allal et al, 2005)

La conversion des indices en probabilités partielles en effectuant le produit :

$P_p \times P_L \times P_I \times P_n \times P_s \times P_v \times 100$ estime l'aléa. Les pourcentages sont classés en quatre niveaux :

Niveau 1 [0-0,5%] : aléa faible, représenté par la couleur verte ;

Niveau 2 [0,5-1,25%] : aléa moyen, représenté par la couleur jaune ;

Niveau 3 [1,25-3%] : aléa élevé, représenté par la couleur orange ;

Niveau 4 [$> 3\%$] : aléa très élevé, représenté par la couleur rouge.

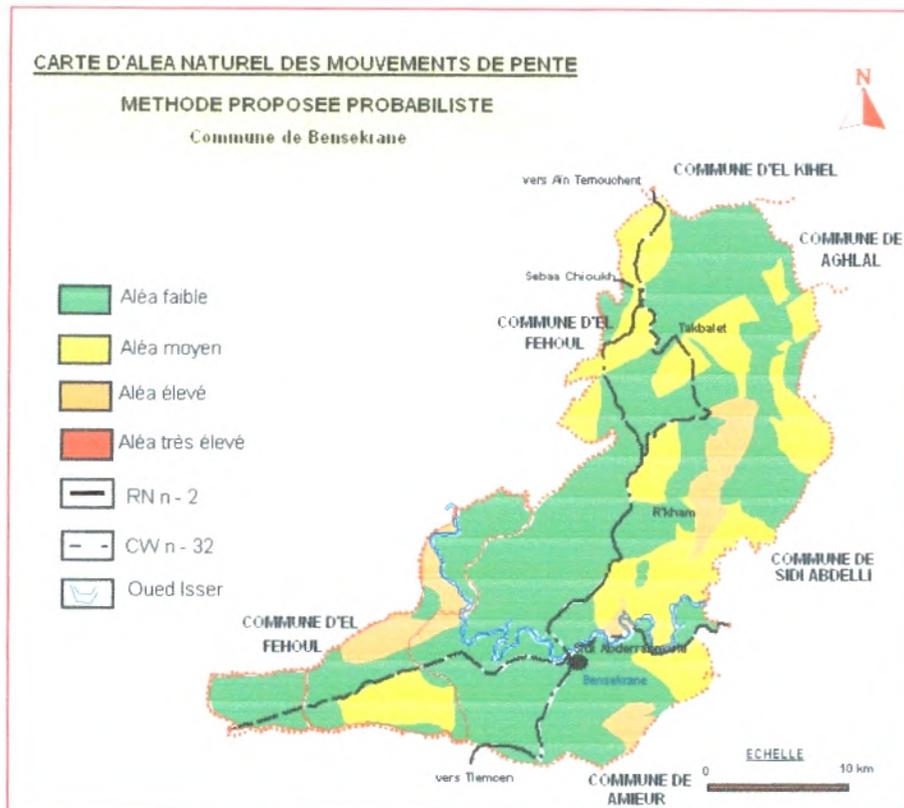


Fig. IV.17: Carte d'aléa des mouvements de pente de la commune de Bensekrane – méthode proposée probabiliste (Allal et al, 2005)

5-4-2-3. Comparaison entre les deux méthodes

Si on compare les deux cartes d'aléa naturel en utilisant la méthode arithmétique, on constate que la carte réalisée avec la méthode proposée est plus pessimiste que celle réalisée avec la méthode de Farès. L'ajout facteurs dynamiques a influencé sur la détermination de l'aléa ; l'effet de la nappe n'avait pas une grande influence par contre le couvert végétal et la sismicité de la zone ont influencé sur le résultat. Ceci se voit très bien sur la carte; les zones en vert sont celles qui ont un couvert végétal (Allal et al, 2005).

L'évaluation probabiliste de l'aléa par les deux méthodes a abouti à des résultats presque similaires, la différence est due toujours aux facteurs ajoutés.

L'évaluation arithmétique conduit un cumul des intensités des facteurs, on aboutit donc à une appréciation pessimiste. Toutefois l'interaction entre les facteurs est possible dans l'évaluation probabiliste.

5-5. Carte d'aléa sismique

C'est une carte qui illustre l'accélération et la vitesse de déplacement des ondes sismiques dans les sols de la commune de Bensekrane. Elle est obtenue grâce aux données du centre américain de surveillance géologique (USGS) illustrées dans la figure II.2; sachant que notre zone d'étude est classée d'emblée dans la zone 1 où, la sismicité est considérée faible (fig.IV.5).

Bien que, nous ayons fait du terrain mais hélas, on n'a pas trouvé assez d'indices du point de vue structural à part quelques petites failles du côté de Sidi Abderrahmane. Alors que, la figure IV.4 illustre, plusieurs accidents important du côté de notre zone d'étude. Il faut aussi noter, que la région de Aïn El Alem (épicode du séisme de Aïn Temouchent du 22 Décembre 1999) n'est qu'à 17 km à vol d'oiseaux du chef lieu de Bensekrane.

En effet, on est entrain d'étudier une commune de petite superficie ceci, peut expliqué l'homogénéisation de l'accélération que démontre la carte de l'aléa sismique de la commune de Bensekrane (fig. IV.18). Il s'agit d'une accélération faible comprise dans un intervalle entre 0,2 et 0,4 m/s².

Vu le manque de données historiques et instrumentales de la région d'étude; ces valeurs sont les seules données quand peut avoir actuellement pour caractériser cet aléa, on attendant que, les différents établissements de l'état spécialisés dans le domaine, à savoir le CRRAG et le CGS mettent en place un réseau de station de surveillance sismique dans toutes les zones sujettes à ce risque.

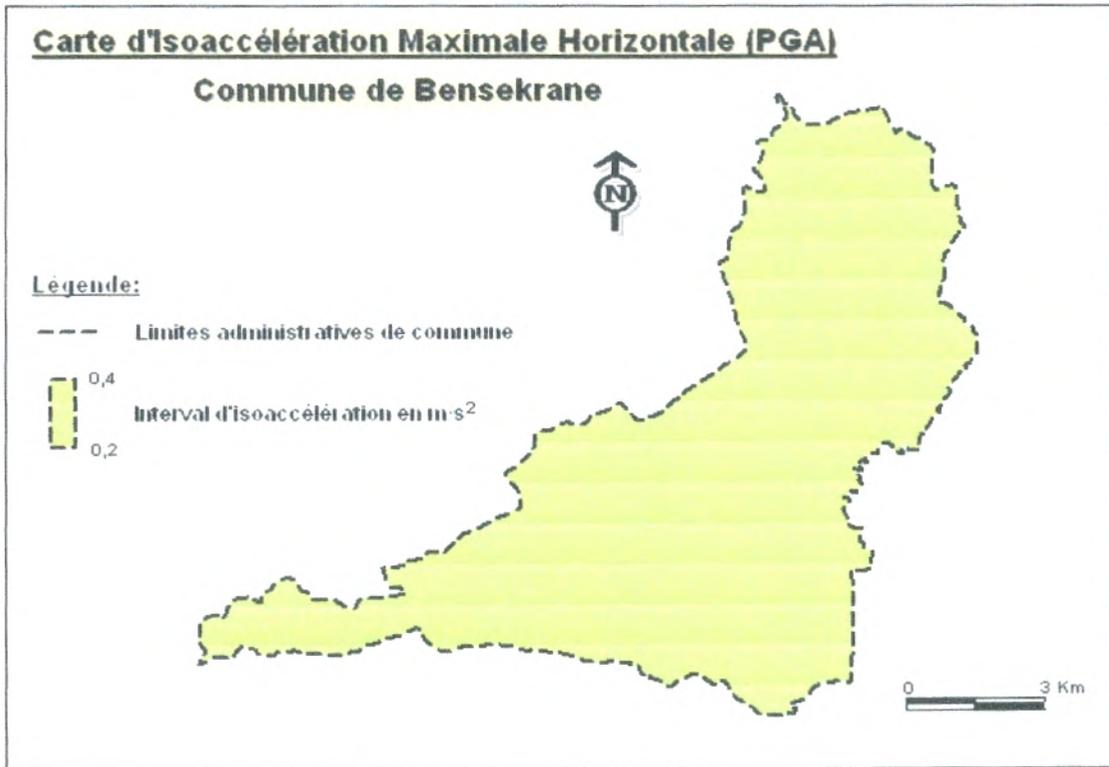


Fig. IV.18: Carte d'iso accélération maximale horizontale (PGA) en m/s² de la commune de Bensekrane, pour une probabilité de dépassement ou d'occurrence de 10% en 50 ans

6. AUTRES ALEAS

Il a été jugé utile d'évaluer l'aléa du aux phénomènes suivants qui peuvent affecter les sols surtout dans le chef-lieu de la commune:

- * Liquéfaction des sols;
- * Compressibilité;
- * Gonflement;
- * Inondation;
- * Erosion.

L'évaluation de l'aléa a été réalisée en tenant compte des mesures et résultats donnés par les différents laboratoires, des différentes classifications et recommandations existantes USCS et LCPC et du rapport de l'ingénieur-expert (Allal, 2004).

6-1. La liquéfaction des sols

Le phénomène de liquéfaction des sols est fonction des caractéristiques géotechniques des sols d'une région. Hors, la commune de Bensekrane présente dans l'ensemble, deux formations distinctes malgré les intercalations qui existent entre eux.

Les marnes argileuses, vu la cohésion et la consistance raide de leurs grains, ne présentent pas de risque potentiel concernant la liquéfaction. Alors que, les grès qui sont parfois, très friables et présentent une compacité moyenne. En plus, ils sont classés comme, des sables limoneux bien gradués peuvent être sujet à la liquéfaction mais, qu'on peut qualifier de risque faible à moyen.

En outre, les formations alluvionnaires récentes déposées sur les deux rives de l'oued Isser et ses affluents dans le territoire de la commune qui sont souvent lâches et peu compactées présentent aussi, un risque potentiel de liquéfaction en cas de secousse sismique de forte magnitude.

6-2. La compressibilité

Les différents coefficients de compressibilité ainsi que les indices de plasticité mesurés sur les marnes et argiles du Miocène ont fait apparaître des sols ayant une compressibilité moyenne à élevée ($0,097 < C_c < 0,198$ et $16 < I_p < 30,6$). Des dispositions particulières doivent être prises pour éviter tout tassement différentiel qui risque d'être préjudiciable.

6-3. Le gonflement

Les différents coefficients de gonflement ainsi que les indices de plasticité mesurés sur les marnes et argiles du Miocène ont fait apparaître des sols ayant un potentiel de gonflement élevé ($0,016 < C_g < 0,066$ et $16 < I_p < 30,6$). Des mesures particulières basées sur le principe de maintien de l'équilibre d'humidité doivent être réalisées pour tout projet et pour éviter ainsi tout préjudice.

6-4. L'inondation

Le débordement de l'oued Isser et de ses affluents en crue demeure une cause d'inondations dans certaines zones. Il est important de délimiter la zone inondable pour y éviter l'urbanisation et y prévenir le risque.

Pour cela, il est nécessaire d'effectuer le calcul des lignes d'eau, en régime permanent ou en régime transitoire. Le calage des modèles est effectué sur les crues historiques ou les courbes de tarage en diverses sections. On dispose alors d'une vue longitudinale du cours d'eau avec les niveaux d'eau correspondant aux différentes crues.

Le cours d'eau faisant partie de la localité est désigné par le nom de oued Tarène sur la carte d'état major. Il rejoint oued Isser au niveau de l'agglomération de Bensekrane à une altitude de 248m.

Le débit de oued Isser est régulé par les retenues situées à l'amont du village et surtout par le barrage de Sidi El Abdelli. Quand à oued Tarène, il prend sa source dans le territoire des communes avoisinantes à une altitude de 630m. Il draine une superficie globale de

26,3km², composée de faciès de formation argilo-marneuse, moyennement sensible à l'érosion hydrique. Ceci dit, et pour éviter tout risque d'inondations et de crues, il serait souhaitable d'adopter un aménagement qui serait l'écrêtement des crues de l'oued par retenue partielle des eaux.

6-5. L'érosion

Le risque d'érosion peut conduire, d'une manière indirecte, à des dégradations, y compris dans le domaine urbain et celui des infrastructures. Une bonne adaptation et un bon entretien des aménagements fonciers sont indispensables pour leur pérennité.

L'érosion des sols dépend de trois familles de facteurs, à savoir, les facteurs climatiques, pédologiques et anthropiques.

Pour évaluer le potentiel d'érodabilité, on calcule le coefficient d'uniformité C_u à partir des courbes granulométriques et on utilise l'indice de plasticité des sols concernés. $C_u = (D_{60}/D_{10}) > 200$ et $16 < I_p < 30,6$ et vu le relief très accidenté, les sols sont donc moyennement érodables. Ce qui ne risque pas de causer préjudice pour d'éventuels aménagements.

Il est utile de rappeler que les sols les plus favorables à la mise en mouvement des particules sont les sols caractérisés par plus de 50% de sable fin (particules comprises entre 50 et 100µm) et moins de 15% de particules argileuses.

7. CONCLUSION

Ce travail nous a permis d'élaborer une carte d'aléa sismique qui représente l'accélération dans les sols de Bensekrane. Son évaluation est très délicate par manque de données historiques de la région et par l'absence de stations sismiques. Heureusement que les deux stations de Tlemcen et de Aïn Temouchent viennent combler ce vide en attendant l'élargissement du réseau de surveillance sismique dans toutes les zones sujettes à ce risque.

L'aléa sismique reste faible et la zone est toujours classée zone 1, en l'absence d'indices potentiels sur le terrain malgré que la figure IV.4, montre plusieurs structures tectoniques importantes pas loin de notre région d'étude (Il faut signaler que cette étude établie par trois bureaux d'études étrangers traite de l'aléa sismique dans la wilaya de Aïn Temouchent dans laquelle on a utilisé trois scènes satellitaires et des images radars avec tous les traitements numériques adéquats pour faire ressortir n'importe quelle anomalie dans le terrain).

Pour les cartes de microzonage de l'aléa des mouvements de pente, il en ressort une grande surface de la zone d'étude présentant un aléa faible à moyen; l'urbanisation et l'extension peuvent être envisagées sans prendre de grandes mesures de protection. Aussi la zone exposée à l'aléa élevé peut être urbanisée mais il est nécessaire de réaliser des ouvrages de protection.

Les cartes réalisées ne prétendent pas à une précision absolue en raison des interpolations et extrapolations nécessaires à leur établissement. Elles constituent un instrument d'orientation pour l'urbanisme.

La carte d'aléa naturel a un caractère prévisionnel. Elle présente une utilité primordiale, son but est d'aider les aménageurs et les constructeurs afin d'éclairer leur choix en matière de sécurité et d'urbanisme.

CONCLUSION

La cartographie entant qu'outil direct et pertinent dans l'étude de l'aléa sismique qui conduit objectivement au microzonage est une manière d'exprimer et valoriser notre savoir faire en matière de planification et d'aménagement du territoire en urbanisme et en gestion moderne de nos villes.

Cette étude rentre dans le cadre de la gestion d'une façon adéquate et qui ressort du bien être de la civilisation moderne basée sur la prévention et l'ordre au sens large du terme.

En effet, représenter la commune de Bensekrane en différentes cartes comme modèle de n'importe quel territoire urbanisable est une manière de simplifier la vie dans un tissu urbain en prenant en charge au préalable les différents échecs que peuvent rencontrer aussi bien les citoyens d'une façon générale que les autorités afin de résoudre ces problèmes tels qu'ils soient dans cette même aire de vie commune.

Nous avons essayé dans ce modeste travail de rassembler le maximum d'éléments disponibles ainsi, les faire afficher sur différentes cartes pour qu'ils soient lisibles et exploitables par les décideurs. Il s'agit d'un modèle numérique de terrain qui représente la topographie de la zone d'étude en deux et trois dimensions et qui est une approche très réaliste du terrain, ainsi qu'une carte des pentes qui dessine la géomorphologie de la région de Bensekrane; aussi, le calage des photos aériennes de cette région est illustré par un orthophotoplan. Enfin, la carte d'aléa sismique représente l'accélération la plus probable dans les sols de notre zone d'étude.

D'autres cartes ont été utilisés tels que la carte topographique, géologique et la carte géotechnique qui représentent un outil éminent dans la caractérisation des sols de la commune de Bensekrane. Elles représentent la base de tout travail de microzonage. Dans les sites urbains appartenant à la commune de Bensekrane à savoir : le chef – lieu, Tekbalet et Sid Abderrahmane, nous avons pu identifier un seul risque potentiel d'instabilité de sols pouvant être déclenché par un séisme majeur, il s'agit du risque de glissement de terrain. D'autres risques d'importance moindre ont été cités pour compléter le dossier cartographique de ces agglomérations.

La probabilité de survenance des mouvements des pentes mène à déterminer l'aléa. Son évaluation est très délicate. Plusieurs méthodes ont été proposées, mais celles basées sur l'expérience de l'ingénieur restent les plus utilisées bien qu'elles soient subjectives. Le choix des facteurs varie selon l'auteur qui doit formuler, par écrit, son approche. Cependant, les méthodes statistiques et probabilistes sont conditionnées par la qualité et la quantité des données.

Par conséquent, pour l'étude des mouvements de pente, nous avons utilisé le travail récemment élaboré de M. Allal et ses collaborateurs qui date de l'année 2005 et qui se base sur deux méthodes. Les cartes de microzonage de notre zone d'étude sont réalisées par la méthode de Farès et par une méthode personnalisée, puis comparées.

Toutefois, il serait cependant excessif et dangereux de conclure que l'absence de problèmes de terrain passé ou présent est une garantie de stabilité pour l'avenir. Ils pourront survenir en fonction de l'évolution des conditions naturelles ou dans le cas où les recommandations accompagnant les cartes ne seraient pas suivies.

Concernant notre zone d'étude, tout le territoire de la commune présente un aléa sismique faible et donc reste classé dans la zone 1, par contre pour l'aléa des mouvements de pente, une grande surface de la commune présente un aléa faible à moyen; ceci est visible sur les cartes; donc l'urbanisation est possible. Par contre, dans la zone qui présente un aléa élevé l'urbanisme sera envisagé avec des recommandations et des mesures de précaution.

Enfin, pour approfondir des études pareilles on doit disposer de données aussi bien, historiques qu'instrumentales et il faut envisager, l'utilisation des scènes satellitaires et des images radars qui vont nous aider à étudier de grandes surfaces et nous orienter pour que le travail de terrain soit plus pointu.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLAL M. A. (2004)** Dossier Géotechnique Commune de Bensekrane. URBATlemcen, Algérie.
- ALLAL M. A. & MELOUKA S. (2004)** Cartographie, aléa sismique. univ. A. Belkaïd, Tlemcen, Algérie.
- ALLAL M. A., BOULSENE M., BOUANANI A. & BENZENINE F. (2005)** Cartographie de l'aléa du aux mouvements de pente, application à la commune de Bensekrane, Algérie. communi. sémi. univ. Guelma, Algérie.
- BADDARI K. & DJEDDI M. (1994)** Eléments de sismologie. Office des publications universitaires éd., Alger, Algérie.
- BADDARI K. & DJEDDI M. (2002)** Les séismes et leur prévision. Office des publications universitaires éd., Alger, Algérie.
- BARD & al. (1987)** Microzonage sismique, application aux plans d'exposition aux risques (PER). Bulletin Liaison Labo P. et Ch., France, pp. 130-139.
- BELLON H. (1976)** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. Thèse Sc. univ. Orsay, Paris-Sud, France, n° AO 1750, 367 p.
- BELLON H., GUARDIA P. & MAGNE J. (1984)** Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranais (Algérie occidentale), conséquences géodynamiques. Géologie méditerranéenne, tome XI, n° 3, pp. 255-264.
- BENEST M., BENSALAH M., BOUABDELLAH H. & OUARDAS T. (1999)** La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine Tlemcenien (avant-pays tellien d'Algérie occidentale): Stratigraphie, paléoenvironnements, dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine. Bull., Serv., Géol., Algérie, Vol. 10, n°2, pp 127-157.
- BENHALLOU H. (1985)** Les catastrophes sismiques de la région de Chlef dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie. Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB, Alger, Algérie.
- BENZENINE F. (2005)** Cartographie de l'aléa du aux mouvements de pente, application à la commune de Bensekrane. Mém. Ing. univ. A. Belkaïd, Tlemcen, Algérie.
- BOUDIAF A. & al. (2003)** Evaluation de l'aléa sismique et étude de microzonage sismique de la wilaya de Aïn Temouchent, Algérie. Rapport D.U.C. Aïn Temouchent, Algérie.
- GUARDIA P. (1975)** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale, Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif, le Tell et l'avant-pays atlasique. Thèse Sc., univ. Nice, France.
- MAGHRAOUI M. (1988)** Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie, Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. Thèse de Doctorat d'Etat, univ. Orsay, Paris-Sud, France.
- MONTAGNER J-P. (1997)** Sismologie, La musique de la terre. Hachette édition, Paris, France, 158 p.
- NATAF H-C & SOMMEIRIA J. (2000)** La physique et la terre. BELIN-CNRS édition, Paris, France, 143 p.
- RISER J. (2004)** La terre: une vie de tourmente. ellipses édition, Paris, France, 128 p.
- SADRAN G. (1958)** Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, nouv. sér. N° 18, 533 p.
- ZANANIRI C. (2000)** La planète terre. ellipses édition, Paris, France, 208 p.

Sur le NET

- *National Earthquake Information Center (NEIC), Etats-Unis*
<http://neic.usgs.gov>
- *Centre Sismologique Euro Méditerranéen (CSEM), Europe*
<http://www.emsc-csem.org>
- *Réseau National de Surveillance sismique (RENASS), France*
<http://renass.u-strasbg.fr>
- *Réseau Accélérométrique Permanent (RAP), France*
<http://www.rap.obs.ujf-grenoble.fr>
- *Bureau Central de Sismologie Français (BCSF), France*
<http://east.u-strasbg.fr/bcsf>
- *Réseau GEOSCOPE, France*
<http://geoscope.ipgp.jussieu.fr>
- *Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST), France*
<http://east.u-strasbg.fr>
- *Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), France*
<http://www.ipgp.jussieu.fr>
- *Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT), France*
<http://www.lgit.obs.ujf-grenoble.fr>
- *United States Geological Survey (USGS), Etats-Unis*
<http://earthquake.usgs.gov>
- *Institut des Risques Majeurs (IRMA), France*
<http://www.irma-grenoble.com>
- *Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), France*
<http://www.brgm.fr>
- *Université de Laval, Canada*
<http://www.ggl.ulaval.ca>
- *Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique, Algérie*
<http://www.cgs.dz>
- *Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algérie*
<http://www.craag.dz>
- *Centre des Etudes Appliquées – Direction des Applications Militaires, France*
<http://www.cea-dam.fr>

ANNEXES

Projet : Siège de commune, Bensekrane

Date : le , 13/02/2006

Sondage N° 01

Coordonnées GPS:

x = 661656

y = 3882331

z = 255 m

Type de sondage: Carotté

Fluide: eau

DESCRIPTION DES SOLS	Prof (m)	LOG	Récup	OBSERVATIONS
Terre végétale	1.00		100%	
Argile marron carbonatée	2.00 2.30		100%	
Marne	3.00 4.00 4.50		80%	
Tout venant d'oued	5.00 6.00 7.00 8.00		70%	

Fin du sondage à 8,00m

Source: LTPO, Unité de Tlemcen, 2006

Projet : Siège de commune, Bensekrane

Date : le , 13/02/2006

Sondage N° 02

Coordonnées GPS:

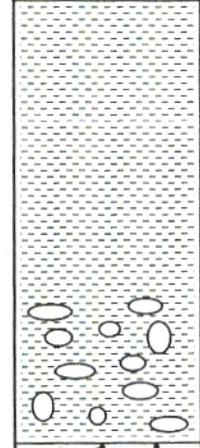
x = 661666

y = 3882360

z = 254 m

Type de sondage: Carotté

Fluide: eau

DESCRIPTION DES SOLS	Prof (m)	LOG	Récup	OBSERVATIONS
Remblai marneux	1.00		100%	
Argile marron foncé	2.00 2.60		100%	
Marne jaunâtre avec la présence des galets à la base	3.00 4.00 5.00 6.00 7.00		100%	
Tout venant d'oued de différent dimension (galets)	8.00		100%	

Fin du sondage à 8,00m

Source: LTPO, Unité de Tlemcen, 2006

Projet : Siège Daïra, Bensekrane

Date : le , 15/02/2006

Sondage N° 01

Coordonnées GPS:

x = 661954
y = 3882557
z = 254 m

Type de sondage: Carotté

Carottier: double

Fluide: eau

DESCRIPTION DES SOLS	Prof (m)	LOG	Récup	OBSERVATIONS		
Remblai	0.30		100%			
Argile marron tendre à pâteuse carbonatée avec une passée de sable fin argileux entre 6,50 et 7,0m	1.00		85%			
	1.20					
	2.00					
	3.00					
	4.00					
	5.00					
	6.00					
	7.00					
	8.00					

Fin du sondage à 8,00m

Source: LTPO, Unité de Tlemcen, 2006

Projet : Siège Daïra, Bensekrane

Date : le , 16/02/2006

Sondage N° 02

Coordonnées GPS:

x = 661939

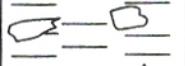
y = 3882551

z = 254 m

Type de sondage: Carotté

Carottier: double

Fluide: eau

DESCRIPTION DES SOLS	Prof (m)	LOG	Récup	OBSERVATIONS
Remblai	0.30		100%	
Argile marron tendre à pâteuse avec conglomérats	1.00		90%	
	2.00			
	3.00			
	4.00			
	5.00			
	6.00			
complexe argileux sableux, marron, tendre	7.00		50%	
	8.00			

Fin du sondage à 8,00m

Source: LTPO, Unité de Tlemcen, 2006

CLASSIFICATION UNIVERSELLE USCS/LCPC

d ₅₀	fraction > 80 μm	fraction < 80 μm		nom LCPC	symbole USCS		
SOLS GRENUS	GRAVES	0 à 5% Grave propre	$C_U > 4$ et $1 < C_r < 3$	Gb grave propre bien graduée	GW		
			sinon	Gm grave propre mal graduée	GP		
		5 à 12 %	diagramme de plasticité : au-dessus de la ligne A		GA grave argileuse	GC	
			diagramme de plasticité : au-dessous de la ligne A		GL grave limoneuse	GM	
		> 12 %		double classement et double symbole		GA/GL - Lp/Lt/Ap/At	
		SABLES	< 5 % Sable propre	$C_U > 6$ et $1 < C_r < 3$		Sb sable propre bien gradué	SW
	sinon			Sm sable propre mal gradué	SP		
	5 à 12 %		diagramme de plasticité : au-dessus de la ligne A		SA sable argileux	SC	
			diagramme de plasticité : au-dessous de la ligne A		SL sable limoneux	SM	
	> 12 %		double classement et double symbole		SA/SL - Lp/Lt/Ap/At		
SOLS FINS	Détermination des limites de consistance sur la fraction < 0,42 mm						
< 80 μm	<p style="text-align: center;"> indice de plasticité I_p ligne A 60 50 40 30 20 10 0 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 limite de liquidité w_L </p>				<p>At = CH</p> <p>Ap = CL</p> <p>Lt = MH</p> <p>Lp = ML</p> <p>Ot = OH</p> <p>Op = OL</p>		
<p>Les dénominations dépendent de la position du point sur le diagramme: argile au-dessus de la ligne A, limon au-dessous de la ligne A ; peu plastique si $w_L < 50$; très plastique si $w_L > 50$. Les sols organiques O ont plus de 10% de matières organiques.</p>							

ملخص

إن علم الخرائط قد أصبح مرحلة مهمة في الوقاية من شتى الأخطار. إنه لأمناص من استعمال الخرائط في العمران و تهيئة الإقليم. في هذا الصدد كان الهدف من هذه الدراسة تجسيد الخريطة السيسمولوجية لبلدية بن سكران (تلمسان). وفي بادئ الأمر، قمنا بإحصاء مختلف الطرق لفهم و وصف الخطر الزلزالي و كذا التأطير الخرائطي بصفة عامة. بعد ذلك قمنا بترشيح كل المعطيات الجيولوجية و السيسموتكتونية الإقليمية و المحلية بوصفها مصدر فهم هذا الخطر. كذلك فإن نتائج الدراسات الجيوتقنية التي تبين طبيعة صخور و تربة بن سكران تسمح بمعرفة الأخطار الناجمة عن أي زلزال في هذه المنطقة بالتالي توصلنا إلى أن هذه المنطقة معرضة لخطر تحركات المنحدرات. في النهاية قمنا بعرض كل النتائج على خرائط واضحة و مقروءة.

الكلمات المفتاحية
علم الخرائط؛ خطر؛ زلزال؛ تحركات المنحدرات.

RESUME

La cartographie de l'aléa naturel est devenue une étape primordiale dans la prévention contre les différents risques. Elle est indispensable pour l'urbanisme et l'aménagement du territoire.

Dans ce cadre, l'objectif de cette étude consiste à réaliser la carte de l'aléa sismique de la commune de Bensekrane (w. de Tlemcen) après avoir passé en revue les différents aspects d'évaluation de cet aléa. Dans un premier temps, nous avons essayé de recenser les différentes méthodes de caractérisation et de cartographie de l'aléa sismique et ceux du microzonage d'une manière générale. Par la suite, il s'agira de présenter et de décrire la synthèse des données géologiques et sismotectoniques régionaux et locaux qui sont la source de base pour comprendre et évaluer l'aléa sismique dans notre zone d'étude. En plus de cette connaissance, l'appui des résultats des études géotechniques caractérisants les sols de Bensekrane conduit à connaître les risques potentiels qui peuvent être déclenchés par un éventuel séisme. Cependant, il s'est avéré que la nature et les caractéristiques de ces sols sont soumises à l'influence du risque des mouvements de pente. Ce dernier a fait l'objet du microzonage de cette commune.

Par voie de conséquence, les résultats obtenus sont portés sur plusieurs cartes afin qu'ils soient lisibles et compréhensibles. Aussi, un modèle numérique de terrain a été réalisé. Ces différents graphiques ont été conçus sous le logiciel des systèmes d'informations géographiques : Map Info.

Mots clefs :

Cartographie, aléa, séisme, microzonage, mouvements de pente.

ABSTRACT

The cartography of natural hazards is an important step in the prevention of any different risks. It is indispensable for urbanism and town planning.

In this frame, the objective of this study is to realise the seismic hazard map of the district of Bensekrane (in Tlemcen town) after describing different aspects to evaluate this hazard. In the beginning, we have tried to number the different methods of characterising and cartographing this risk and the microzoning in general. Then, we'll were presente and synthesise all of geological and sismotectonic data which is, the basic sources for comprehension and evaluation of seismic hazard in the area of our study. In addition to, the results of geotechnical characteristics of the Bensekrane soil may be used to known the potential risks caused by an eventual earthquake. In conclusion to, the nature and the characteristics of this soil are mainly influenced by the slope movements. This risk was become the objective of microzoning study for this district.

The obtained results have been reported on several maps so that is readable and comprehensible. A Ground Numeric Model was realised, too. This different graphics were created with "Map Info" system.

Keywords:

Cartography, hazard, earthquake, microzoning, slope movements.