

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou

Faculté des Sciences Biologiques, Agronomiques et Géologiques

Département des Sciences Géologiques

UMMTO



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du grade de Master

En Sciences de la Terre

Spécialité : Géologie des bassins sédimentaires

Par :

OUBRAHAM Anis

Thème

**ETUDE SISMOTECTONIQUE DU BASSIN DE LA TAFNA : CARTOGRAPHIE ET BILAN DES DONNEES
NEOTECTONIQUES**

Soutenue publiquement devant le jury composé de :

M. LOUNIS R Maitre-assistant A à l'UMMTO.....Président

M. BOUKHEDIMI M^{ed}A Maitre de conférences B à l'UMMTO.....Encadreur

M. AMROUCHE F Maitre-assistant A à l'UMMTO.....Examineur

M^{me} DENDANE M Maitre-assistante A à l'UMMTOExaminatrice

Année universitaire 2021/2022

Remerciements

Mes remerciements les plus sincères vont tout d'abord, à M. BOUKHEDIMI qui m'a proposé ce sujet assez particulier et ; qui m'a orienté, assisté et encouragé durant l'élaboration de ce mémoire. Ses précieux conseils, critiques objectifs et constructifs ainsi que sa disponibilité permanente m'ont énormément aidé non seulement lors de la rédaction de ce mémoire, mais aussi durant mon parcours universitaire.

Je remercie aussi MM. LOUNIS, AMROUCHE et Mme DENDANE pour m'avoir honoré de faire partie de la composante du jury et examiner mon travail.

Mes reconnaissances et mes remerciements vont aussi à tous mes enseignants qui, par leurs efforts m'ont fait partager leur passion pour cette discipline, qui est la Géologie.

Je remercie aussi Mme. BEN ABDERHMANE, l'ingénieure de laboratoire pour le temps qu'elle a accepté de sacrifier durant les recherches et les analyses.

Et enfin merci à ma famille et à mes camarades pour leur accompagnement, tout particulièrement à l'implication de mon père.

CHAPITRE 1: INTRODUCTION GENERALE	8
1 Introduction :.....	9
2 Objectif du travail :.....	9
3 Méthode de travail :.....	9
3.1 Sur le terrain :.....	9
3.2 Au laboratoire :.....	9
4 Présentation du bassin de la Tafna :	10
4.1 Situation du bassin de la Tafna :.....	10
4.2 Topographie :	11
4.3 Hydrographie :.....	11
4.4 Climat :.....	11
4.4.1 La haute Tafna :.....	11
4.4.2 La moyenne Tafna :.....	11
4.4.3 La basse Tafna :.....	12
CHAPITRE 2 : GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE DE L'ORANIE.....	13
1 Géologie du Tell :.....	14
2 Les kabyliques :.....	14
3 Le socle métamorphique kabyle :.....	14
4 La dorsale kabyle :	14
5 La couverture récente du Tell :.....	15
6 Géodynamique et structure du Tell :	15
7 Cadre géologique et structural de l'oranais :.....	20
8 Evolution géodynamique :.....	20
9 Stratigraphie :	21
10 Magmatisme :.....	23
11 Cadre géologique du secteur d'étude :	25
12 Stratigraphie du secteur :.....	26
CHAPITRE 3 :	28
ETUDE MORPHOTECTONIQUE	28
1 .Introduction :.....	29
2. Analyse morpho tectonique :.....	29
3 Données initiales :	29
4 Définition de travail :	30
5 Interprétation du modèle numérique de terrain (MNT) :.....	35

6	Interprétation :	35
7	Conclusion de l'étude morpho tectonique :	36
	CHAPITRE 4 :	39
	Analyse de la sismicité de la région.....	39
1.	La sismicité du bassin de la Tafna :	40
2	Zoom sur les sources sismiques en oranais :	43
3	La région d'Oran :	45
4	La région d'Ain Timouchent :	45
5	CONCLUSION :	46
	Chapitre 5 :	48
	Analyse de la déformation Mio Plio Quaternaire de la région :	48
1	Introduction :	49
2	Analyse du registre sédimentaire :	49
2.1	: Les déformations néotectoniques caractéristiques des sédiments meubles de l'Oranais :	49
2.2	: Stratigraphie de l'anté-Quaternaire :	49
3	Place du volcanisme Mio-Plio-Pléistocène de l'Oranie occidentale dans la stratigraphie du secteur d'étude :	51
4	Etudes des principales laves du bassin de La Tafna :	52
4.1	Les rhyolites :	52
4.2	Les laves andésitiques :	53
4.3	Les laves basaltiques :	54
5	Stratigraphie du Quaternaire :	56
6	Les séismites:	58
7	Notre analyse :	60
8	Typologie :	61
9	Analyse granulométrique des terrasses plio quaternaire du bassin de la Tafna :	70
	Chapitre 6 :	76
	Conclusion	76
1.	Commentaires :	77
2	Conclusion générale :	78
3	Bibliographie :	79

<i>Figure 1 : Situation géographique du bassin de la Tafna (d'après Thomas 1985.In benzina.2012)</i>	10
<i>Figure 2 : Situation géographique (Boukhedimi)</i>	12
<i>Figure 3 : Rapport entre les grandes unités structurales sur le méridien de la Grande Kabylie (Raymond, 1976).</i>	17
<i>Figure 4 : domaines structuraux de l'Algérie du nord (Durand delga et fantbote 1980) et sismicité associée (catalogue USGS jusqu'à 31 décembre 2016) marge algérienne en rectangle jaune et l'Oranie en rectangle rouge.</i>	18
<i>Figure 5: scénario d'évolution de la méditerranée occidentale sur un transect NNO/SSE allant des Baléares à la plate forme saharienne (Frison de Lamotte et al 2000).</i>	19
<i>Figure 6 : Bassin miocène synchro-nappes. (D'après Guardia 1975)</i>	21
<i>Figure 7 : log synthétique litho stratigraphique (d'après Maazouzi, 2004)</i>	24
<i>Figure 8 : le magmatisme néogène du pourtour de la méditerranée occidentale,</i>	25
<i>Figure 9 : log litho stratigraphique (D'après BOUKHEDIMI)</i>	27
<i>Figure 10 : photos satellites de la région (Tafna) (la basse, la moyenne et la haute, 1/1000000)</i>	31
<i>Figure 11 : Modèle numérique du terrain (MNT Tafna) (SRTM de l'Oranie occidentale) (1/2000000)</i> 32	
<i>Figure 12 : Carte Linéamentaire de la région étudiée (faite par A. OUBRAHAM.) (2022)</i>	33
<i>Figure 13 : La rosace des directions des linéaments de la région étudiée (faite par A. OUBRAHAM.) (2022)</i>	34
<i>Figure 14 : Ortho-image de la région d'étude effectuée à partir del'image Landsat7 sur laquelle les principaux linéaments supposés et failles ont été ajoutés.</i>	37
<i>Figure 15 : Répartition spatiale du volcanisme de la Tafna Noter l'alignement volcanique et la défluviatation de l'Oued Tafna par les Monts deFillaoussène.</i>	38
<i>Figure 16 : la carte de distribution spatiale de la sismicité de l'Oranie (USGS jusqu'au 1 mai 2014) complétée par la sismicité historique à partir du tableau1. Les mécanismes aux foyers des séismes enregistrés dont la magnitude a atteint ou dépassé 5,5 sont joints à la figure. (Z1 : Zone d'Oran-Arzew / Z2 : Zone des Beni Chougrane : Mascara-Sig -El Bordj / Z3 : Zone de Ain Temouchent-Beni Saf). (BOUKHEDIMI 2017)</i>	42
<i>Figure 17 : Carte Oranie occidentale (extrait de la carte néotectonique.</i>	43
<i>Figure 18 ; Extrait pour la région d'oranaïs de la carte « Tectonique active et sismo tectonique de l'Atlas Tellien » Meghraoui 1988.</i>	47
<i>Figure 19 : Colonne litho stratigraphique synthétique des dépôts quaternaires de l'Oranie Established from the notices of geological maps of Northwestern Algeria at (1/50000) & (1/100000) scale and field observations. (BOUKHEDIMI 2017)</i>	50
<i>Figure 20 : Répartition du volcanisme Mio-Plio-Pléistocène de l'Oranie occidentale (in Louni-Hacini 2002).</i>	51
<i>Figure 21 : Figure montrant un échantillon de la rhyolite de Dar Embarek.</i>	52
<i>Figure 22 : roche andésitique à texture microlithique porphyrique à phénocristaux d'Amphiboles et plagioclases vu à l'œil nu.</i>	53
<i>Figure 23 : texture microlithique à phénocristaux de plagioclases et Orthopyroxène des andésites de Djebel Boukanoune (LPA G×10).</i>	54
<i>Figure 24 : roche basaltique de texture hyalo porphyrique à phénocristaux de plagioclases et olivines vu à l'œil nu.</i>	54
<i>Figure 25 : Amas des phénocristaux.</i>	55
<i>Figure 26: Texture microlitique à Phénocristaux d'OL, Cpx et PICpx et relique de la hornblende.</i>	55
<i>Figure 27 : Colonne litho stratigraphique synthétique des dépôts quaternaires du bassin de la Tafna (BOUKHEDIMI)</i>	57

Figure 28 : <i>classification des effets des séismes sur les sédiments selon (Montenat 2007)</i>	59
Figure 29 : <i>Divers niveaux de liquéfactions dans les dépôts volcano-sédimentaires</i>	63
Figure 30 : <i>Dyke volcanique de Bouzedjar</i>	63
Figure 31: <i>Cuvettes thixotropiques des dépôts de terrasses Tyrrhéniennes.</i>	64
Figure 32 : <i>Coins thixotropiques (Structures en coins) développés dans les dépôts du Tyrrhénien.</i>	64
Figure 33 : <i>Diverses déformations induites par un séisme (évidence de la liquéfaction, Coins thixotropiques Sismoslumps, Cuvettes thixotropiques et structures en oreiller) observées dans les dépôts des dunes récentes (Holocène)</i>	65
Figure 34 : <i>Déformation plastique des sables fins, observée dans les dépôts de terrasse calabrienne</i>	65
Figure 35 : <i>Intrusions plastiques (structure en diapir). Observées à la base des dépôts du</i>	66
Figure 36 : <i>Cône de volcans de sable formé et rattaché à un dyke (cheminée) nourricier de même nature, observé dans une terrasse tyrrhénienne</i>	66
Figure 37 : <i>Evidences de fracturations hydrauliques avec injections de matériel liquéfié (dykes d'injections) observées dans les dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne</i>	67
Figure 38 : <i>Faille de triage (classement) développée dans les dépôts d'une terrasse tyrrhénienne</i>	68
Figure 39 : <i>Traces de liquéfactions observées dans des dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne</i>	69
Figure 40 : <i>gastéropodes continentaux des terrasses quaternaires de la Tafna</i>	70
Figure 41 : <i>Il s'agit de Globorotalia margaritae typique du miocène supérieur –pliocène inférieur à moyen des terrasses marines plio-quaternaires de la Tafna</i>	70

Tableau 1 : liste des séismes modérés ($5 \leq M < 6$), forts ($6 \leq M < 7$) et très forts ($7 \leq M < 8$) de l'Oranie issus des catalogues de Mokrane et al 1994, Benouar 1994, Boughacha 2003 (in Beghoul et al 2009 où $M = M_b$) complétée par les données de l'USGS jusqu'au 1/5/2014. (En rouge -> région d'Oran : zone Oran-Arzew / En bleu -> région de Mascara (Les Beni Chougrane) : Zone Mascara-Sig-Mohamadia-ElBordj / En vert -> région de Ain Temouchent : Zone Ain Temouchent-BeniSaf / NB. Le séisme d'Inkerman (Oued Rhiou) fait partie du Cheliff et est proche de la frontière orientale de l'Oranie (longitude 0.75^E).....

Tableau 2 : Les dépôts analysés par granulométrie sont essentiellement des sables fins à grossiers milieu idéal au développement des déformations thixotropiques notamment des séismites

Résumé :

L'étude de la sismo tectonique de la Tafna a montré l'existence de plusieurs failles actives dans la région ; ces failles sont caractérisées par l'existence de déformations syn-sédimentaires dans les dépôts plio- Quaternaire du bassin de la Tafna ; ces déformations se développent essentiellement dans les faciès du sable fin à grossier et sont considérées comme des sismites.

Mots clés : Faille, Séismite, Déformation thixotropique, Volcanisme. , bassin de la Tafna

Abstract :

The study of the tectonic seismo of Tafna has shown the existence of several active cracke in the region, these cracke are characterized by the existence of syn-sedimentary deformation in the Plio-Quaternary deposits of the Tafna basin, these deformations mainly develops in fine to coarse sand facies and are considered as seismites.

Keywords: Fault, Seismite, Thixotropic deformation, Volcanism. , Tafna Basin

ملخص

أظهرت دراسة الزلازل التكتوني في تافنة وجود العديد من الصدوع النشطة في المنطقة ، وتتميز هذه العيوب بوجود تشوه

رسوبي متزامن في رواسب Plio-Quaternary لحوض تافنة ، وتتطور هذه التشوهات بشكل أساسي بشكل جيد إلى

السطوح الرملية الخشنة وتعتبر من الزلازل

الكلمات المفتاحية: الصدع ، الزلازل ، التشوه المتغير الانسيابي ، البراكين. حوض تافنة

CHAPITRE 1:
INTRODUCTION GENERALE

1 Introduction :

Le thème de ce mémoire est élaboré dans le cadre de la préparation d'un master en géologie fondamentale ; option géodynamique des bassins sédimentaires. Il porte sur l'étude de la Sismo tectonique du bassin de la Tafna qui dévoile l'existence de failles.

Ce thème est constitué de six chapitres :

- 1) L'introduction
- 2) La géologie régionale et locale.
- 3) L'étude morpho tectonique de la région.
- 4) L'analyse de la sismicité du secteur d'étude de la région
- 5) L'analyse de la déformation plio-quaternaire dans le bassin de la Tafna
- 6) La conclusion

2 Objectif du travail :

Ce mémoire sur le bassin de la Tafna a pour objectifs de :

- Etudier la Sismo tectonique du bassin de la Tafna
- Réaliser les cartes sismo tectoniques du bassin de la Tafna et linéamentaires
- Déterminer les déformations néotectoniques du bassin de la Tafna.

3 Méthode de travail :

3.1 Sur le terrain :

Observations des formations et les déformations sur la région

Prises de photos du terrain

Echantillonnage sur terrasse plio quaternaire et volcanisme plio quaternaire.

3.2 Au laboratoire :

Etude pétrographique des lames minces

Cartographie des linéaments à partir de photos aériennes

Etude granulométrique des terrasses plio-quaternaires.

Analyse micropaléontologique

4 Présentation du bassin de la Tafna :

Le bassin de la Tafna fait partie des bassins néogènes post nappes du Nord de l'Algérie. Installé entre différents massifs montagneux (Monts de Tlemcen au sud, Monts des Traras et de Sebaa Chioukh au Nord), son évolution néogène débute au Miocène inférieur où le bassin s'est mis en place lors des phases distensives. Le bassin a subi depuis le Miocène supérieur les effets des phases compressives. A contrario des autres bassins intra montagneux du Nord de l'Algérie, ce bassin se caractérise par une faible sismicité. En effet, peu de séismes se sont produits dans cette région. Le plus important reste celui qui s'est produit le 22 décembre 1999 dans la région d'Ain Témouchent, d'une magnitude 5,7. Dans les régions avoisinantes (Alboran, Oran, Mascara, Sidi Bel Abbas), l'activité sismique est plus importante et plus fréquente. Le renforcement de la surveillance sismique dans la région du bassin de la Tafna par l'implantation de dix nouvelles stations permettrait de mieux connaître l'activité sismique dans la région. En l'occurrence du séisme d'Ain Témouchent ainsi que la localisation dans le bassin de la Tafna, au niveau de la zone frontalière, des plaques laissent supposer que cette région est active mais qu'elle possède son propre mode de déformations.

4.1 Situation du bassin de la Tafna :

Le bassin de la Tafna, situé dans le nord ouest du pays, sur la marge méridionale de la Méditerranée (PERRODON, 1957) constitue un domaine complexe. Il symbolise un bassin, bien individualisé géographiquement et parcouru par l'Oued Tafna auquel il a emprunté son nom. Les massifs des Traras, qui représentent une barrière, le séparant de la mer

Méditerranée, forment sa limite Nord-Ouest. Les monts des Traras et les Monts de Tlemcen le limitent respectivement à l'Ouest et au Sud. Dans sa partie centrale, les monts de Sebaa Chioukh se prolongent, plus à l'Est jusqu'aux monts des Tessala.

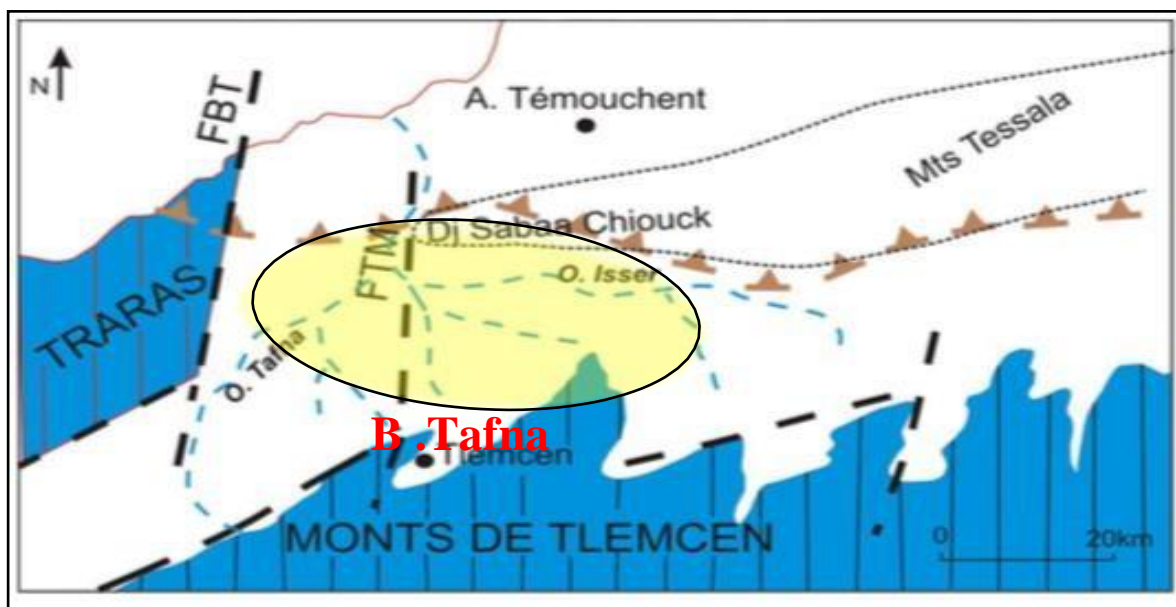


Figure 1 : Situation géographique du bassin de la Tafna (d'après Thomas 1985. In benzina.2012)

. Le bassin de la Tafna est délimité comme suit, par :

- Les communes Bâb el Assa, Djebel, Nedroma, Beni Khaled et Honaine au Nord-ouest
- La mer Méditerranée au Nord,
- Le territoire d'Ain Temouchent au Nord-est,
- Les quatre communes (Bouihi, El gor, Sidi Djilali, El Aricha) au Sud,
- Le Maroc à l'Ouest,
- La wilaya de Sidi Bel Abbés à l'Est

4.2 Topographie :

Les grands traits topographiques de cette partie de l'Oranie sont marqués par les alignements atlasiques SW-NE des reliefs, qui sont séparés par des dépressions de même sens. La plaine de Maghnia est sise entre deux massifs atlasiques ; le massif hercynien des Traras avec son prolongement méridional, la chaîne du Fillaoussène au Nord et les monts de Tlemcen au Sud (l'altitude de ces massifs montagneux dépassant souvent 1000 m). Elle s'allonge sur la bordure Nord du domaine des hauts plateaux avec une altitude qui n'excède pas les 500 m.

4.3 Hydrographie :

La formation du réseau hydrographique est fortement conditionnée par les facteurs caractéristiques des terrains sillonnés par les différents oueds. Ainsi la lithologie intervient sur le degré de ramification des oueds : c'est le cas de l'oued Tafna qui traverse les calcaires des monts de Tlemcen et suit les directions sud -ouest, nord –est.

L'oued Tafna est un cours d'eau de 170 km qui prend naissance au sud de Sebdou, à 1500 m d'altitude, dans les monts de Tlemcen. Le cours est subdivisé en trois parties (la haute Tafna, la moyenne Tafna et la basse Tafna).

4.4 Climat :

Cette région soumise à l'étude est caractérisée par un climat méditerranéen semi aride, avec des étés chauds et secs de longues durées ainsi que des hivers doux, froids et pluvieux à pluviométrie irrégulière et de fortes crues. Les températures moyennes estivales et hivernales sont respectivement de 25 °C et de 11 °C. En été, le sirocco, (appelé localement le Chehili), souffle depuis le Sahara en direction du nord, selon O.N.M.

4.4.1 La haute Tafna :

La partie occidentale est caractérisée par les oueds Sebdou, Khemis, et Mouilah). Ces oueds prennent naissance dans les Ouled Ouriach à Ghar Boumaaza et s'affirment après la jonction d'un grand nombre de ramifications creusées dans les terrains jurassiques et descendants de crêtes atteignant 1500 m.

4.4.2 La moyenne Tafna :

La partie orientale est constituée des principaux affluents (l'oued Isser et l'oued Sikkak à partir de Sidi Medjahed). Ces affluents pénètrent dans le bassin tertiaire et coulent dans une vallée peu profonde dans des terrains plus ou moins argileux.

4.4.3 La basse Tafna :

La Basse vallée de la Tafna est bordée par deux massifs montagneux : les Traras et le Djebel Skouna. Ces deux massifs dessinent des crêtes orientées dans le sens E-N-E, parallèles à la côte, (caractère qui montre l'emprise du dispositif structural secondaire et tertiaire sur la configuration du littoral de la Tafna). C'est ce dispositif linéaire que les formations volcaniques ont emprunté. Les coulées volcaniques se sont étalées le long de ces alignements, suivant un axe ouest-est. Le long de la côte, depuis l'embouchure du fleuve, les formations volcaniques sont surmontées et/ou empâtées par de puissantes séries gréseuses et sableuses à intercalations de niveaux argileux rouges. L'ensemble, volcano-sédimentaire, est entaillé, parallèlement au rivage, sur une vingtaine de km, en des falaises abruptes, hautes et le plus souvent inaccessibles du côté terre. Le site préhistorique de Rachgoun appartient à ce territoire, celui du cours inférieur du fleuve Tafna, qui se termine en estuaire.

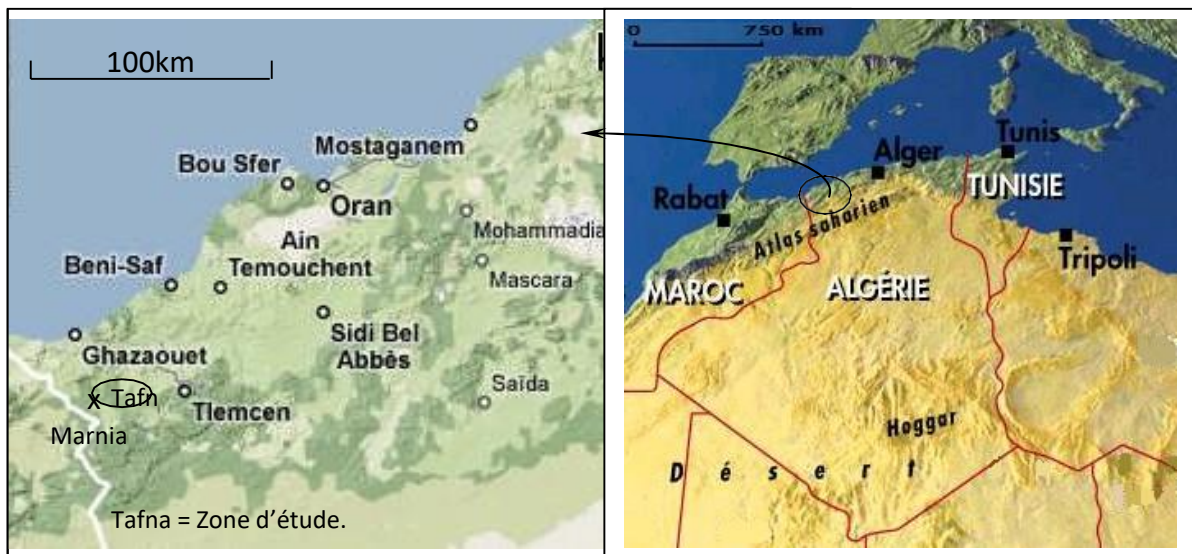


Figure 2 : Situation géographique (Boukhedimi)

CHAPITRE 2 : GEOLOGIE
REGIONALE ET LOCALE DE
L'ORANIE

Dans ce chapitre, nous allons parler de la géologie régionale et locale (le Nord Algérie, l'Oranie), des structures tectoniques et différentes formations.

Le Tell algérien qui fait partie du bassin occidental subit les conséquences de la collision par des déformations néotectoniques continues qui sont perceptibles dans le Nord-ouest algérien.

1 Géologie du Tell :

Le Tell regroupe des bassins sédimentaires, des massifs autochtones allant du paléozoïque au cénozoïque et des terrains allochtones constitués essentiellement de sédiments crétacés et paléogènes. Il est défini comme étant la zone littorale méditerranéenne, bordée de montagnes, Il est parfois confondu avec l'Atlas Tellien, qui lui, signifie un ensemble géologique composé de terrains plissés appartenant à la plaque africaine, contrairement au Tell qui inclut également les Kabyliques; des terrains d'origine et de nature différentes.

2 Les kabyliques :

Les Kabyliques, englobant d'Ouest en Est, les massifs du Chenoua et d'Alger, la Grande Kabylie et la Petite Kabylie, sont composées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque.

3 Le socle métamorphique kabyle :

Des formations métamorphiques constituent, à l'exception de Cap Ténès, le substratum de la zone kabyle. Elles affleurent depuis la Petite Kabylie jusqu'au Chenoua. Ces formations ont été successivement appelées socle ante-Silurien (ante-Gothlandien) (Durand Delga, 1952, 1955), socle cristallin kabyle (Thiebaut, 1952; Durand Delga, 1969, 1980; Bossiere, 1980; Bouillin et al. 1984) et enfin simplement le cristallin des kabyles (Saadallah, 1992, Monie et al. 1986), pour des raisons de concepts.

4 La dorsale kabyle :

C'est Ficheur (1901) qui a surnommé cette unité : « chaine liasique ». Glangeaud (1932) la qualifie de chaine calcaire. C'est la zone Ic de Glangeaud, (1932). Durand Delga (1969) suggère de retirer le terme de « chaine calcaire ». Cette chaine ne contient pour lui de calcaire que ceux du Lias et de l'Eocène qui déterminent les hauts reliefs. Pour éliminer toute équivoque, il propose de changer cette appellation par celle de Dorsale kabyle. Pour lui "C'est une épine dorsale limitant conventionnellement les zones internes des zones externes de l'orogénie périméditerranéen". Son semblable au Maroc est la dorsale rifaine (Haouz, dorsale, et Bokoya) Fallot (1933), La dorsale de (Bouzegza Amroune, Tefiani) (1969).

On dénombre d'après les facies sédimentaires du Lias, trois dorsales (interne, médiane et externe) tectoniquement superposées et paléo géographiquement distinctes. Cette distinction se fait aussi pour les dorsales internes et médianes au niveau des formations crétacées supérieures et éocènes. Certains facies, considérés très externes et ayant des affinités avec les

flysch, ont été définis comme appartenant à une zone prédorsalienne (Didon et al., 1973). dans l'unité de Merkella (Naak et al., 1990)

Certains auteurs incluent les formations paléozoïques dans la dorsale kabyle (Durand Delga, 1969), par contre d'autres excluent tout terme paléozoïque de cette dorsale (Raoult, 1974).

5 La couverture récente du Tell :

Des formations sédimentaires du Miocène supérieur.- quaternaire recouvrent en discordance les différentes unités précédentes, et sont déposées postérieurement aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flysch et des nappes telliennes formant de grands bassins « post-nappes » tels que le bassin de la Tafna, du Chéelif, de la Mitidja, ainsi que les bassins de Constantine et de la Soummam. Au sein des bassins « post-nappes » littoraux, s'est installé un magmatisme d'âge miocène et quaternaire.

6 Géodynamique et structure du Tell :

En Algérie, la tectonique active est localisée dans la région nord du pays, essentiellement dans le Tell. Dans cette région, frontière entre les plaques africaine et eurasiatique, la déformation tectonique est l'expression de la convergence actuelle des ces deux plaques qui se traduit par la fermeture progressive des bassins néogènes et par la poursuite de l'édification de la chaîne. Le long de la marge, la déformation se manifeste dans la partie de la plaine abyssale proche du continent, par le plissement de la couverture plio-quaternaire. Au niveau de la pente et sur le plateau continental, la sismicité est générée par des accidents qui se prolongent parfois à terre. Cette tectonique littorale active est à l'origine de la surrection de la côte, comme cela fut le cas lors du dernier séisme de Boumerdes du 21 mai 2003, où le soulèvement sismique a été estimé à 0,50 m environ. A terre, la sismicité s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte. Ces bassins se déforment en donnant des structures plicatiles (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE-SW à NNE-SSW. Ces dernières sont le plus souvent à l'origine des violents tremblements de terre que connaît l'Algérie. Plus au sud, la sismicité s'exprime, tout le long du Tell, le long des faisceaux de plis de direction NE-SW. Actuellement, dans les régions des Hauts Plateaux et la région de l'Atlas saharien, l'activité sismique est faible.

L'Atlas tellien, territoire varié et très complexe, ayant aussi des égaux au Maroc (le Rif et le Pré- Rif) et en Tunisie (Kroumirie et Nefza). Entre les deux Atlas, affleurent les Hautes plaines.

Entre les ensembles sud (plate- forme saharienne) et nord (l'ensemble atlasique), existe un accident majeur appelé accident sud atlasique.

L'Atlas saharien est séparé des Hauts Plateaux par des failles en échelon qui se suivent d'Ouest en Est. Elles forment l'accident nord atlasique.

Ce territoire est formé de sédiments allant du Trias à l'Eocène avec le Mio- Plio- Quaternaire discordant.

Les mouvements néotectoniques enregistrés dans les terrains telliens sont la conséquence de l'évolution géodynamique de la Méditerranée. D'importants travaux ont été réalisés sur la géodynamique du bassin dont nous pouvons citer ceux du Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977), ceux de Philip (1987), de Meghraoui (1988) et de Frizon de Lamotte et al (1991) ainsi que ceux de Roca et al (2004), et ce ; pour l'élaboration de modèles tectoniques de l'histoire de la Méditerranée.

Et c'est sur la base de ces travaux que nous résumons l'histoire géodynamique récente de la marge algérienne.

A la fin de l'Oligocène, un prisme d'accrétion (forme des unités de flysch) se développe entre les Kabyles et la marge africaine. A l'arrière de la subduction de la Tethys s'ouvre l'actuel bassin algérien, entraînant avec lui la dérivée du domaine AlKaPeCa vers le Sud-Est .

L'ouverture du bassin algérien se termina au moment où les Kabyles furent totalement accrétées à la plaque africaine. Ainsi, des nappes de charriages se structurèrent à partir du Miocène supérieur dans l'ensemble de la région maghrébine. Cette tectonique est marquée dans la région de la moyenne Tafna par un volcanisme de type calco-alcalin (e.g. Megartsi 1985, Louni-Hacini 2002).

La période du Pliocène montre une tectonique à raccourcissement horizontal NNE-SSW à N-S et, est distinguée par la mise en place d'un volcanisme de type alcalin pur, particulièrement dans l'Oranie nord occidentale (e.g. Megartsi 1985, Louni-Hacini 2002), au Maroc et dans la région des Cordillères bétiques

Le Quaternaire ancien témoigne d'un changement du régime tectonique dans tout le bassin de la Méditerranée occidentale. En général, la région de l'Arc de Gibraltar fut soumise à une compression NNW-SSE à N-S. Toutefois aux alentours des chaînes atlasiques du Maghreb (Rif et Tell), la direction de la compression change 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 revient dans l'ensemble de la région Maghrébine et est illustrée par la vitesse de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie.

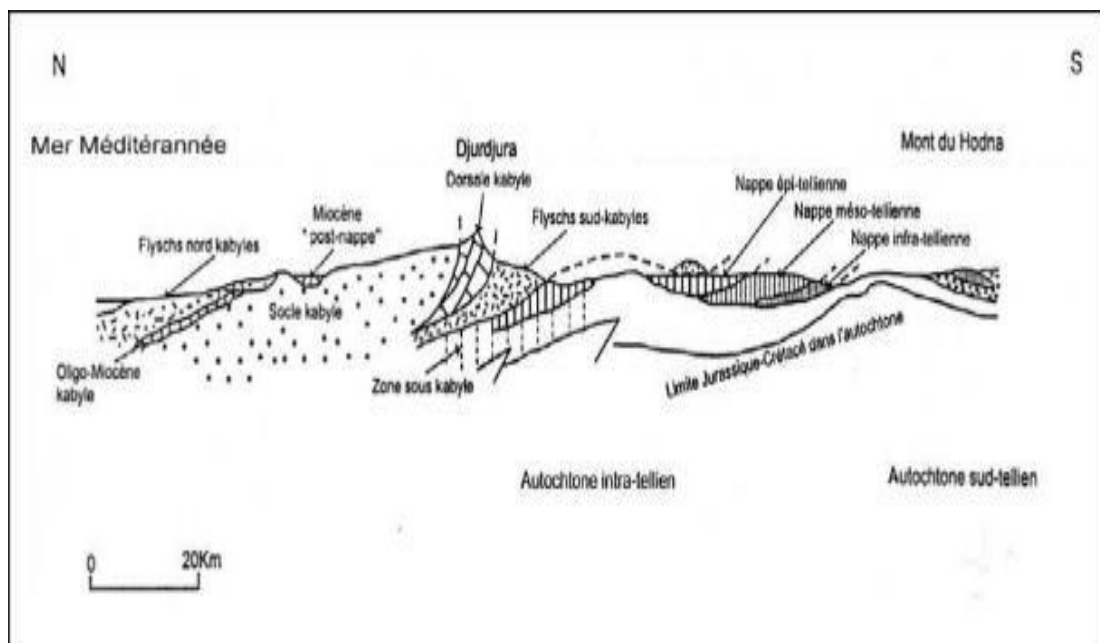
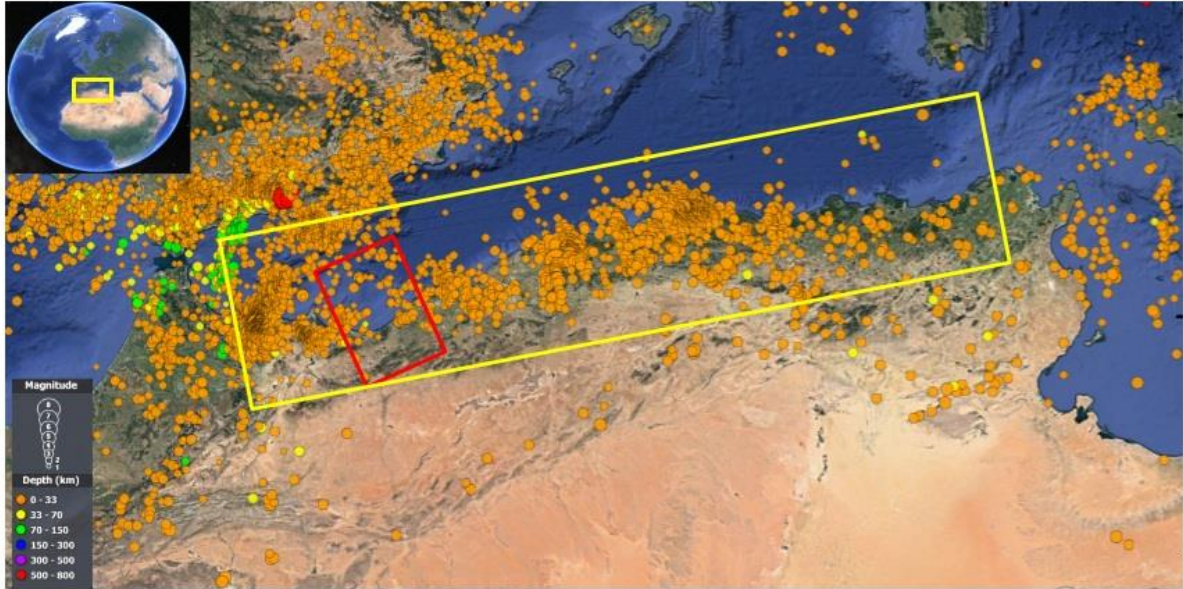


Figure 3 : Rapport entre les grandes unités structurales sur le méridien de la Grande Kabylie (Raymond, 1976).

A : Carte de sismicité du nord Algérien (BOUKHEDIMI, durand delga et Fantbote 1980)



B

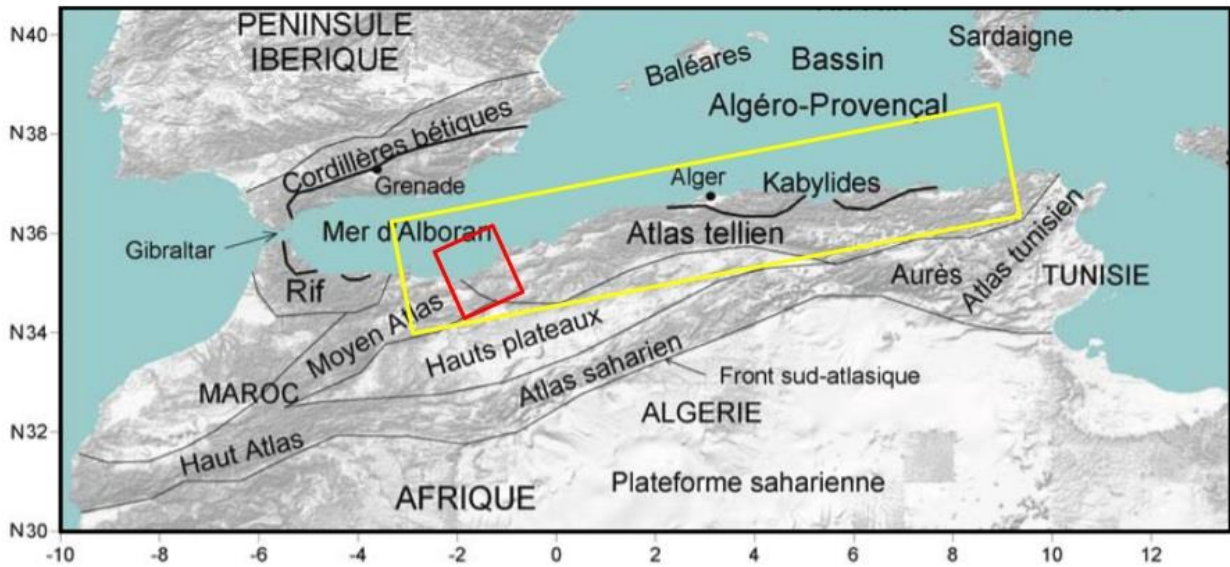


Figure 4 : domaines structuraux de l'Algérie du nord (Durand delga et fantbote 1980) et sismicité associée (catalogue USGS jusqu'à 31 décembre 2016) marge algérienne en rectangle jaune et l'Oranie en rectangle rouge.

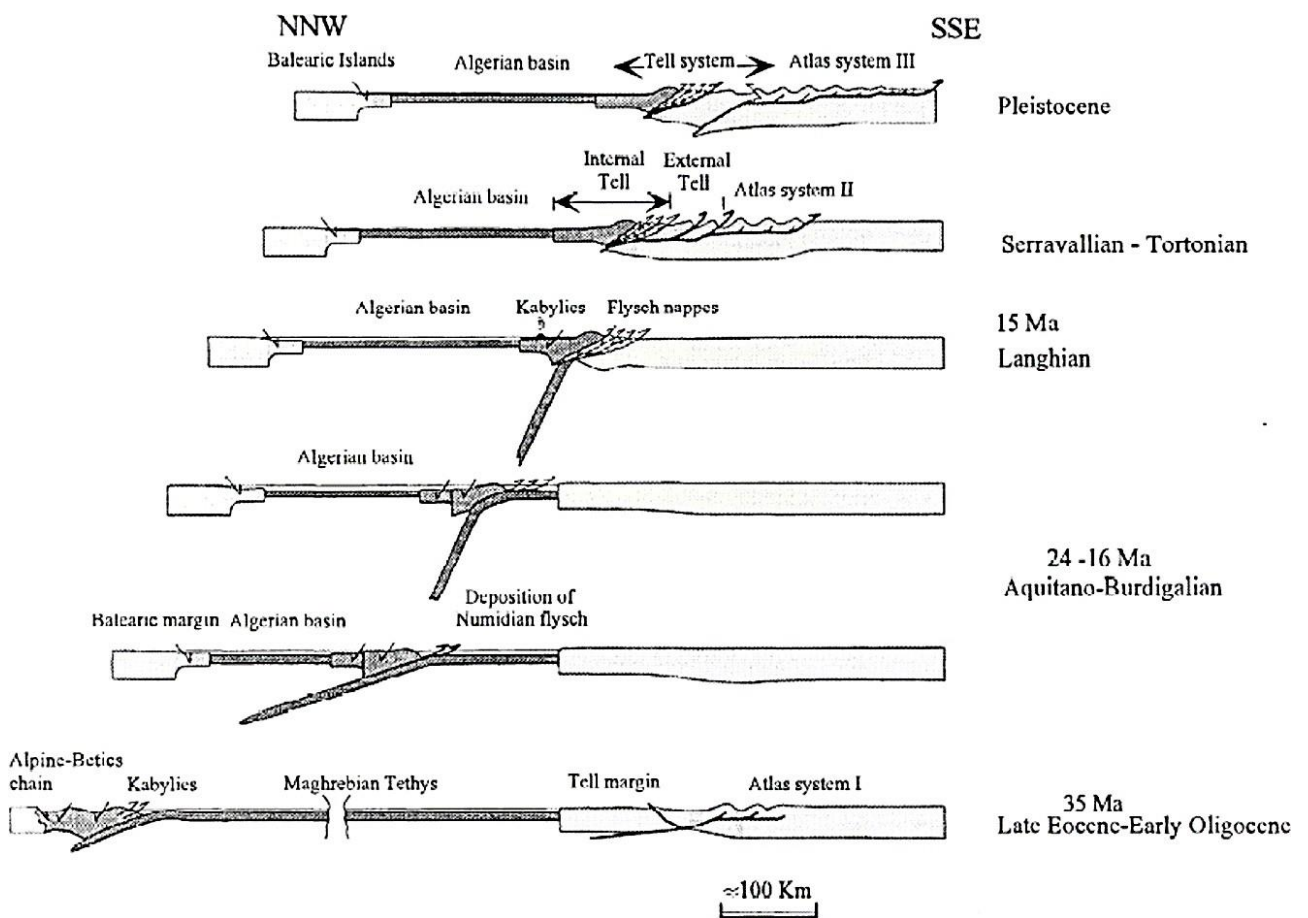


Figure 5: scénario d'évolution de la méditerranée occidentale sur un transept NNO/SSE allant des Baléares à la plate forme saharienne (Frison de Lamotte et al 2000).

7 Cadre géologique et structural de l'oranais :

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.

Le nord ouest de l'Algérie correspond au domaine externe de la chaîne alpine (Guardia (1975) On trouve dans cette région deux zones structurellement différenciées (tellienne et atlasique).

Le magmatisme qui affecte la région oranaise est représenté par le granite hercynien de Nedroma qui inclut le massif des Traras et par une intense activité volcanique d'âge mio-plio-quadernaire qui recouvre d'importantes surfaces.

Pour une meilleure compréhension de ces manifestations; mais aussi de la structure actuelle de l'Oranie, il est important de revenir sur l'histoire géodynamique et structurale de la région.

8 Evolution géodynamique :

La structure actuelle de la région a commencé à apparaître à l'ère tertiaire. L'Afrique, bloquée dans son mouvement de translation vers l'Est, qui a débuté au Jurassique avec l'ouverture de l'Atlantique central, a effectué une rotation autour d'un axe situé vers la pointe sud de l'Espagne. Le plancher océanique téthysien s'est trouvé en partie résorbé par subduction; les microplaques comprises entre l'Europe et l'Afrique sont entrées en collision. Ainsi, suivant des lignes de contact capricieuses, les systèmes montagneux alpins se sont structurés et se sont élevés, en plusieurs étapes inégalement réparties dans l'espace et dans le temps.

Au Miocène, la Méditerranée (ex-océan téthysien) a commencé à naître, mais, le dessin des rivages était compliqué, avec une multitude d'îles; la tranche d'eau était très faible, avec souvent un dépôt de calcarénites et de conglomérats signifiant l'incessant remodelage tectonique qui a marqué la fin de la paléogéographie alpine (abaissement de son régime).

C'est dans cette paléogéographie reconstituée par les différentes études micropaléontologiques et stratigraphiques, mais aussi structurales, que Guardia (1975) allait mettre en évidence dans l'Oranie le terme de bassin dit « synchronappes »; En effet le contexte de compression tertiaire allait donner naissance à des nappes de charriage dans un Tell oranais immergé sous une faible tranche d'eau au miocène constituant un bassin sédimentaire, où seules les chaînes atlasiques étaient apparentes (îles).

Les unités allochtones allaient, de ce fait se mettre en place frontalement dans une avant-fosse miocène appelée "Bassin synchro-nappes" Ce qui donna lieu à une accumulation de sédiments dont la nature allait dépendre de l'endroit de dépôt. Si dans la plupart des secteurs il est constitué par une épaisseur de marnes vertes entrecoupées par des bancs gréseux, il pouvait aussi dans certains endroits, être conglomératique ou représenté par des affleurements transgressés et démantelés.

Après la mise en place des nappes, un deuxième cycle miocène était reconnu. C'est le miocène post-nappes. Il est composé le plus souvent d'argilites, de conglomérats et de marnes (voir stratigraphie). Il a pris naissance au Tortonien selon Fenet (1975).

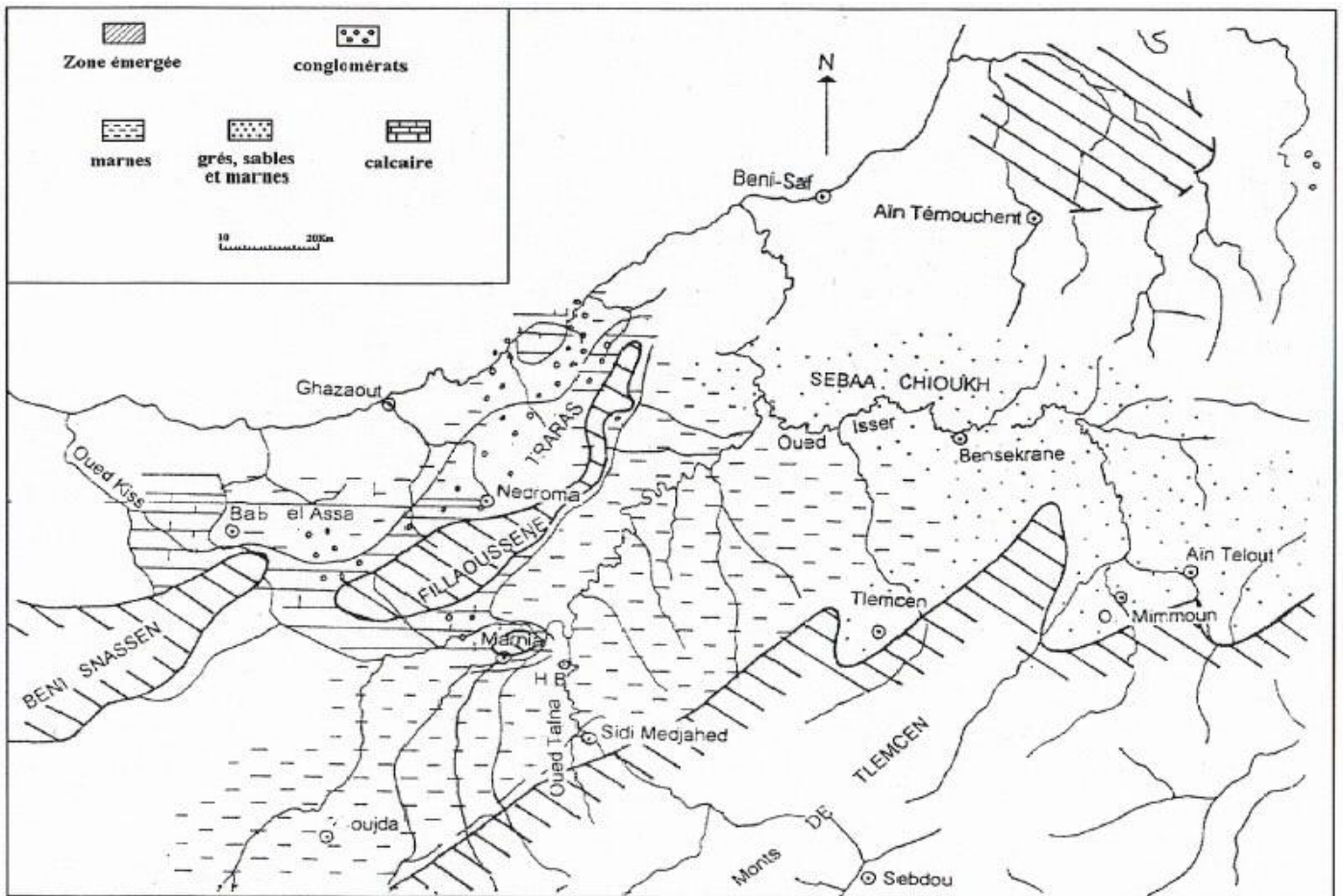


Figure 6 : Bassin miocène synchro-nappes. (D'après Guardia 1975)

9 Stratigraphie :

La stratigraphie de l'Oranie occidentale est représentée par d'importantes séries mésozoïques et cénozoïques, à dominance marno-calcaire ou gréseuse. Sa 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 (principalement les monts de Sebâa Chioukh, les Traras, les Béni Snassen et les Monts de Tlemcen).

Le Miocène synchro-nappes constitue une formation importante surtout au Sud d'Aïn Temouchent (Sebâa Chioukh) où il est marno-gréseux; dans la vallée de la Tafna où il est marneux et dans Trarras où il est marno-carbonaté. Il se développe vers l'Est dans les Tessala. Les études micro paléontologiques (Guardia 1975; Bellon et al 1984), conduisent à attribuer un âge Serravalien à ces formations du Miocène synchro nappes. Dans la région d'Oran et d'Arzew, les niveaux stratigraphiques les plus bas du Miocène synchro-nappes ont fourni un âge plus ancien, Langhien (selon Fenet 1975).

Un premier cycle miocène post-nappes est mis en évidence dans les Sebaa Chioukh, la vallée de la Tafna et la région de Béni Saf, avec des formations continentales argileuses vertes, puis lie-de-vin, associées à des grès et agglomérats de même couleur. Ces formations sont comprises entre le matériel des nappes et les séries du Miocène terminal marin. Vers l'Est, le premier cycle post-nappes regroupe selon Fenet (1975) les argilites rubéfiées, les conglomérats et les marnes marines, qu'il considère, appartenant au Tortonien. Ces formations du premier cycle miocène post-nappes, auraient pu se déposer en même temps que le Miocène synchro-nappes qui affleure plus au Sud (Megartsi85).

Un cycle miocène terminal, comportant deux bassins, l'un oriental, comprenant des affleurements situés dans la moyenne et la basse Tafna et dans les Sebaa Chioukh, et l'autre occidental limité à la région des M'Sirda. Le massif des Traras, ainsi que toute la zone située au Sud de la moyenne Tafna, vers Tlemcen, sont émergés (îles). Dans le bassin oriental, la série sédimentaire comprend trois formations :

- La formation "rouge" continentale à saumâtre, qui affleure, surtout dans la moyenne Tafna où elle atteint les contreforts du Fillaoussène. Dans ces niveaux sont intercalés, près de Hammam Boughrara, des lits blanchâtres de tufs rhyolitiques remaniés et bien visibles.
- La formation marine des "marnes bleues" fait suite à la précédente dans la région des Sebaa Chioukh.
- Enfin, une formation calcaire couronne cette série, également vers le Nord. Dans le secteur Bouzedjar-Tifaraouine, ce cycle miocène terminal comprend essentiellement des marnes à la base, surmontées par des niveaux calcaires à algues; la sédimentation dans ce secteur se raccordant bien à la suite du bassin oriental de la Tafna. Dans le bassin occidental des M'Sirda, il existe une formation marine, essentiellement marneuse se terminant par une dalle calcaire.

Le Pliocène comprend deux ensembles :

- L'ensemble inférieur auquel sont associées les marnes à *Globorotalia Margaritae bolli* (Bellon et al 1984).
- L'ensemble supérieur formé de calcaire à *Clypeasters* ou à *Pectinides* (Bellon et al 1984), de grés dunaires ocres et de sable rubéfié à Hélix.

Le Plio-quadernaire est représenté par des formations continentales où la sédimentation est marquée par des alluvions argilo-sableux et des conglomérats.

Les terrasses quadernaires sont bien visibles dans toute l'Oranie.

10 Magmatisme :

Le Miocène est reconnu par le début des manifestations volcaniques qui vont se poursuivre jusqu'au Quaternaire et toucher toute la région oranaise. La nature de ce volcanisme va être conditionnée de l'endroit et du moment de sa manifestation. Les émissions du Miocène supérieur se divisent en trois grands centres d'Est en Ouest (selon Megartsi 1985) : Le centre du Sahel d'Oran, de la moyenne Tafna, et celui de M'sirda.

Le volcanisme démarre dans la moyenne Tafna (environ 15MA) par l'émission de rhyolite et continue dans le Sahel d'Oran entre 11,7 et 9 MA par l'émission d'andésites, de dacites et de rhyolites, pour se termine dans le M'sirda (7,5MA) par des émissions basaltiques et andésitiques. Ces émissions du miocène supérieur ont une série calco-alcaline potassique. C'est la réponse au contexte tectonique compressif du miocène (l'orogénèse alpine).

Au Plio-quaternaire c'est un volcanisme basaltique, qui s'est manifesté et qui se distingue des phases éruptives miocènes par son caractère essentiellement basique et alcalin, et par la grande étendue des surfaces couvertes. Les laves à caractères alcalins, s'installent dans les massifs de Ghazaouat, et dans la basse et moyenne Tafna, à M'sirda et autour d'Ain Temouchent. Les émissions basaltiques à caractère transitionnel sont mises en évidence dans la moyenne Tafna. Cette transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin s'est faite au tortonien (Louni-Hacini 2002). Cette transition est la réponse de la fin de l'orogénèse alpine proprement dite (abaissement du régime de l'orogénèse alpine). En effet ; bien que l'orogénèse alpine se poursuit jusqu'à présent, les données de la sismicité notamment celles de la paléo-sismicité de la région montrent clairement une activité tectonique beaucoup plus intense jusqu'au Tortonien. Il est donc tentant de rattacher ce changement dans la nature du volcanisme en Oranie à celui du changement du régime de l'orogénèse alpine.

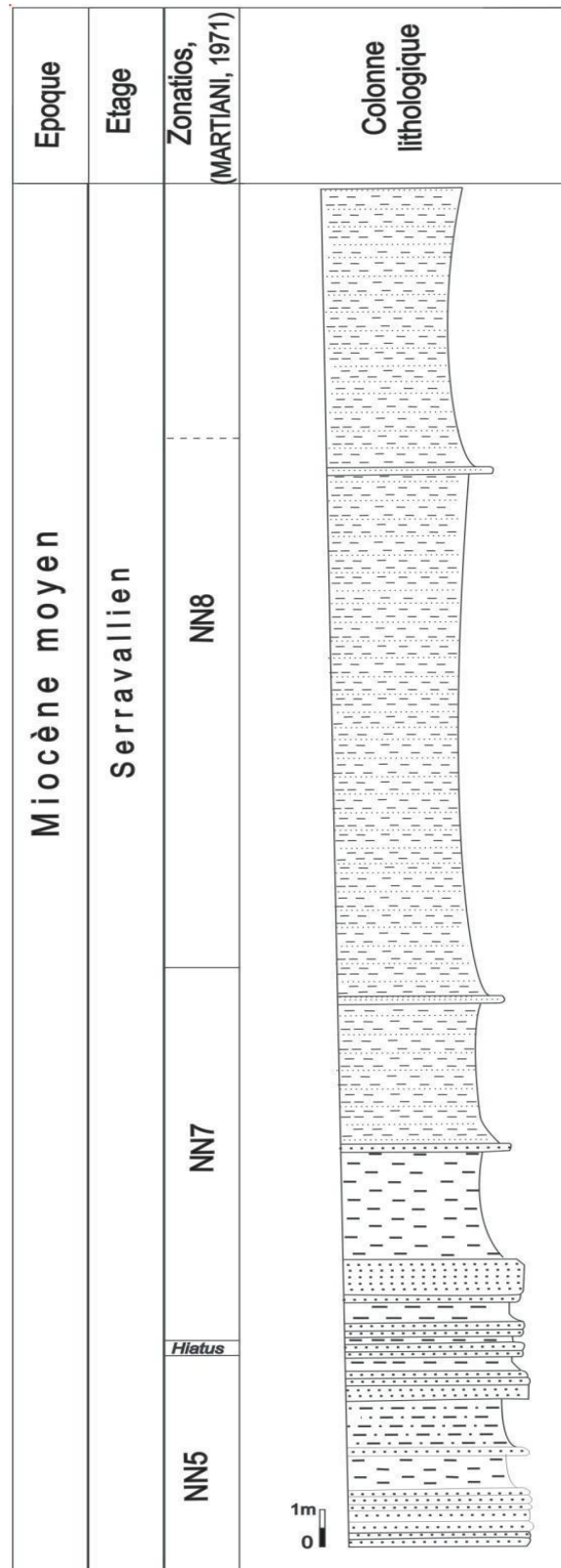


Figure 7 : log synthétique litho stratigraphique (d'après Maazouzi, 2004)

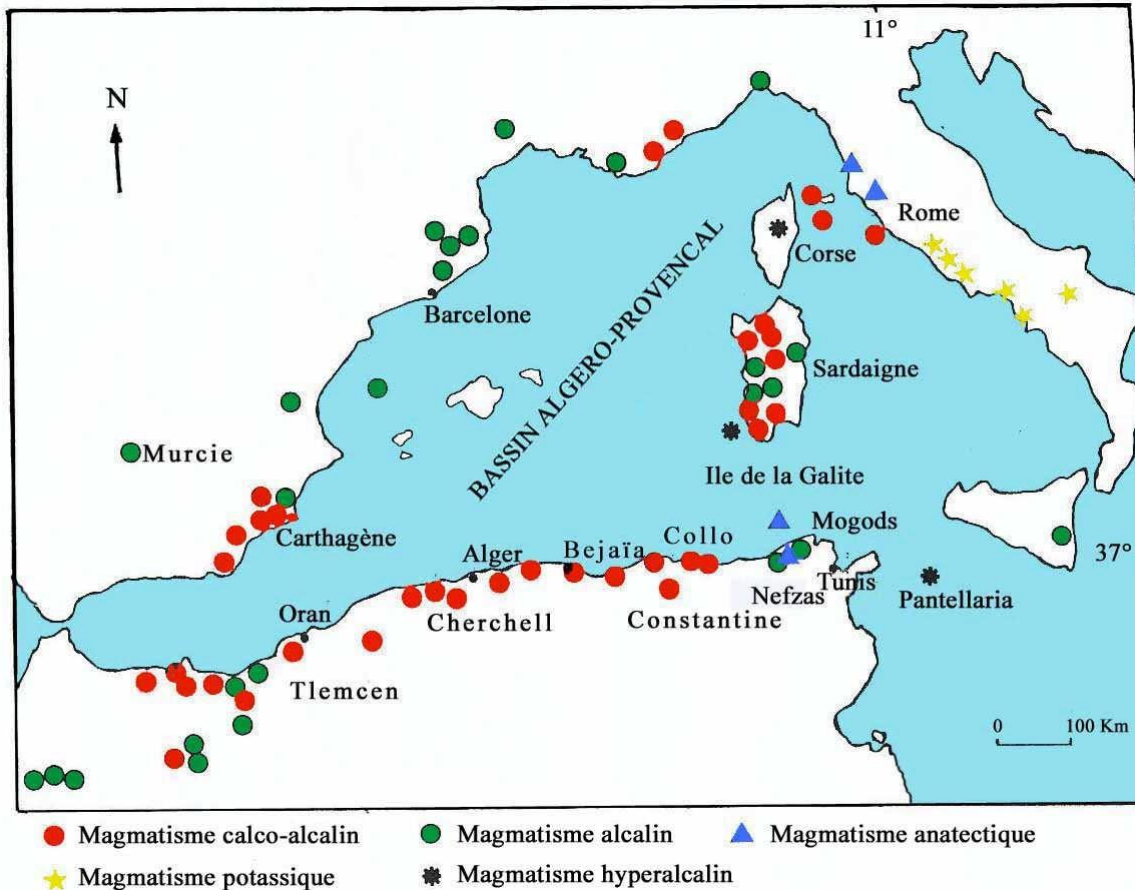


Figure 8 : le magmatisme néogène du pourtour de la méditerranée occidentale,
 (D'après N. Laridhi Ouzaâ 1994)

11 Cadre géologique du secteur d'étude :

Le secteur d'étude se trouve au Nord ouest de l'Algérie, là où les terrains néogènes constituent de grandes unités géologiques avec deux bassins principaux qui sont le bassin du Chélif et celui de la Tafna. Ce dernier fait partie de l'Oranie et s'allonge sur la bordure Nord du domaine des hauts plateaux. Les différents chercheurs qui ont oeuvré sur ce bassin (notamment L.GENTIL 1903) s'entendent sur une subdivision en 'trois' bassins 'la haute, la moyenne et la basse Tafna.

Le secteur d'étude fait partie du bassin de la moyenne Tafna. Ce bassin correspond à une dépression tertiaire qui présente un aspect de fossé intra montagneux, encadré par deux chaînes atlasique, les Monts de Tlemcen au Sud ; les Traras, le Fillaoussene (1136m) et la moitié occidentale de la chaîne de Tessala au Nord.

12 Stratigraphie du secteur :

Dans cette région, les principaux affleurements sont d'âge Miocène et Pliocène. Ces formations dessinent un pli synclinal, dont les flancs laissent apparaître les grès du Jurassique supérieur (Lusitanien).

Le Miocène :

Les formations du Miocène affleurent le long de l'Oued Tafna et reposent en discordance sur les formations du Jurassique supérieur. La série du Miocène débute par des roches sédimentaires représentées par des calcaires massifs, des marnes finement litées de couleur grise, des lentilles et passées de tufs basaltiques et de basalte. Cet ensemble est surmonté par des calcaires et des filons carbonatés de couleur grise avec des lits de grès bruns puis par des marnes grises à fines passées gréseuses. Des argiles carbonatées de couleur grise à verdâtre apparaissent à ce niveau. L'allure des dépôts décrits est presque horizontale. La coupe se termine par une assise volcano-détritique constituée par des Rhyolites, des Perlites et des Obsidiennes, des tufs pyroclastiques consolidés par endroits et des niveaux conglomératiques. Ces roches volcaniques sont localement transformées en argile bentonitique. Cet ensemble repose en discordance sur l'assise sédimentaire du miocène. L'épaisseur totale des dépôts miocènes peut atteindre environ 250 m.

Le Pliocène:

Il est représenté par des formations continentales qui se développent sur une large surface et qui sont composées par des limons, des limons sableux, sables meubles, silstones, grès et argiles sableuses avec des lentilles de calcaires. Ces formations recouvrent en discordance les terrains volcano-sédimentaires du Miocène supérieur. L'épaisseur totale des dépôts pliocènes varie (de 40 à 100m).

Le Quaternaire :

Il est constitué par des formations alluviales qui englobent des dépôts à gros galets et blocs provenant d'anciennes terrasses de l'oued Tafna avec des niveaux basaltiques par endroits.

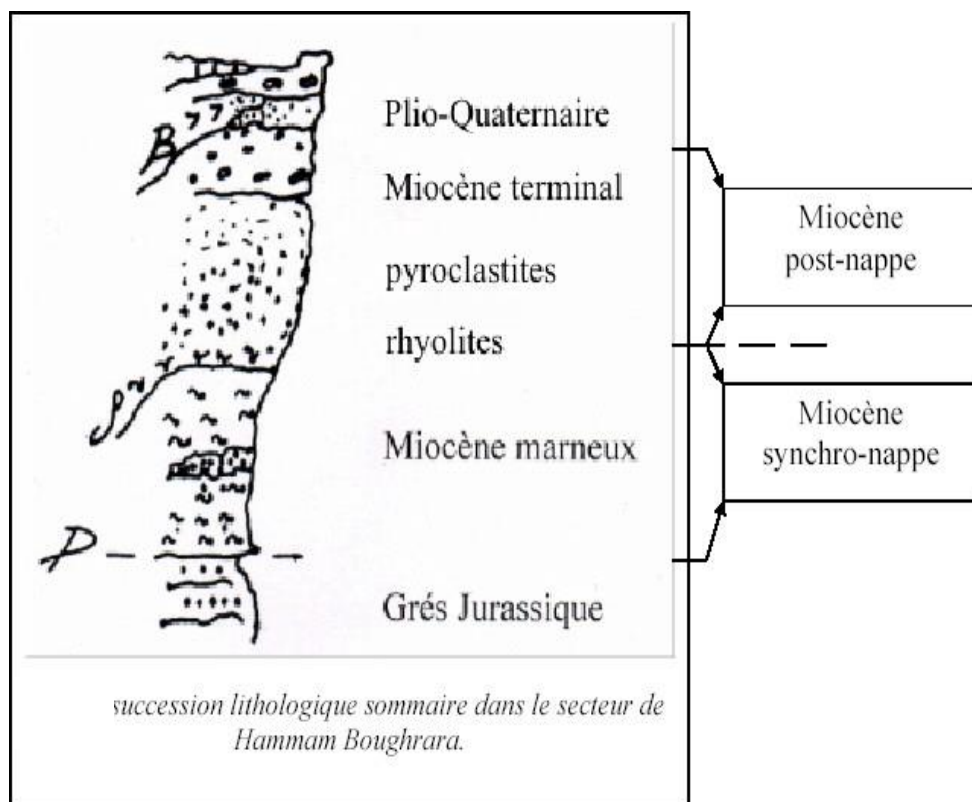


Figure 9 : log litho stratigraphique (D'après BOUKHEDIMI)

CHAPITRE 3 :
ETUDE MORPHOTECTONIQUE

1. Introduction :

Dans le bassin de la Tafna, la sismicité n'est pas répartie de façon uniforme. Parmi les hypothèses qui expliquent cette sismicité, figure la présence de failles actives qui contrôleraient directement l'emplacement des séismes (Boukhedimi 2017). Une étude morpho tectonique approfondie 'impose donc la vérification de cette hypothèse.

2. Analyse morpho tectonique :

Les récents développements de l'imagerie spatiale et de la modélisation numérique de la topographie (MNT) ont permis d'inclure ces usages dans l'aide à la définition morpho tectonique d'une contrée. En effet; les observations faites au moyen de ces outils dits d'observation indirecte, nous avons pu mettre en évidence des accidents en relation avec la sismicité de notre secteur d'étude.

Pour ce, nous avons donc procédé de la manière suivante :

- réalisation d'un modèle numérique de terrain à partir d'un couple stéréographique de photographie aérienne et satellitaire.
- Superposition des images aériennes et satellitaires sur le MNT.
- Superposition de la sismicité sur les cartes ainsi produites.
- Analyse et interprétation des paysages ainsi réalisés.

Cette technique a permis de découvrir des cassures bien marquées dans le paysage tectonique de la région.

3 Données initiales :

- «3 Images Landsat 7 -- (Avril 2017)
- «3 Cartes topographiques et 3 cartes géologiques (Nedroma--1/50 000, (Ain Timouchent, Beni safe, Tlemcen) (1/50000)
- + sismicité du secteur d'étude.

4 Définition de travail :

- Géo référencement des cartes topographiques et géologiques
- Géo référencement des images satellitaires (Landsat) et des MNT à partir des cartes topographiques
- Mosaïcage et géo référencement des MNT, image satellitaire et carte géologique à partir des cartes topographiques.
- Digitalisation des linéaments structuraux sur MNT et image satellitaires
- Superposition des photos géologiques aériennes et satellitaires sur le MNT.
- Traitement numérique du MNT à partir des données variables suivantes contrôlées par l'opérateur :
 - Echelle des élévations (variation du Z)
 - Choix de la direction d'éclairage de la source lumineuse virtuelle
 - Choix de l'angle d'observation virtuelle de l'opérateur
 - Superposition de la sismicité sur les cartes ainsi produites.

Le résultat reste dans la carte linéamentaire suivante :

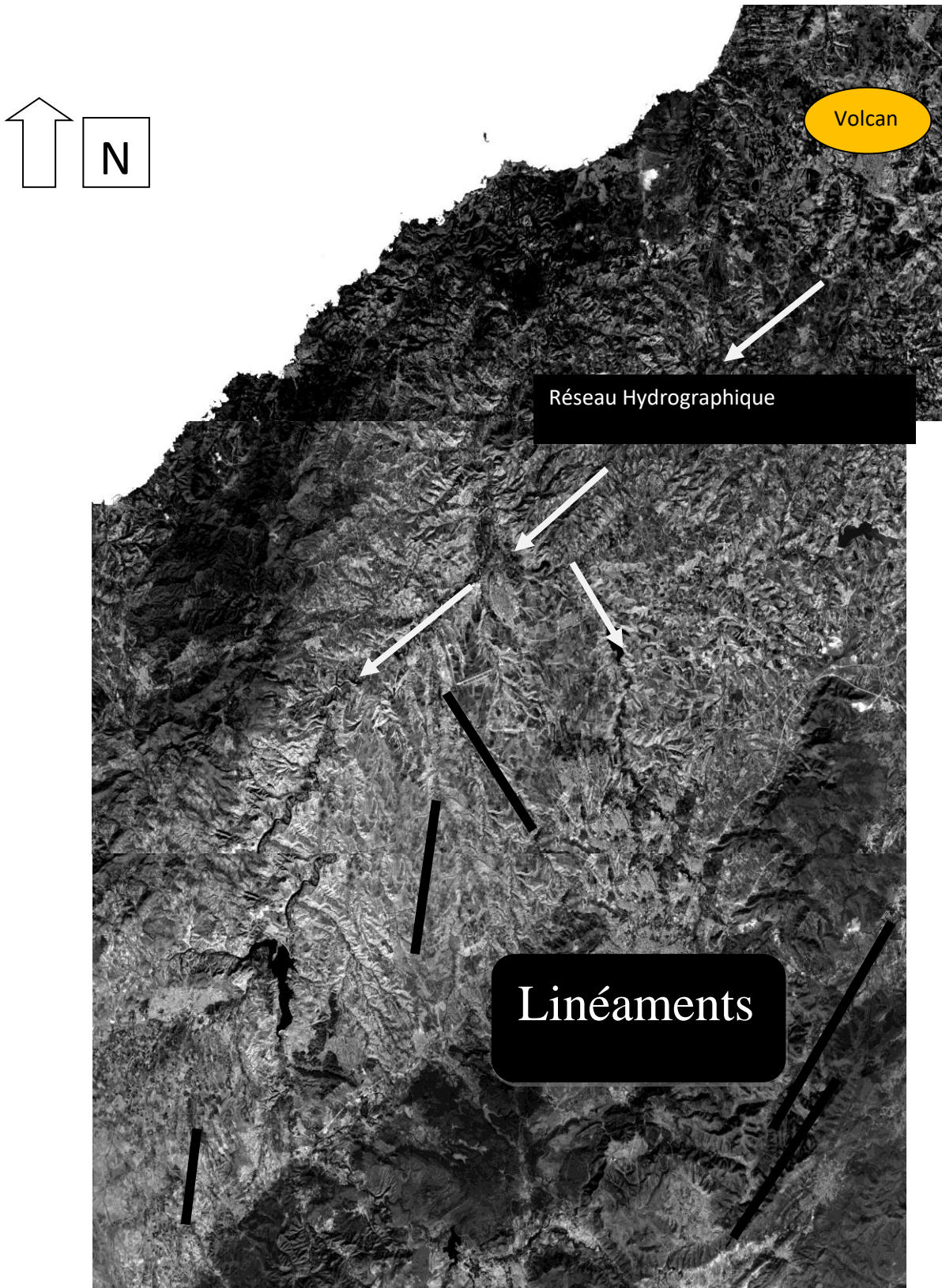
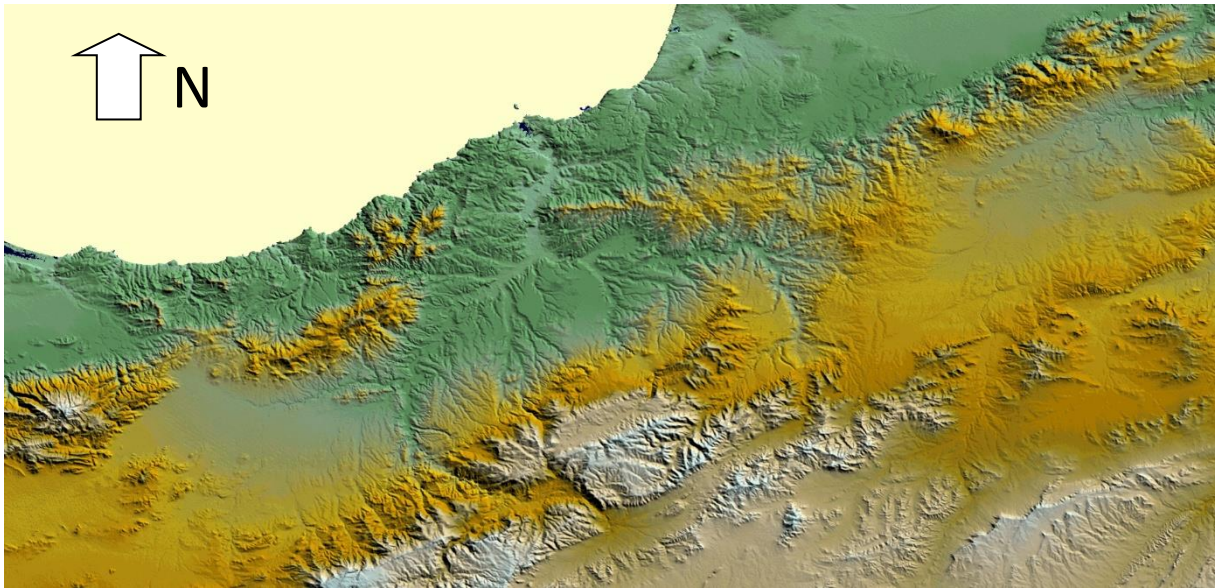


Figure 10 : photos satellites de la région (Tafna) (la basse, la moyenne et la haute, 1/1000000)



*Figure 11 : Modèle numérique du terrain (MNT Tafna) (SRTM de l'Oranie occidentale)
(1/2000000)*

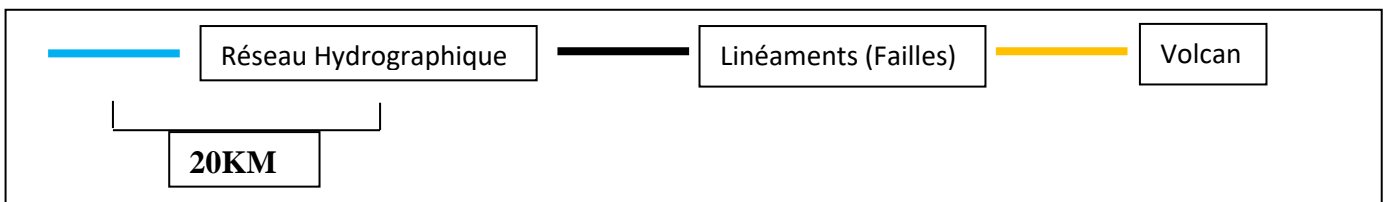
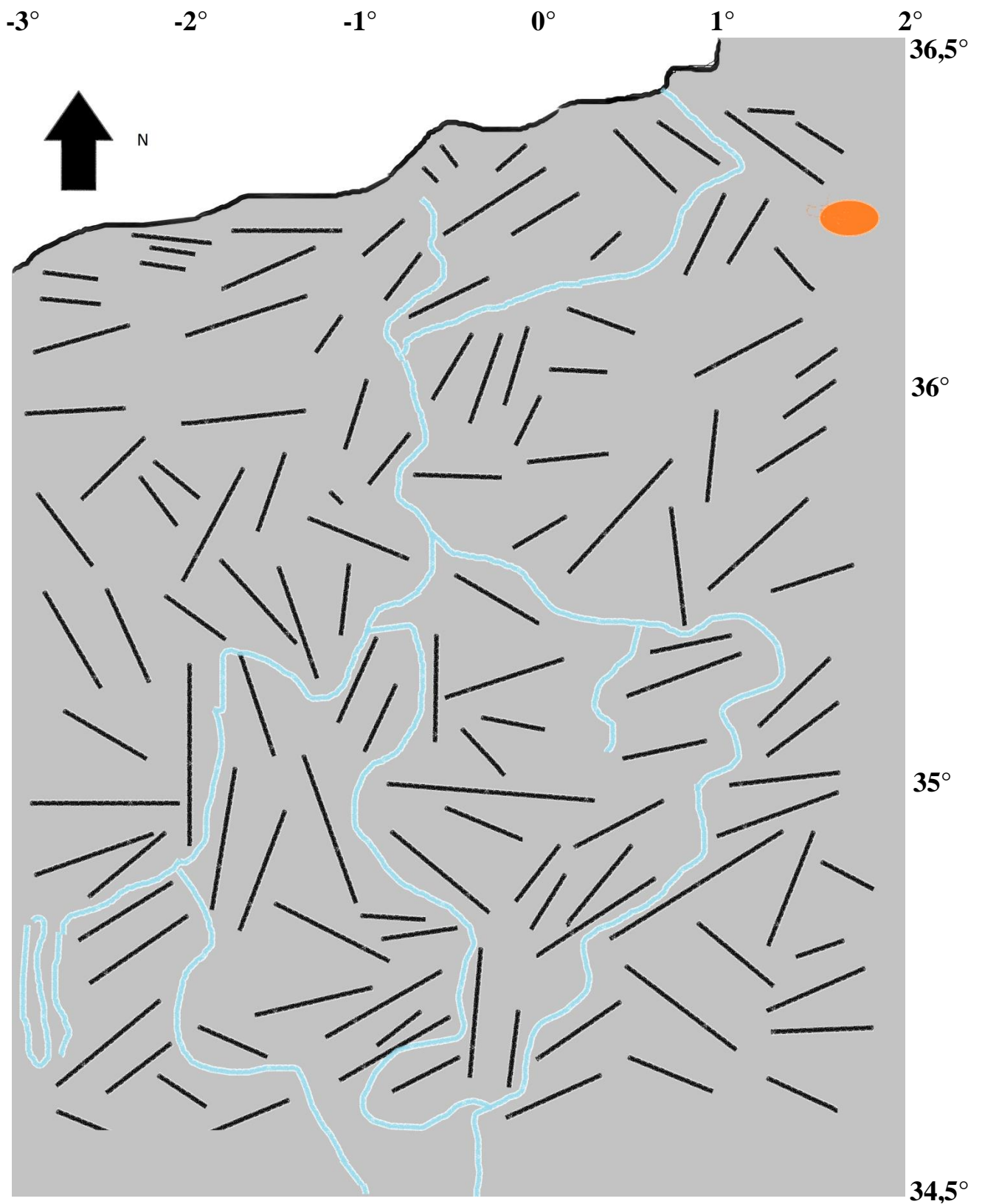


Figure 12 : Carte Linéamentaire de la région étudiée (faite par A. OUBRAHAM.) (2022)

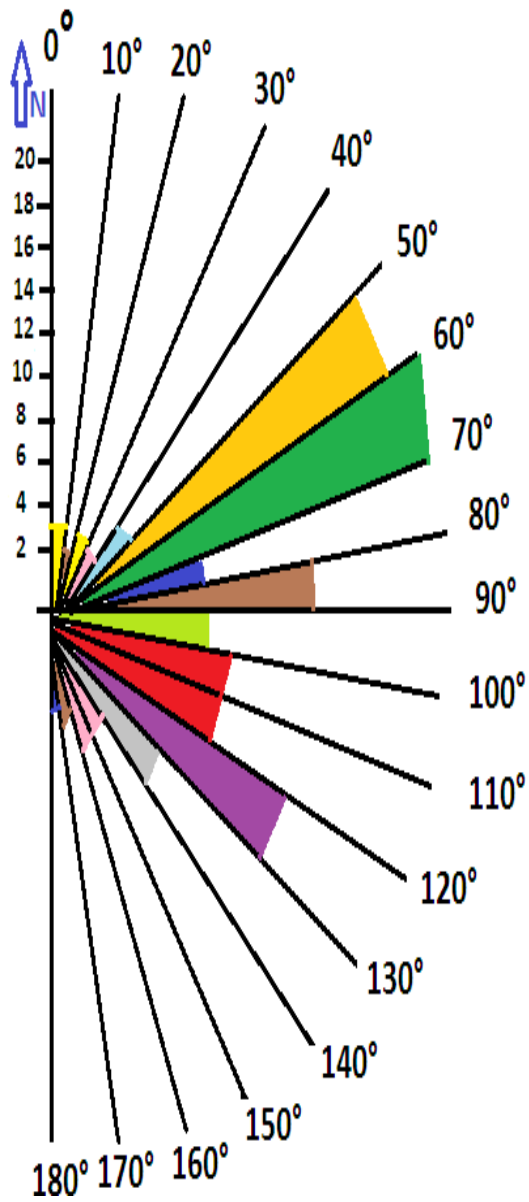


Figure 13 : La rosace des directions des linéaments de la région étudiée (faite par A. OUBRAHAM). (2022)

5 Interprétation du modèle numérique de terrain (MNT) :

Contexte général de l'interprétation :

Le but de l'étude étant d'identifier les failles du secteur, notamment celles en relation avec la sismicité. Notre interprétation va passer par :

- L'étude et l'analyse des travaux réalisés antérieurement,
- La réalisation d'une carte structurale basée sur l'étude et l'analyse des scènes satellitaires type Landsat et des photographies aériennes couvrant la totalité de la région
- L'analyse et l'étude du MNT combinée à l'imagerie satellitaire et aérienne.
- Des travaux de terrain et analyse des photos aériennes au 1/20 000. Cette étape permet de recourir à l'ensemble des données et résultats obtenus par l'observation indirecte.

Cette approche a pour objectif de déterminer la localisation et la géométrie de l'ensemble des failles de la région étudiée.

6 Interprétation :

Il n'est toujours pas facile d'identifier systématiquement par l'observation directe c'est à-dire par les travaux sur le terrain les failles présentes dans une région et surtout si la couverture sédimentaire est importante : cas du secteur de la Tafna. Dans ce cas précis, il est nécessaire de faire intervenir d'autres techniques.

Pour des raisons de coût et de temps, il est devenu indispensable de réaliser une interprétation basée sur les outils dits « d'observations indirectes » telles que l'analyse des MNT ajoutée à l'imagerie satellitaire ou autre. Cette technique en usage actuellement chez l'ensemble de la communauté scientifique, permet de se focaliser sur des objectifs bien précis du terrain (failles, défluviations, escarpement morphologique).

Le MNT, qui permet de recomposer la morphologie du site permet également, par son analyse fine, de reprendre l'analyse des empreintes laissées par les failles sur le terrain.

Dans le cas des failles cachées, dites aussi « aveugles », cas du secteur d'étude, l'identification se fait en général, par des approches comparatives et par l'analyse de la morphologie indirecte que ces dernières imposent à la topographie (défluviations de rivières, déformations plicatives, étagement des terrasses alluviales etc.).

En faisant varier les positions d'un spot de lumière et en augmentant l'altitude nous avons pu mettre en évidence chacune des morphologies en failles de la région. Cette technique nous a permis de localiser l'ensemble des failles qui ne seraient pas visibles

sur d'autres plans : nous avons pu, ainsi, faire les observations suivantes pour le secteur d'étude :

- mettre en évidence deux familles de fractures conjuguées, dirigées généralement selon une direction atlasique (NE-SW) et une direction transverse à 90° (SE-NW).
- mettre en évidence, un petit bassin s'apparentant à un bassin en « **pull-apart** » formé par l'extension crustale de deux fractures dans le secteur d'étude.
- Une autre observation majeure faite au cours de cette analyse concerne la disposition de l'ensemble du réseau hydrographique. Comme nous le voyons sur les différentes planches, le réseau hydrographique est parfaitement imposé par les directions des failles et par la morphologie qu'elles ont générées (déviations du réseau hydrographique par les structures positives telles que les failles ou les plis et captures de ce même réseau par les structures négatives telles que les plaines et les vallées).
- Autre remarque intéressante : L'alignement du volcanisme cénozoïque de la moyenne Tafna sur la carte géologique donne une idée sur la direction et l'emplacement des accidents empruntés lors de sa mise en place. En effet ; cette étude basée essentiellement sur la télédétection à partir des images satellites, des photographies aériennes et des MNT de la région montrent nettement les linéaments de directions atlasique (N40) suivant l'alignement volcanique.

Ces éléments permettent de parler d'accidents en relation directe avec la mise en place du volcanisme mio-plio-quadernaire de la Tafna.

7 Conclusion de l'étude morpho tectonique :

Mise en évidence d'accidents NE-SW en relation avec le volcanisme et la défluviation de la Tafna :

Le volcanisme de la Tafna est remarquablement aligné dans la direction des accidents atlasiques NE-SW. L'étude morpho tectonique basée sur l'interprétation des images satellites, des photographies aériennes et des modèles numériques de terrains a permis de mettre en évidence des linéaments pouvant correspondre à des accidents expliquant la répartition géographique de ce volcanisme et la défluviation.

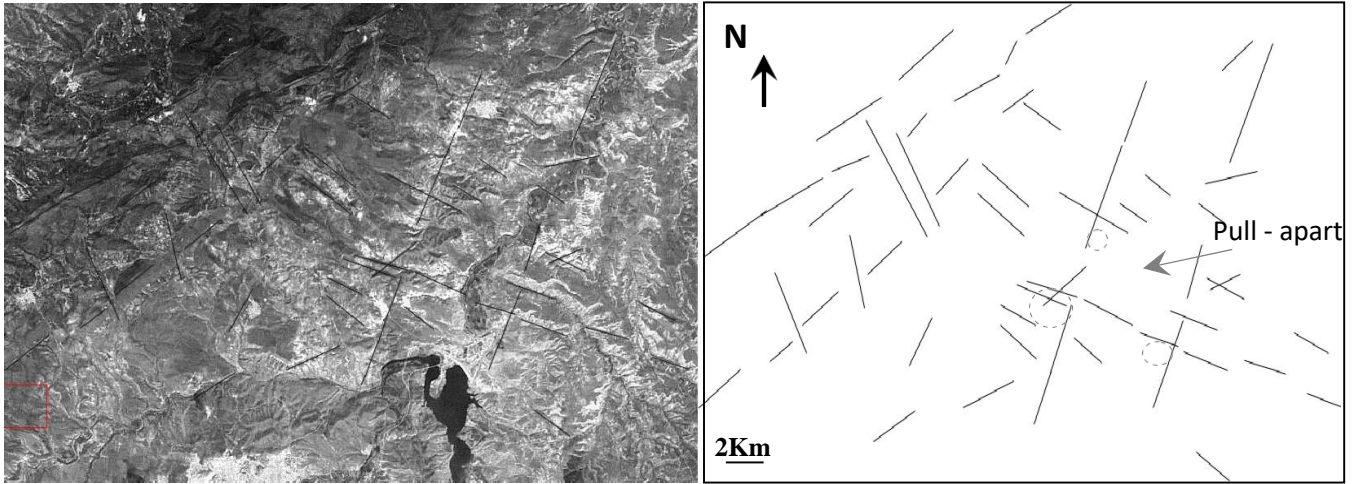







Figure 14 : Ortho-image de la région d'étude effectuée à partir de l'image Landsat7 sur laquelle les principaux linéaments supposés et failles ont été ajoutés.



-  VBPO -> Volcanisme Basaltique Plio-Quaternaire
-  VAPI -> Volcanisme Andésitique Pliocène Inférieur
-  VBM -> Volcanisme Basaltique Miocène
-  VRM -> Volcanisme Rhyolitique Miocène

 Défluviation de oued Tafna par les Fellaoucènes


 Chevauchements au pied des Fellaoucènes

Figure 15 : Répartition spatiale du volcanisme de la Tafna. Noter l'alignement volcanique et la défluviation de l'Oued Tafna par les Mons de Fillaoussène.


50 KM

CHAPITRE 4 :
Analyse de la sismicité de la région

1. La sismicité du bassin de la Tafna :

Le bassin de la Tafna fait partie de L'Oranais. Il est connu pour être le siège d'une activité sismique importante. Cette région est classée comme une zone sismique de par son cadre sismotectonique et sa situation géographique sur la marge algérienne, qui correspond à la limite entre les deux plaques tectoniques Afrique et Eurasie. Cette région a été secouée par plusieurs séismes destructeurs dont le plus célèbre est celui du 09 octobre 1790 d'intensité $I_0 = X$, ($I_0 =$ échelle MSK- Medvedev-Sponheuer-Karnik) (e.g., Lopez-Marinias et Salord 1990 ; Mokrane et al 1994 ; Ayadi et Bezzghoud 2015) qui fut l'un des plus violents séismes du pourtour méditerranéen du 18ème siècle. Ce séisme a mis fin à l'occupation espagnole de la ville d'Oran en causant la destruction presque totale de la ville et en faisant plus de 3.000 victimes (Alfred Salinas., 2004). Plusieurs auteurs (e.g., Lopez- Marinias et Salord,1990 ; Ayadi et al 2003) ont rapporté que ce séisme a été ressenti jusqu'à Malte et qu'il a été à l'origine d'un tsunami ayant touché tout le bassin algérien (notamment les côtes espagnoles à Almeria et Carthagène). Deux autres tremblements de terre ont marqué l'Oranie : il s'agit du séisme de Mascara en mars 1819 ($I_0 = X$) qui a causé de sérieux dégâts à la ville en faisant plusieurs morts et le séisme d'El Boudj (El Kalaa) du 29 novembre 1887 ($I_0=IX-X$) qui a fait plus de 20 victimes en détruisant plus de 80 habitations (banque de données du GRAAG). Ces deux séismes ont été bien ressentis dans toute l'Oranie centrale et orientale.

En plus de cette sismicité historique dont tous les auteurs (e.g., Mokrane et al 1994 ; Benouar 1994 ; Boughacha 2003 ; Beghoul et al 2009 ; Ayadi et Bezzghoud 2015) s'accordent sur son caractère dévastateur, l'époque instrumentale montre, elle aussi, l'occurrence de plusieurs séismes, dont les plus importants de par leurs intensités $I_0 \geq VIII$ et/ou magnitude $M \geq 5.5$ sont : le séisme de Mascara du 18 aout 1994 ($M_S = 5.9$) dans les Beni Chougrane qui a fait 172 décès et plus de 300 blessés ainsi qu'environ 1000 édifices endommagés et le séisme de Ain Temouchent (bassin de la basse Tafna) du 22 décembre 1999 ($M_S = 5.8$) qui a fait plus de 28 morts et 150 blessés. Ce dernier a montré le caractère sismique du bassin de la Tafna, provoqué de graves dommages dans la ville d'Ain Temouchent et ses villages environnants. Plus récemment, le 6 juin 2008 un autre séisme ($M_w = 5.5$) a fait trembler les villes côtières de l'Oranie centrale (notamment Oran et Arzew) en causant plusieurs fissurations et effondrements partiels ainsi que plusieurs chutes de blocs et glissements de terrains sur la côte oranaise. Ce séisme a fait 1 victime et 11 blessés.

A ces séismes oranais, caractérisés par des intensités macrosismiques I_0 comprises entre $VIII \leq I_0 \leq X$ et/ou des magnitudes $M \geq 5.5$, s'ajoute une dizaine d'autres séismes dont la magnitude a pu atteindre M_5 et l'intensité macrosismique estimée est entre $VI \leq I_0 \leq VIII$ (Tableau.1).

Le tableau 1 ci-joint relate tous les évènements sismiques reconnus comme modérés, forts ou très forts en Oranie. ($M \geq 5$)

Année	Mois	Jour	Lon	Lat	lo	Mag	Localisation	Description	Catalogue	Source
1790	10	9	-0,6	35,7	X	7,2 7,5	ORAN	Très Fort	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1819	3	0	0,1	35,4	- X	5,5 7,5	BENI CHOUKRANE MASCARA	Modéré Très Fort	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1851	11	22	0,1	35,4	- VIII	4,7 5,7	BENI CHOUKRANE MASCARA	Léger Modéré	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1861	7	26	-0,6	35,7	- VII	4,7 5,2	ORAN	Léger Modéré	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1887	11	29	0,33	35,8	- IX-X	5,5 6,5-7,5	BENI CHOUKRANE EL_BORDJ	Modéré Fort-Très Fort	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1889	5	21	-0,8	35,7	- VII-VIII	4,7 5,2-5,7	ORAN	Léger Modéré	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1890	7	30	0,5	35,7	VI-VII	4,6-5,2	RELIZANE	Léger-Modéré	Mokrane	Beghoul et al 2009
1900	4	25	-0,6	35,7	VI-VII	4,6-5,2	ORAN	Léger-Modéré	Mokrane	Beghoul et al 2009
1910	2	2	-0,2	35,7	- VII	4,7 5,2	ARZEW	Léger Modéré	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1928	8	24	0,8	35,97	VIII	5,4 5,4-5,7	INKERMAN	Modéré	Boughacha Benouar	Beghoul et al 2009
1939	4	1	0,1	35,9	VI-VII	4,6-5,2	MOSTAGANEM	Léger-Modéré	Mokrane	Beghoul et al 2009
1949	10	27	0,25	35,42	VI-VII	4,6-5,2	BENI CHOUKRANE MASCARA	Léger-Modéré	Mokrane	Beghoul et al 2009
1967	7	13	-0,13	35,53	- VII-VIII	4,8 5,1	BENI CHOUKRANE SAINT_DENIS	Léger Modéré	Boughacha Mokrane	Beghoul et al 2009
1992	10	17	-1,5	35,28	- V	4,8-5,0 4,3	BENI SAF	Léger	Benouar Mokrane	Beghoul et al 2009
1994	8	18	-0,11	35,52	VIII	Ms5,9 Mb5,8	BENI CHOUKRANE MASCARA	Modéré	Boughacha	Catalogue de Boughacha 2003
1999	12	22	-1,28	35,52	VIII	Ms5,8 Mb5,7	AIN TEMOUCHENT	Modéré	Boughacha	Catalogue de Boughacha 2003
2008	6	6	-0,65	35,88	VII	Mw=5,5	ORAN	Modéré	USGS	Donnés USGS

Tableau 1 : liste des séismes modérés ($5 \leq M < 6$), forts ($6 \leq M < 7$) et très forts ($7 \leq M < 8$) de l'Oranie issus des catalogues de Mokrane et al 1994, Benouar 1994, Boughacha 2003 (in Beghoul et al 2009 où $M = M_b$) complétée par les données de l'USGS jusqu'au 1/5/2014. (En rouge -> région d'Oran : zone Oran-Arzew / En bleu -> région de Mascara (Les Beni Choukrane) : Zone Mascara-Sig-Mohamadia- ElBordj / En vert -> région de Ain Temouchent : Zone Ain Temouchent-BeniSaf / NB. Le séisme d'Inkerman (Oued Rhiou) fait partie du Cheliff et est proche de la frontière orientale de l'Oranie (longitude $0.75^{\circ}E$).

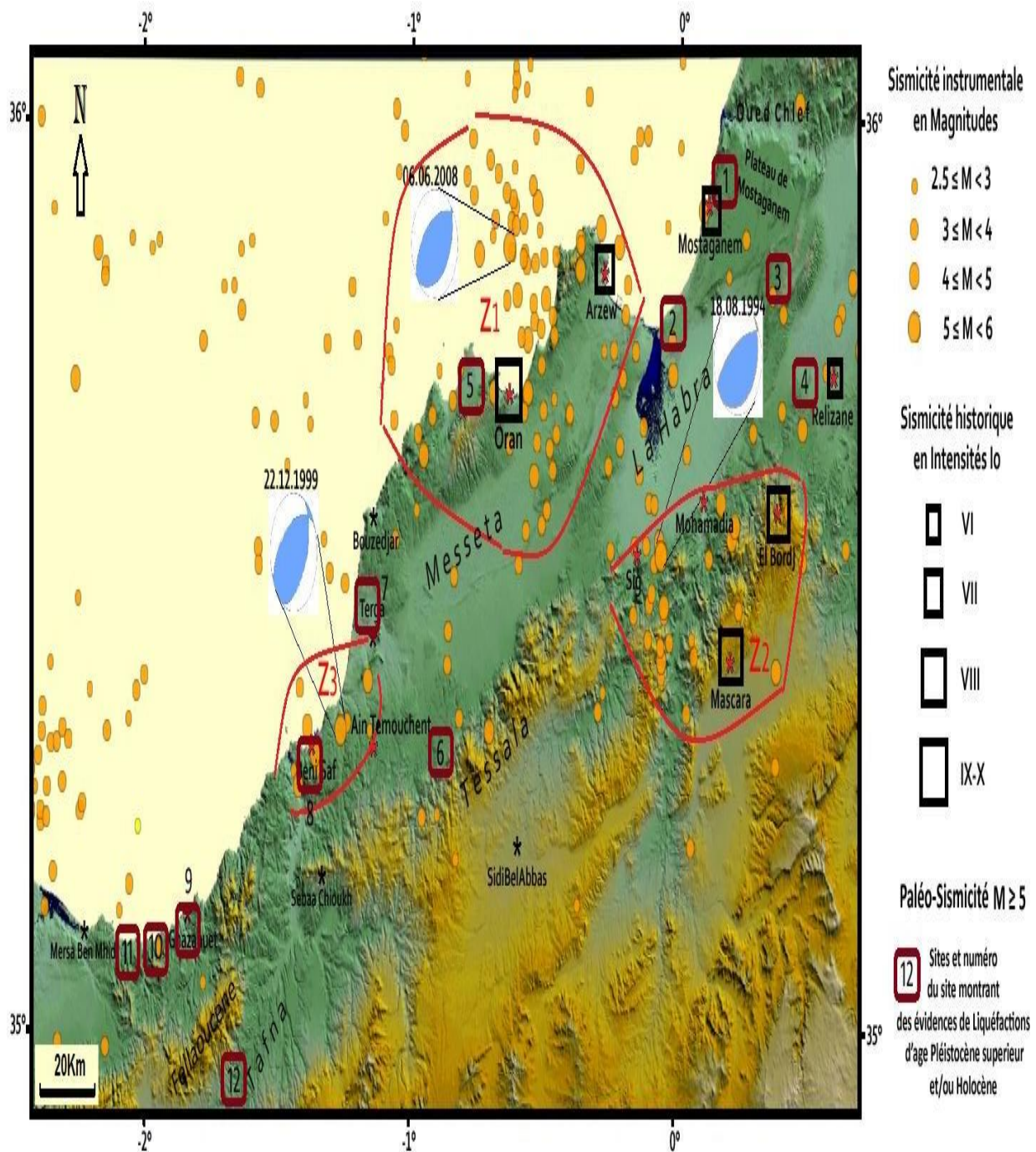


Figure 16 : la carte de distribution spatiale de la sismicité de l'Oranie (USGS jusqu'au 1 mai 2014) complétée par la sismicité historique à partir du tableau 1. Les mécanismes aux foyers des séismes enregistrés dont la magnitude a atteint ou dépassé 5,5 sont joints à la figure. (Z1 : Zone d'Oran-Arzew / Z2 : Zone des Beni Chougrane : Mascara-Sig -El Bordj / Z3 : Zone de Ain Temouchent-Beni Saf). (BOUKHEDIMI 2017)

2 Zoom sur les sources sismiques en oranais :

Les études de la sismicité historique et instrumentale devraient, en principe, permettre d'aider à localiser les sources sismiques, ou du moins les zones sources qui auraient généré des séismes dans les siècles passés. Au-delà de ce passé lointain, elles ne peuvent rien prouver.

En effet, de ces recherches sur la sismicité historique et instrumentale de l'Oranie, plusieurs sources sismiques ont été mises en évidence par plusieurs auteurs. La figure ci-après récapitule les différentes failles existantes en Oranie.

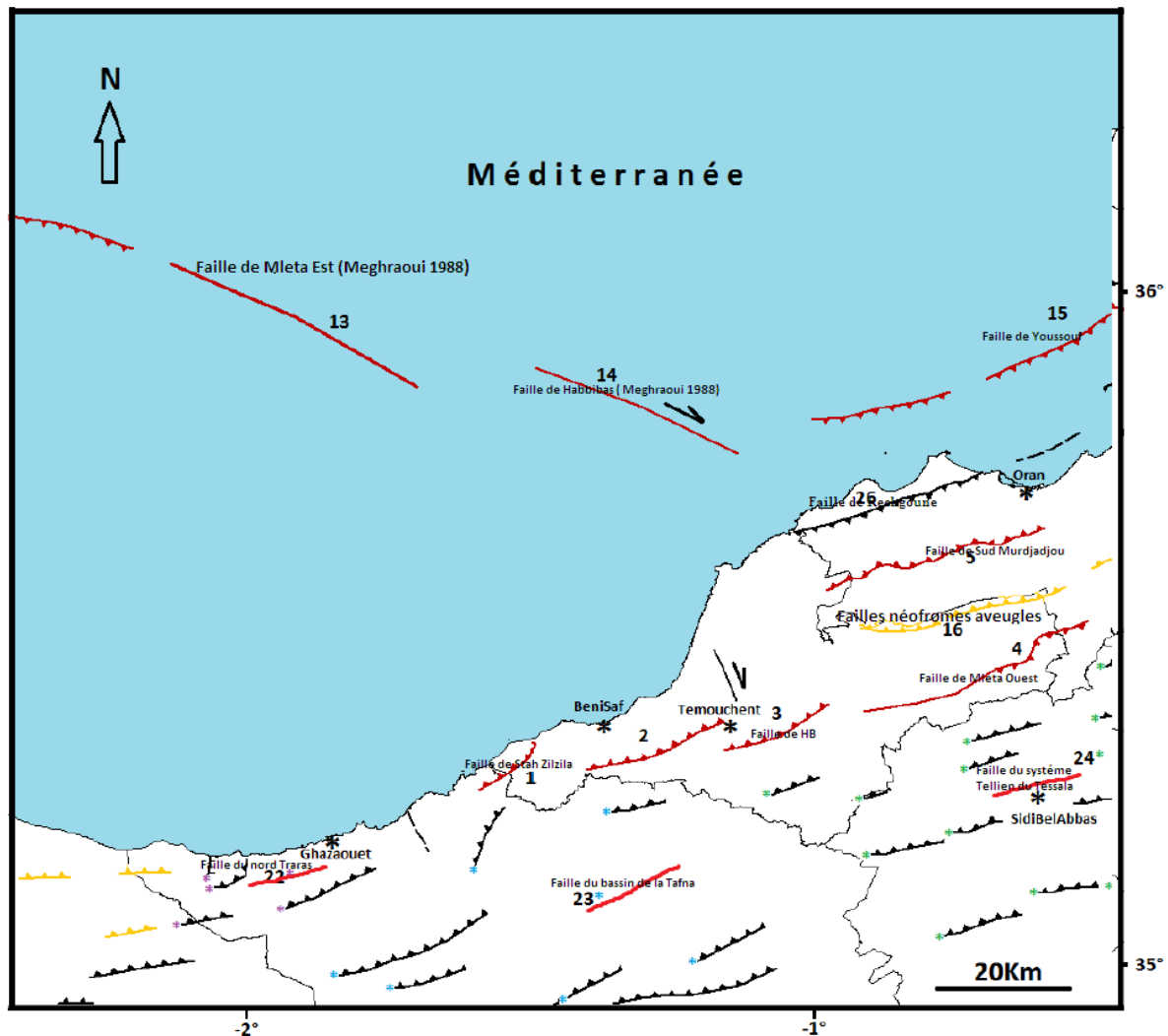


Figure 17 : Carte Oranie occidentale (extrait de la carte néotectonique)
(BOUKHEDIMI 2017)

Failles en relation avec le régime néotectonique :

Failles actives

Failles néoformées aveugles

Failles héritées du système Miocène Faille normale développée selon σ_3

Décrochement dextre

- 1-Faille de Stah Zilzila (Me2i-2003)
- 2-Faille d'Ain Témouchent (Yelles 2004, Bellabes 2008)
- 3-Faille de Hammam Bouhadjer (Me2i-2003)
- 4-Faille de Mleta Ouest (Meghraoui 1988)
- 5-Faille du Sud Murdjadjou (Meghraoui 1988, Bouhadad2001)
- 13- faille de Mleta est (Meghraoui 1988)
- 14- faille de Habbibas (Meghraoui 1988)
- 15- Faille de Youssouf (Meghraoui 1988)
- 16- faille de ride de Mleta (BOUKHEDIMI)
- 22- faille du nord Traras (BOUKHEDIMI)
- 23- faille du bassin de la Tafna (BOUKHEDIMI)
- 24- faille de système tellien du Tessala (Meghraoui 1988)
- 26- faille du système tellien de Beni Chegroun (BOUKHDDIMI)

3 La région d'Oran :

1. la Faille du Nord Sebkha (ou faille du Murdjadjou) :

Cette faille de direction NE-SW à ENE-WSW limite les Monts du Murdjadjou de la plaine de la Meseta. L'activité tectonique récente de cette faille peut être confondue à la surrection voire le plissement post-miocène du massif de Murdjadjou et à la forte subsidence des terrains quaternaires de la Sebkha. Cette faille aurait selon plusieurs auteurs (e.g Meghraoui 1988 et Bouhadad 2001) un pendage NNO.

2. la Faille du Sud Sebkha (ou faille de Meseta ou Mleta Ouest) :

Elle ressemble à un escarpement morphologique d'orientation Nord-Est- Sud-Ouest. Elle a été identifiée grâce à l'analyse de la photographie aérienne (déviations de rivières et facettes triangulaires) (Meghraoui 1988, Me2i, 2003). Cette faille traverse les étages alluvionnaires d'âge plio-quaternaire isolant la grande sebkha des Monts du Tessala sur une distance minimale de 30 km selon plusieurs savants (e.g Meghraoui 1988). Cette faille inverse aurait une inclinaison Sud à SE.

3. la Faille en mer d'Oran :

C'est une faille traduite à partir du fait que le plateau continental de la région côtière est touché par une subite modification de pente. Cette morphologie s'allonge parallèlement à la ligne de côte sur environ 39 km. Cette anomalie bathymétrique correspondrait à une faille contraire dans le sens Sud-Est (WCC 1984 ; El Robrini 1985 ; Me2i2003 ; Domzig 2006).

4 La région d'Ain Timouchent :

1. La faille de Stah Zilzila :

Cette faille est découverte par Me2i, en 2003 sur la base d'étude morphotectonique et géologique. Elle a probablement causé dans le passé des tremblements gravés dans la mémoire collective d'où l'appellation du village Stah Zilzila (littéralement la terrasse du tremblement de terre). Circonscrire le long de la côte, à l'ouest de la ville de Béni-Saf, la faille de Stah Zilzila est prétendue active. De direction générale NE-SO, elle présente une orientation Sud-Est. Cette région côtière est soulevée par un large anticlinal qui immerge et disparaît au Nord-Est vers Béni Saf. Le soulèvement actif de la zone côtière est avéré par l'existence d'aires alluviales profondément coupées et entaillées par des filets d'eau.

2. la Faille d'Ain Témouchent :

Il s'agit d'une faille inverse aveugle présentant un pendage vers le Nord-Ouest. Elle est vraisemblablement dissimulée sous un pli anticlinal (Yelles et al, 2004). Il n'existe pas d'escarpements de failles proprement dits le long de la trace principale de cette faille aveugle. C'est à partir des données interférométriques (Bellabes 2008) que son existence a été prouvée à travers le séisme de Ain Témouchent du 22 Décembre 1999 (Ms5.8).

6. la Faille de Hammam Bouhadjar

Cette faille a été localisée sur la base de l'interprétation de photos aériennes, photographies satellitaires et des MNT (MEII, 2003). Elle est considérée comme étant une faille inverse arborant un pendage vers le Nord-Ouest et une direction Nord-Est. Elle apparaît comme un alignement discontinu montrant des escarpements à facettes Sud-Est et un contraste linéaire très imprégné sur environ 10 km. Cette faille est associée à des déplacements d'étendues alluviales d'âge Pléistocène supérieur et possiblement Holocène.

Faille de Youssouf

Cette faille correspond à un bourrelet morphologique orienté Est-Ouest, localisée en mer. Elle a été mise en évidence par la sismique marine et les forages réalisés en Méditerranée occidentale [Mauffret et al.1992 ; Comas et al.1999 ; Domzig 2006). La faille de Youssouf dissocie la marge continentale du bassin sous-marin de «Youssouf ». Elle ressemble à un système de failles en décrochements dextres qui s'étirent sur 55 km depuis le large de Beni Saf à l'Ouest jusqu'au large de Bou Sfer.

8. Faille de bassin de la Tafna :

Ces failles ont été reconnues sur la base d'interprétations de photos aériennes, photographie satellite et des MNT (BOUKHEDIMI 2010). Elles ont été confirmées sur le terrain par l'étude des défluviations, des alignements volcaniques et des dépôts ainsi que de l'analyse de l'origine des dépôts volcano sédimentaires de bentonite. Ces failles caractérisées par l'existence de sismite (BOUKHEDIMI 2017) se développent au sud du bassin de la moyenne Tafna (région Hammam Boughrara) et au Nord du bassin de la moyenne Tafna (au pied de Fillaoussene)

5 CONCLUSION :

Le séisme d'Ain Temouchent du 22 décembre 1999 a affiché d'une manière nette, le caractère sismique du bassin de la Tafna. La présence de faille active (faille de la moyenne Tafna, faille d'Ain Temouchent, faille de Stah Zlizila, Hemam Bouhedjar) affirme le caractère actif de ce bassin.

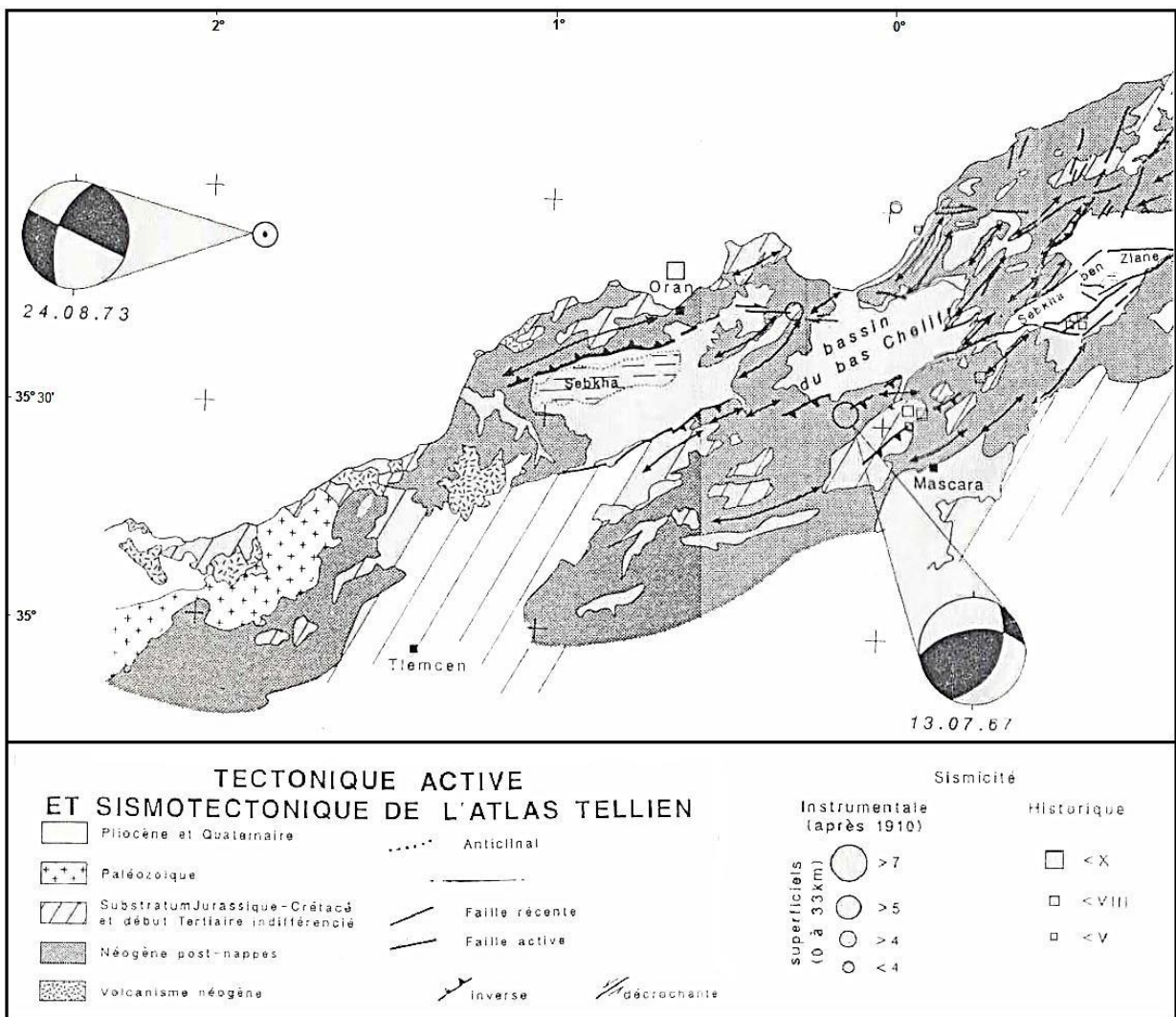


Figure 18 ; Extrait pour la région d'oranaïs de la carte « Tectonique active et sismo tectonique de l'Atlas Tellien » Meghraoui 1988

100 km

Chapitre 5 :
Analyse de la déformation Mio Plio
Quaternaire de la région :

1 Introduction :

Comme nous l'avons vu précédemment dans le bassin de la Tafna, l'Oranie occidentale est une zone à activité sismique de par sa situation géographique sur la côte maghrébine, qui correspond à la frontière entre les deux plaques tectoniques convergentes Afrique et Eurasie.

2 Analyse du registre sédimentaire :

2.1 : Les déformations néotectoniques caractéristiques des sédiments meubles de l'Oranais :

2.2 : Stratigraphie de l'anté-Quaternaire :

La stratigraphie de l'Oranie est représentée par d'importantes séries mésozoïques et cénozoïques, à majorité marno-calcaire ou gréseuse. Sa structure tectonique en nappes décollées au-dessus du Trias gypso-argileux, montre une progression vers le Sud où les unités allochtones empiètent l'autochtone présaharien des Hautes Plaines.

Le Miocène synchro-nappes constitue une formation importante marno-gréseuse à marno-carbonatée. Les études micro paléontologiques les plus fines (Guardia 1975 ; Bellon et al 1984), mènent à l'attribution d'un âge Serravalien à ces formations du Miocène synchronappes. Dans la région d'Oran et d'Arzew, les niveaux stratigraphiques les plus bas du Miocène synchro-nappes ont présenté un âge plus ancien, Langhien (selon Fenet 1975).

Un premier cycle miocène post-nappes est mis en évidence dans les Sebaa Chioukh, la vallée de la Tafna et la région de Béni Saf, avec des formations continentales argileuses vertes, puis lie-de-vin, associées à des grès et d'agrégats de même couleur. Ces formations sont enfermées entre le matériel des nappes et les séries du Miocène terminal marin. Vers l'Est (Oranie central et oriental), le premier cycle post-nappes regroupe selon Fenet (1975) les argilites rubéfiées, les conglomérats et les marnes marines, qu'il considère, appartenant au Tortonien. Ces formations du premier cycle miocène post-nappes, auraient pu se déposer, par endroit, au même moment que le Miocène synchro-nappes (Megartsi 1985).

Un cycle miocène terminal, comportant principalement des marnes à la base, surmontées par des niveaux calcaires à algues. En Oranie occidentale la base de cet ensemble se distingue par la formation "rouge" continentale à saumâtre dans laquelle sont insérés, surtout dans la plaine de Maghnia, des niveaux de lits blanchâtres de tufs rhyolitiques remaniés, bien apparents dans le site qui marque le commencement du volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie. La formation marine des "marnes bleues" fait suite à cet ensemble et le tout se termine par une dalle calcaire.

Le Pliocène inférieur marin à dépôts de conglomérats, marnes et molasse.

Il comprend deux ensembles :

- l'ensemble inférieur auquel sont associées les marnes à *Globorotalia Margaritae bolli* (Bellon et al 1984).
- l'ensemble supérieur formé de calcaire à *Clypeasters* ou à *Pectinides* (Bellon et al 1984), de grès dunaire ocre et de sable rubéfié à Hélix.

Le Pliocène supérieur est symbolisé par des formations continentales où la sédimentation est marquée par des limons argilo-sableux et des conglomérats avec des niveaux de calcaires lacustres et d'argiles à lignites.

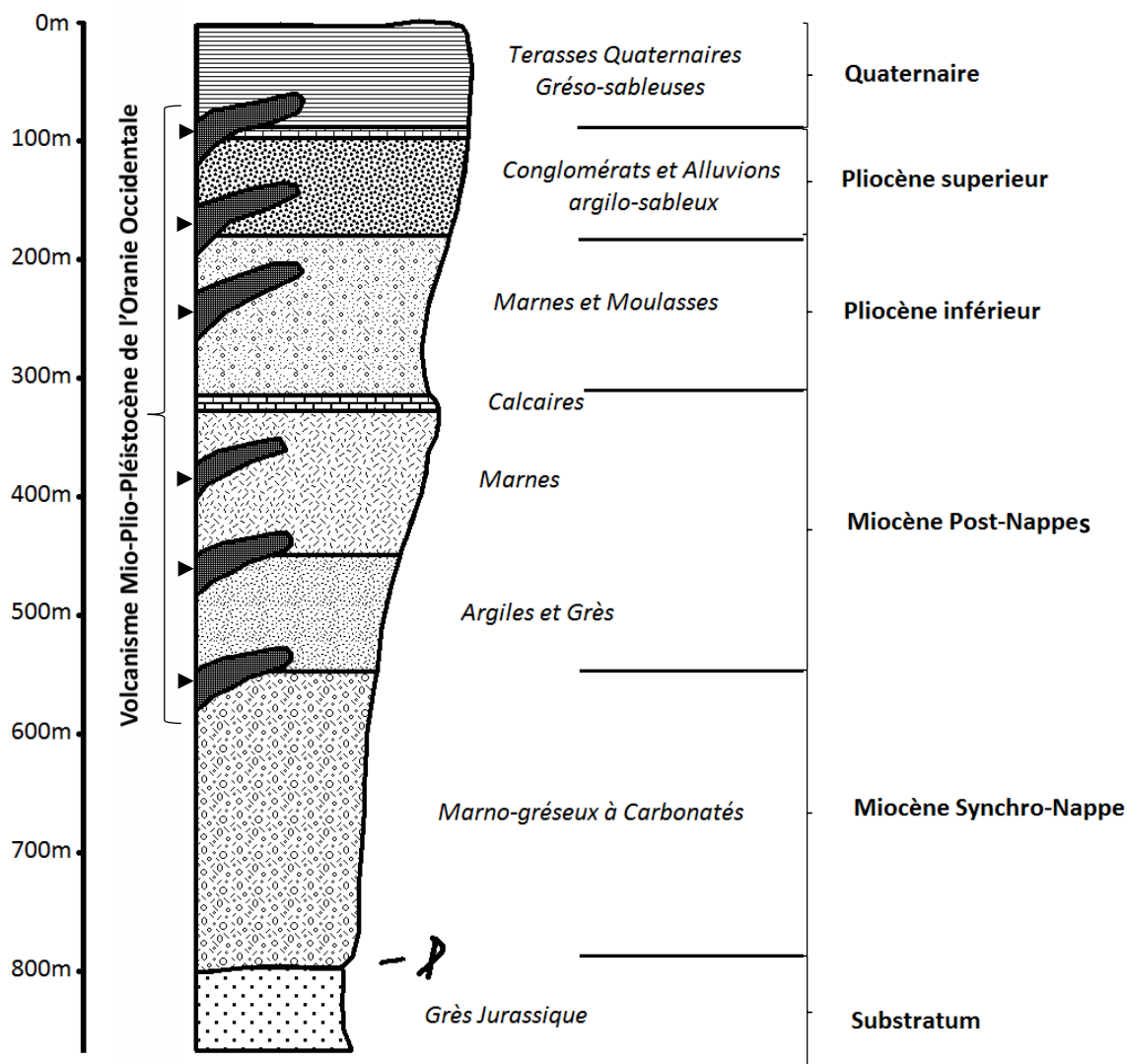


Figure 19 : Colonne litho stratigraphique synthétique des dépôts quaternaires de l'Oranie Established from the notices of geological maps of Northwestern Algeria at (1/50000) & (1/100000) scale and field observations. (BOUKHEDIMI 2017)

3 Place du volcanisme Mio-Plio-Pléistocène de l'Oranie occidentale dans la stratigraphie du secteur d'étude :

Le Miocène est caractérisé par le démarrage des apparitions volcaniques qui vont se poursuivre jusqu'au Quaternaire et toucher toute la région oranaise. La nature de ce volcanisme va être liée à l'endroit et au moment (du temps) de sa manifestation. Les éruptions du Miocène supérieur se scindent en trois centres importants qui sont d'Est en Ouest (selon Megartsi 1985) : Le centre du Sahel d'Oran, de la moyenne Tafna, et celui de M'sirda. Le volcanisme débute dans la moyenne Tafna (environ 14 MA) par le jet de rhyolites, il se poursuit dans le Sahel d'Oran entre 11,7 et 9 MA par l'émission d'andésites, de dacites et de rhyolites, et il se termine dans le M'sirda (7,5MA) par des projections basaltiques et andésitiques. Ces souffles du Miocène supérieur correspondent à une série calco-alcaline potassique (Louni-Hacini 2002).

Au Plio-Quaternaire c'est un volcanisme basaltique, qui s'est manifesté et qui diffère des phases éruptives miocènes par son caractère essentiellement basique et alcalin, et par la grande étendue des surfaces envahies. Les laves à caractères alcalins, s'installent dans les M'sirda et Souahlia (Ghazaouet), dans la basse Tafna (BeniSaf) et à Ain Temouchent. Les émissions basaltiques à caractère transitionnel sont mises en exergue dans la moyenne Tafna entre ces deux époques. Ce passage du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin qui s'est fait au Tortonien (Louni-Hacini 2002), constitue la réponse à un démarrage de régime tectonique collisionnel continental en Oranie occidentale.

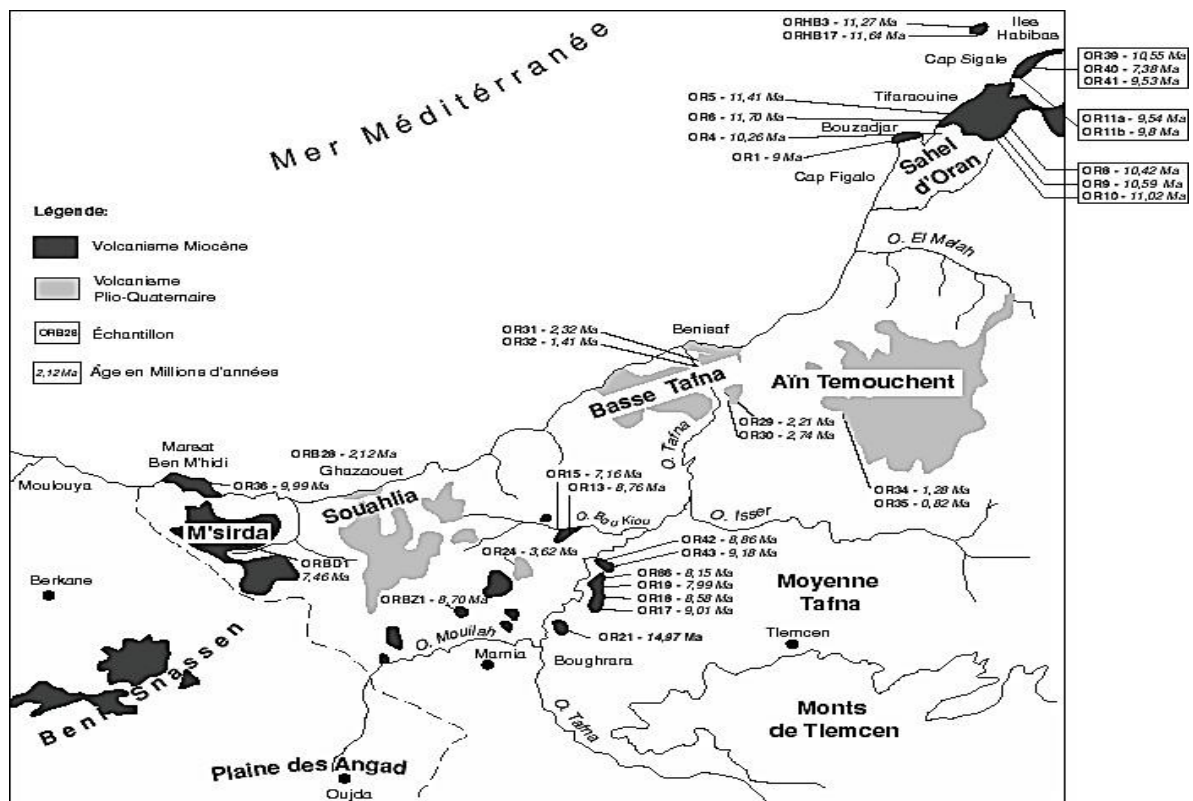


Figure 20 : Répartition du volcanisme Mio-Plio-Pléistocène de l'Oranie occidentale (in Louni-Hacini 2002)

4 Etudes des principales laves du bassin de La Tafna :

4.1 Les rhyolites :

Il s'agit généralement de roches compactes assez dures, souvent vitreuses ou, localement, très finement cristallisées. Elles sont caractérisées par leurs teintes claires (blanc-grisâtre). On discerne à l'œil nu des phénocristaux limpides de quartz, de feldspath. Les oxydes montrent une teinte marron foncé ou noire ; les biotites ont une forme généralement en bâtonnets de taille millimétrique. Par endroit, ces rhyolites, se présentent sous forme massive. Et en dans d'autres endroits on peut voir une alternance de niveaux argileux pyroclastiques de couleur jaunâtre à blanchâtre et de niveaux rhyolitiques, de couleur grisâtre. Ces rhyolites présentent en général une fluidalité bien nette, qui est fréquemment soulignée par les minéraux oxydés.

À l'affleurement, les rhyolites montrent souvent une patine d'altération de couleur jaune sale. Elles sont parcourues par des minéraux de remplissage secondaire.

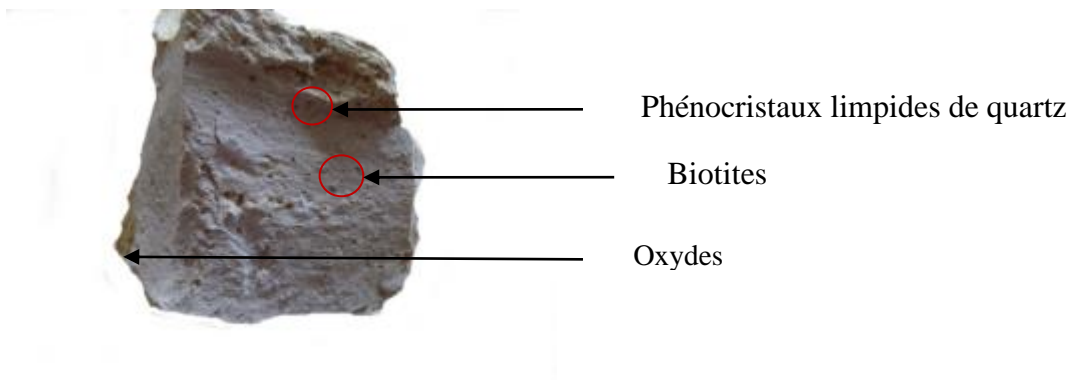
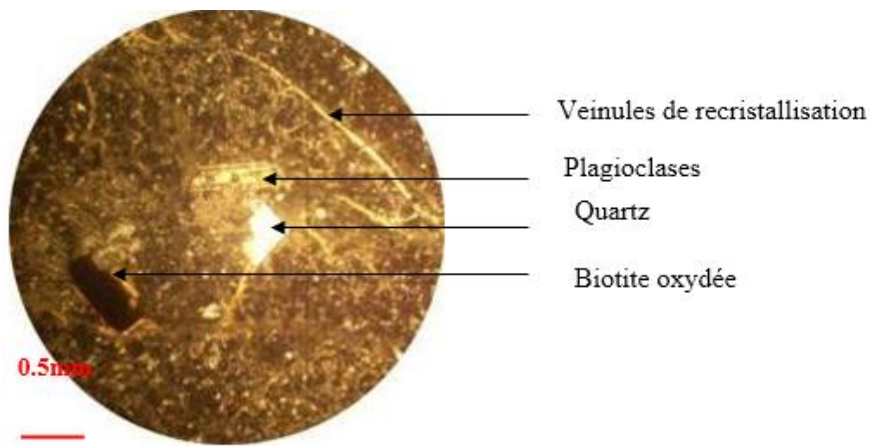


Figure 21 : Figure montrant un échantillon de la rhyolite de Dar Embarek.



Rhyolite à texture perlitique au microscope

4.2 Les laves andésitiques :

Elles sont assez diversifiées et correspondent à des brèches, des tufs, des coulées et pyroclastites de nature andésitique.

Les roches andésitiques de ces laves sont de couleur plus ou moins claire mésocrate. Ces andésites possèdent une texture microlithique à phénocristaux millimétrique d'amphiboles de plagioclases pyroxène et biotite qui occupent 35 à 40% de volume de la roche,



Figure 22 : roche andésitique à texture microlithique porphyrique à phénocristaux d'Amphiboles et plagioclases vu à l'œil nu.

Ce sont des laves porphyriques caractérisés par de gros phénocristaux de plagioclase et d'amphibole, de pyroxène ou de mica noir.

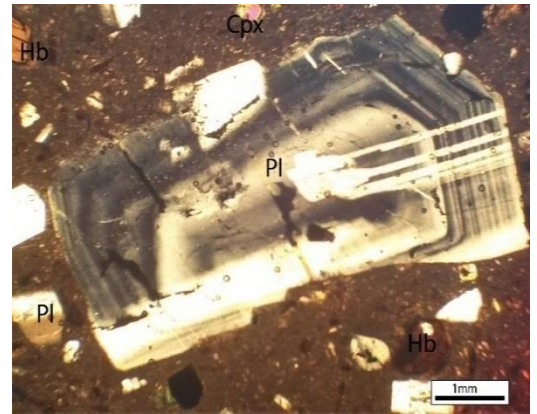
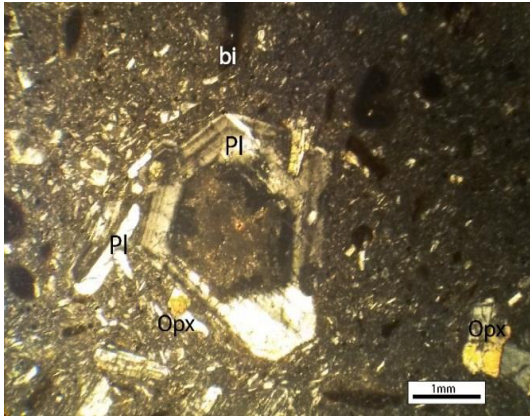


Figure 23 : texture microlithique à phénocristaux de plagioclases et Orthopyroxène des andésites de Djebel Boukanoune (LPA G×10).

4.3 Les laves basaltiques :

Il s'agit d'une roche de teinte sombre (Mélanocrate) à tendance aphanitique. La texture est hyaloporphyrique à rare phénocristaux de plagioclase, Olivine, Pyroxène et Amphibole. L'ensemble de ces minéraux occupent 5 à 7 % du volume de la roche.



Figure 24 : roche basaltique de texture hyalo porphyrique à phénocristaux de plagioclases et olivines vu à l'œil nu.

Ce sont des laves à texture porphyrique à gros phénocristaux d'olivine, pyroxène, amphibole, plagioclase et minéraux opaques. Ces phénocristaux occupent 10 à 17 % du volume de la roche et baignent dans une mésostase à microlites de plagioclases qui souligne la fluidalité de la lave.

L'étude microscopique de ces basaltes révèle la présence d'un seul facies, il s'agit d'un basalte à olivine, pyroxène, amphibole et plagioclase.

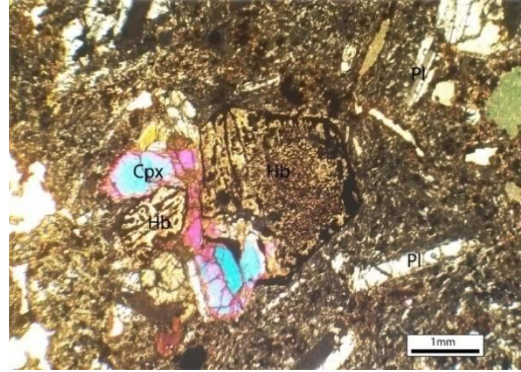


Figure 25 : Amas des phénocristaux

Figure 26: Texture microlitique à Phénocristaux d'OL, Cpx et PICpx et relique de la hornblende

(LPA G×10)(LPA G×10)

5 Stratigraphie du Quaternaire :

Le Quaternaire est représenté essentiellement par les terrasses marines et alluviales qui sont perceptibles dans toute l'Oranie. Ces dépôts souvent vastes montrent des couches de plusieurs dizaines de mètres localement. Il s'agit de terrasses horizontales à subhorizontales qui dévoilent souvent dans les régions côtières un pendage, $\leq 5^\circ$ vers le nord, autrement dit, vers la Méditerranée.

Ces terrasses sont composées par des dépôts marins et alluviaux reposant en discordance sur un substratum primordialement néogène : souvent pliocène en Oranie orientale et centrale, et généralement miocène post-nappe en Oranie occidentale. Dans les régions de Ghazaouet et Beni Saf (Oranie occidentale) ces dépôts reposent sur les basaltes qui datent du Quaternaire de Souahlia.

Ces terrasses ont été attribuées au Calabrien (i.e., Pléistocène inférieur) et au post- Calabrien (i.e., Pléistocène moyen et supérieur) (Boulaine 1955 ; Guardia 1975 ; Thomas 1985). Les terrasses calabriennes sont en général les plus élevées (120 m en moyenne par rapport au niveau de la mer). Les terrasses post-calabriennes sont représentées en grande partie, par des terrasses Tyrrhéniennes (i.e., Pléistocène supérieur). Les terrasses Siciliennes (i.e., Pléistocène moyen) sont moins développées et affichent en général des altitudes de 80 à 60 m. Les terrasses tyrrhéniennes sont, dans la plupart des cas, sur une altitude allant de 5 à 55 m et se présentent sous forme d'une bande littorale bien étalée singulièrement au niveau des plaines littorales de Messeta, Habra et Rélizane.

Du côté lithologique, ces terrasses pléistocènes sont formées principalement par des sédiments de nature détritiques (gréso-sableux). Il s'agit essentiellement de dépôts de grès et sables marins ou dunaires, ainsi que de dépôts de cônes de déjections alluviaux. L'Holocène, quant-à-lui, est représenté surtout par des formations dunaires.

Ces dépôts précités présentent une grande variété de déformations syn-sédimentaires, caractéristiques des sédiments meubles, et ce ; sur plusieurs paliers. L'épaisseur des couches déformées peut changer de quelques centimètres à une échelle métrique. Les couches perturbées sont souvent séparées par des couches non perturbées. Plusieurs types de ces déformations cohabitent et interfèrent entre eux. Dans les dépôts plio-quaternaires du bassin de la Tafna, les déformations affectant les sédiments meubles sont visibles sur plusieurs niveaux des séquences sédimentaires et sont très fabuleux en nombre, variété et intensité.

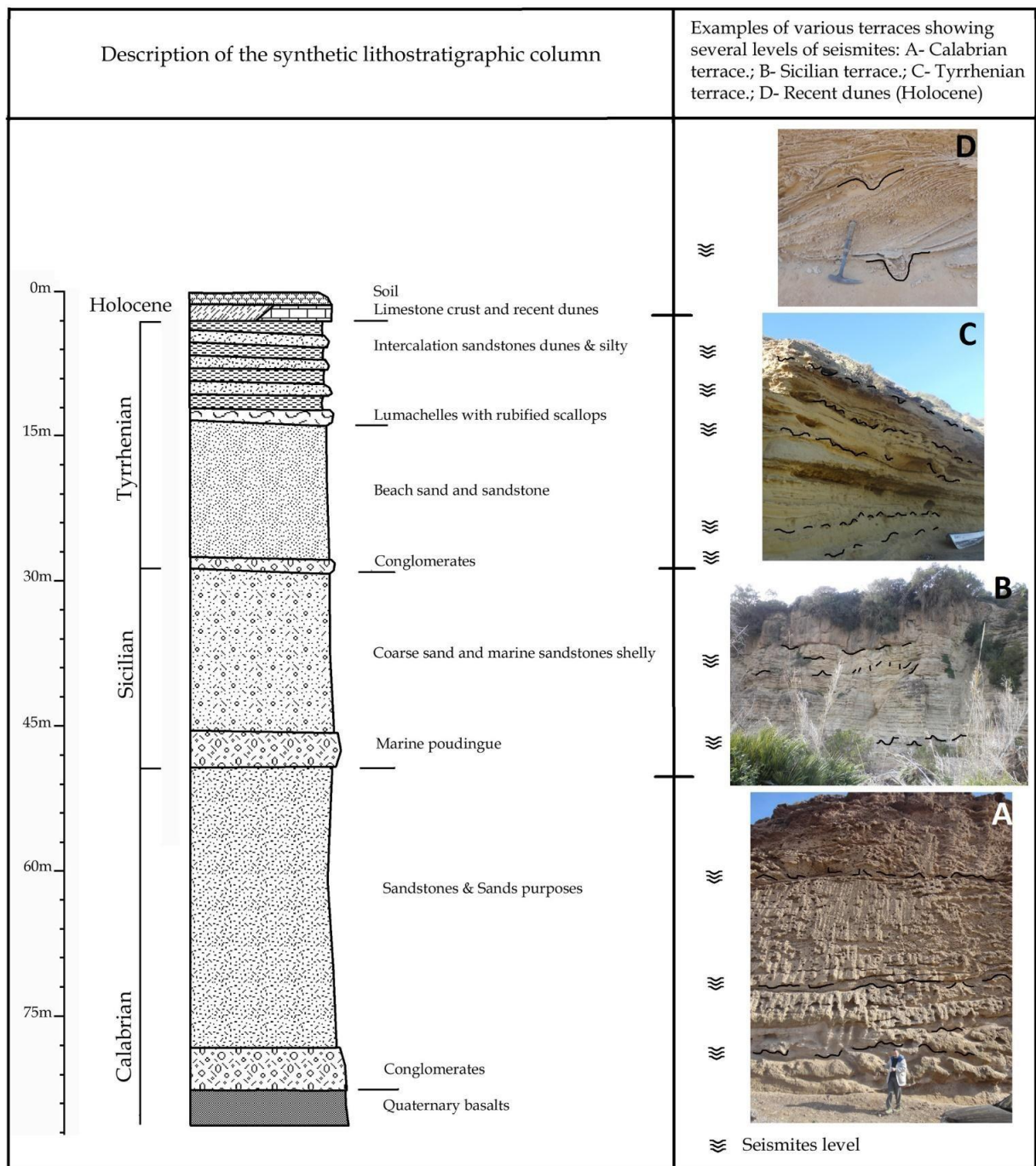


Figure 27 : Colonne litho stratigraphique synthétique des dépôts quaternaires du bassin de la Tafna (BOUKHEDIMI)

6 Les séismites:

Les séismites, qui sont des résultats, sont des liquéfactions d'origines sismiques que l'on aperçoit dans les sédiments meubles (Seilacher, 1969, Plaziat et Ahmamou, 1998, Montenat et al. 2007). Ce sont des déformations dues à l'état visqueux des sédiments non consolidés et surchargés en eau (Boukhedimi et al., 2016 ; Boukhedimi 2017). Ces déformations sont le résultat de phénomène vibratoire dont l'origine peut être variée (dans le cas des séismites, l'origine est sismique). Les seismites sont des déformations syn-sédimentaires, co-sismiques, qui se forment lors du dépôt ou juste après (avant la lithification, elles se produisent toujours en surface), par une phase fluidisée qui peut être refoulée et/ou injectée.

La particularité principale des séismites est de ne pas respecter le schéma classique de la déformation (élastique, plastique, rupture) ; on ne peut pas placer de contrainte maximum (σ_1) sur ces déformations car dites « Hydro plastiques », à la manière d'un fluide, qui définit les différentes formes de ces déformations sur le terrain.

Les seismites constituent des structures assez complexes, mariant des déformations souples et cassantes avec des ruptures de roches dures et/ou des injections de sédiments mous de formes plissées et fluides qui sont généralement superposées à des structures sédimentaires non perturbées. A l'exemple des dykes de sable qui comprennent des dykes intrusifs formés par la pénétration de matière à partir d'une source sous-jacente et les dykes neptuniens formés par introduction d'un matériau, soit sous pression ou par simple remplissage des fissures préexistantes (Montenat et al., 2007).

Les séismites sont localement et régulièrement distribuées (Montenat et al., 2007).

Les séismites quaternaires sont très intéressantes en raison de leur emploi dans les études d'évaluation de l'aléa sismique (Sims 1975; Marco et al., 1996; Obermeier, 1996).

Les recherches et les travaux sur les déformations d'origines sismiques visent à rassembler des données de terrain pour la recherche de paléo-séisme dans le bassin de la Tafna. L'objectif est de rapporter des réalités géologiques de déformations de sédiments mous et débattre leur origine sismique (Boukhedimi, 2017), Montenat 2007 et al ont classé les effets de séismes sur les sédiments en trois groupes exposés selon le tableau ci-dessous.

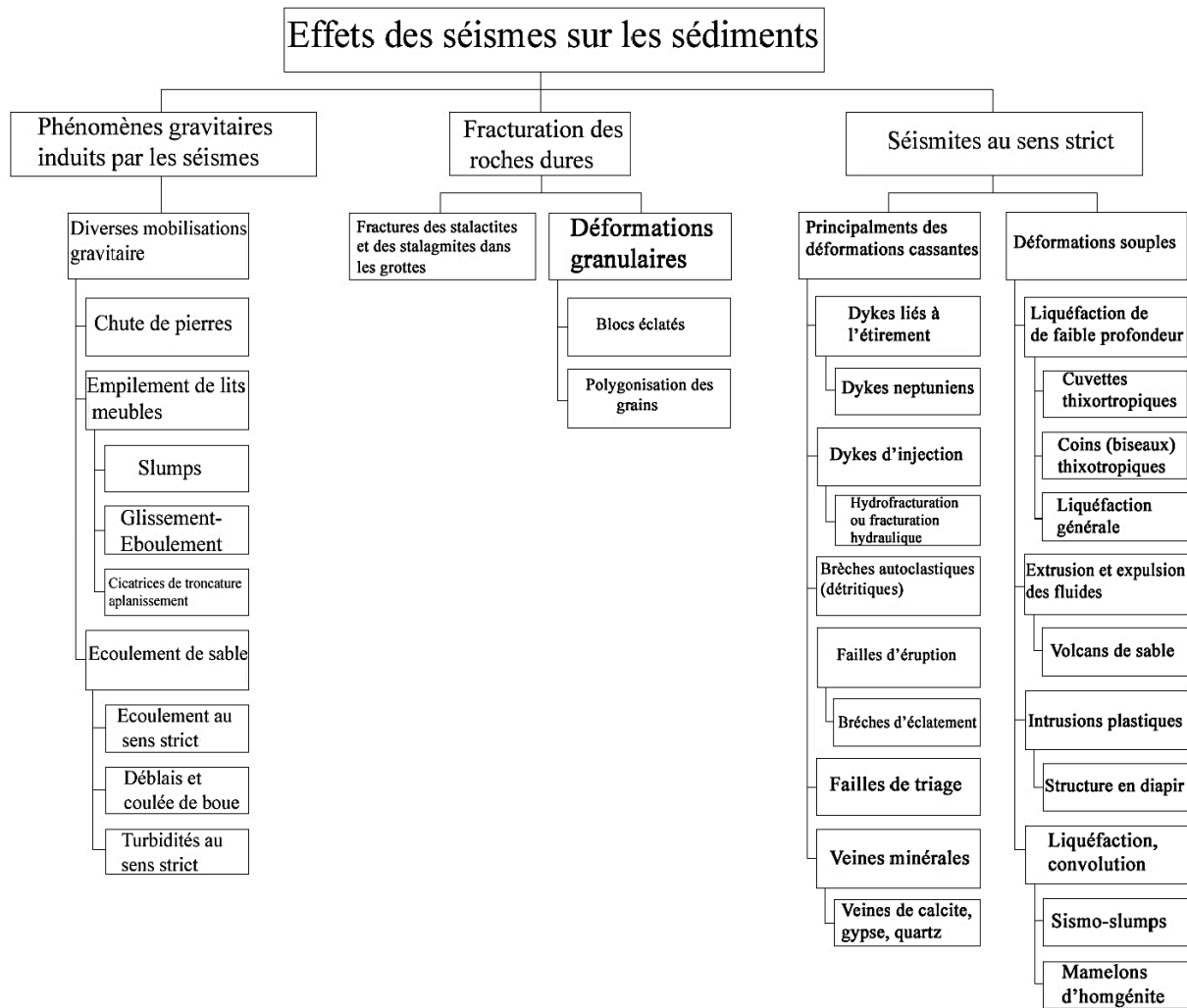


Figure 28 : classification des effets des séismes sur les sédiments selon (Montenat 2007)

7 Notre analyse :

Nos recherches sur le terrain nous ont dévoilé que les déformations à caractère thixotropique peuvent se trouver dans toutes les séries sédimentaires du bassin de la Tafna, que ce soit le substratum anté-Néogène, la couverture néogène ou quaternaire.

Nous nous orienteront dans ce mémoire particulièrement aux déformations thixotropiques concernant les dépôts des terrasses quaternaires et notamment du Pléistocène post-calabrien (entre 781 000 à 11 700 ans) et de l'Holocène (11 700 ans avant l'Anthropocène (l'âge industriel)) et cela pour trois raisons :

- Ces types de déformations se retrouvent principalement dans des milieux liquéfiables, dans les terrasses marines et alluviales, enrichies en eau, et formées en grande partie par des sédiments de nature détritiques, meubles (grès, sables et argiles).
- Nous nous pencheront sur les séismites quaternaires car ce sont les meilleures preuves de l'activité récente des structures tectoniques liées au régime néotectonique. Si ce régime tectonique est toujours en mouvement, nous devrions redécouvrir des séismites tout le long de la série plio-quaternaire dont le Post-Calabrien, alors qu'une séismite anté- Quaternaire (Miocène et Pliocène oranais) voire même anté-Néogène (Jurassique et Crétacé oranais) ne peut constituer, à elle seule, une trace de l'activité néotectonique observée jusqu'à présent.
- Les dépôts du Miocène, du Pliocène et du Pléistocène inférieur (Calabrien) sont contemporains de la mise en place du volcanisme en Oranie occidentale.
- Ce volcanisme de par son activité peut être à l'origine de ces déformations. Autrement dit, les déformations liées à cette tranche d'âge, ont une origine tectonique douteuse et ne peuvent être des témoins surs d'une activité de structuration tectonique

8 Typologie :

Plusieurs sortes de déformations caractéristiques des sédiments meubles ont été observées dans les dépôts lithifiés quaternaires du bassin de la Tafna:

a. Les sismoslumps, qui grandissent dans les formations sédimentaires à stratifications horizontales sont des structures qui correspondent à des plis dysharmoniques de grandeur décamétrique. Ils proviennent de la liquéfaction des sédiments superficiels et peuvent être employés pour l'enregistrement de la succession des séismes (Marco et al, 1996. Ken-Tor et al. 2001).

b. Les cuvettes thixotropiques. Ces déformations ressemblent à des creux ou à des «Cuvettes» dont les murs montrent des pendages asymétriques. Elles sont observées en différents endroits des terrasses côtières du bassin de la Tafna. Beaucoup de chercheurs (e.g. Montenat et al 2007) pensent que le pendage asymétrique des parois est lié au basculement (tectonique) des sédiments contemporains à la formation de la «cuvette»,

c. Les structures en coins thixotropiques, correspondent à des déformations en forme de V intercalées dans des lits de sable. Elles sont observées dans les dépôts des terrasses calabriennes et post-calabriennes notamment les dépôts de plage et d'avant plage (sables et grès). Plusieurs auteurs (e.g. Black 1983 ; Thorson et al.1986 ; Montenat et al 2007) jugent que souvent ces structures se forment près des failles qui ont été actives durant la sédimentation. Les coins thixotropiques observés dans les dunes neuves (Holocène) du bassin de la Tafna se trouvent essentiellement au niveau du plateau de la Terga non loin des failles actives de la région d'Ain Temouchent et au nord du Murdjajou. Ces déformations seraient des preuves tangibles de l'existence de failles actives dans ces régions.

d. Des intrusions plastiques représentées par des volcans de sable et des structures en diapir, existent aussi, dans les terrasses quaternaires du bassin de la Tafna. On trouve des restes de volcans de sable représentés par des structures de croute dure de formes coniques aplaties rattachées à des dykes nourriciers de même nature sont observées à plusieurs niveaux des terrasses tyrrhéniennes. Les volcans de sable sont des structures sédimentaires très communes observées à la surface quand de puissants séismes se produisent (Montenat et al, 2007). Au niveau de la région de Ghazaouet les structures en diapir sont très nombreuses dans les formations de sables fins à grésifiés des terrasses tyrrhéniennes. Ce sont des diapirs à matériels fins (sables fins et silts).

e. les slumps sédimentaires sont très fréquents dans les terrasses tyrrhéniennes du bassin de la Tafna. Ils sont formés par l'introduction d'un matériel, soit sous pression ou par simple remplissage des fissures préexistantes ou des fissures au-dessus (Montenat et al., 1991). Plusieurs savants (e.g. Lowe 1976 ; Beaudoin et Fries 1982, Montenat et al 2007) les considèrent comme des signes caractéristiques de la paléo-liquéfaction. Dans le bassin de la Tafna, les dykes observés sont représentés essentiellement par des dykes d'injection. Ces derniers résultent de l'injection du matériel liquéfié à travers des fissures résultant d'une fracturation hydraulique ("jacking") (Lowe 1976). Dans les terrasses du bassin de la Tafna, ces dykes apparaissent sous forme de matériel durci fin traversant verticalement les lits sédimentaires

f. Les veines minérales sont des dykes remplis par des minéraux : calcite, gypse, dolomite, quartz et ainsi que la barytine ou des sulfures. Le cheminement des veines peut correspondre à un réseau de fracturation hydraulique causé par un séisme (Sibson, 1977; Cosgrove, 1995; Brothers et al 1996;. De Joussineau et al., 2005). Les veines minérales sont généralement développées à des niveaux relativement profonds, souvent à proximité d'une faille active (Montenat et al, 2007). On peut considérer ces veines comme des séismites profondément formées.

Des failles de classement (ou de triage) sont aussi relevées. Elles correspondent à de petites failles ordinaires touchant un ou plusieurs lits sédimentaires sans que les sédiments sous-jacents ne soient perturbés par ces failles. Ces failles post-dépôt révèlent, du sommet à la base : la zone liquéfiée, zone de blocailles (décombres) désorganisée et une zone faillée en gradin, avec un contact progressif entre ces zones et le fond, avec une limite nette au sommet (Seilacher, 1969).



*Figure 29 : Divers niveaux de liquéfactions dans les dépôts volcano-sédimentaires
Andésitiques de Bouzedjar.*



Figure 30 : Dyke volcanique de Bouzedjar

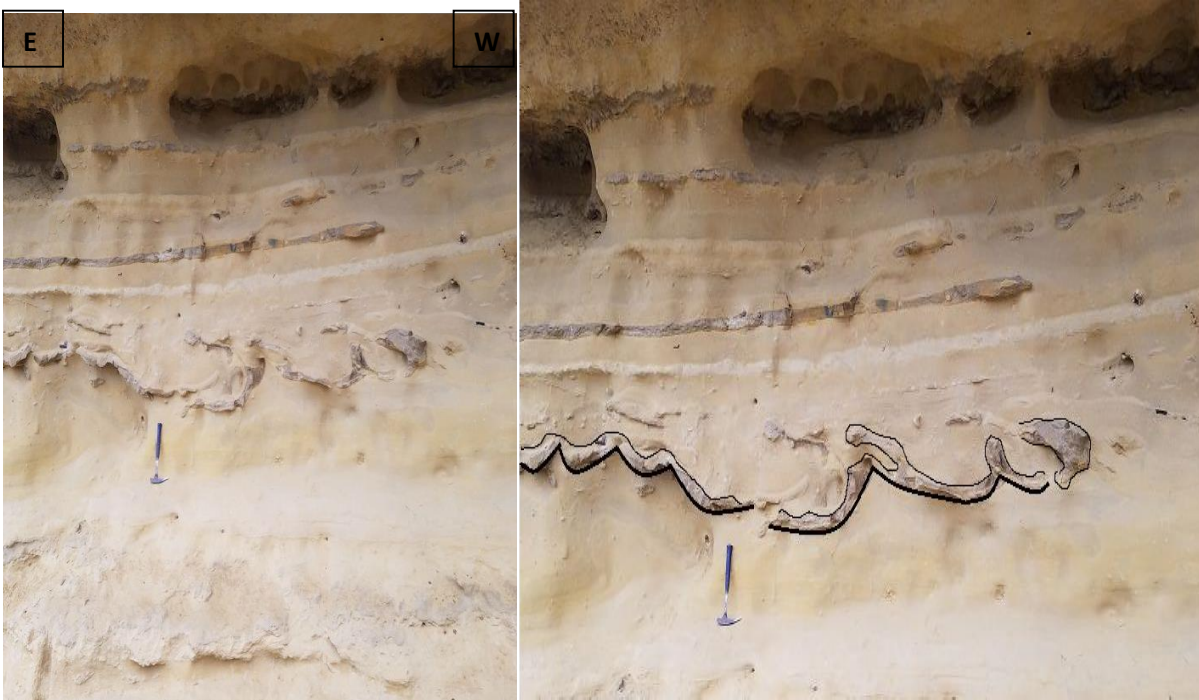


Figure 31: Cuvettes thixotropiques des dépôts de terrasses Tyrrhéniennes.

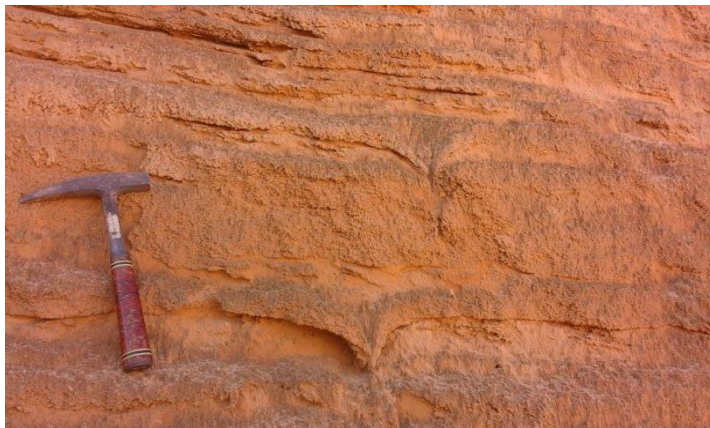


Figure 32 : Coins thixotropiques (Structures en coins) développés dans les dépôts du Tyrrhénien.

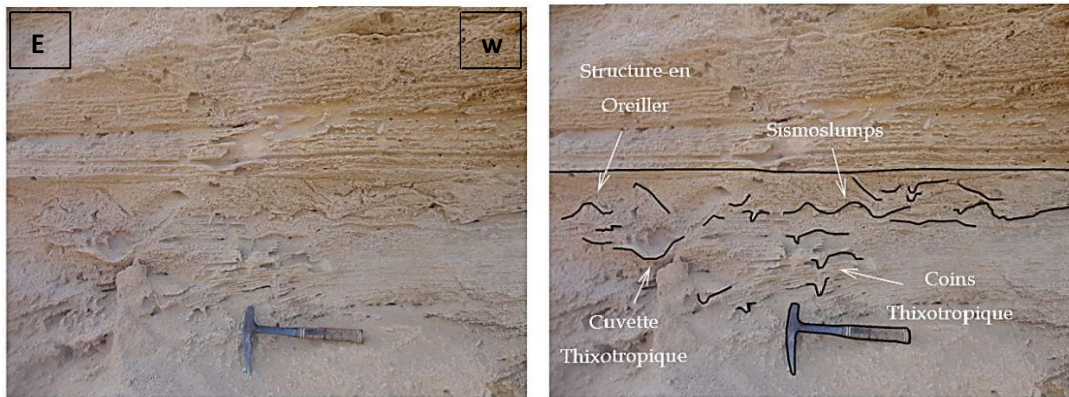


Figure 33 : Diverses déformations induites par un séisme (évidence de la liquéfaction, Coins thixotropiques Sismoslumps, Cuvettes thixotropiques et structures en oreiller) observées dans les dépôts des dunes récentes (Holocène)



Figure 34 : Déformation plastique des sables fins, observée dans les dépôts de terrasse calabrienne

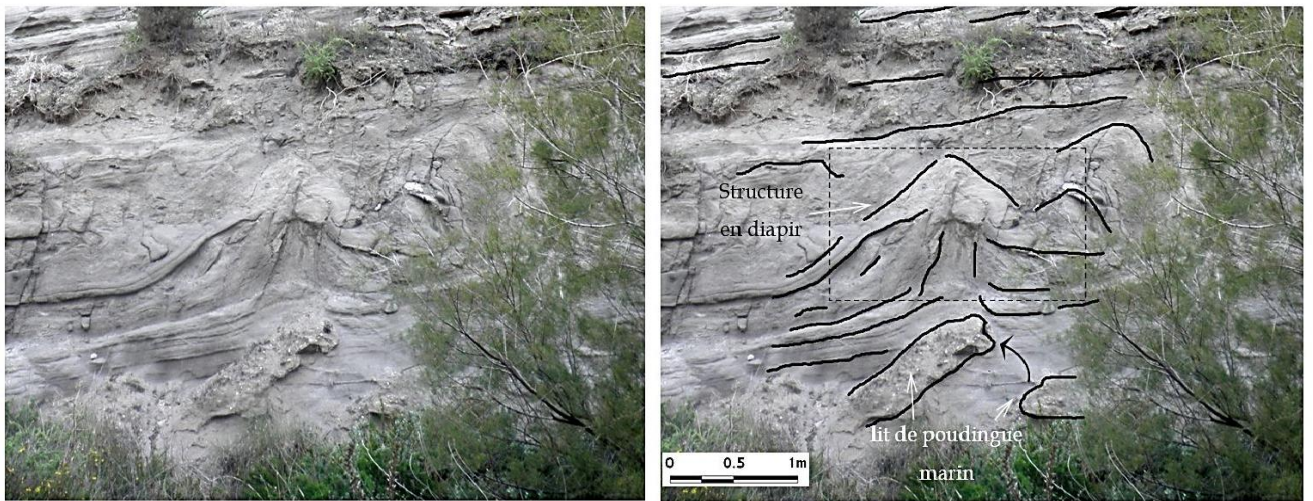


Figure 35 : Intrusions plastiques (structure en diapir). Observées à la base des dépôts du Tyrrhénien

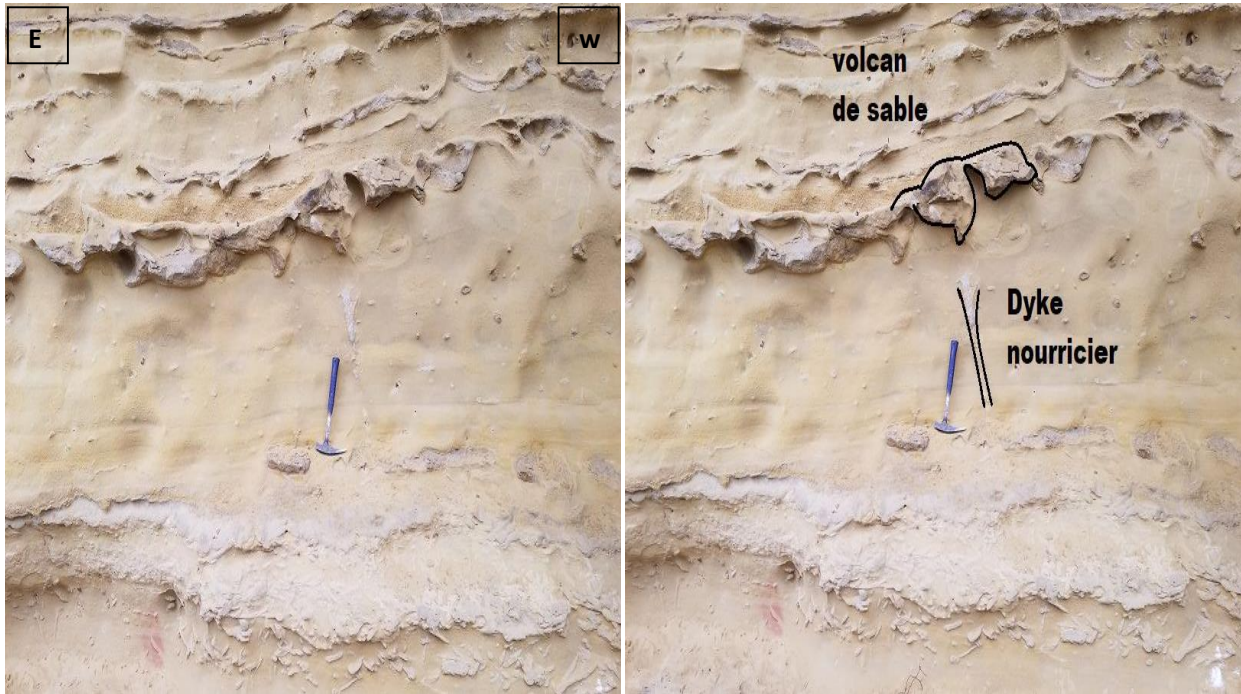


Figure 36 : Cône de volcans de sable formé et rattaché à un dyke (cheminée) nourricier de même nature, observé dans une terrasse tyrrhénienne



Figure 37 : Evidences de fracturations hydrauliques avec injections de matériel liquéfié (dykes d'injections) observées dans les dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne

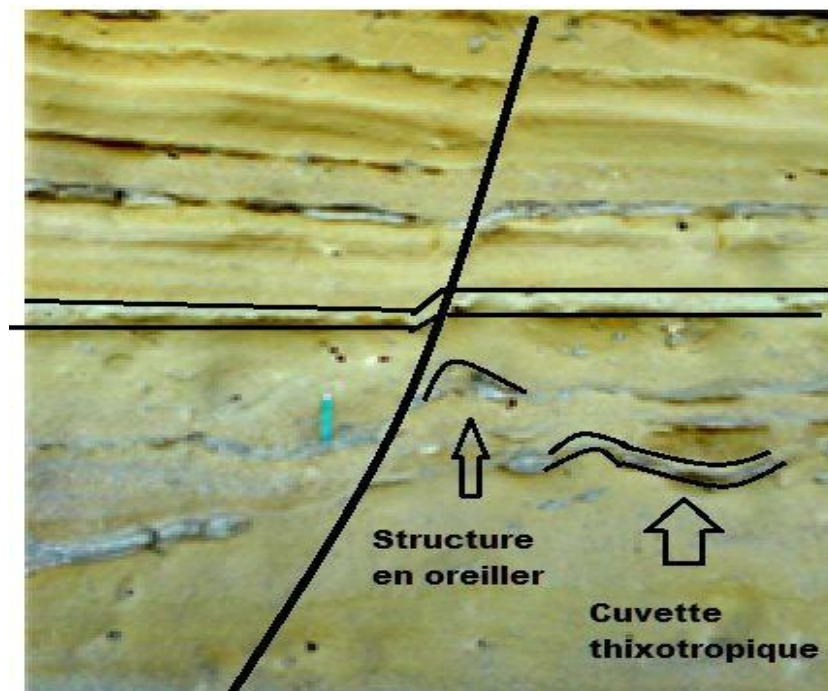


Figure 38 : Faille de triage (classement) développée dans les dépôts d'une terrasse tyrrhénienne

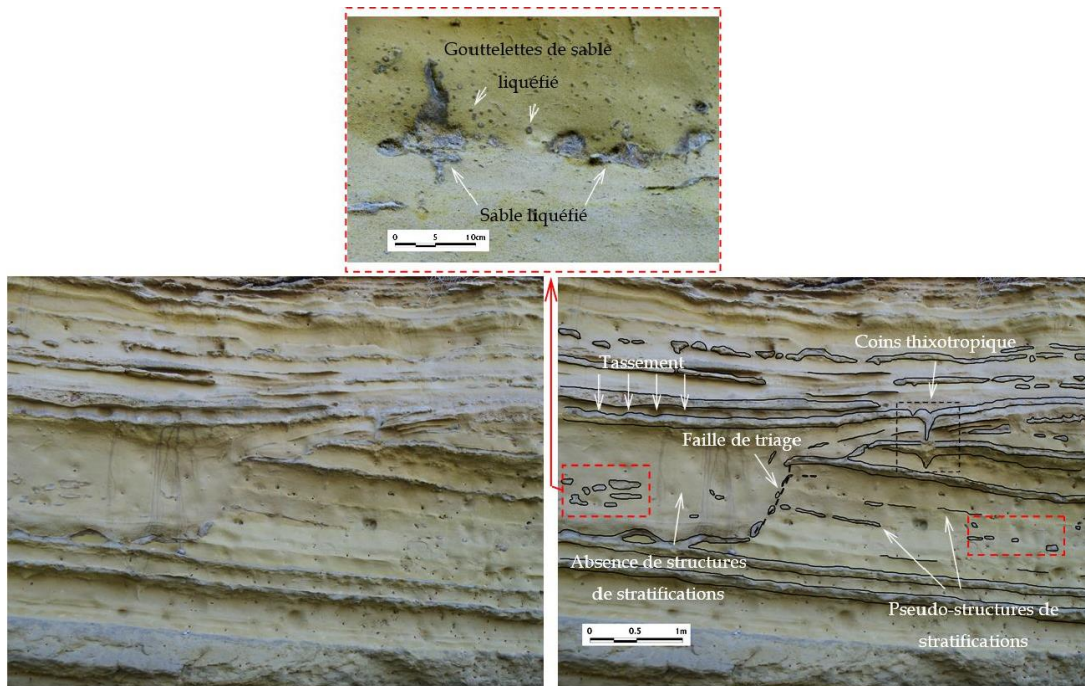


Figure 39 : Traces de liquéfactions observées dans des dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne

9 Analyse granulométrique des terrasses plio quaternaire du bassin de la Tafna :

Afin de déterminer les faciès à l'origine des déformations thixotropiques du bassin de la Tafna nous avons effectué des analyses granulométrique ainsi que micropaléontologique qui ont donné les résultats suivants :

- nous avons retrouvé les microfossiles plio quaternaire du bassin de la Tafna

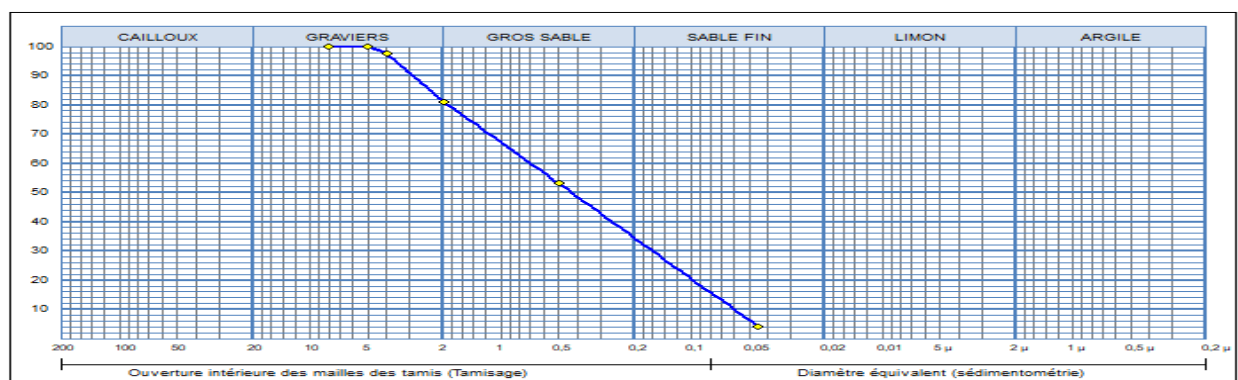
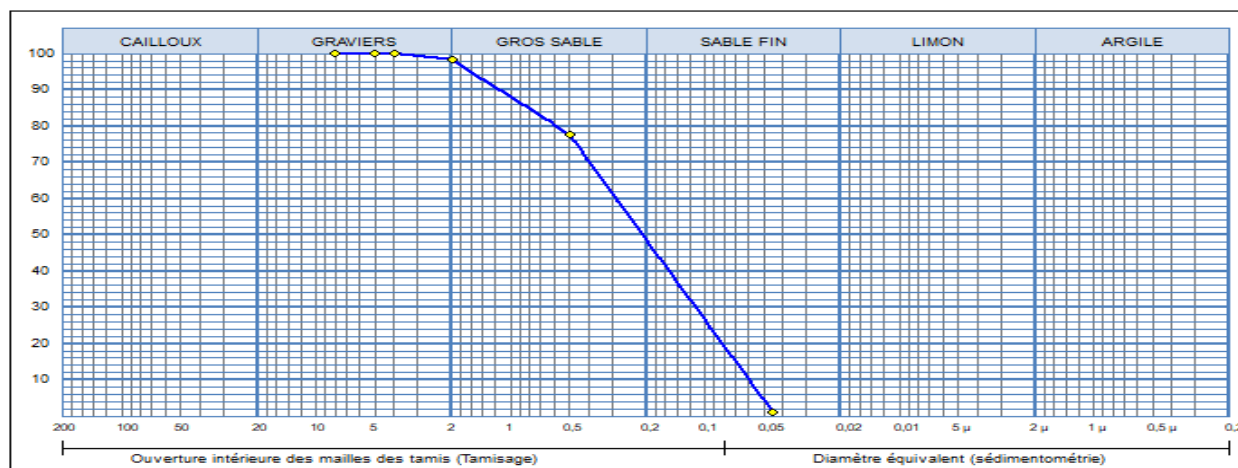
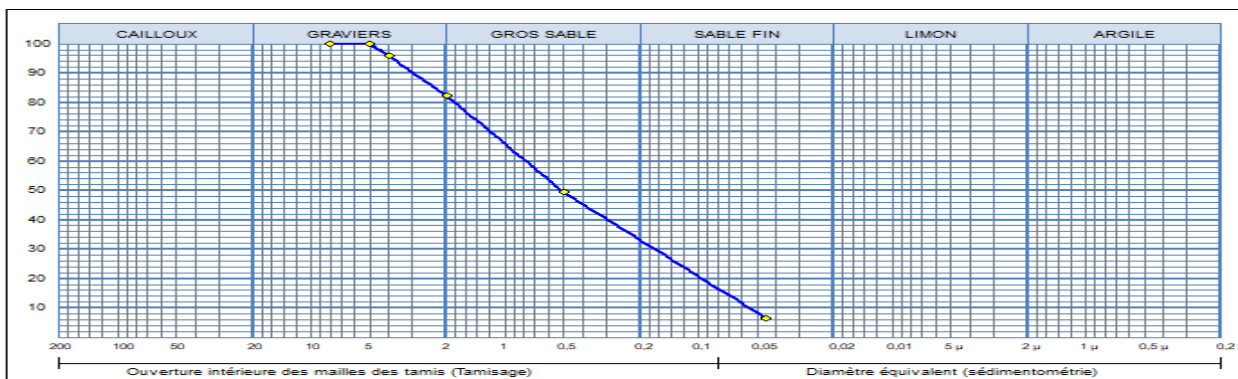


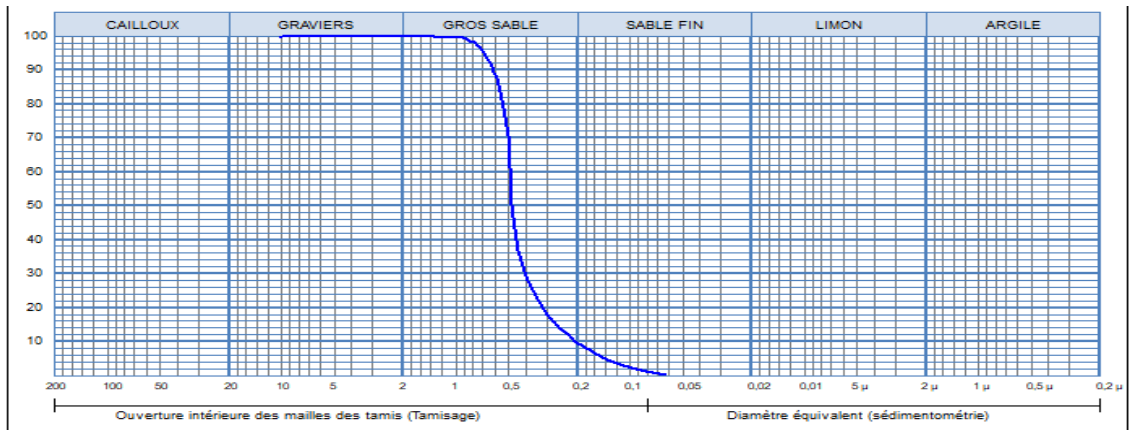
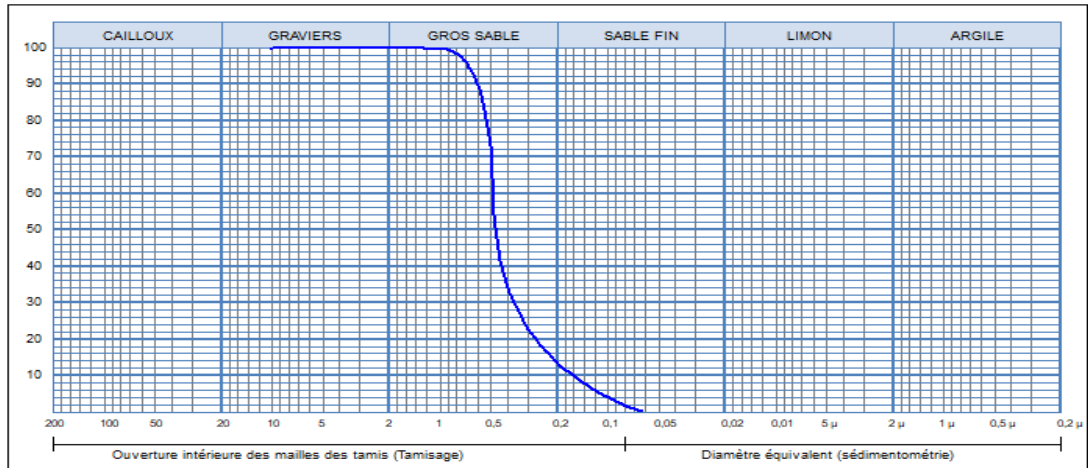
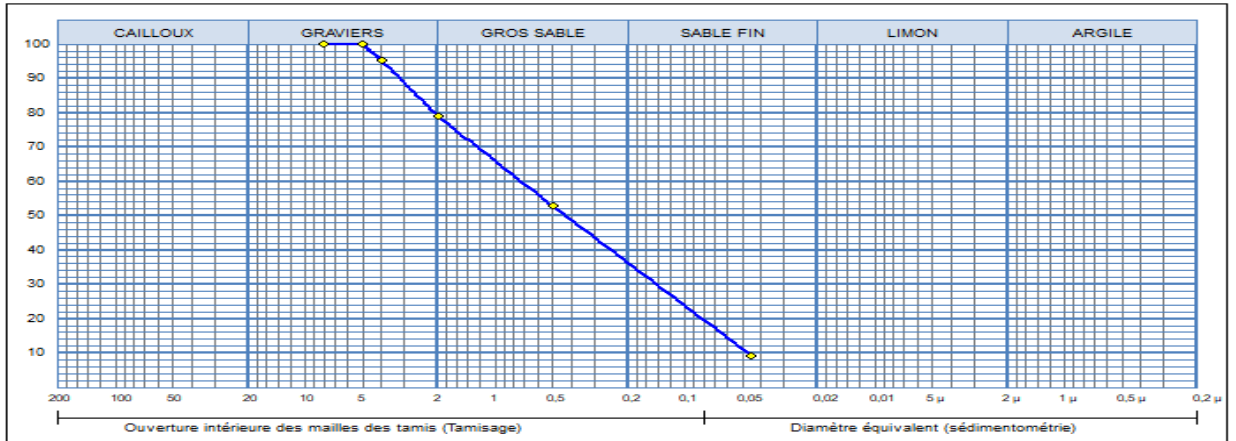
Figure 40 : gastéropodes continentaux des terrasses quaternaires de la Tafna

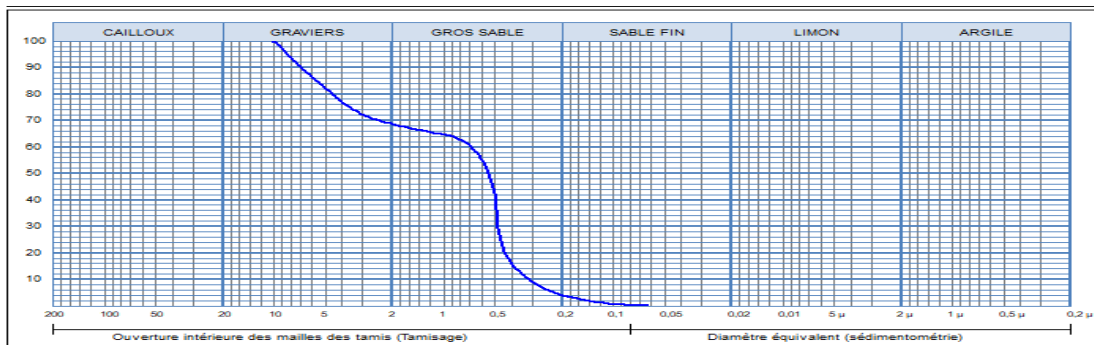
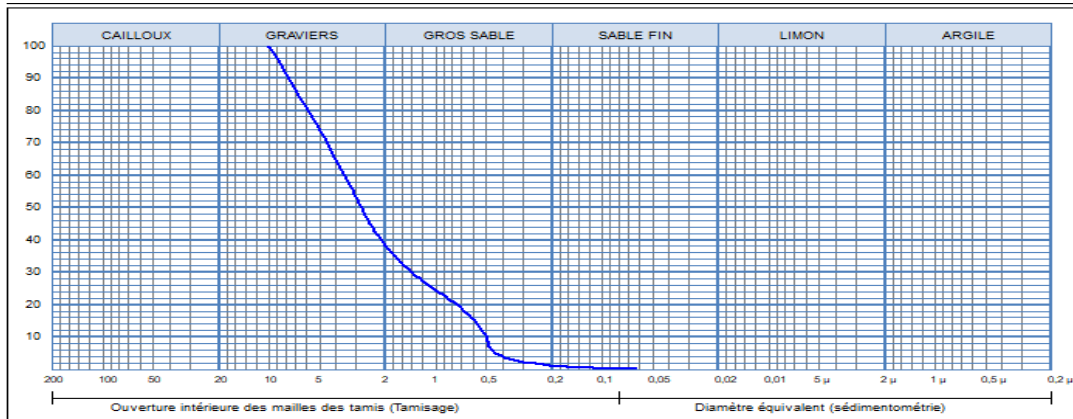
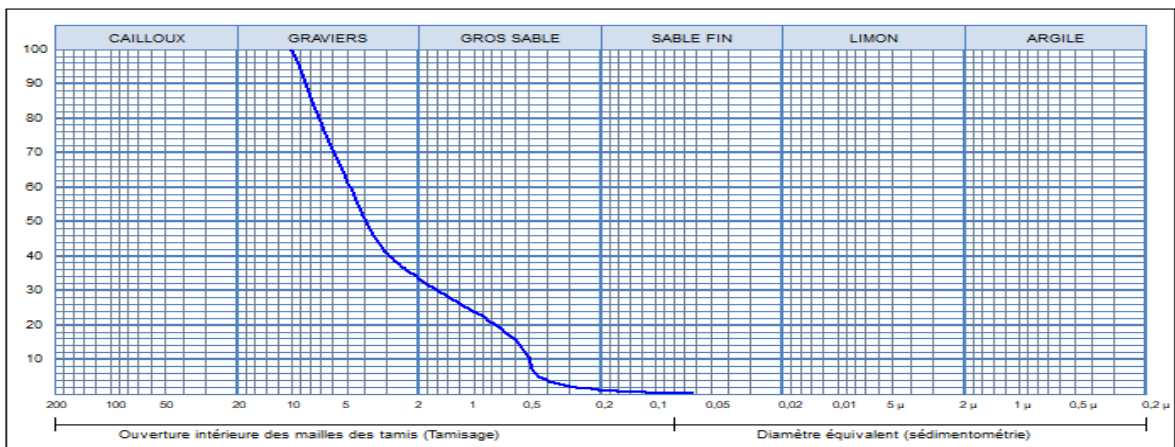
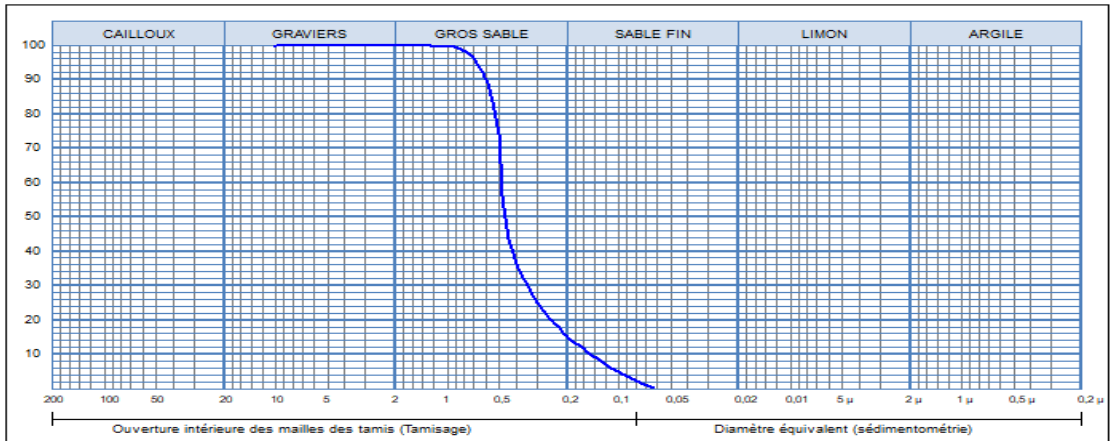


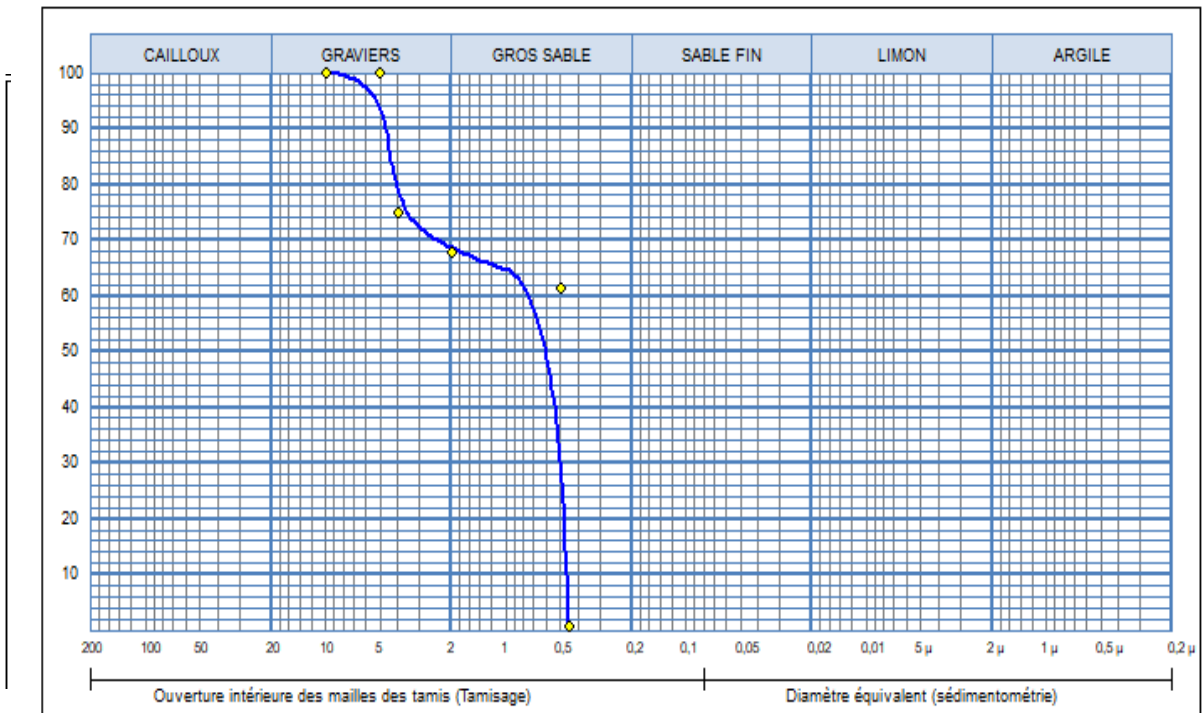
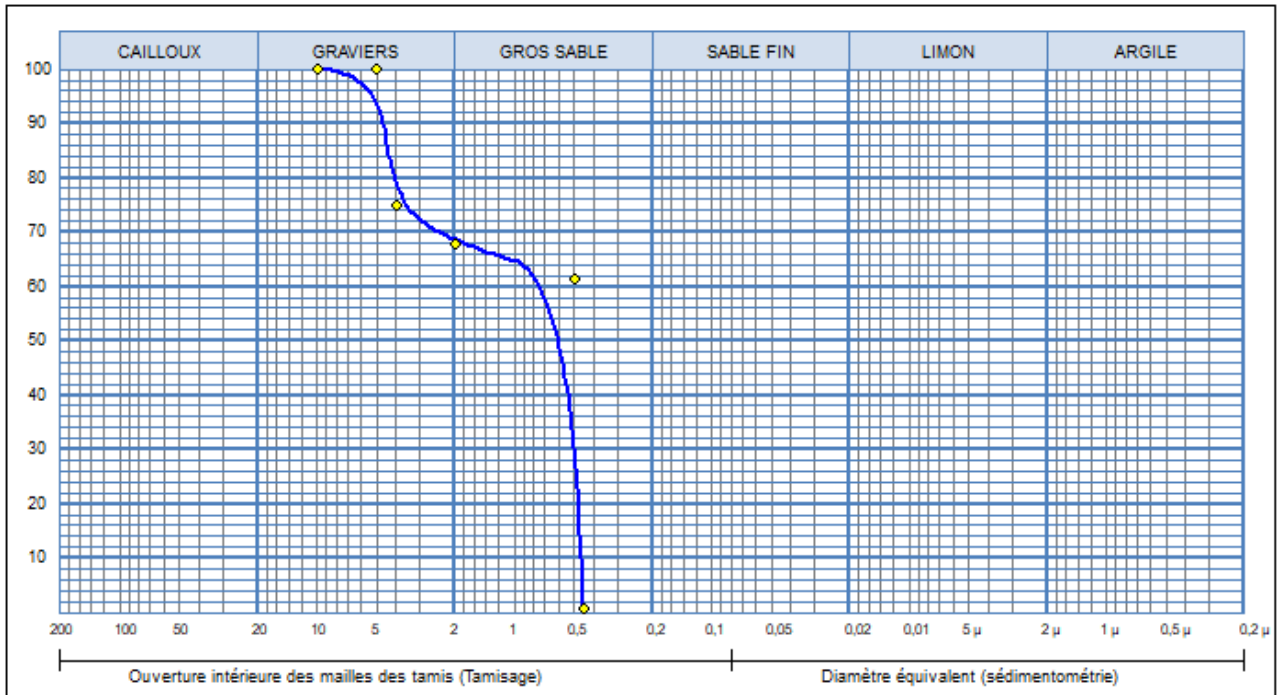
Figure 41 : Il s'agit de *Globorotalia margaritae* typique du miocène supérieur –pliocène inférieur à moyen des terrasses marines plio-quaternaires de la Tafna .

- Dépôts des terrasses plio quaternaires du bassin de la Tafna avec les graphes et le tableau









Tamis	Mar 02	Mar05	Mar 06	Mar 07	Mar 11	Mar 12	All01	All 10	All 03	All 04	All 08	All 09
1.0	87.9	99.6	99.5	99.6	99.5	99.6	66	64.9	67.5	66	23.8	24.4
0.5	77.75	99.5	99.41	99.45	99.3	99.2	49.46	61.47	53.21	52.82	15.03	14.48
0.250	55	17.3	11.60	19.9	12.11	18.3	37	6.0	38.5	39.9	2.0	2.10
0.125	28.2	6.6	4.00	7.60	4.2	7.2	24.4	1.8	21.8	27.8	0.18	0.19
0.008	19.0	3.2	1.80	2.5	1.90	2.1	16.4	1.7	16.5	20.10	0.17	0.17
0.063	12.0	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	11.8	1.6	11.20	15.90	0.16	0.16

Tableau 2 : Les dépôts analysés par granulométrie sont essentiellement des sables fins à grossiers milieu idéal au développement des déformations thixotropiques notamment des séismites

Chapitre 6 : **Conclusion**

1. Commentaires :

Nous avons présenté dans ce mémoire plusieurs remarques qui se rapportent aux déformations d'origine sismique dans les dépôts plio-quadernaires du bassin de la Tafna. Les mécanismes déclencheurs de ce type de déformations restent les perturbations vibratoires et peuvent, en effet, être causées par un séisme, mais des ondes de chocs dues à des turbulences ou éboulement dans une morphologie d'une pente (glissement de terrain, chute de bloc) peuvent être aussi des mécanismes déclencheurs possibles. Pour ce type de déformations (Plaziat and Ahmamou 1998; Montenat et al. 2007). Les ondes de chocs issues d'explosions volcaniques, anthropiques ou d'impacts météoriques peuvent, eux aussi, être à l'origine de déformations thixotropiques. Néanmoins, les arguments suivants prennent en charge l'origine sismique de nos observations :

- (1) Nous pouvons éliminer l'origine volcanique et anthropique. En effet, nous nous sommes intéressés aux dépôts du plio-quadernaire post-volcanique (notamment Calabrien terminal, Pléistocène post-calabrien et Holocène) et anté-Anthropocène c'est-à-dire avant l'ère industrielle.
- (2) Une origine par impact météorique peut, elle aussi, être exclue à cause de la répétitivité verticale des déformations étudiées dans les séries sédimentaires du bassin de la Tafna. En plus, nous méconnaissons le cas concret d'impact météorique dans le bassin de la Tafna.
- (3) Il est difficile de considérer que nos observations sont liées à des phénomènes de pentes compte tenu de "l'absence de pentes importantes" dans la morphologie de terrasses des dépôts étudiés. En conséquence, nous nous sommes orientés essentiellement vers les terrasses marines et fluviales caractérisées par des stratifications horizontales à subhorizontales ($\leq 5^\circ$). Evidemment, les faibles pentes peuvent être à l'origine de structures en slumps (Alsop and Marco 2013), mais ne peuvent pas résoudre l'énorme diversité des déformations thixotropiques examinées dans les terrasses du bassin de la Tafna et notamment l'existence de dykes sédimentaires (de volcans de sables et les cuvettes et structures en coins thixotropiques)
- (4) La grande variété des déformations caractéristiques des sédiments meubles observées, aux mêmes niveaux de terrasse, appelle à une action de différents mécanismes à l'origine de ces déformations. Deux principaux mécanismes peuvent être à l'origine des séismes selon Montenat et al 2007:
 - (i) La liquéfaction des sédiments générés par les ondes superficielles du cisaillement.
 - (ii) L'éjection violente de l'eau et des sédiments liquéfiés, engendrés par des ondes de compression.

Ces mécanismes observés dans les terrasses du bassin de la Tafna caractérisent les chocs sismiques.

(5) L'occurrence et la répétitivité verticale (dans le temps) de ces déformations dans ces terrasses quadernaires suggère un mécanisme cyclique/itératif comme le tremblement de terre (réurrence sismique).

- (6) Le contexte de limite de plaque et de tectonique active régionale suggère la présence de failles actives dans la région qui pourrait être la source des séismes à l'origine des déformations observées. Nous avons pu déceler la relation entre les différents jeux des failles syn-sédimentaires et le développement de différents niveaux de séismes.
- (7) La distribution spatiale très large de ces déformations sur toutes les terrasses quadernaires dans le bassin de la Tafna (plus de 250 km de côtes) suggère une grande source d'énergie comme l'énergie libérée lors d'un phénomène sismique.

2 Conclusion générale :

Nous terminons par conclure que, les déformations thixotropiques observées dans les dépôts plio-quadernaires du bassin de la Tafna post-calabrien sont d'origine sismique. Somme toute, ces dépôts sont représentés surtout par les terrasses marines et alluviales composées principalement par des matériaux détritiques potentiellement liquéfiables (sables, silts, argiles..). Plusieurs types de déformations caractéristiques de paléo-liquéfactions ont été observées tout le long de ces terrasses, Essentiellement : des dykes sédimentaires, des sismo slumps, des cuvettes thixotropes, des coins thixotropes, des volcans de sable, des intrusions plastiques (structures en diapir), des failles de triage et des veines minérales.

La grande diffusion spatiale de ces déformations syn-sédimentaires et leur répétition verticale dans la série quadernaire du bassin de la Tafna témoigne d'une répétitivité claire des événements dans le temps. Cette répétitivité est expliquée par la période de retour des séismes produits par les failles actives de la région. Pour cette raison, ces déformations sont interprétées dans ce mémoire comme des déformations co-sismiques et classées comme étant des séismites provoquées par des paléo-séismes. Nous avons montré que l'origine sismique est justement, la seule à pouvoir solutionner la répétitivité verticale, de ces déformations dans les séries sédimentaires du bassin de la Tafna, leurs grandes variétés et leur large diffusion spatiale.

Ces séismites peuvent être utilisées pour enrichir le catalogue de sismicité algérien et peuvent, également, être utilisées comme guides de prospection pour la cartographie d'éventuelles failles actives.

Notre étude a exposé également la prédominance de linéament morpho structuraux et des failles à direction atlasique; ces failles du bassin de la Tafna tant la suite de la compression récente et actuelle du bassin de la Tafna du au rapprochement des plaques Afrique et Eurasie Nous avons vu dans ce mémoire que certaines de ces failles Sismogénique notamment dans le bassin de la basse Tafna ou la faille d'Ain Timouchent sont à l'origine du séisme de 22 décembre 1999.

3 Bibliographie :

Ayadi, A., Ousadou, A.F., Bourouis, S. et Benhallou, H., (2002), Seismotectonics and seismic quietness of the Oranie region (western Algeria); the Mascara earthquake of August 18th 1994, Mw = 5.7, Ms = 6.0. Journal of Seismology, 6, 13-23.

AMROUNE (1969)

Beghoul N, Chatelain JL, Boughacha M-S, Benhallou H, Dadou R and Mezioud-Saich (2009) Seismic Empirical Relations for the Tellian Atlas, North Africa, and their Usefulness for Seismic Risk Assessment. Pure Appl. Geophys. 167 (2010), 277–321

Bellon, H., Guardia, P., et Magné, J., (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. Géol. Méditerranéenne, XI, 255-264.

Black RF (1983) Pseudo-ice wedge casts of Connecticut, northeastern United States, Quaternary Research, 20, p. 74-89 Black RF (1979) Clastic dikes of the Pasco Basin, southeastern Washington, Rockwell Hanford Operations Report, RHO-BWI-C-64, 65 pgs.

Boudiaf A (1996) Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique. Thèse de doctorat en Géologie et paléontologie. Univ Montpellier 2.

Boukhedimi, M A., 2017. La néotectonique du nord-ouest algérien et ses conséquences sur la répartition spatiale de la sismicité et du volcanisme et l'hydrothermalisme récents de l'Oranie. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre. Theses.usthb.dz/document/TH10/2017-D/S.T.161p.

Boukhedimi MA, Louni-Hacini A, Bouhadad Y, Ritz JF, Machane D, Benhamouche A, Bourenane H (2016) « Evidence of seismites in coastal Quaternary deposits of western Oranie (northwestern Algeria) » J Seismol DOI 10.1007/s10950-016-9616-2

Boukhedimi, M A., 2010. Origine du processus de bentonitisation des terrains volcanogènes rhyolitiques de Hammam Boughrara (Maghnia; Algérie nord occidentale). Mémoire de Magister en Géologie. Université d'Oran 101.

Boukhedimi, M.A 2003 ; Etude pétrographique et volcanologique des dômes rhyolitiques de Hammam Boughrara (région de Marnia – Oranie). Mémoire d'ingénieur d'état en géologie (pétrologie-structurologie). IST/USTHB.120p.

Boulaine J (1955) Notice explicative de la carte de reconnaissance des sols s'Algérie au 1/200 000. Feuille de Mostaganem N21. PÉDOLOGIE — C.S, N° 6 ALGER 1955

Brothers, R.J., Kemp, A.E.S., Maltman, A.J., (1996). Mechanical development of vein structures due to the passage of earthquake waves through poorly-consolidated sediments. Tectonophysics 260, 227–244.

CRAAG (1994) : Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah.

CRAAG (2001) : Les séismes en Algérie de 1992 à 2001. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département: Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah.

Cosgrove, J.W., (1995). The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, M.S. (Ed.), Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis. Geological Society, Spec. Publ., vol. 92, pp. 187–196.

Deverchère J, Yelles K, Domzig A, Mercier de Lépinay B, Bouillin JP, Gaullier V, Bracène R, Calais E, Savoye B, Kherroubi A, Le Roy P (2005) Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. Geophys Res, Let 32:L04311

Domzig A (2006) Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne, PhD Dissertation, Brest (UBO) University, Institut Universitaire Européen de la Mer, Brittany, France, 333 pp.

Durand Delga M (1980) Méditerranée occidentale, étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém. Soc. Géol. France, 10

Durand-Delga M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.

Fenet, B., (1975). Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse Nord-Maghrebines : Les monts djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse, Sci., Univ., Nice. P 301.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E. (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.

Guardia P (1975) Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse de doctorat en géologie. Université de Nice (France). 289p.

Ken-Tor, R., A. Agnon, Y. Enzel, M. Stein, S. Marco, and J. F. W. Negendank (2001), Highresolution geological record of historic earthquakes in the Dead Sea basin, *J. Geophys. Res.*, 106(B2), 2221–2234, doi:10.1029/2000JB900313.

Louni-Hacini A (2002) La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie Nord Occidentale). Thèse de doctorat (pétrologie structurologie). IST/USTHB.198p.

Lowe DR (1976) Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23:285–308

Marco S, Stein M, Agnon A, Rond H (1996) Long-term earthquake clustering: a 50000 years paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *J Geophys Res* 101:6179–6192

McClusky S, Reilinger R, Mahmoud S, Ben Sari D, Tealeb A (2003) GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysics Journal International* 155, 126-138.

Megartsi M (1985) Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord occidentale (géologie, pétrologie, géodynamique). Thèse de doctorat (pétrologie structurologie). IST/USTHB.295p.

Meghraoui M (1988) Géologie des zones sismiques de l'Algérie du Nord: Paléosismologie, tectonique active et Synthèse sismotectonique. Thèse d'Etat, University Orsay-Paris XI, p. 356

Mokrane A, Ait Messaoud A, Sebai A, Menia N, Ayadi A, Bezzeghoud M (1994) In: Bezzeghoud, M and Benhallou, H. (eds) Les séismes en Algérie de 1365–1992, CRAAG, Alger. p. 227

Montenat C, Barrier P, Ott d'Estevou P, Hibsich C (2007) Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sediment Geol* 196:5–30

NAAK

Obermeier SF (1996) Use of paleoliquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Eng Geol* 44:1–76. doi:10.1016/S0013-7952(96)00040-3

Philip J., Masse J.P. & Bessais H. (1987) : Phénomènes sédimentaires au passage plate-forme carbonatée – bassin dans l'Albien supérieur - Cénomanién basal de Tunisie centrale. 8th I.A.S. reg. Meet. sédimentol. (Tunis).

Philip H., Andrieux J., Dlala M., Chihi L. & Ben Ayed N. (1987) : Evolution tectonique mio-plioquaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale): implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc. géol. France* (8), II/4,559-568.

Plaziat JC, Ahmamou M (1998) Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des séismites, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fès et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique. *Geodinamica Acta* (Paris) 11:183–203

Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H. (2004) TRANSMED Transect II, in *The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.

Seilacher A (1969) Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13:15–159

Sibson, R.H., (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 133, 191–213.

Sims JD (1975) Determining earthquakes recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29:141–152

Thomas G (1985) Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le Bassin du Bas Chélif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse Es-Sciences, Pau, 594 p.

In benzina 2012.

A.BOUCIF. (2006) Etude de la sismicité du bassin néogène de la Tafna.

ARBAOUI Ismail (2019) Etude Sédimentologique de la région de pierre de CHAT Dans le bassin de la Tafna, Algérie Nord Occidentale, Wilaya de TLMCENE.