

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



MEMOIRE

Présentée pour l'obtention du grade de Master

En Sciences de la Terre

Spécialité : Géologie des bassins sédimentaires

par

M. MECERLI JUBA & M. SLIMANI ALI

Thème

**PROSPECTION NEOTECTONIQUE DANS LES DEPOTS MIO-PLIO-
QUATERNAIRES DES BASSINS DE LA MOYENNE TAFNA ET DE
SOUHALIA (WILAYA DE TLEMCEN)**

Soutenue publiquement le 30.06.2024 devant le jury composé de :

M^{me} DENDANE M Maitre-assistant A à UMMTO.....Présidente

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

M. LOUNIS R Maitre-assistant A à l'UMMTOExamineur

Remerciements

Nous remercions notre Dieu qui nous a donné le courage et la volonté de poursuivre nos études, ainsi que nos parents qui ont sacrifié leur vie pour notre réussite.

*Nous tenons à adresser notre sincère remerciement et le plus grand respect à notre encadreur **Mr Boukhadimi. M. A** pour sa compréhension, sa disponibilité, de son savoir-faire, ces conseils judicieux, et toute l'aide qu'il nous a rapporté.*

*Nos remerciements s'adressent également aux membres de jury (**Mr LOUNIS R** et **M^{me} DENDANE M**) qui a ont accepté d'évaluer notre travail et de nous avoir honoré par leur présence.*

*Nous adressons aussi nos remerciements a tous collègues (**Ouzara A, Hamdad B, Monir B, Belaid M, Abba Lyes, Abbane A, Meghira M, Arib H**).*

Nous remercions tous ceux qui ont contribué de près ou de loin a la mise en œuvre de ce travail.

Résumé :

L'étude de la néotectonique de la moyenne Tafna et Souahlia a montré l'existence de plusieurs failles active dans la région, ces failles sont caractérisés par l'existence du déformation syn-sédimentaire dans les dépôts plio-Quaternaire du bassin de la moyenne Tafna et Souahlia, ces déformations se développe essentiellement dans les faciès du sable fin à grossier et sont considérés comme des sismites.

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

Sommaire

Chapitre 01 : introduction générale.

1) Introduction	05
2) But de l'étude.....	07
3) Méthodologie de travail.....	08

Chapitre 02 : Géologie régionale et locale.

I- Géologie Régionale	10
1) Introduction	10
2) Géologie Régionale De l'Oranie (Algérie Nord Occidental).....	10
2.1 : Cadre géologique et structural de l'Oranie.....	10
2.2 : Evolution Géodynamique de l'Oranie et le bassin de Tafna.....	13
2.3 : Litho stratigraphie.....	14
2.3.1 : Le Miocène.....	14
2.3.2 : Le Pliocène	15
2.3.3 : Le quaternaire	15
2.4 : Le Volcanisme Moi-Plio-Quaternaire.....	16
2.4.1 : Le Volcanisme Miocène.....	17
2.4.2 : Le Volcanisme Plio-Quaternaire	17
II- Géologie Local :.....	19
1) Cadre géologique de secteur d'étude.....	20
2) Litho stratigraphie De Secteur d'étude.....	20
2.1) Le Miocène	20
2.2) Le Pliocène	21
2.3) Le Quaternaire.....	22

Chapitre 3 : Étude du volcanisme régional

I Étude volcanologique	23
1) Introduction	23
2) Morphologie et Structure	24
3) Structure des dômes rhyolitiques de Hammam bouhrara.....	26
4) Tufs pyroclastique rhyolitique	26
5) Tufs pyroclastique andésitique.....	29
6) Les basaltes.....	31
7) Le massif de la Moyenne Tafna	32
8) Le massif des Souhalia	35
9) Dynamisme volcanique	37
10) Le dynamisme strombolien	37

II	Étude pétrographique	39
1)	Pétrographie des rhyolites	41
2)	Les tufs pyroclastiques	44
3)	Pétrographie des andésites	45
4)	Pétrographie des basaltes	45
5)	Pétrographie des Granite de Nadrouma	46
III	Étude géochimique	47
1)	Introduction	48
2)	Les laves calco-alcalines	49
3)	L'analyse basaltique plio-quaternaire	50
4)	Analyse andésites	52
5)	Etudes des températures et pressions de mise en place	53
6)	Géothermobaromètres	54
7)	Conclusion à l'étude volcanologique	58

Chapitre 4 : Étude des déformations Mio-Plio-Quaternaire

I.	Introduction	60
II.	Analyse granulométrique des terrasses plio- Quaternaire	64
III.	La granulométrie	67
1)	Analyse des déformations	68
2)	Typologie	69
3)	Discussion	78
4)	Conclusion	80

Chapitre 5 : Cartographie des déformation Néotectonique

1.	Introduction	82
2.	Données initiales	82
2.1.	Deux photos satellite	83
2.2.	Définition du travail	83
2.3.	Le résultats cart lin suiv	84
3.	Cartographie de volcanisme de secteur d'étude	87

Chapitre 6 : Conclusion générale

Chapitre 1 :

Introduction générale

*

1) Introduction :

Dans le cadre de mémoire de fin d'étude de master 2 géologie des bassins sédimentaire. Nous avons entrepris une série d'études sur le thème intitulé : Prospection néotectonique dans les dépôts Mio-Plio-Quaternaire du bassin moyenne Tafna et Souahlia (la wilaya de Tlemcen).

Les dépôts Mio-Plio-Quaternaires constituent un registre ouvert sur la géodynamique récente et actuelle de cette région. L'analyse de ces dépôts renseigne entre autre sur les aléas géologiques et permet une meilleure approche des études futures sur les risques géologiques dans la wilaya de Tlemcen. Le but de ce travail étant de faire des études pétrographiques et structurologiques sur les différents dépôts ainsi que sur les déformations associées afin d'essayer de produire une carte néotectonique dans la région.

En effet, notre secteur d'étude fait partie de l'Oranie occidental, une partie de la marge algérienne reconnue comme marge sismiquement active L'Oranie est régulièrement secouée par des tremblements de terre destructeurs. Voici quelques exemples :

→ Séisme du 9 octobre 1790 de magnitude I_0 = grave séisme autour de la Méditerranée au XVIIIe siècle Ce tremblement de terre met fin à l'occupation espagnole de la ville d'Oran (la capitale de l'Oranie), assiégée par les armées arabes depuis des décennies, en provoquant la destruction quasi totale de la ville et de ses murailles, a fait simultanément plus de 3 000 victimes, soit près d'un tiers. de la population (Alfred Salinas., 2004).

→ Séisme de Mascara le 18 août 1994 (MS= 5,9) (172 morts, 300 blessés)

→ Ain Temouchent le 22 décembre 1999 (MS= 5,8) (28 morts et 150 blessés)

Il est important de souligner que l'Oranie demeure une zone de tectonique active. Toutefois, la majorité des tremblements de terre de l'Oranie n'ont pas pu être attribués à des formations géologiques en activité.

Le séisme le plus récent de Bouguirat du 22 mai 2014 (ML=5.2) a eu lieu à l'intérieur du plateau de Mostaganem, où aucune faille active n'est enregistrée sur

les cartes. Le souci réside dans le fait que les données de sismicité instrumentale et historique ne suffisent pas à expliquer les déformations que l'écorce terrestre subit actuellement. La néotectonique, en ce qui concerne la période de temps qu'elle étudie, le Plio-quaternaire, voire le Mio-Plio-Quaternaire, permet de mieux comprendre ces déformations et de mieux comprendre les structures tectoniques actives de l'Oranie.

Ce mémoire vise à fournir des informations sur la néotectonique de l'Oranie, en particulier en étudiant les indices néotectoniques (les répercussions). On peut classer ces indices en :

- Les séismes sont les meilleurs indicateurs de l'activité néotectonique, étant donné leur importance. Toutefois, la période de sismicité instrumentale et historique ne s'étend généralement qu'au dernier siècle, au mieux aux deux à trois derniers siècles, tandis que la période de retour sismique peut s'étendre sur des centaines voire des milliers d'années. C'est la raison pour laquelle la Paléosismologie examine les déformations co-sismiques, également connues sous le nom de séismites, afin de mieux représenter et confirmer l'activité néotectonique.
- Les éléments géomorphologiques et structuraux tels que les escarpements morphologiques, les facettes triangulaires, la défluviation, ainsi que l'étagement des terrasses marines et alluviales sont des signes évidents de l'activité néotectonique.
- La présence de volcanisme et/ou d'hydrothermalisme récent (néogène à quaternaire) est un bon indicateur d'une activité néotectonique.
- Ce travail présente un intérêt indéniable dans les études des aléas géologiques, en particulier les aléas liés aux séismes et aux morphologies de pente.

2) But de l'étude :

Les objectifs étaient :

- D'étudier en détail les différents faciès des dépôts Mio-Plio-Quaternaire des bassins de la moyenne Tafna et de Souahlia (wilaya de Tlemcen).
- D'étudier en détail les différentes déformations associées aux dépôts Mio-Plio-Quaternaire.
- De mettre en évidence les principaux traits structuraux liés à la néotectonique.

Le but général est de réaliser une carte néotectonique.

3) Méthodologie de travail :

Pour mener à bien ce travail nous avons entrepris :

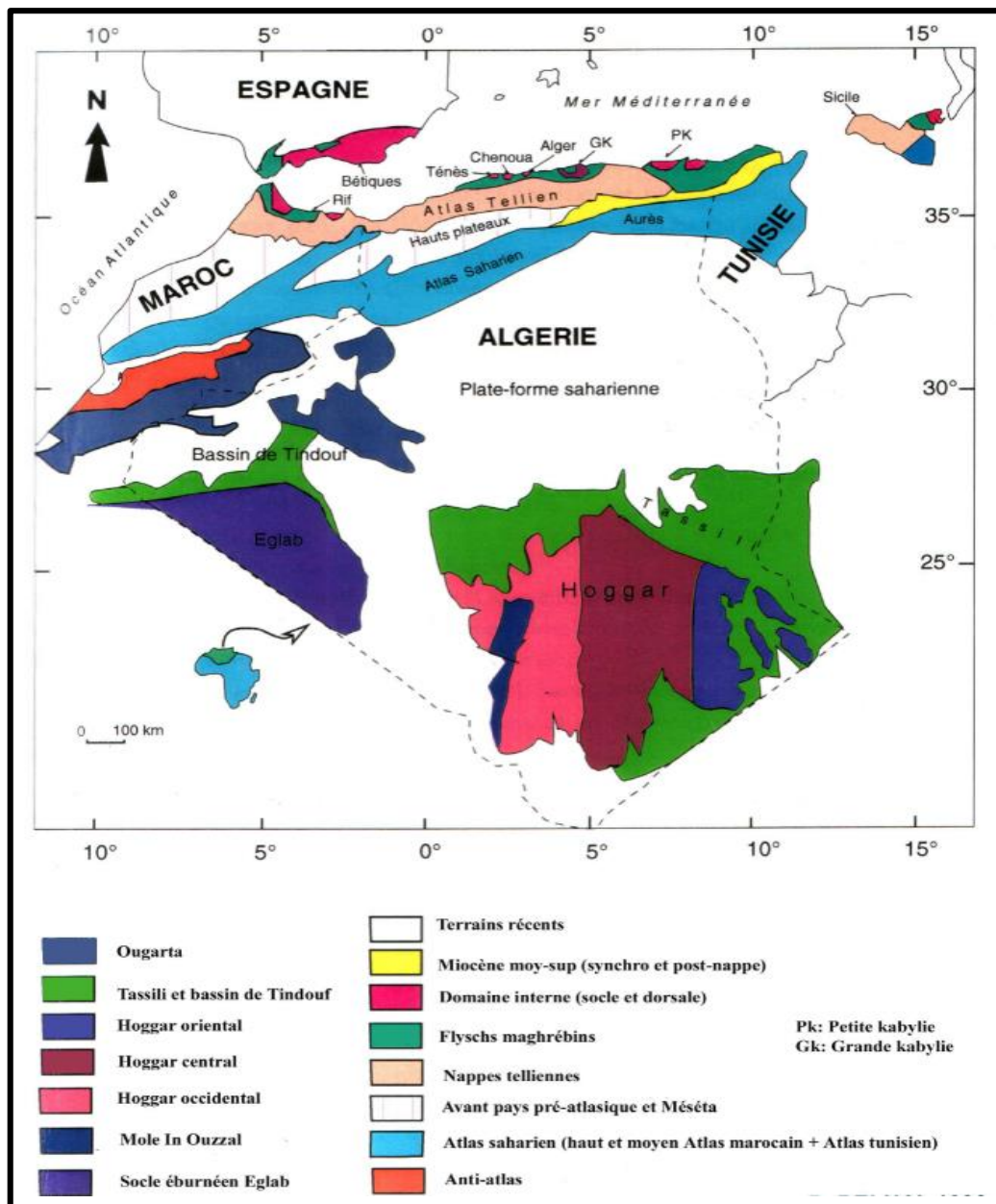
- Une recherche bibliographique approfondie sur les différents travaux réalisés sur la région.
- Des sorties de terrains ont été effectuées durant lesquelles nous avons pris les photos de terrains présentées dans ce mémoire.
- Un échantillonnage des dépôts pour nos travaux de laboratoire.
- Une étude pétrographique basée sur la macroscopie à l'affleurement et la microscopie à partir des lames minces.
- Une étude sédimentologique basée sur la granulométrie des dépôts.
- Une étude morphotectonique basée sur les photographies aériennes, les fonds topographiques et géologiques ainsi que sur les images satellites.
- Une étude sismotectonique basée sur la sismicité et la structural de la région

Chapitre 2 : Géologie régionale et Locale

I- Géologie Régionale :

1) Introduction

L'Algérie est située au nord-ouest du continent Africain sur la rive sud de la méditerranée, par sa position géographique et son immense superficie (2 381 741 Km²), elle englobe plusieurs régions naturelles variées qui sont autant de domaines géologiques différents par leurs âges, leurs structures, leurs contenus lithologiques et leurs étendues (**figure 1**).



Figur 1 : Les grands ensembles de L'Algérie d'après **D.BELHAI ,1996**

Du Nord vers le Sud on distingue :

- **L'Atlas Tellien** : qui comprend le tell méridional (Monts des Bibans et de l'Ouarsenis) et le tell septentrional (massif de petite et grande Kabylie, du Chenoua et le Djurdjura). Ses équivalents au Maroc sont le Rif et le pré Rif, en Tunisie c'est le Kroumirie.

- **Les Hautes plaines** : (Meseta Oranaise et môle de Constantine). La Meseta marocaine est leur équivalent à l'Ouest.

- **L'Atlas Saharien** : (Monts des Aurès, Monts des Ouled Naïl, Djebel Amour et Monts des Ksour). Au Maroc, l'Atlas saharien se prolonge par le Haut Atlas. En Tunisie son équivalent est l'Atlas Tunisien.

- **La plate-forme saharienne** : (Grands Ergs Occidental et Oriental, plateaux de Tademaït et de Tihert).

- **L'Ougarta** qui forme la limite occidentale de la plate-forme constituée de deux faisceaux montagneux (Monts de la Saoura et de la Daoura).

- **Les massifs montagneux des Eglab** sont séparés du bouclier touareg par l'Erg Chech et le Tanrezrouft et constituent la limite sud-ouest de la plate-forme saharienne.

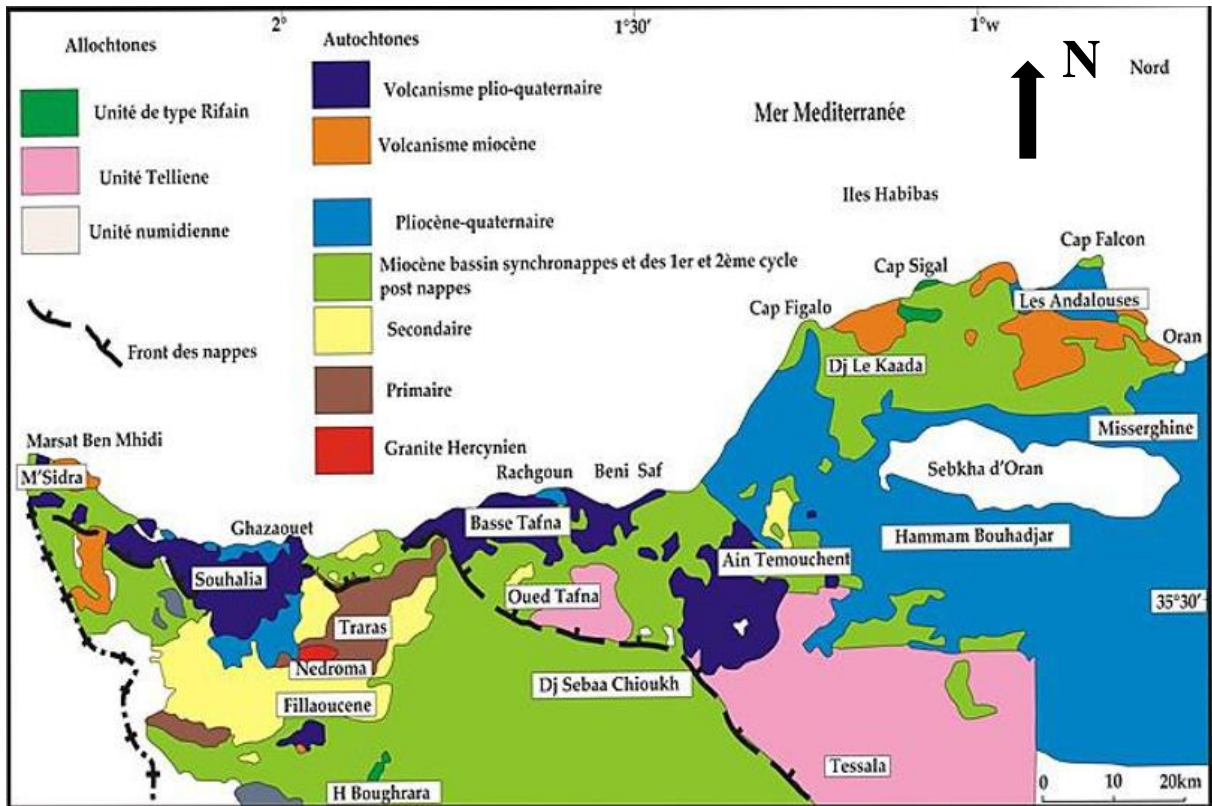
- **Le bouclier du Hoggar** constitue la limite méridionale de la plateforme saharienne, c'est la région où affleurent les terrains les plus anciens de l'Algérie.

Le gisement de bentonite de hammam bougherara se situe dans la plaine de maghnia, partie intégrante du bassin de la moyenne Tafna, qui à son tour fait partie de l'Oranie (Algérie nord occidentale) appartenant au domaine externe de la chaîne alpine.

Le but de ce chapitre est de décrire le milieu géologique du gisement de bentonite de hammam boughrara au sens large et de mettre en évidence les phénomènes géologiques (tectonique régionale et locale, volcanisme) qui ont conduit à la mise en place du gisement.

2) Géologie Régionale De l'Oranie (Algérie Nord Occidental) :

2.1 : Cadre géologique et structural de l'Oranie :



Figur 2 : Contexte géologique de L'Oranie nord occidental (in **Bodoukha, 2008**)

En rappel, la région ibéro-maghrébine appartient à l'orogène alpin périméditerranéen. Dans sa partie la plus occidentale, cet orogène est représenté par les Cordillères bétiques en Espagne et les Maghrébides qui forment une chaîne littorale allongée sur plus de 2000 Kilomètre, allant du Rif au Maroc jusque au Tell en Algérie et en Tunisie. Il se poursuit plus à l'Est jusqu'aux Apennins, formant l'arc calabro-sicilien (Durand-Delga, 1971) (**figure 2**).

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

- des zones internes comprenant les massifs paléozoïques avec sur leur bordure méridionale les éléments de la chaîne calcaire.

- des zones externes où sont représentées des nappes de glissements. Vers le Sud, ces nappes ont glissé dans un bassin miocène, alors qu'au Nord elles recouvrent des zones autochtones ou para-autochtones plus ou moins métamorphiques.

Des unités de flysch situées entre ces deux domaines structuraux, les recouvrent également par endroits. (Planche 3-fig.a)

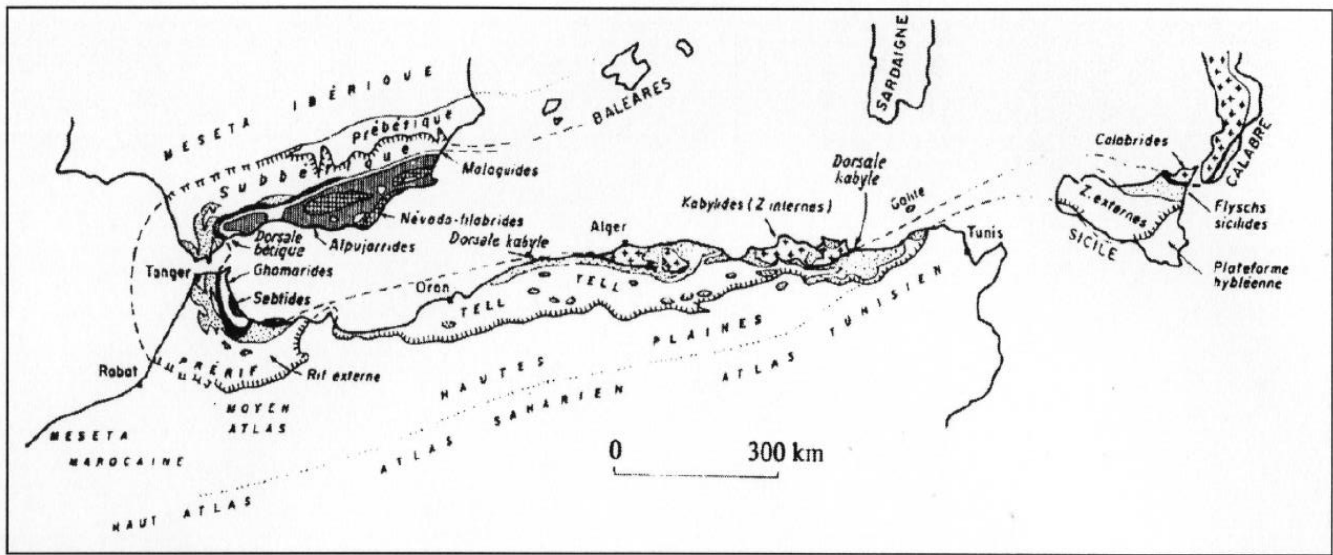
Le nord-ouest de l'Algérie (l'Oranie) appartient au domaine externe de la chaîne alpine (planche1). Guardia (1975) distingue dans cette région deux zones structurellement différenciées ((1)zone tellienne et (2)zone atlasique).

La première(1) est constituée de terrains néogènes sublittoraux qui s'allongent parallèlement à la côte méditerranéenne depuis la frontière Algéro-Marocaine à l'Ouest jusqu'au méridien d'Alger. Ces terrains constituent le tell.

Dans cette zone de l'Oranie dite tellienne s'individualisent des chaînes de montagnes constituées de terrains autochtones montrant une couverture secondaire plissée ; c'est la chaîne de Fillaoussène et le massif de Traras ; qui sont dans le prolongement du moyen Atlas. Ils constituent la zone dite atlasique. Ils forment, en première approximation les zones élevées par rapport aux zones telliennes qui les entourent.

Le magmatisme qui affecte la région Oranaise est représenté par le granite hercynien de Nedroma qui intrude le massif des Traras et par une intense activité volcanique d'âge Moi-plio-Quaternaire qui recouvre d'importantes surfaces.

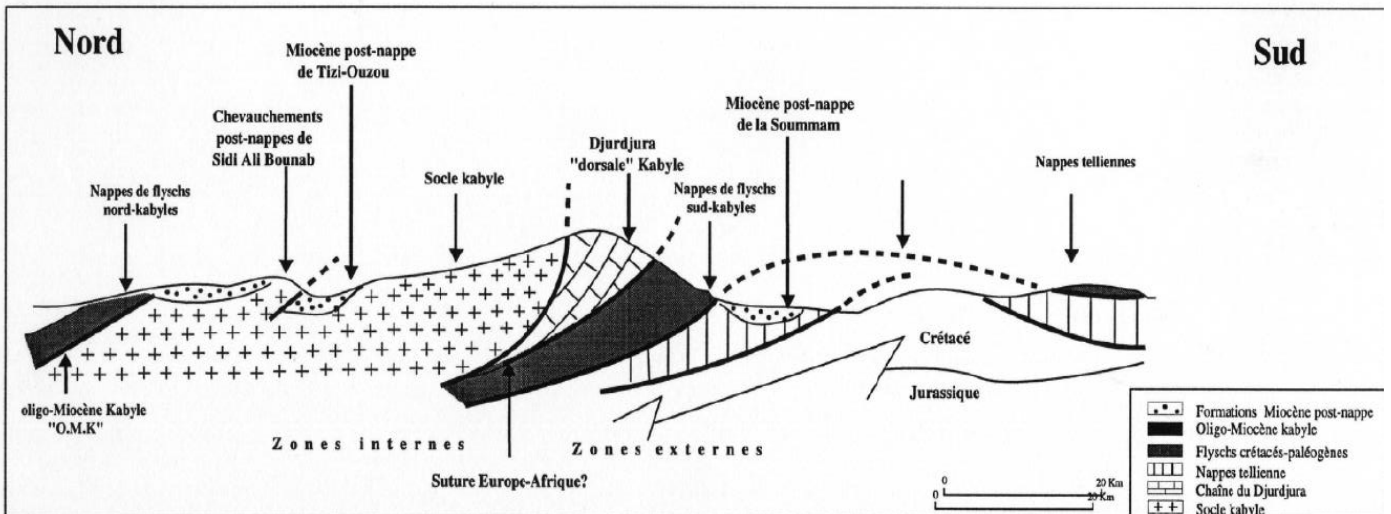
Pour comprendre ces manifestations qui débutent au miocène ; mais aussi la structure actuelle de l'Oranie, il est nécessaire de revenir sur l'histoire géodynamique et structurale de la région.



b - L'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969) :

Zones internes : En Espagne et dans le Rif, Névalo-filabrides (figuré croisé); Alpujarrides et Sebides (barré vertical); Maloquides et Ghomarides (en blanc). Massifs Kabyles d'Algérie et arc Calabro-sicilien, socle ancien (croix). **Flyschs allochtones** d'âge crétacé et paléogène (petits points).

Zones externes : Front des unités notablement déplacées (ligne barbelées); limite entre Prébétique plissé et Méseta ibérique (trait continu); limite entre bloc des Hautes Plaines d'Algérie et Atlas plissé saharien -Tunisien (ligne ponctuée).



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

Planche 3 : **Cadre tectonique général de la région ibéro-maghrébine et de la Kabylie**

2.2 : Evolution Géodynamique de l'Oranie et le bassin de Tafna :

La structure actuelle de la région commence à se dessiner 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, effectue une rotation autour d'un pôle situé vers la pointe sud de l'Espagne.

Le plancher océanique téthysien s'en trouve en partie résorbé par subduction; les microplaques comprises entre l'Europe et l'Afrique entrent en collision. Ainsi, suivant des lignes de contact capricieuses, les systèmes montagneux alpins se structurent et s'élèvent (dont les structures atlasiques), en plusieurs étapes inégalement réparties dans l'espace et dans le temps.

Au Miocène la méditerranée (ex-océan téthysien) commence à s'individualiser, mais, le dessin des rivages est extrêmement complexe, avec une multitude d'îles; la tranche d'eau est toujours très faible, avec bien souvent dépôt de calcarénites et de conglomérats traduisant l'incessant remodelage tectonique qui marque la fin de la paléogéographie alpine proprement dite (abaissement de son régime).

C'est dans cette paléogéographie reconstituée par les différentes études micropaléontologiques et stratigraphiques, mais aussi structurales, que Guardia (1975) va mettre en évidence dans l'Oranie le terme de bassin dit « synchro nappes » (fig1.) ; en effet le contexte de compression tertiaire va 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 émergées (îles).

Les unités allochtones vont, alors, se mettre en place frontalement dans une avant-fosse miocène qui est nommée "Bassin synchro-nappes" Ce qui va donner lieu à une accumulation de sédiments dont la nature va dépendre de l'endroit de dépôt. Si dans la plupart des secteurs il est constitué par une importante épaisseur de marnes vertes entrecoupées par des bancs gréseux, il peut également dans certains endroits, être conglomératique ou représenté par des affleurements transgressés et démantelés.

Après la mise en place des nappes un deuxième cycle miocène est reconnu. C'est le miocène postnappes. Il comporte le plus souvent des argilites, des conglomérats et les marnes (voir stratigraphie). Il commence au Tortonien selon Fenet (1975). (BOUKHEDIMI ,2008)

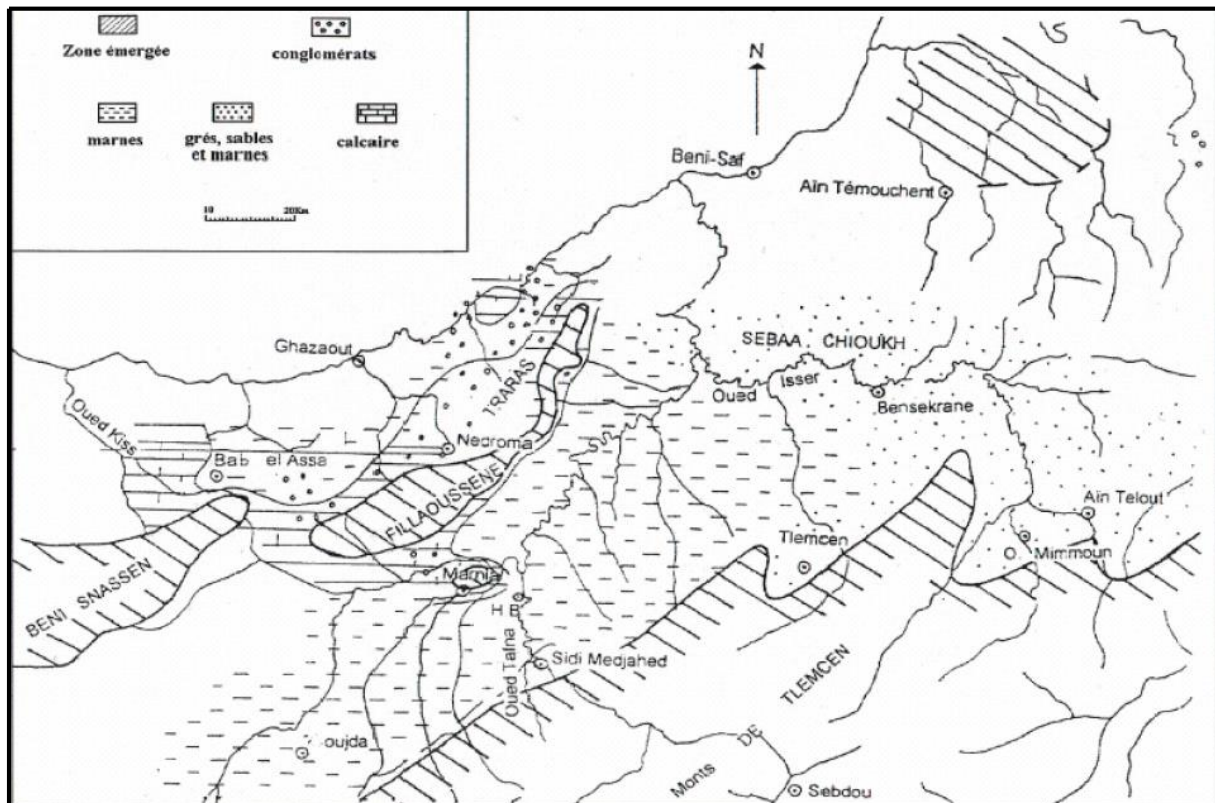


Figure3 : Esquisse géographique de bassin Miocène synchro-nappes (d'après Guardia 1975)

2.3 : Litho stratigraphie :

La stratigraphie de l'Oranie occidentale est représentée par d'importantes séries mésozoïques et cénozoïques, à dominante 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 Tlemçen).

2.3.1 : Le Miocène

Le Miocène synchro-nappes constitue une formation importante surtout au Sud d'Aïn Temouchent (Sebaa Chioukh) où il est marno-gréseux ; dans la vallée de la Tafna où il est marneux et dans Trarras où il est marno-carbonatés (voir fig.4). Il se développe vers l'Est dans les Tessala. Les études micro paléontologiques les plus fines (Guardia 1975 ; Bellon et al 1984), conduisent à attribuer 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 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 poudingues 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 au même moment 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 très largement, 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, bien visibles dans le paysage.
- 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.

2.3.2 : Le Pliocène :

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 ocre et de sable rubéfié à Hélix.

2.3.3 : Le quaternaire :

Le quaternaire est représenté par des formations continentales où la sédimentation est marquée par des alluvions argilo-sableux et des conglomérats. Les terrasses quaternaires sont bien visibles dans toute l'Oranie.

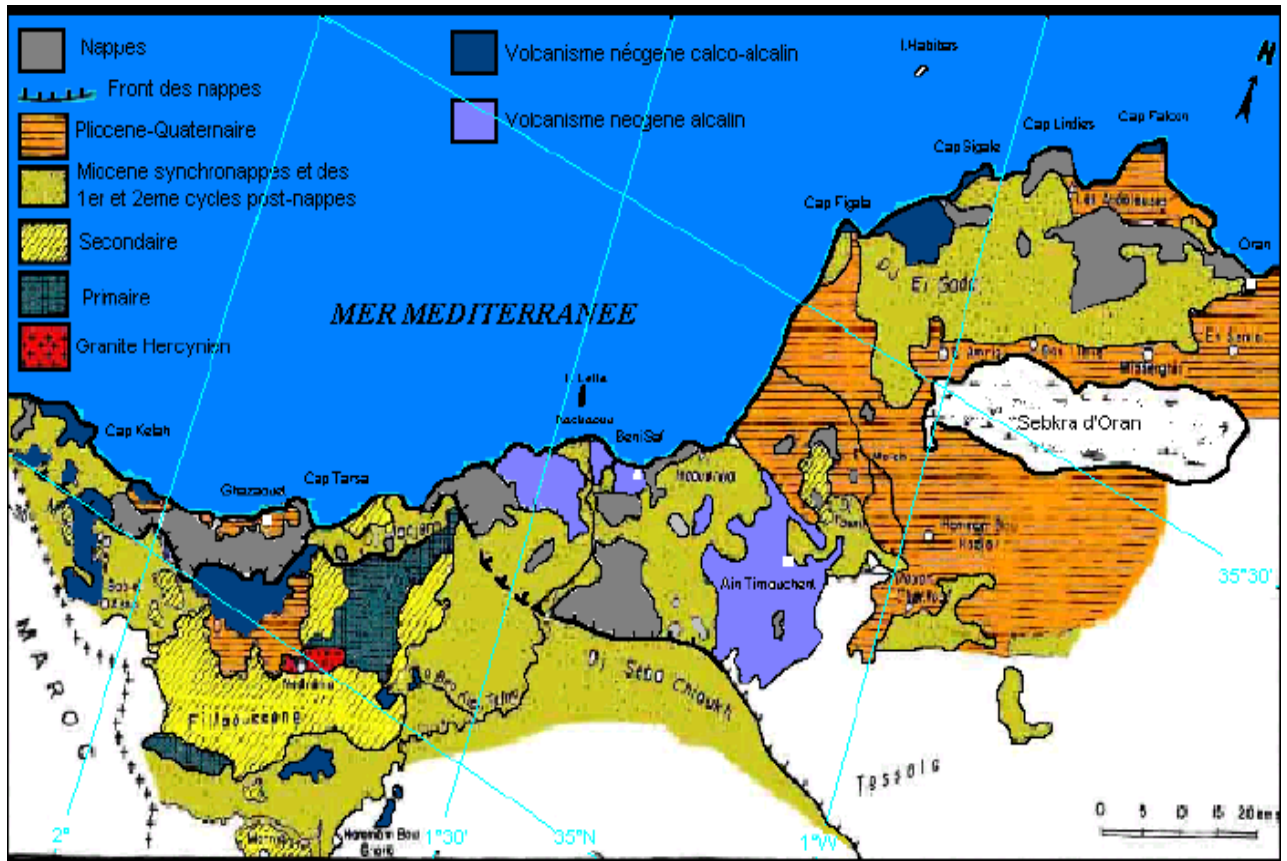


Figure 4 : Esquisse géographique de l'Algérie nord occidentale (Oranie) (D'après MEGASTRI, 1985).

2.4 : Le Volcanisme Mio-Plio-Quaternaire :

D'après les travaux de Guardia (1984) et Megartdi (1985), l'Oranie (Algérie Nord occidentale) a été le siège d'importantes activités volcaniques depuis le Miocène jusqu'au Plio-Quaternaire. Les formations volcaniques de l'Oranie recouvrent de très grandes surfaces géographiques de la région de Tifallouine Bouzedjar jusqu'à la frontière Algéro-Marocaine.

MEGARTSI(1985) distingue deux épisodes volcaniques :

- L'épisode volcanique d'âge Miocène supérieur (14.97-7.2 Ma) de nature calco-alkaline (Louni et al, 1995).
- L'épisode volcanique d'âge Plio-quaternaire (4 Ma) de nature basaltique-alkaline (Louni et al, 1995).

2.4.1 : Le Volcanisme Miocène :

Le Miocène est caractérisé par le début des manifestations volcaniques qui vont se poursuivre jusqu'au quaternaire et affecter toute la région Oranaise. La nature de ce volcanisme va dépendre de l'endroit et du moment (du temps) de sa manifestation. Les émissions du miocène supérieur se répartissent 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 15MA) par l'émission de rhyolite, 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 émissions basaltiques et andésitiques. Ces émissions du miocène supérieur correspondent à une série calco-alkaline potassique. C'est la réponse au contexte tectonique compressif du miocène (l'orogénèse alpine proprement dite).

2.4.2 : Le Volcanisme Plio-Quaternaire :

Au Plio-Quaternaire, le volcanisme est 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 Ghazaout, et dans la basse et moyenne Tafna, à M'sirda et autour d'Ain Temouchent (voir fig.6).

Les émissions basaltiques à caractère transitionnel sont mises en évidence dans la moyenne Tafna. Cette transition du volcanisme calco-alkalin au volcanisme l'alcalin s'est faite au tortonien (Louni-Hacini 2002). Cette transition est la réponse de la fin de l'orogénèse alpine proprement dite (l'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.

En effet, bien que l'orogénèse alpine se poursuit jusqu'à présent les données de la sismicité notamment celles de la paléo-sismicité de région montrent clairement une activité tectonique beaucoup plus intenses jusqu'au Tortonien.il est donc tentant de rattacher ce changement dans

la nature de volcanisme à l'Oranie à celui du changement du régime de l'orogénèse Alpine.(BOUKHEDIMI ,2008)

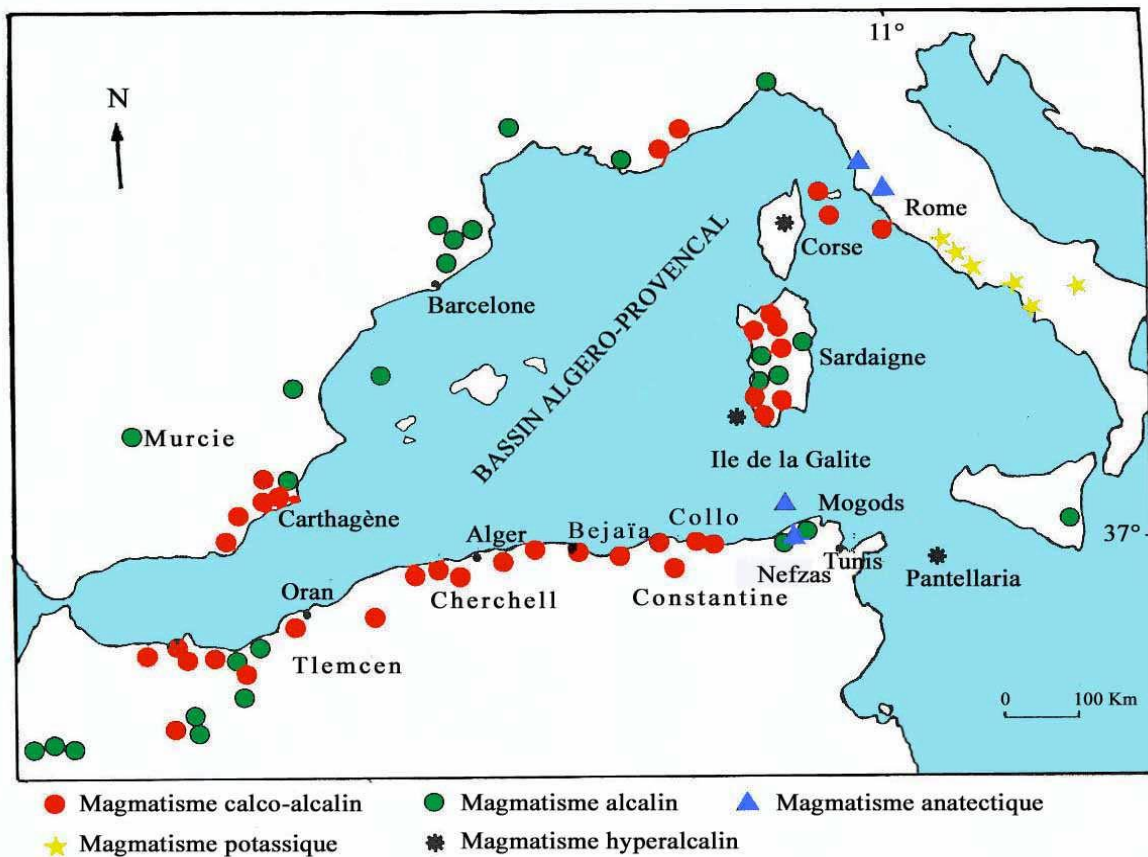


Figure 5 : le magmatisme néogène du pourtour de la méditerranée occidentale, d'après N. Laridhi Ouzaâ (1994)

II- Géologie Local :

Le secteur d'étude fait partie des bassins néogènes post nappes de l'Algérie du Nord. 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 se met en place lors des phases distinctives. Le bassin subit depuis le Miocène supérieur les effets des phases compressives. Au 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 T'émouchent et était de magnitude 5.7. Dans les régions avoisinantes (Alboran, Oran, Mascara, Sidi Bel Abbès), 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 va permettre de mieux connaître l'activité sismique de la région. En effet, l'occurrence du séisme d'Ain T'émouchent ainsi que la localisation du bassin de la Tafna au niveau de la zone frontière de plaques laissent supposer que cette région est active mais qu'elle possède son propre mode de déformation.

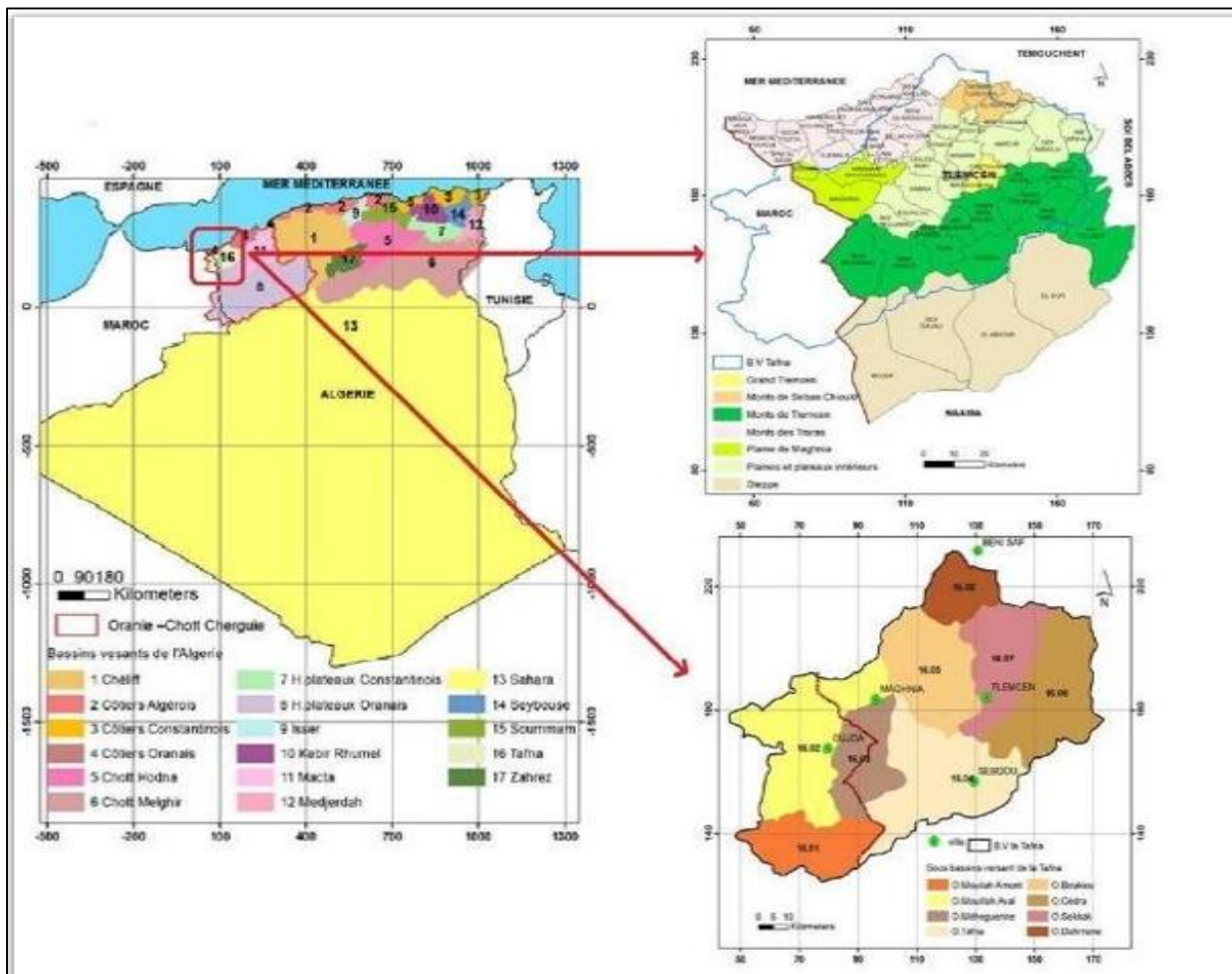


Figure 6 : Présentation de bassin de Tafna

1) Cadre géologique de 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 Suahlia et celui de la Tafna. Ce dernier fait partie de l'Oranie, il s'allonge sur la bordure Nord du domaine des hauts plateaux ; les différents auteurs qui ont travaillé sur ce bassin (notamment L.GENTIL 1903) s'accordent sur une subdivision en '3' bassins 'la haute, la moyenne et la basse Tafna (fig.).

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.

Le bassin de Suahlia fait partie de l'allochtone tello-rifain au domaine externe des Maghrébides. Il est constitué une partie de la ceinture volcanique, localisé à l'extrémité Nord occidentale du pays et caractérisé par de grandes épanchements éruptifs d'affinité calco-alcaline. IL est situé à environ 150 km à l'Ouest d'Oran au Nord-Ouest des monts des Traras et s'étalent de part et d'autre de l'Ouest El Marsa.

2) Litho stratigraphie De Secteur d'étude :

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).

2.1) 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 grés 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.

2.2) 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, grés 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).

2.3) Le Quaternaire :

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

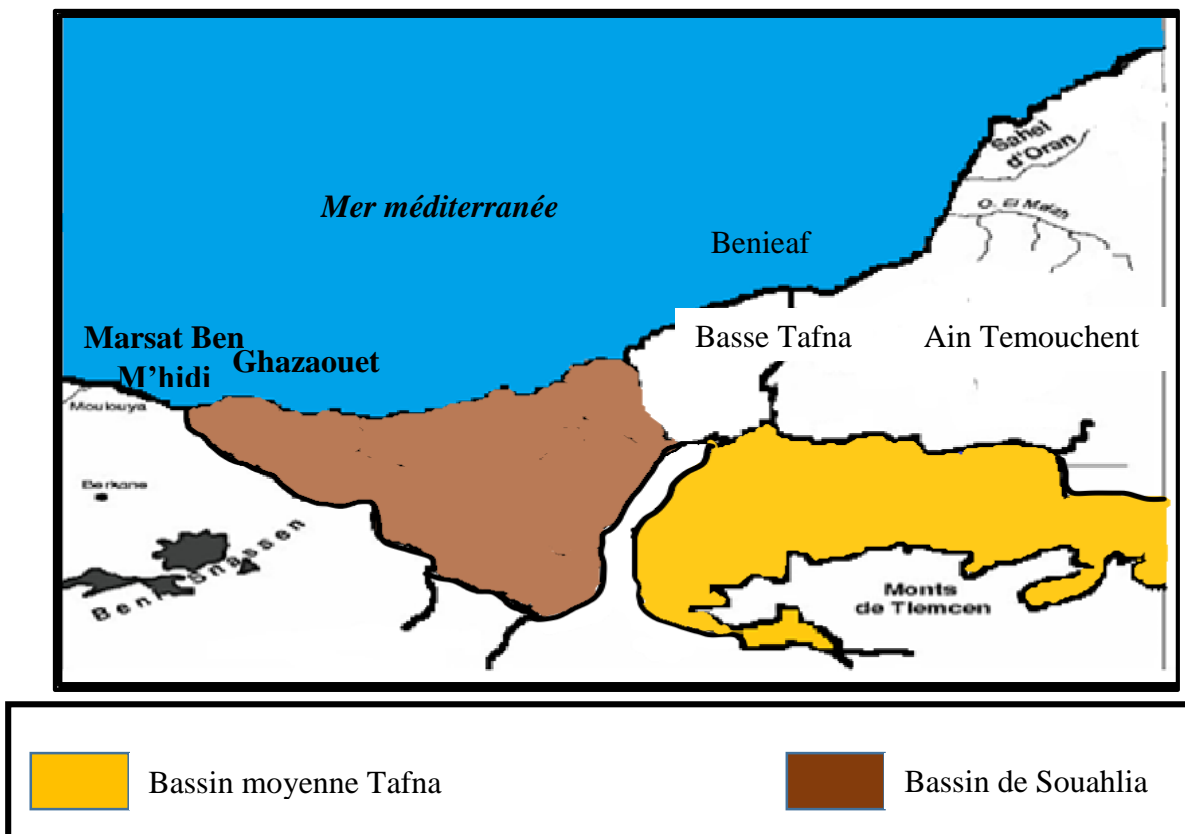


Figure 7 : la situation géographique de bassin moyenne Tafna et Souahlia.

Chapitre 3 : Étude du volcanisme régional

I. Étude volcanologique

1. Introduction :

En Oranie nord-occidentale, le magmatisme néogène à quaternaire n'est représenté que par des émissions volcaniques (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Megartsi, 1985). Les âges de mise en place ont été déterminés d'abord de manière relative, sur la base de critères stratigraphiques se rapportant aux formations sédimentaires qui encadrent les roches effusives. Par la suite, des études géochronologiques appuyées par des données radiométriques sont venues détailler les âges des émissions volcaniques de l'Oranie (Bellon et Guardia, 1980 ; Louni-Hacini et al. 1995 ; Coulon et al. 2002 – **Tab.1**). Ainsi, les émissions d'âge Plio-Quaternaire se rapportent aux complexes volcaniques de la Moyenne Tafna (rive gauche), des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Aïn Témouchent. Dans ce dernier secteur, les âges de - 0,82 à - 1,28 Ma, obtenus par Louni-Hacini et al. (1995) et Coulon et al. (2002), ne seraient représentatifs que des toutes dernières manifestations effusives de ce secteur. Certaines émissions volcaniques paraissent plus anciennes et n'ont pas encore été datées (Zerka, 2004).

Secteurs		Âges (Ma)
Moyenne Tafna (rive gauche)	flanc sud du Dj. Fillaoucene	5,16 +/- 0,25
	Sidi Ali Benzomra	4,03 +/- 0,21
	Boutrack	3,33 +/- 0,14
	Hamamme Bougherara	14
Souhalia		5,01 +/- 0,25 à 2,12 +/- 0,08

Tab.1 : Récapitulatif des âges de l'activité volcanique plio-quaternaire en Oranie nord-occidentale (données de Bellon et Guardia, 1980 ; Louni-Hacini et al, 1995 ; Coulon et al. 2002 et Louni-Hacini, 2002).

Dans ce chapitre, nous allons passer en revue les différents types de dépôts volcano-sédimentaires de notre secteur d'étude en insistant sur leur genèse.

2. Morphologie et Structure :

Vu du ciel le dôme rhyolitique de Hammam Bougherara présente une structure circulaire à légèrement elliptique en forme de coupole légèrement déformée (figure2) reposant sur les sédiments du miocène supérieur et qui est couverte en partie par les sédiments du miocène terminal et du plio-quaternaire.

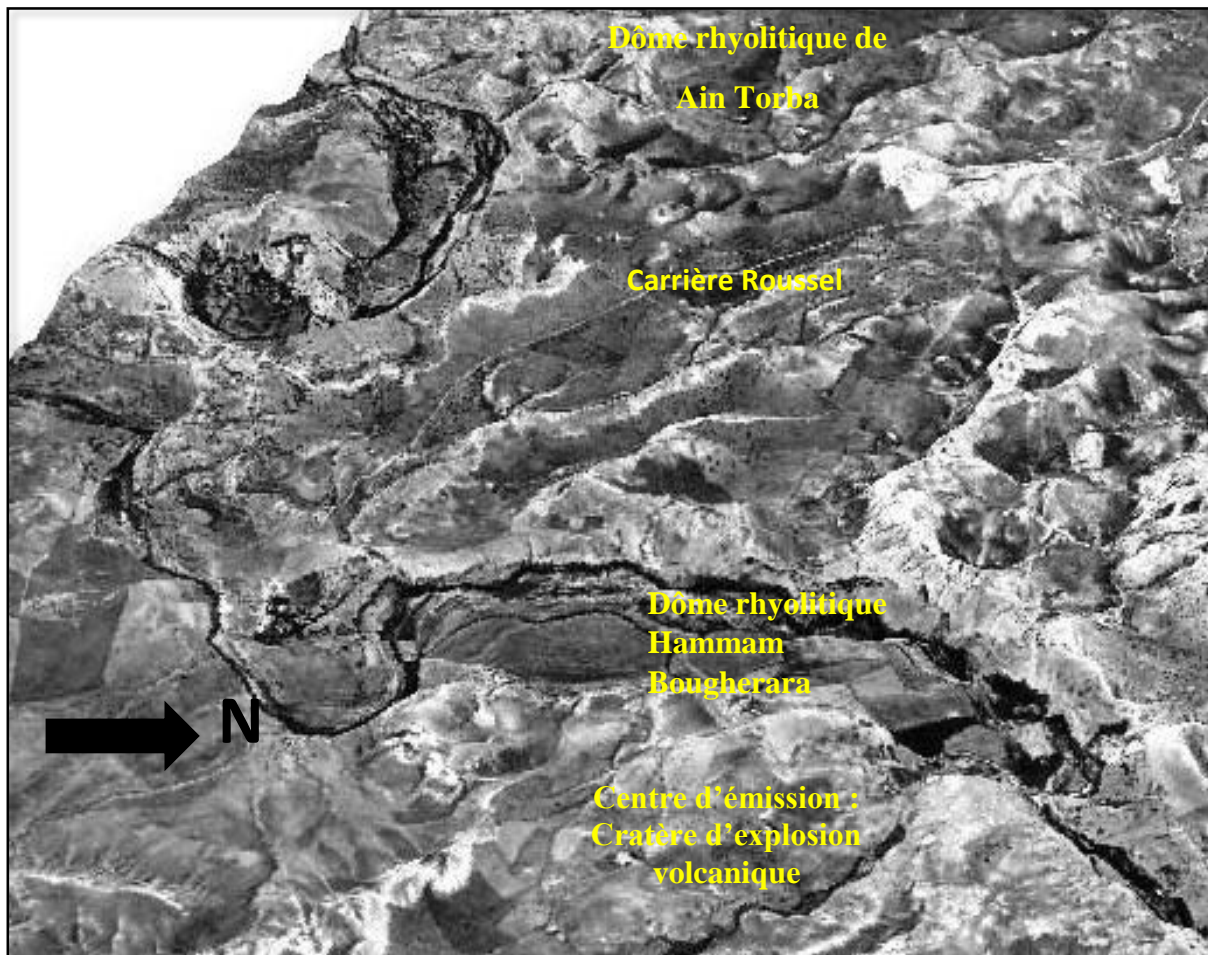
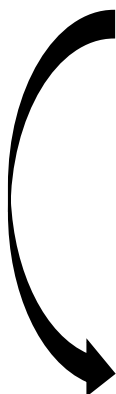


Figure1 : MNT du secteur montre la structure de dôme Hammam Bougherara et Ain Tourba.



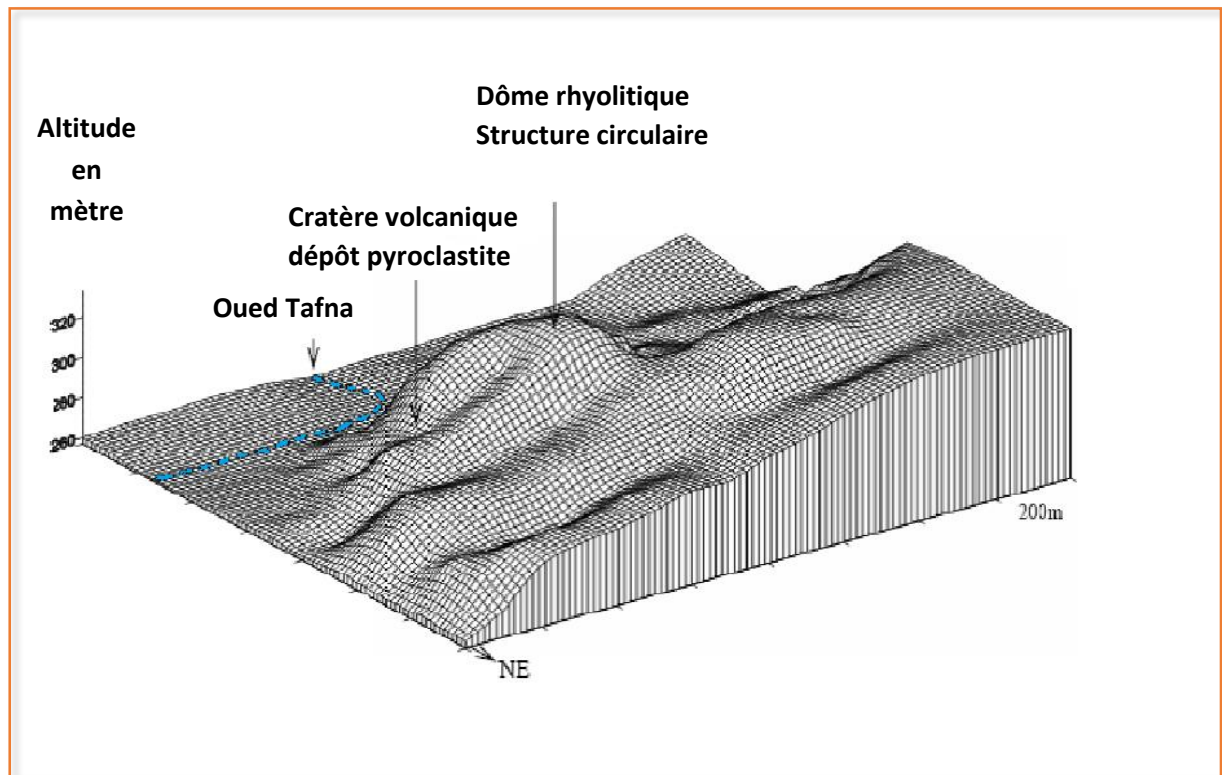


Figure 2 : Modèle numérique de terrain représentant le dôme rhyolitique de hammam Bougherara
(Réalisé par **Sufer 7.0**).

Les rhyolites constituant le dôme présentent une fluidité très marquée par l'orientation. La vue panoramique montre un système de fracturations concentriques qui épousent la forme générale du dôme, lui conférant ainsi une structure analogue à celle d'un bulbe d'oignon.

Dans une direction préférentielle des cristaux de biotites et des minéraux oxydés et aussi de nombreuses échardes de verres volcaniques (les fiammes) constituant de leur mésostase.

Cette dernière, devient vite perlitique à la périphérie du dôme lui conférant ainsi une zonalité lithologique :

- La base du dôme est constituée de tufs pyroclastiques à structure pseudo-fluidale (soudé à chaud) il s'agit probablement de coulée pyro-ignimbritique.
- Le cœur du dôme est constitué de rhyolite massive, sans débit concentriques ni orientation préférentielle des minéraux. Sa périphérie est constituée de rhyolite perlitique.
- La moitié Est du dôme est déchiquetée par un cratère d'explosion volcanique et remplie par du tuf pyroclastique.



Photo 1 : VUE PANORAMIQUE DU PITONS DE RHYOLITES DE HEMMAM
BOUGHRARA

3. Structure des dômes rhyolitiques de Hammam boughrara :

Tous les dômes rhyolitiques à Hammam Boughrara se présentent de la même manière
Sur le terrain avec :

- Une forme en coupole et une structure analogue à celle d'un bulbe d'oignon.
- A la base des dômes, des tufs pyroclastiques à structure pseudo-fluidale.
- Surmonté par des rhyolites à structure fluidale et un cœur massif.
- Ces dômes sont déchiquetés par des cratères d'explosions volcaniques et remplies par des tufs pyroclastiques.

4. Tufs pyroclastique rhyolitique :

A la périphérie du dôme volcanique de Boughrara, on a pu observer des tufs pyroclastiques Rhyolitique (composé de fragments de rhyolites et de minéraux provenant des rhyolites).

Ces tufs possèdent une matrice, ou phase de liaisons et de la même nature rhyolitique et c'est déposé en même temps que la phase clastique qui la compose. C'est d'ailleurs l'une des principale caractéristique des roches volcano-sédimentaire

D'une vue plus générale le mode de dépôts de ces pyroclastite, montre avec un grano-classement normal décroissant, les éléments les plus grossier ce trouvant à la base et fins près du cratère, on note le développement d'une bentonisation intense dans les tufs fine (Boukhedimi 2010), les faciès observé sont :

- Rhyolites compact
- Rhyolites a structure pseudo-fluidale
- Rhyolites perlitique
- Rhyolites ignimbrite
- Tufs pyroclastique rhyolitique

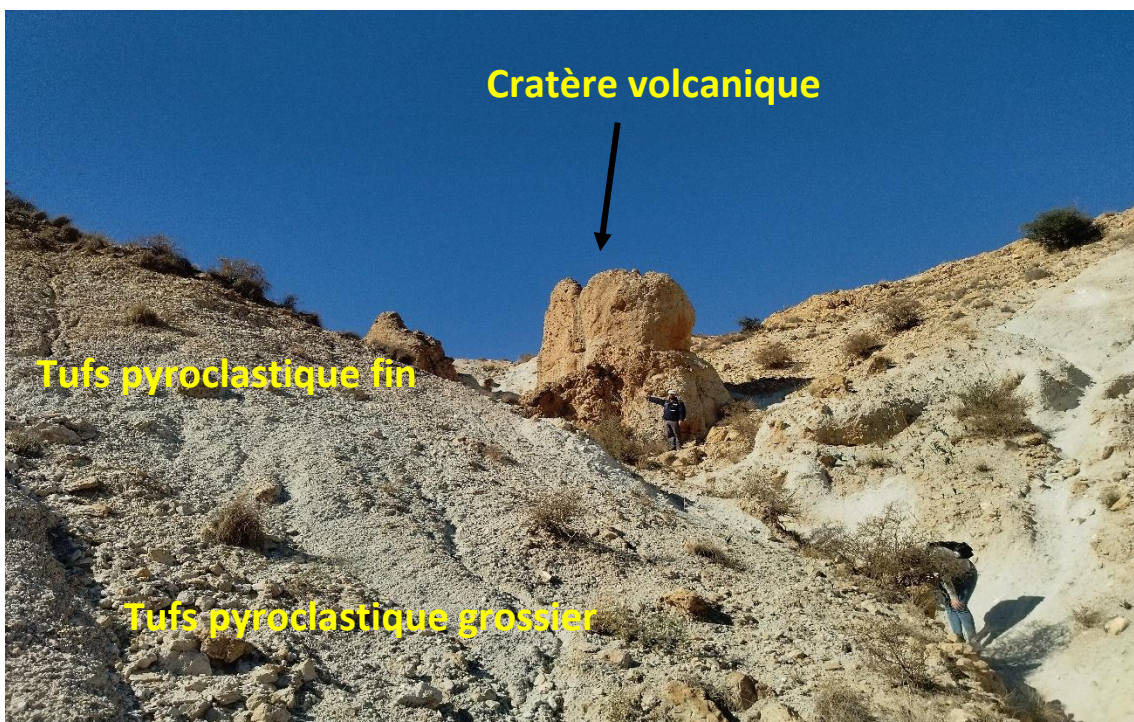


Photo 2 : Tufs pyroclastique rhyolitique a la périphérie du dôme de hammam boughrara



Photo 3 : Tufs consolidés a structure pseudo-fluidale situé à la base du dôme rhyolitique.

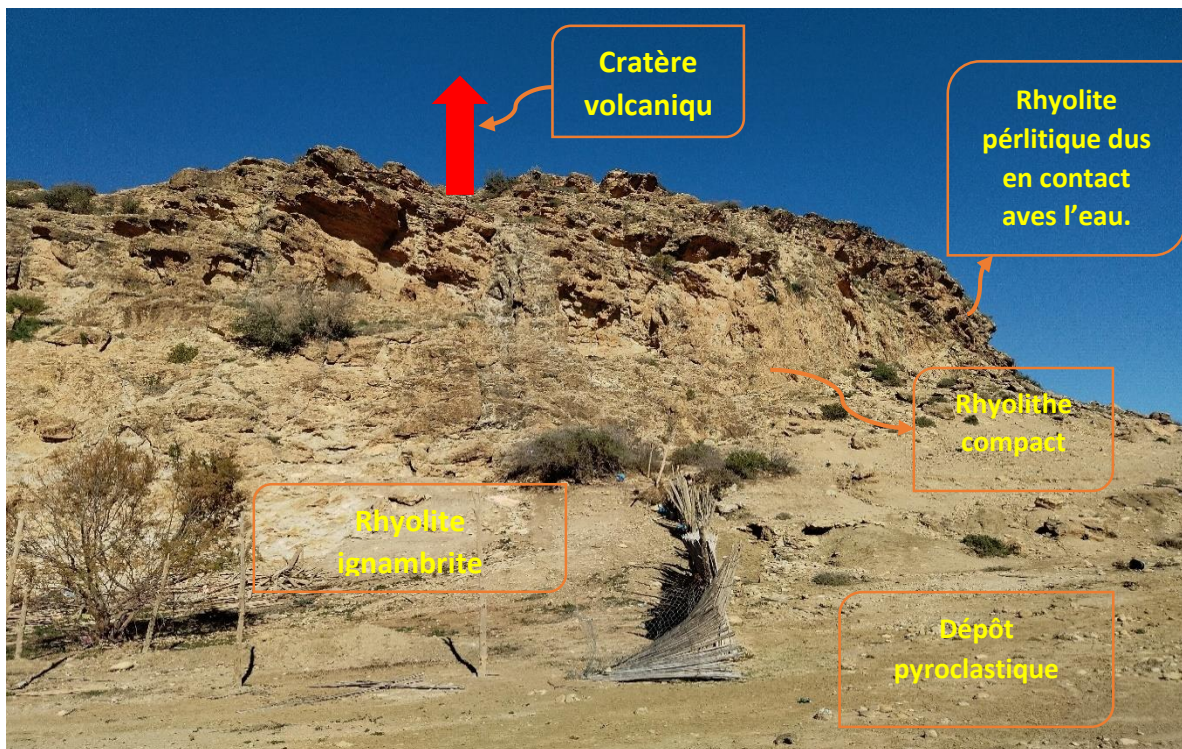


Photo 4 : Cratère volcanique de hammam bouhrara et les dépôts pyroclastiques



Photo 5 : Rhyolite massive de dôme de hammam boughrara.



Photo 6 : Rhyolite pérlltique massive a texture fluidale.

5. Tufs pyroclastique andésitique :

Le tuf andésitique de couleur rougeâtre à cause de la forte concentration en ferromagnésien, des amphiboles, pyroxènes, feldspaths et des fragments de roches Andésitiques.

Une activité d'âge 8.5-9.6 Ma, représenté par des émissions andésitiques qui constituent l'essentiel du massif et son épaisseur est estimée à 300 m. Elles se présentent sous forme de coulées de laves, de tufs gris, et de brèches

Les facies andésitiques du massif des M'sirda plus précisément Djebel Bessam et Djebel Boukanoune sont extrêmement monotone. Elles sont aisément représentées dans Les deux appareils volcaniques sous forme de coulées prismatiques fracturées, de brèches et de dykes métriques.



Photo 7 : Tufs andésitiques au contact de la lave basaltique

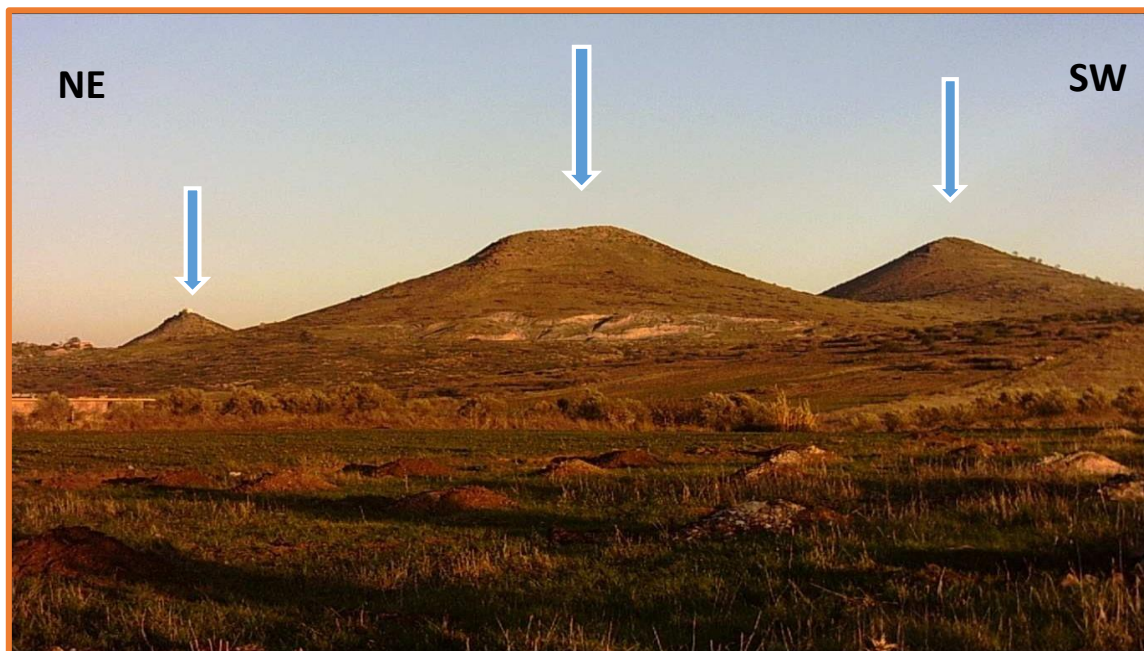


Photo 8 : Appareils volcanique de bou kanou

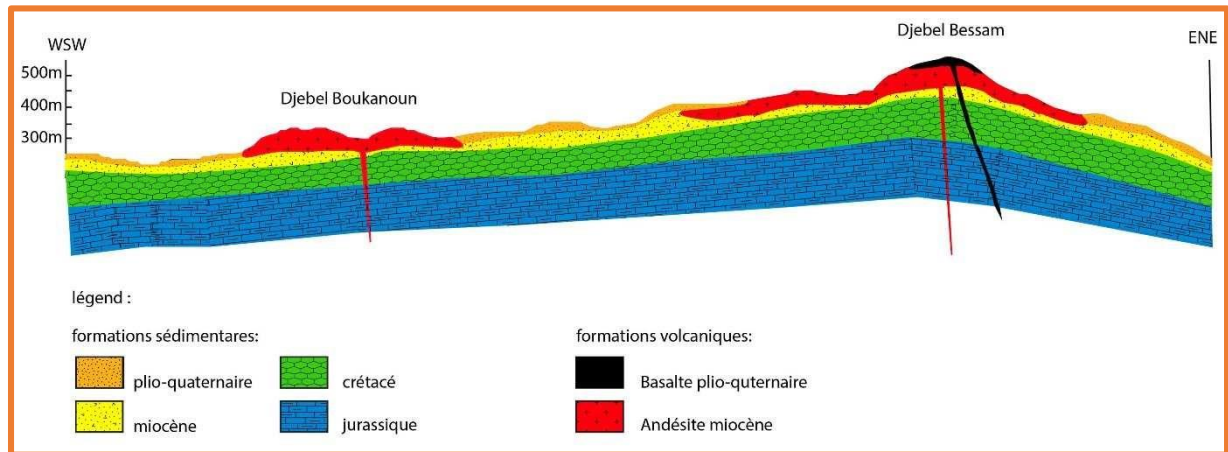


Figure 3 : Coulée basaltique de djebel Bessam et Boukanoun

6. Les basaltes :

Les tufs pyroclastiques basaltiques sont à l'origine de l'explosion volcanique (échappement des gaz), ces tufs sont peu répandu du fait du caractère hawaïen (basalte plioquaternaire) (**figure.3**).

Dans Moyenne Tafna les épisodes volcanique est responsable de la mise en place de coulées basaltiques en rive droite de la Moyenne Tafna (Hadjrat El Kahla et Ain Romana) et en rive gauche (flanc sud du Fillaoucène, Sidi Ali Benzomra et plus au nord l'Oued Bou Kiou). Ces coulées de laves reposent sur des formations du Miocène synchro-nappes et sont interstratifiée dans les sédiments miocènes post nappe premier cycle.

En fait, dans cette région, l'activité a débuté par la mise en place du dôme rhyolitique de Hammam Bou Ghrara

A Hadjeret El Kahla, la coulée basaltique datée à 8,58 Ma peut être rattachée au volcan dont il ne subsiste que le neck d'âge 9,01 Ma. Cet ensemble repose par endroit sur le Miocène synchro-nappe. (**Figure.5**)

Enfin, interstratifiée dans le Miocène post nappe premier cycle, la coulée basaltique de Ain Romana datée à 9,01 Ma, achève cette activité volcanique sur la rive droite de la Moyenne Tafna.

En rive gauche de Moyenne Tafna, plusieurs épanchements volcaniques se sont succédés entre 9,35 Ma et 7,16 Ma. Ainsi dans l'Oued Bou Kiou (**figure.6**), vers 9,35 Ma la coulée inférieure correspondant à l'échantillon s'est mise en place sur les sédiments du Miocène synchro-nappe. Elle a été suivie par l'émission de la coulée basaltique datée à 8,70 Ma de Sidi Ali Benzomra sur le flanc Sud du Fillaoucène. (**Figure.7**)

L'épisode pliocène débute à 4,3 Ma par la mise en place de la coulée supérieure de Sidi Ali Benzomra Celle-ci a été suivie de l'éruption du centre volcanique de Bou Track et de l'épanchement d'une coulée datée à 3,3 Ma (**figure.8**). L'ensemble de ces émissions volcaniques surmontent les conglomérats de base pliocènes qui affleurent parfaitement dans cette région ne reprendra dans la Moyenne Tafna que vers 4,3 Ma.

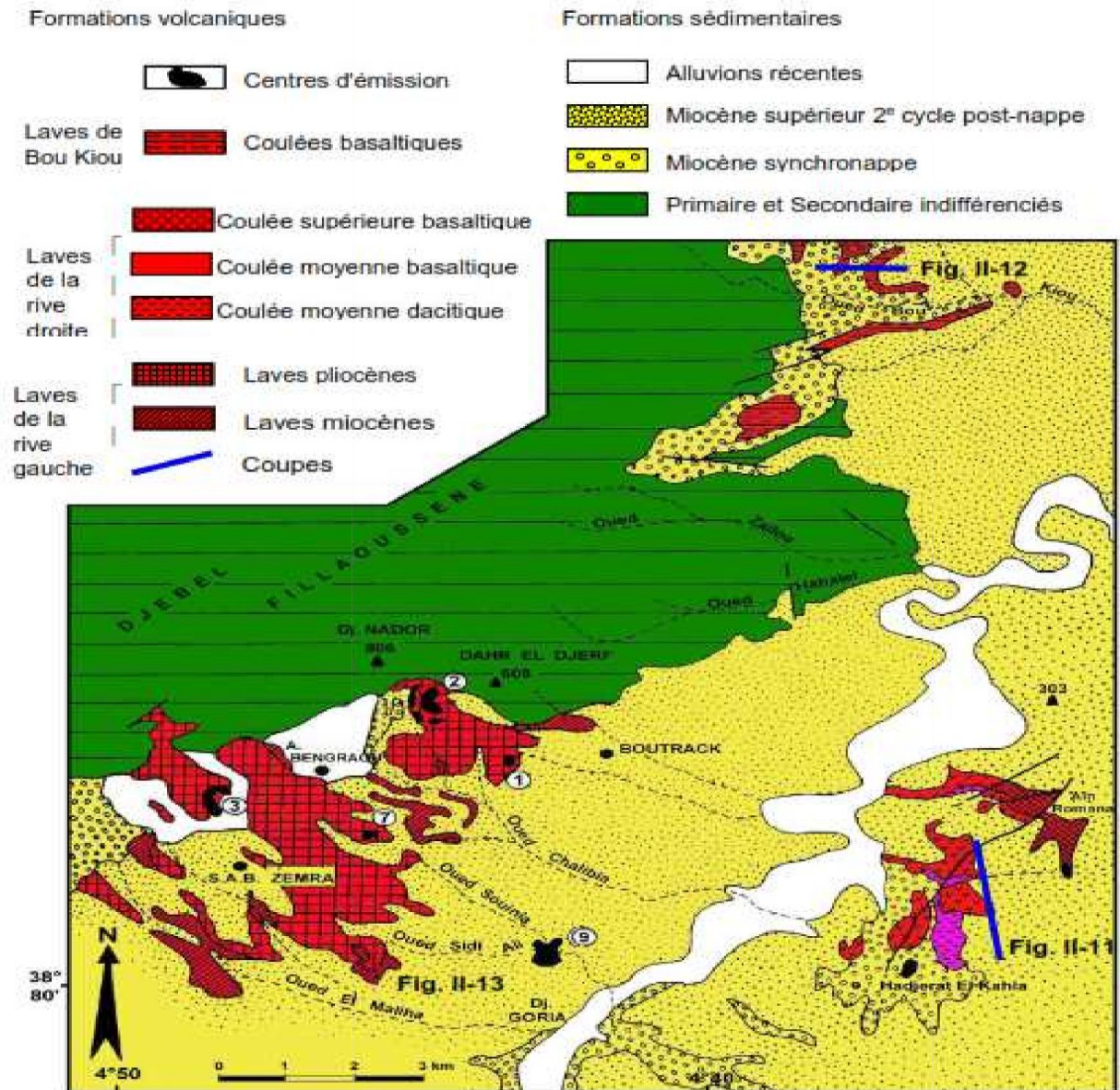


Figure 4 : CARTOGRAPHIE DES FORMATION VOLCANIQUE DE LA MOYENNE TAFNA D'APRES (GUARDIA1975).

7. Le massif de la Moyenne Tafna :

Dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène, en rive gauche de la Moyenne Tafna, les émissions de nature basaltique se sont épanchées autour de quatre centres principaux : ce sont les volcans de Boutrack, de Aïn El-Maaden, de Sidi Ali Benzomra et celui de Aïn Fetah (**Fig. 5**). Les produits émis surmontent, globalement, un substratum conglomératique attribué au Miocène du 2^{ème} cycle post-nappes.

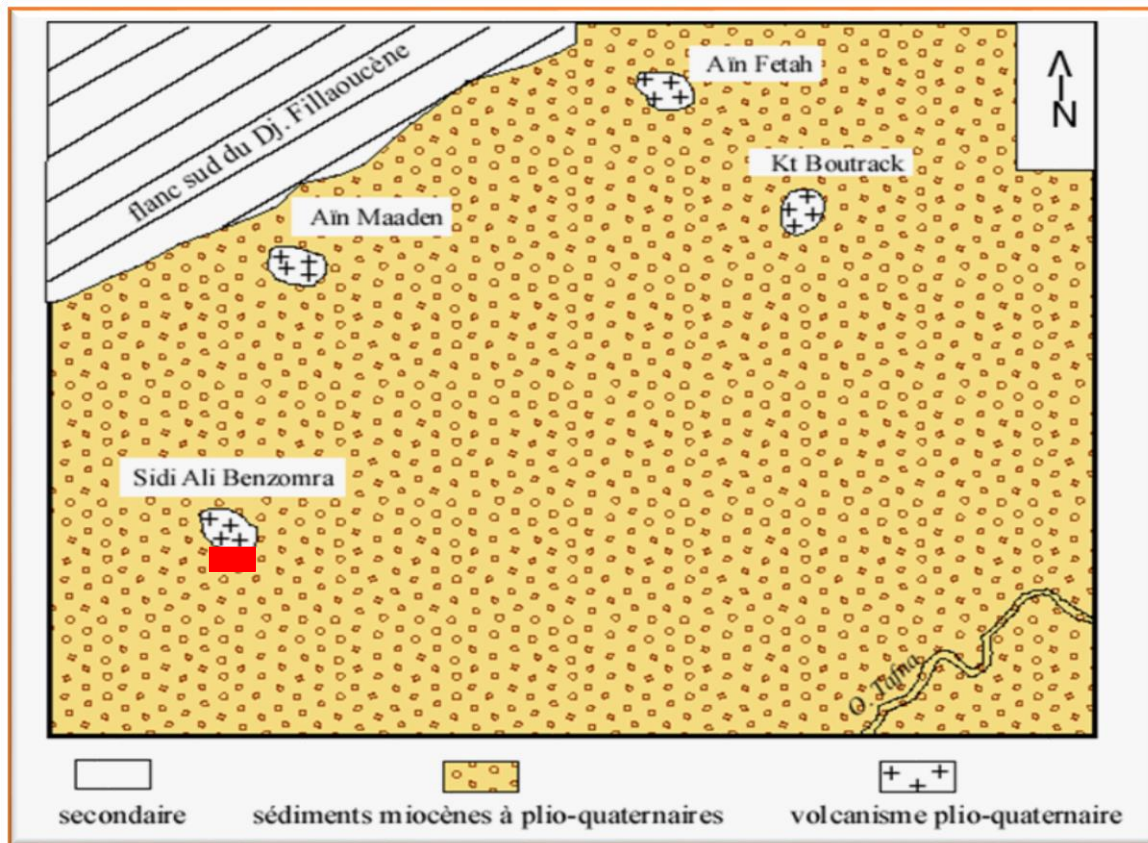
L'activité volcanique, dans la Moyenne Tafna, est essentiellement marquée par des coulées basaltiques qui couvrent de vastes surfaces et dont la majorité d'entre elles sont des coulées massives associées à des produits pyroclastiques grossiers (scories et bombes).

Les plus importantes émissions se situent autour du volcan de Aïn El-Maaden. Ce centre d'émission est égueulé et ceinturé de scories en forme de croissant. Il a rejeté, à lui seul, cinq coulées basaltiques superposées et séparées les unes des autres par des niveaux scoriacées.

Le volcan de Boutrack a émis une seule coulée basaltique, à microcristaux de pyroxène et d'olivine, et pouvant contenir par endroits des enclaves de péridotites altérées. Cette coulée surmonte une formation conglomératique rougeâtre.

Le centre éruptif de Sidi Ali Benzomra, de forme circulaire, a émis deux coulées à pyroxène (**Fig.6**).

L'appareil volcanique d'Aïn Fetah, situé au nord du village de Boutrack, a produit deux coulées basaltiques.



■ Positionnement de la coupe schématique de flanc de volcan

Figure 5 : Contexte géologique schématiques des centres éruptifs de la Moyenne Tafna (in Boudoukha, 2002).

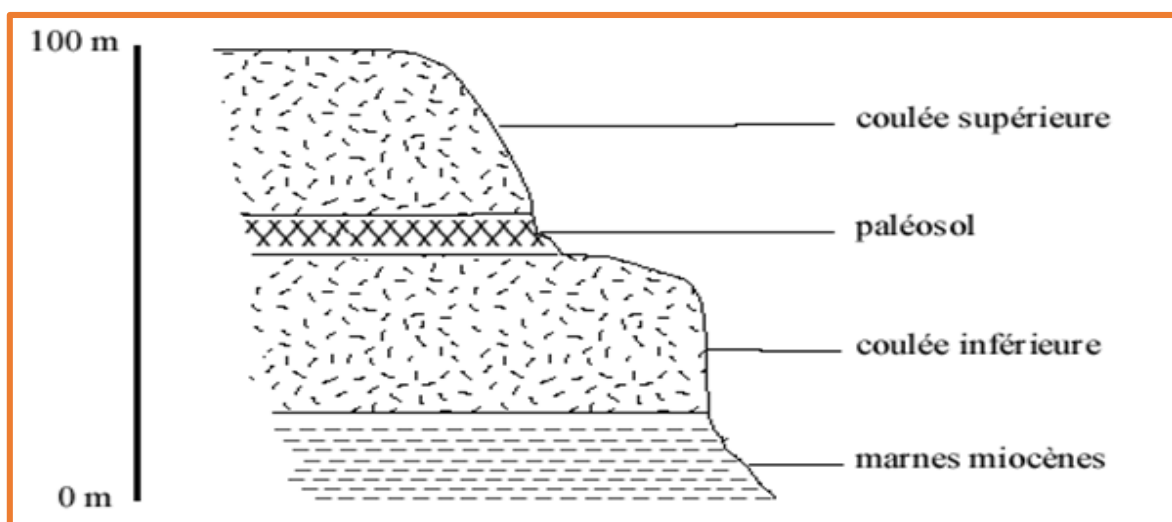


Figure 6 : Coupe schématique de flanc du volcan Sidali Ben Benzomra
(In Benfréha et Mehalli, 2001)

8. Le massif des Souhalia :

Le massif volcanique des Souhalia, situé à l'Ouest des Traras, s'étale de part et d'autre de l'Oued El-Marsa, depuis la ville de Ghazaouet jusqu'à Nédroma (**Fig.7**). La topographie de ce secteur est caractérisée par de vastes plateaux basaltiques d'altitude modérée (200 à 250 m) et entaillés par plusieurs oueds. Les produits émis, essentiellement des brèches et des coulées, recouvrent indifféremment des formations allochtones (unités de type rifain) ou des sédiments autochtones du Miocène synchro-nappes ou des 1^{er} et 2^{ème} cycles post-nappes ainsi que parfois des sédiments quaternaires (grès du Villafranchien). Près d'une quinzaine de centres éruptifs, répartis de part et d'autre de l'Oued El-Marsa, ont été dénombrés dans ce secteur (Megartsi, 1985 ; Abbad, 1993 ; Bendoukha, 2002).

Les centres éruptifs de ce secteur se présentent le plus souvent en dômes ou en cônes scoriacés, très rarement en forme de daya comme par exemple celui de Tigraou.

Les volcans de Ras Kela, de Bouhadiba et de Tigraou (en rive gauche d'El Marsa) ainsi que ceux de Djourama et de Hadada (en rive droite) ont émis chacun une seule coulée basaltique. Certains appareils ont produit jusqu'à trois coulées tels ceux de Feddan Sellah (rive droite) et d'El-Koudia (rive gauche) ou encore ceux de Rokba, d'El Koudia, de Boukdama, de Aïn Djenane, de Aïn Beriet.... (**Fig.8**).

Le centre éruptif de Bousserdoum semble être le seul volcan des Souhalia à avoir émis quatre coulées successives.

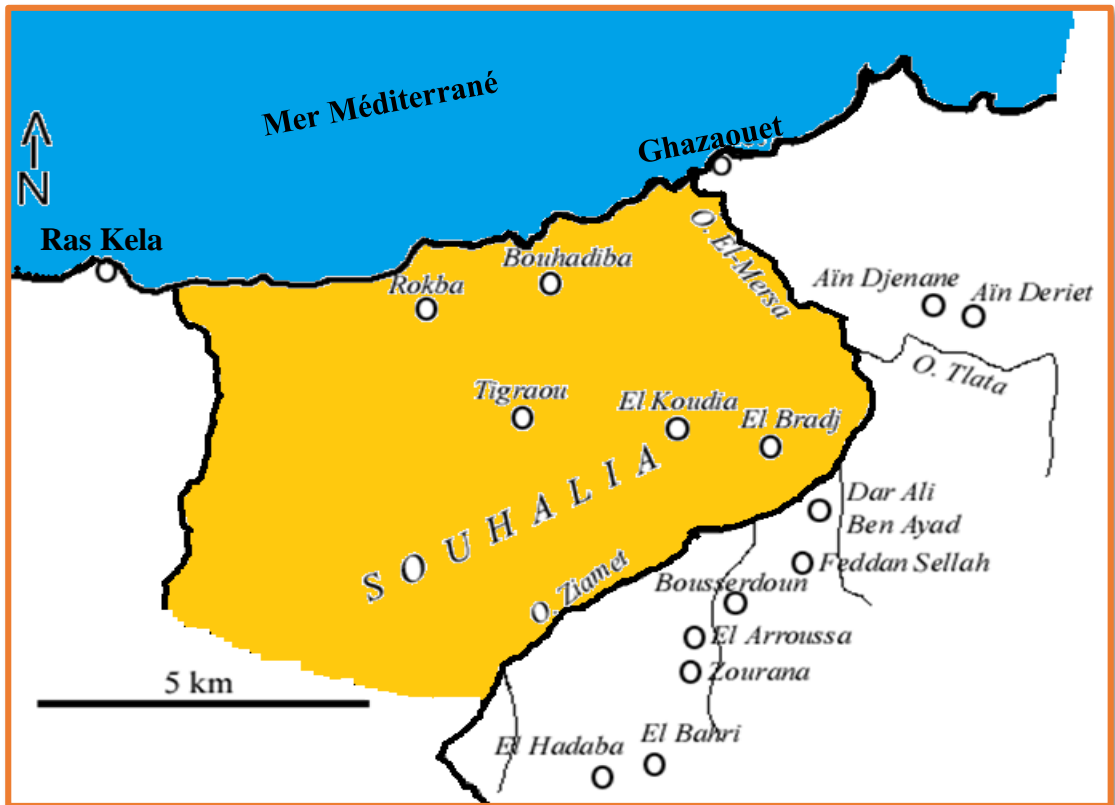


Figure 7 : Répartition des centres éruptifs dans le massifs de Souahlia (in Boudoukha, redessiné).

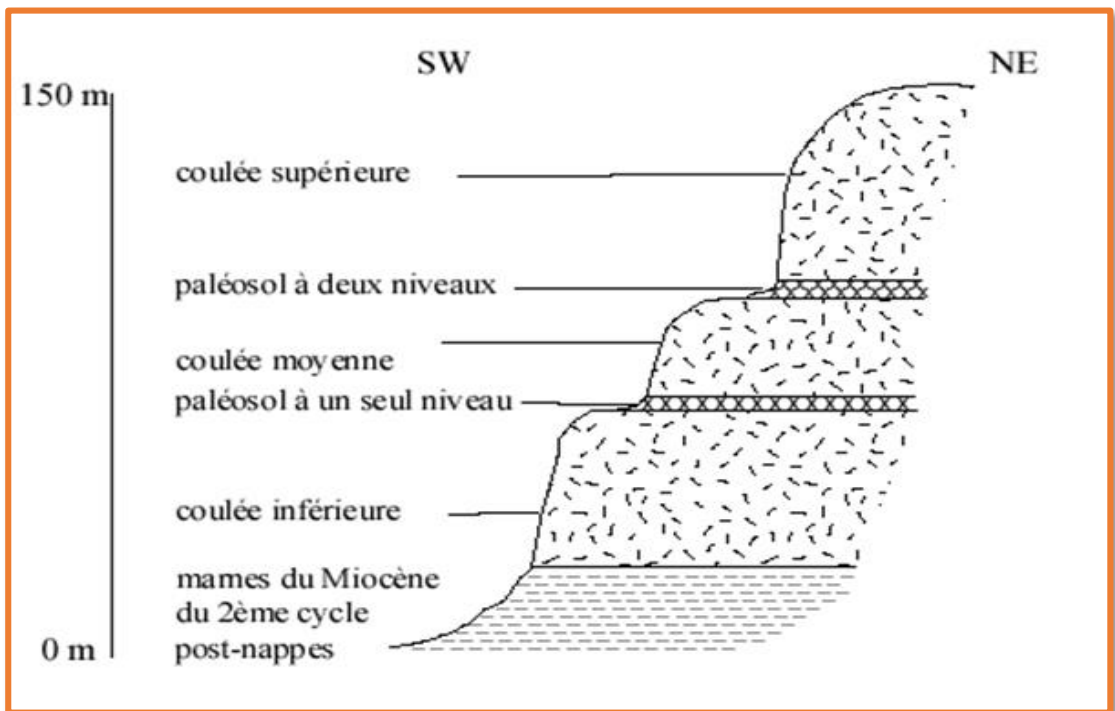


Figure 8 : Coupe levée au niveau de volcan de Feddan Sallah in (Abad, 1993).

9. Dynamisme volcanique :

L'étude volcanologique des complexes volcaniques plio-quadernaires d'Oranie nord-occidentale révèle certaines variations dans les conditions et les mécanismes de mise en place des produits émis. Globalement, deux types de dynamisme caractérisent les émissions volcaniques de la région : un dynamisme strombolien et un dynamisme de type phréatomagmatique. Le premier s'est quasiment généralisé à tous les secteurs alors que le second n'a été mis en évidence, de façon sporadique, que dans la Basse Tafna et à Aïn Témouchent (Bendoukha, 1987 ; Zerka, 1991 ; Tabeliouna, 1997 ; Bendoukha, 2002).

10. Le dynamisme strombolien :

Ce type de dynamisme correspond à une activité volcanique mixte, explosive et effusive, qui peut être identifiée grâce à l'émission de pyroclastites et de coulées. Les projections, fines à très grossières, sont classées en fonction de leur granulométrie (Fischer, 1964 ; Milesi, 1976 ; Schmidt, 1981). Les plus fines correspondent à des cendres ($< 63 \mu$) ou à des cinérites (63μ à 2 mm) alors que les plus grosses forment des scories, des bombes et des blocs (tailles > 64 mm). Les coulées peuvent être assez fluides et s'épanchent assez loin des bouches d'émission formant parfois de vastes plateaux.

En Oranie nord-occidentale, tous les secteurs volcaniques plio-quadernaires se sont manifestés, à un moment ou un autre de leur activité, par un dynamisme de type strombolien. La nature des produits émis, pyroclastites et coulées actuellement observables sur le terrain, renseigne sur ce type d'activité volcanique. Cependant, quelques variations dans les manifestations de ce dynamisme strombolien peuvent être constatées d'un secteur à un autre. Elles se traduisent essentiellement par des différences dans le volume des produits émis, projections et laves, et reflètent par conséquent des différences dans le comportement et la nature physico-chimique des magmas.

Dans les complexes volcaniques plio-quadernaires, les manifestations stromboliennes paraissent plus étendues en phases et en superficie. Elles résultent généralement de l'activité de plusieurs bouches d'émission plus ou moins rapprochées entre elles et dont les produits ont couvert de plus grandes surfaces.

Dans le flanc sud du Djebel Fillaoucène, quatre centres d'émission principaux, les volcans de Boutrak, de Aïn El Maâden, de Sidi Ali Benzomra et de Aïn Fetah, sont responsables de l'édification des pointements volcaniques de la Moyenne Tafna en rive gauche. Ces appareils ont tous émis des projections et des coulées caractérisant ainsi un seul épisode strombolien majeur de la Moyenne Tafna.

Dans les Souhalia, Abbad (1993) et Bendoukha (1995) distinguent également un épisode strombolien unique caractérisé par une mise en place mixte de pyroclastites et de laves résultant du fonctionnement, presque simultané, de plusieurs appareils.

Dans la Basse Tafna ainsi que dans la région d'Aïn Témouchent, les éruptions de nature strombolienne sont plus importantes et sont les produits de manifestation de nombreux appareils. Elles ont connu également des phases d'intermittence marquées par de très nettes

variations dans les conditions et mécanismes de mise en place des produits émis. Globalement dans ces deux secteurs, deux épisodes majeurs peuvent être reconnus (**Fig.9**). Ils sont séparés par une période d'activité magmatique caractérisée par un changement dans les mécanismes de mise en place des produits émis et traduisant un dynamisme volcanique tout à fait particulier : le phréatomagmatisme (Bendoukha, 1987 ; Zerka, 1991 ; Tabeliouna, 1997). Ce changement de l'activité dynamique reflète également des variations dans le contexte géodynamique qui a prévalu au cours du Plio-Quaternaire.

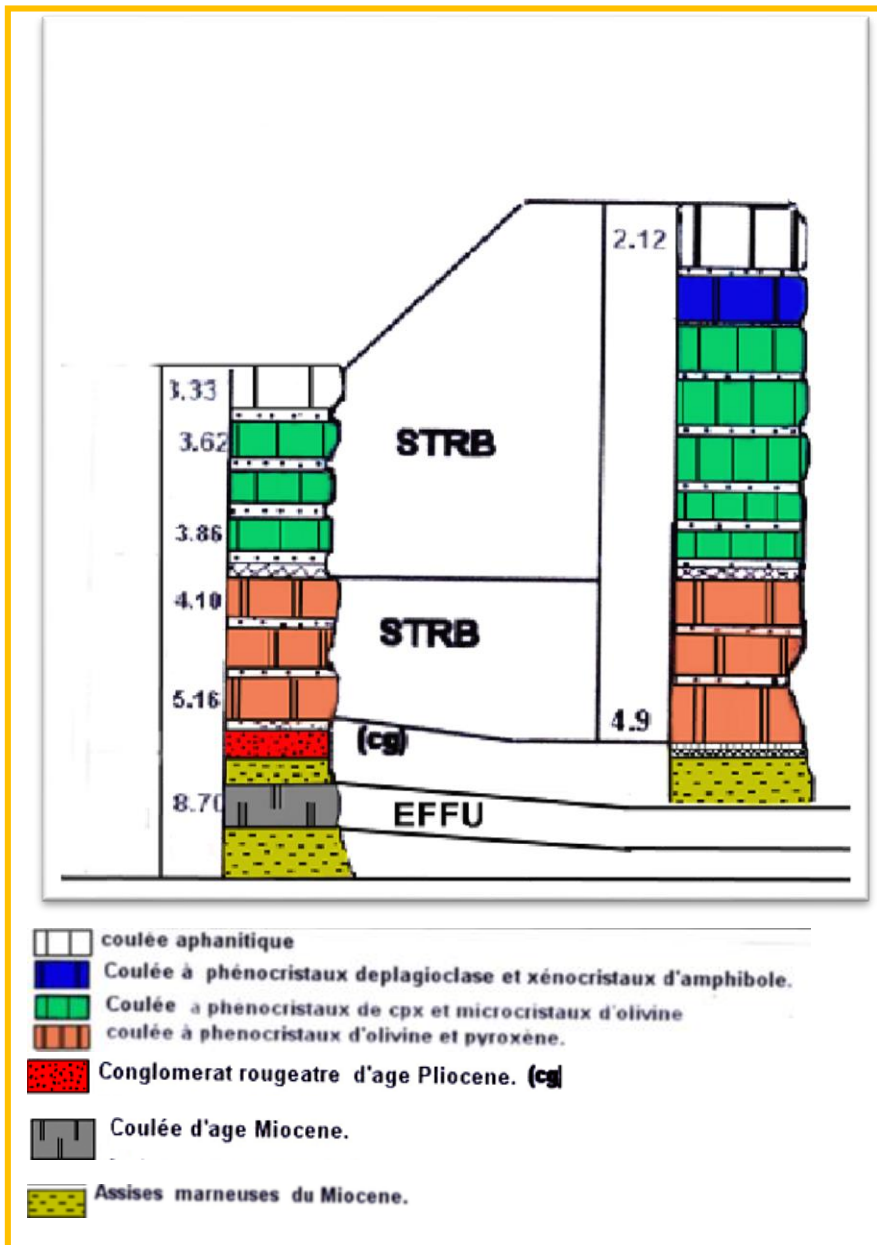


Figure 9 : Position stratigraphique des laves Mio-Plio-Quaternaires de l'Oranie nord occidentale (BENDOUKHA, 2008).

II. Étude pétrographique :

1. Introduction

Le volcanisme Mio-plio-Quaternaire de la moyenne Tafna est caractérisé par l'abondance de coulées basaltiques, andésitiques et rhyolitiques. Les produits volcano-sédimentaires sont les plus fréquents.

2. Pétrographie des rhyolites :

2.1)- Description macroscopique :

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; et 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.



Photo1 : Rhyolite compactes.

2.2)-Description microscopique :

a) La mésostase :

La mésostase est pigmentée par de rares granulations opaques, elle englobe en partie d'abondantes microlites et microcristaux de quartz, ces nombreuses microlites de plagioclase sont disséminées sans contact entre elles, dans le verre, formées ainsi par de rares pigmentations d'oxydes opaques.

b) Les phénocristaux :

Les Phénocristaux sont représentés par les plagioclases, le quartz et la biotite.

c) Le quartz :

Le quartz se présente en cristaux automorphe à sub automorphe, souvent fracturé, ce minéral est isolé dans la mésostase et présente des teintes de biréfringences faibles. Il peut aussi constituer en outre des inclusions de minéraux. Un remplissage secondaire occupe les fractures.

d) Le plagioclase :

Le plagioclase constitue la phase minéralogique la plus abondante, ce minéral présente des réguliers automorphes (section rectangulaire) à macles polysynthétiques fines, certains sont sillonnés par des veinules à remplissages secondaires. Les cristaux de plagioclases sont soit isolés dans la mésostase ou associés à d'autres individus de plagioclases et de quartz ou de biotite.

e) La biotite :

La biotite se présente en baguette allongée de couleur brune, pléochroïque, les teintes de biréfringence sont fortement masquées par la couleur propre du minéral, Les baguettes de biotites sont isolées dans la mésostase, comme elles peuvent être associées à des individus de biotite et de plagioclase.

f) Les textures :

- **Les perlites à une texture sphéroïdique :** la mésostase est marquée par des structures perlitiques sphériques avec des contours de couleur brun-sombre en lumière naturelle, cette mésostase est traversée par des veinules de recristallisations courbées de couleur brune séparant les perles vitreuses.
- **La texture hyaline porphyrique perlitique à tendance fluidale :** Le verre rhyolitique est sillonné par des fissures.

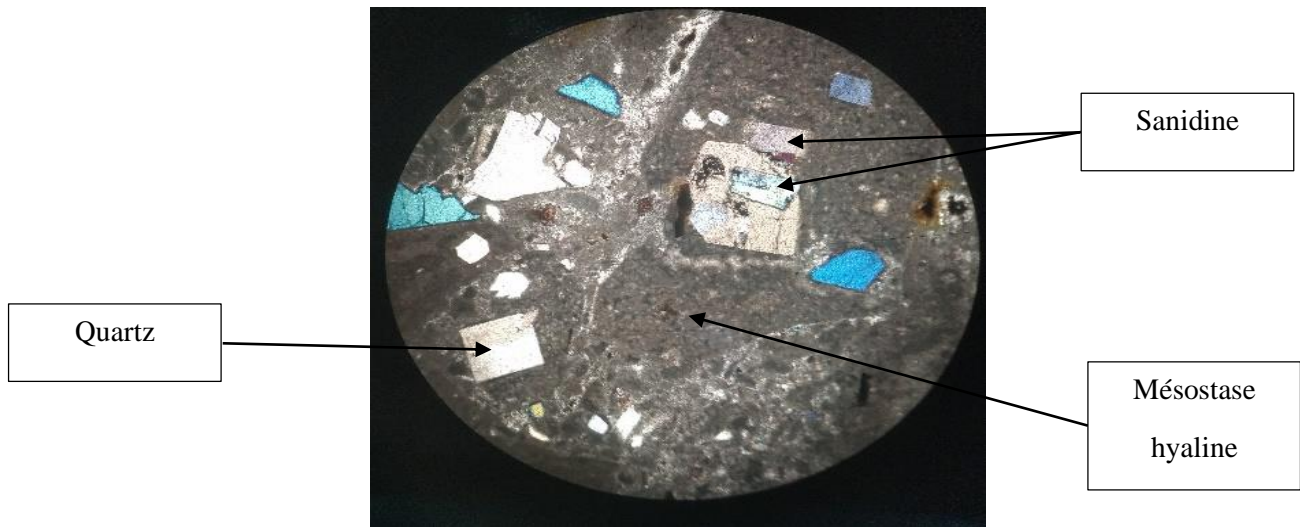


Fig 1 : Microphotographie d'une Rhyolite compacte de Hammam Bouhrara (LPA. Gx4)

3. Les tufs pyroclastiques :

3.1)- Description macroscopique :

Dans les pyroclastite de Hammam Bouhrara on a prédominance de la matrice. Elle est constituée essentiellement de cendre et de poussière volcanique, Ces roches apparaissent localement, sous forme de tufs volcaniques de couleur blanchâtre à verdâtre, formées essentiellement de fragments de roches volcaniques plus ou moins anguleux, de taille millimétrique à centimétrique, et de grains de quartz, de feldspaths d'opagues et des fragments de perlite, ils sont issus directement d'une éruption volcanique.

La matrice perd souvent sa couleur originelle au profit d'altérations. La bentonitisation lui donne une couleur jaunâtre. Ces roches ont un aspect chaotique monogénique (origine volcanique), et hétérométrique plus au moins bien classées.

Ces tufs pyroclastiques peuvent être plus au moins consolidés en pyroclastite. Ces derniers sont généralement friables, mais par endroit ils peuvent être assez durs. Le ciment étant généralement de nature siliceuse.

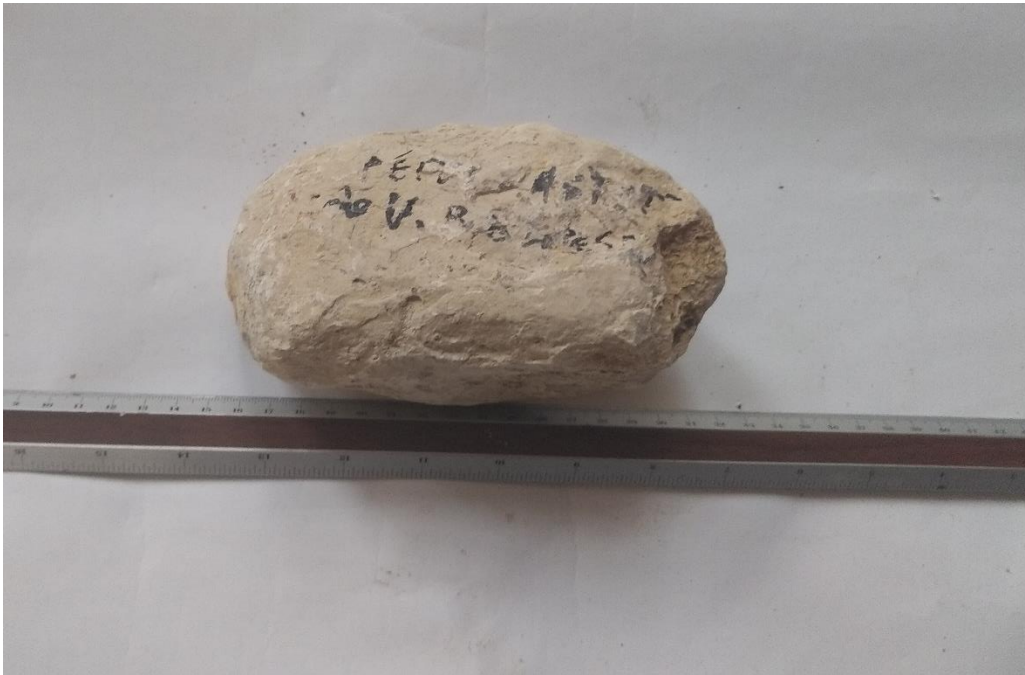


Photo 4 : Tufs pyroclastique

3.2)- Description microscopique :

Les feldspaths :

Ils sont automorphes, parfois à bords sub-arrondis, le plagioclase apparait sous forme de cristaux isolés dans la roche pyroclastique.

Quartz :

Le quartz constitue la phase minéralogique dominante, il existe partout dans la roche. La proportion y est nettement forte d'où le nom de la roche « tuf pyroclastique » : cendreux, grossier à quartz. Il s'agit généralement de cristaux prismatiques, xénomorphes, trapus, en esquille anguleuse, à bords dentelés.

Il apparait aussi sous forme de cristaux isolés dans la mésostase ou associé à d'autres individus comme les oxydes. On note la présence de rares fragments de biotites, ainsi que les séricites authigènes ou de néoformation (altération des plagioclases) qui constituent la phase dominante de la mésostase.

La Phase De Liaison :

Dans les pyroclastites de Hammam Bouhrara on a prédominance de la matrice, les ciments sont rares. Elle est constituée essentiellement de cendre et de poussière volcanique, de couleur généralement brune claire à brune sombre, pigmentée parfois par des granulations d'hydroxydes de fer marron rougeâtre et d'opaques. Cette matrice perd souvent sa couleur originelle au profit des couleurs d'altérations.

Dans ces pyroclastites, les ciments sont rares mais très variés. En effet ; les tufs pyroclastiques consolidés de Hammam Bouhrara montrent souvent une phase de liaison complexe composée de matrice et de ciment(s) de nature très variée.

Les ciments siliceux (ciment d'opale, de calcédoine), ferrugineux et carbonatés sont respectivement les plus abondants. Mais on peut également trouver des ciments à base d'évaporites (anhydrite et gypse).

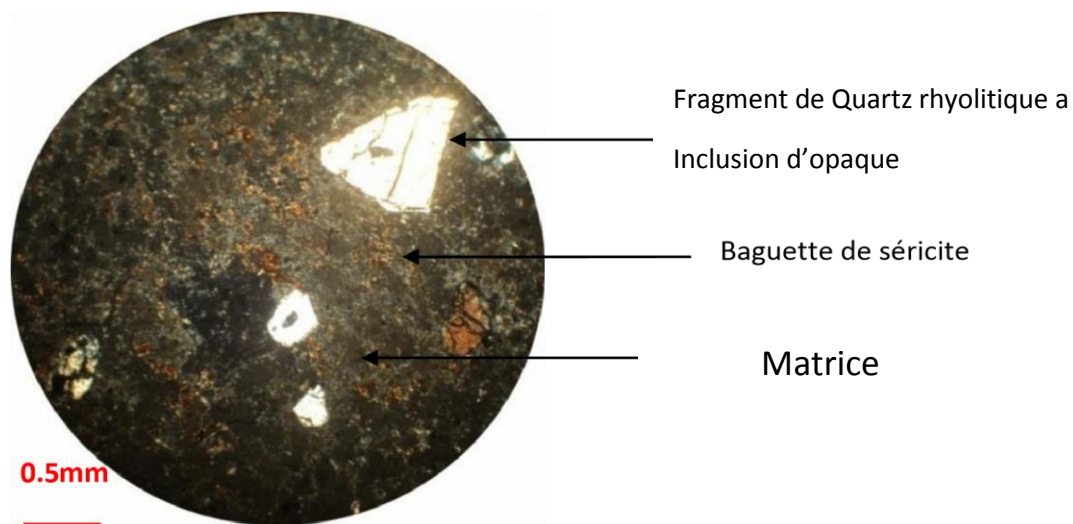


Fig 2 : Microphotographie des tufs pyroclastiques de Hammam Bouhrara (LPA. Gx4).

4. Pétrographie des andésites :

1- Description macroscopique :

Les roches andésitiques de ces laves sont de couleur plus ou moins claire méso Crates. 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.



Photos 3 : Andésite taillé

2- Description microscopique :

Ce sont des laves porphyriques caractérisés par de gros phénocristaux de plagioclase et d'amphibole, de pyroxène ou de mica noir. Ces derniers ferromagnésiens peuvent coexister ensemble dans le même faciès et présentent des variations de proportions dont la présence ou l'absence détermine le type d'andésites.

L'étude microscopique de ces andésites révèle la présence de trois faciès il s'agit :

Des andésites à amphibole, pyroxène et biotite.

Des andésites à pyroxène seul.

Des andésites à biotite seul.

Ces roches présentent une texture microlithique porphyrique à phénocristaux de plagioclase essentiellement ainsi que des ferromagnésiens. Cependant la mésostase est formée des microlites de plagioclase et de quelques oxydes opaques.

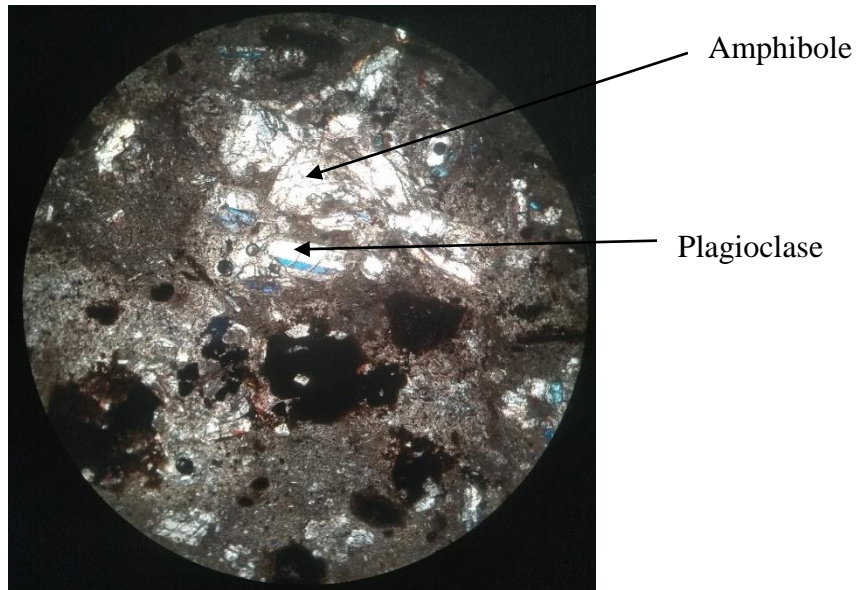
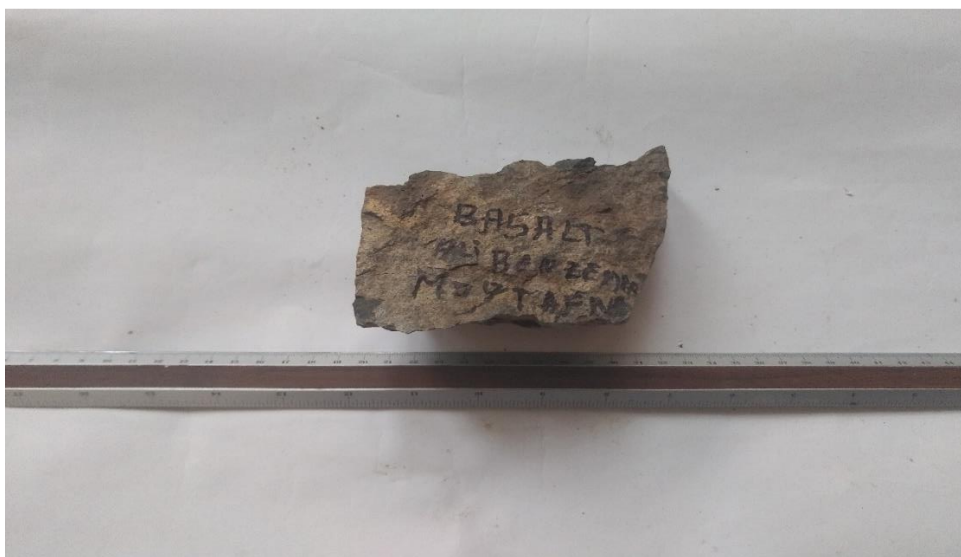


Fig 3 : Microphotographie d'une Andésite taillé de djebel Boukanoun (LPA. Gx4).

5. Pétrographie des basaltes :

1- Description macroscopiques :

Les basaltes miocènes sont à tendance microlithique à microcristalline riche en phénocristaux de Pyroxènes avec une mésostase riche en Plagioclases et en biotites. Les basaltes plio-quaternaires sont à tendance aphanitique. La texture est hyalo porphyrique à rares phénocristaux de plagioclase, d'olivine, pyroxène et amphibole. L'ensemble de ces minéraux occupent 5 à 7% du volume de la roche.



Photos 4 : Basalte Ali Ben Zamera

2- Description microscopique :

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 faciès, il s'agit d'un basalte à olivine, pyroxène, amphibole et plagioclase.

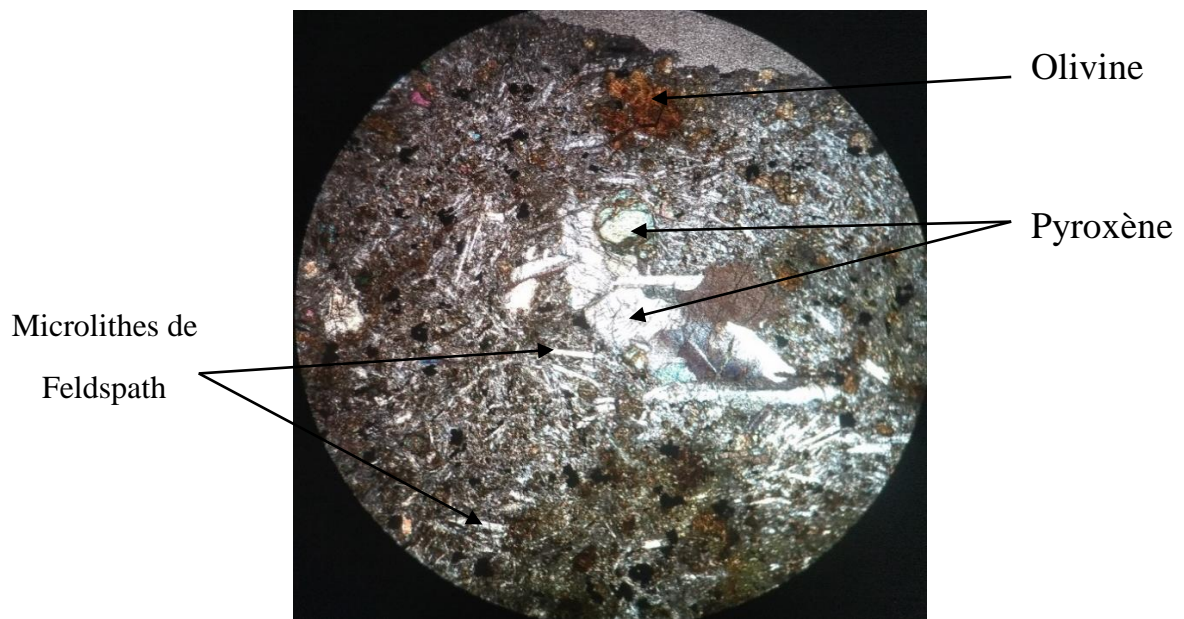


Fig 4 : Microphotographie d'un Basalte d'Ali Ben Zamra (LPA. Gx4).

6. Pétrographie des Granite de Nadrouma :

1- Description macroscopique :

Le granite est une roche plutonique à texture grenue, riche en quartz, qui comporte plus de feldspath alcalin que de plagioclase. Il est caractérisé par sa constitution en minéraux : quartz, feldspaths potassiques (orthoses) et plagioclases, micas (biotite ou muscovite).

Le granite est le résultat du refroidissement lent, en profondeur, de grandes masses de magma intrusif qui formeront le plus souvent des plutons, ces derniers affleurant finalement par le jeu de l'érosion qui décape les roches sus-jacentes. Ces magmas acides (c'est-à-dire relativement riches en silice) sont essentiellement le résultat de la fusion partielle de la croûte terrestre continentale.

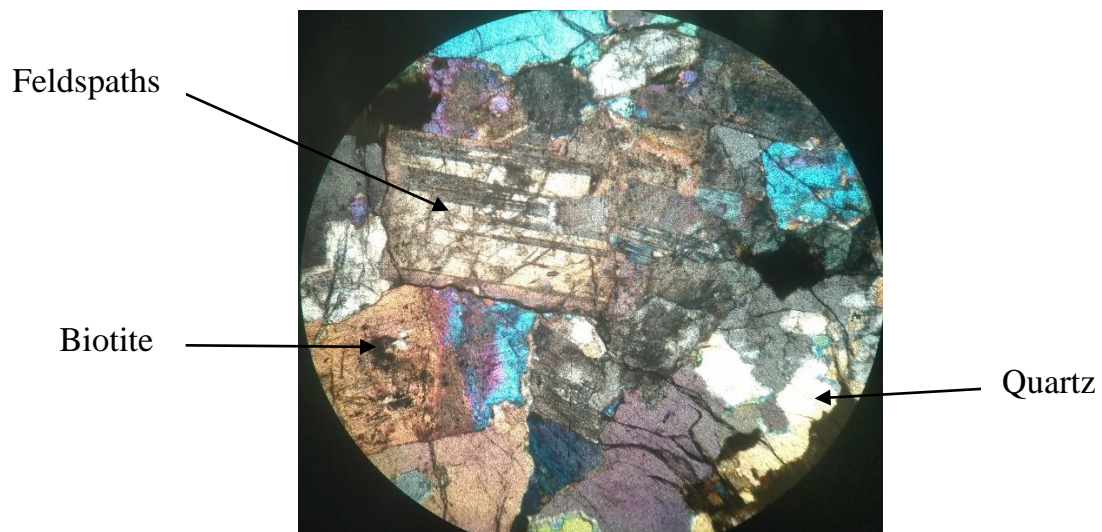


Filons de pégnmatite

Granite

Photo 5 : Granite de Nadrouma

2- Description microscopique :



Feldspaths

Biotite

Quartz

III. Étude géochimique.

1. Introduction :

L'Oranie nord occidentale a connu une intense activité effusive depuis le Miocène jusqu' au Quaternaire. On distingue deux grands épisodes :

- Un épisode miocène à affinité calco-alcaline.
- Un épisode Plio-Quaternaire à affinité alcaline.

Les affinités magmatiques et chimiques sont illustrées par des diagrammes de classification et de variation, construits sur la base de la composition chimique. Projetés sur la figure qui correspond à la Classification de Cox et al. Positionnée sur un diagramme de Harker alcalins-silice, les laves de Hammam Boughrara évoluent dans le champ des rhyolites calco-alcalines. Ces laves présentent des caractères géochimiques acides ce qui atteste d'un degré très poussé, de différenciation

les laves andésitiques et basaltiques des M'sirda précisément de Djebel Bessam basée sur des analyses chimiques, des différentes phases minérales, effectuées à la microsonde électronique au laboratoire de Géosciences Montpellier par Melle Y. Meddi nous pourrons :

- Affiner les observations faites à partir de l'étude microscopique et préciser la nomenclature des minéraux.
- Évaluer les variations de compositions chimiques des phases minérales dans les différentes laves.
- Étudier les substitutions minéralogiques.
- Identifier l'affinité magmatique.

Ces données nous permettront également d'approcher d'une manière empirique les conditions de P et de T de cristallisation de ces roches.

Ce chapitre présente l'étude géochimique des laves calco-alcalines, des laves alcalines et des laves transitionnelles. Les analyses chimiques (éléments majeurs et en trace) sur roches totales. Les standards internationaux utilisés comme échantillons de référence sont : JB2, BEN, ACE, PMS. Les concentrations en Rb ont été déterminées par spectrométrie à absorption atomique. Les principes généraux de ces deux méthodes d'analyse et leur limites d'utilisation sont

En contexte orogénique de subduction - collision, les variations géochimiques des magmas peuvent rendre compte de divers paramètres ou processus :

- La nature des sources mantelliques et leurs caractères plus ou moins, résiduels avant la métasomatose et l'importance de l'enrichissement en éléments incompatibles au cours de cette dernière.

- Les modalités de la fusion partielle de la source mantellique : le type de fusion, le pourcentage du taux de fusion et les conditions pression et température lors de cette dernière.

- Les processus d'évolution des liquides magmatiques : modalités de la cristallisation fractionnée, l'intervention de la contamination infra-crustale, l'assimilation de l'encaissant pendant la cristallisation, la nature de cet encaissant et l'importance des fractionnements minéraux durant cette évolution.

Ces processus pétrogénétiques et géochimiques sont eux-mêmes conditionnés par des caractères géodynamiques spécifiques de la zone de subduction-collision concernée notamment par :

- Le temps séparant le début de la subduction et la mise en place des magmas considérés
- La position spatio-temporelle des magmas par rapport à la zone de subduction.
- La multiplicité des processus pétrogénétiques mis en œuvre aux différents stades de l'évolution des magmas rend l'identification et la caractérisation des sources mantelliques plus difficiles.

- L'étude géochimique s'attachera à définir le rôle relatif des différents processus en utilisant les principaux outils géochimiques (majeurs, traces, isotopes).

Une discussion sur la nature des sources mantelliques suivra, ainsi que l'évolution spatio-temporelle du volcanisme de L'Oranie.

2. Les laves calco-alcalines :

Pour cette étude nous avons effectué des analyses chimiques sur roches totales (majeurs, trace et terres rares).

L'ensemble des résultats est reporté dans les tableaux suivants.

Ces roches, globalement fraîches, montrent des pertes au feu comprises entre 1.44 % et 3.12 % pour les andésites et entre 0.57 et 1.93 % pour les dacites.

Dans les rhyolites, l'intervalle de variation de la perte au feu est plus grand et peut atteindre jusqu'à 5 % ce qui dénote l'altération très poussée de ces roches. Notons par ailleurs que les rhyolites prélevées ont toutes silicifiées.

Selon les analyses chimiques effectuées au laboratoire de Montpellier on a obtenu les résultats suivants :

- **Tableau 1** échantillons rhyolitiques.
- **Tableau 2** échantillons basaltique miocène.
- **Tableau 3** échantillons basaltique plio-quadernaire.
- **Tableau 4** échantillons andésitique.

Si O2	75,49	70,34	74,54	75,26	72,89	77,31
Al O2	9,84	11,45	13,41	11,59	13,52	11,53
Fe O3	0,81	1,61	0,48	0,73	0,29	1,23
Fe O3	0,06	0,49	0,39	0,14	0,6	0,83
Mn O	0,06	0,8	0,07	0,02	0,12	0,04
Mg O	0,2	0,59	0,07	-	-	0,49
Ca O	1,65	2,34	0,3	0,26	0,03	2,25
Na2 O	2,9	4,5	4,14	3,52	3,96	2,5
K2 O	3,58	3,72	3,99	4,04	4,31	1,8
Ti O2	0,08	0,2	-	-	-	0,42
P2 O5	0,16	0,18	0,01	-	-	0,11
PAF	4,9	4,85	2,53	3,29	3,55	0,89
Total	99,73	100,35	99,93	98,85	99,27	99,9

Tableau 1 : échantillons rhyolitiques.

1. L'analyse basaltique miocène.

L'activité volcanique de type basaltique entre 10 Ma et 8Ma ces basaltes miocène constituent deux ou trois coulées selon la région, elle présentent des caractères pétrographique et chimique similaire leurs étude appellait donc une analyse commune

Cependant, associées à ces basaltes la présence de l'amphibole brune dans la coulée supérieure du cap kelah (M'sirda)

Et des similitude pétrographique et chimique à l'Ain Romana (moyenne Tafna)

Les épanchements basaltique d'âge miocène de la moyenne Tafna peuvent être regroupée en plusieurs cendre :

- Sur la rive droite, les basaltes sont localisés autour du secteur de Ain Romana associés à des bombes de laves et des tufs pyroclastique indiquant la proximité d'un ancien cratère ,

Vers l'ouest deux coulées limitées par une faille NE-SW font suite à ces gisements, la coulée inférieure constituée de lave basaltique noire, montre par endroit des cristaux d'olivine d'une dizaine de mètres d'épaisseur, elle présente une assise rubéfiée et de débite en boule. Elle surmontée par une autre coulées basaltique recouvrent plus loin vers l'ouest une venue de la même lave de couleur miel reconnue dans le secteur de hajaret El Kahla

- le secteur de hadjaret kahla constitue un véritable neck auquel on peut rattacher la coulée qui descend jusqu'à la tafna ,il s'agit d'une lave basaltique sombre accumulé sur une épaisseur de l'ordre de dizaine de mètres

L'ensemble se perd, vers le nord, sous le miocène supérieur post-nappe, l'analyse pétrographique de l'ensemble des roches volcaniques du secteur d'Ain Romana relève que la coulée inférieure et moyenne sont identiques à celles du secteur de hadjaret el kahla dont on aurait ici des témoins plus septentrionaux. La coulée supérieure, quant à elle, devrait être rattachée au volcan d'Ain Romana

En conséquence, d'après la nature des roches et leur disposition, un épisode volcanique acide a précédé les éruptions basaltiques et hadjaret el kahla d'Ain Romana

-Sur la rive gauche, des coulées volcanique sont visibles au nord -Est de djebel fillaousséne des épanchements plus récent que ceux de Ain Romana il existe dans ce secteur une coulée inférieure interstratifiée dans la partie supérieure du miocène continental post-nappe surmontée par endroits, par un niveau conglomératique et une série de coulée volcanique qui leur font suite.

Si O2	48,79	54,94	49	47,87	49,51
Al2 O3	18,51	17,42	18,71	19,01	17,31
Fe2 O3	4,88	5,09	6,53	4,51	4,98
Fe O	4,74	3,52	2,05	4,38	3,62
Mn O	0,08	0,05	0,08	0,08	0,14
Mg O	6,42	2,96	5,65	5,65	7,15
Ca O	6,66	6,32	9,92	8,28	8,66
Na2 O	3,34	3,6	2,3	2,41	2,84
K2 O	0,6	2,1	0,6	0,6	1,08
Ti O2	1,2	1,5	1,56	1,77	1,39
P2 O5	0,36	0,45	0,55	0,8	0,4
PAF	4,27	1,72	2,89	3,84	2,84
Total	99,95	99,67	99,84	98,99	100,4

Tableau 2 : échantillons basaltique

3. L'analyse basaltique plio-quadernaire.

Les basaltes plio-quadernaire sont de texture microlites porphyrique il constitue de phénocristaux qui sont représentés par le Clinopyroxène, l'olivine, et le plagioclase dont la mesostase qui est de même nature que ces minéraux

Les basaltes sont cependant le plus fréquemment composé par un assemblage de microcristaux de plagioclase, d'olivine de Clinopyroxène et d'oxydes opaques, en plus de ces minéraux, un hornblende basaltique apparaît dans certains secteurs.

Si O2	44,38	50,31	50,39	48,23	48,45	42,54	44,51	46,03	43,76	44,71	42,39	43,65
Al O3	17,06	19,71	19,5	16,79	17,14	14,89	14,21	16,85	13,92	17,49	16,68	16,56
Fe O3	4,85	4,77	3,89	1,75	2,12	5,57	5,96	5,22	4,9	5,27	5,5	5,45
Fe O	3,87	2,77	3,23	6,72	6,68	4,69	3,5	3,45	4,3	4,13	5,41	4,55
Mn O	0,17	0,22	0,23	0,14	0,15	0,18	0,18	0,19	0,18	0,2	0,21	0,19
Mg O	3,57	1,71	1,48	6,34	6,81	5,95	8,72	4,7	8,51	4,31	5,35	5,26
Ca O	9,47	6,6	5,82	9,4	9,97	11,64	11,11	9,41	10,69	9,23	10,59	10,62

Na ₂ O	4,46	5,47	6,83	3,45	3,67	3,66	4,1	4,4	3,76	5,38	4,96	4,62
K ₂ O	1,79	3,21	3,23	1,06	0,97	0,67	0,52	1,79	0,6	0,98	0,68	0,77
Ti O ₂	2,17	1,35	1,3	1,58	1,51	3	2,38	2,08	2,45	2,44	2,9	2,7
P ₂ O ₅	0,81	0,66	0,57	0,26	0,25	0,72	0,61	0,55	0,56	0,71	0,74	0,68
PAF	7,02	2,39	1,94	2,56	2	4,66	3,14	4,91	4,7	4,48	4,2	4,7
Total	99,62	99,17	98,41	98,28	99,72	98,17	98,94	99,58	98,33	99,33	99,61	99,75

Tableau 3 : échantillons basaltique plio-quaternaire.

4. Analyse andésites :

Une activité d'âge 8.5-9.6 Ma, représenté par des émissions andésitiques qui constituent l'essentiel du massif et son épaisseur est estimée à 300 m. Elles se présentent sous forme de coulées de laves, de tufs gris, et de brèches

Les facies andésitiques du massif des M'sirda plus précisément Djebel Bessam et Djebel Boukanoune sont extrêmement monotone. Elles sont aisément représentées dans Les deux appareils volcaniques sous forme de coulées prismatiques fracturées, de brèches et de dykes métriques.

Les andésites observées montrent une patine rosâtre, de couleur gris claire à la cassure. Ils sont regroupées en trois groupes la distinction ce fait selon les minéraux ferromagnésiennes des phénocristaux : pyroxènes amphiboles et biotite qui peuvent être présents seuls ou simultanément et dans des proportions très variables.

Si O ₂	55,60	56,50	54,60	53,41	53,54	54,57
Al ₂ O ₃	15,17	17,53	17,7	17,75	17,17	17,49
Fe ₂ O ₃	2,63	4,23	3,6	3,24	3,49	4,37
Fe O	3,42	3,15	4,2	6,25	5,42	3,60
Mn O	0,10	0,11	0,18	0,17	0,16	0,14
Mg O	5,06	3,59	3,9	4,78	4,87	3,91
Ca O	7,44	6,75	7,6	9,54	7,92	8,21
Na ₂ O	3,07	4,08	3,3	2,60	3,58	2,62
K ₂ O	2,50	1,95	2,1	0,68	1,06	2,01
Ti O ₂	0,62	1,01	0,91	0,79	1,37	0,80
P ₂ O ₅	0,38	0,35	0,30	0,14	0,31	0,25
TOTAL	95,99	99,25	98,39	99,35	98,89	97,97

Tableau 4 : échantillons andésitique.

Selon les analyses chimiques des différents échantillons du volcanisme de la moyenne Tafna et Souahlia le diagramme de Cox l'existence de :

- Rhyolites calco-alkalines
- Basaltes calco-alkalines
- Andésites transitionnels
- Basaltes alcalins

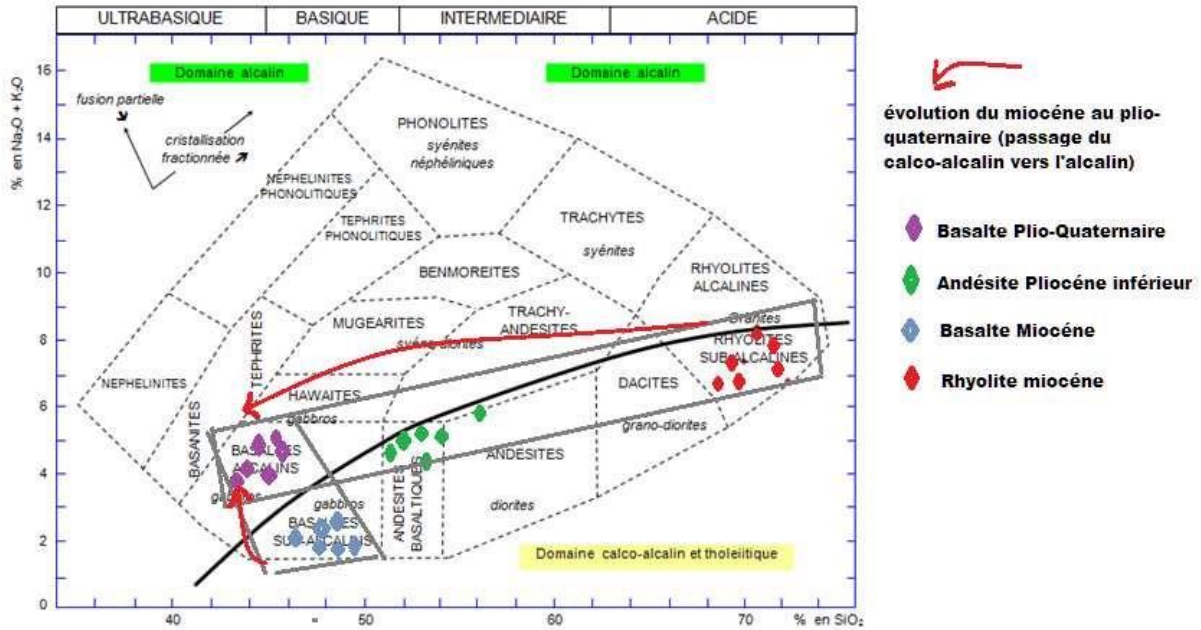


Figure.1 classification de COX et AL, positionnée sur un diagramme de Harker alcalin-silice

5. Études des températures et pressions de mise en place :

1- Les rhyolites :

L'équilibre existant dans ces rhyolites entre plagioclases et feldspaths alcalin permet de déterminer la température de mise en place des dômes rhyolitiques.

Les travaux expérimentaux de Nekvasil et Burnham 1987 permettent de faire un certain nombre de calculs de la température d'équilibre des feldspaths. Le logiciel SOLVCALC 2.0 permet de faire ces calculs.

En faisant rentrer les données des analyses chimiques des couples plagioclase-feldspaths des rhyolites depuis la périphérie et jusqu'au cœur du dôme de Hammam Boughrara nous avons pu mettre en évidence la zonation thermique lors des mises en place.

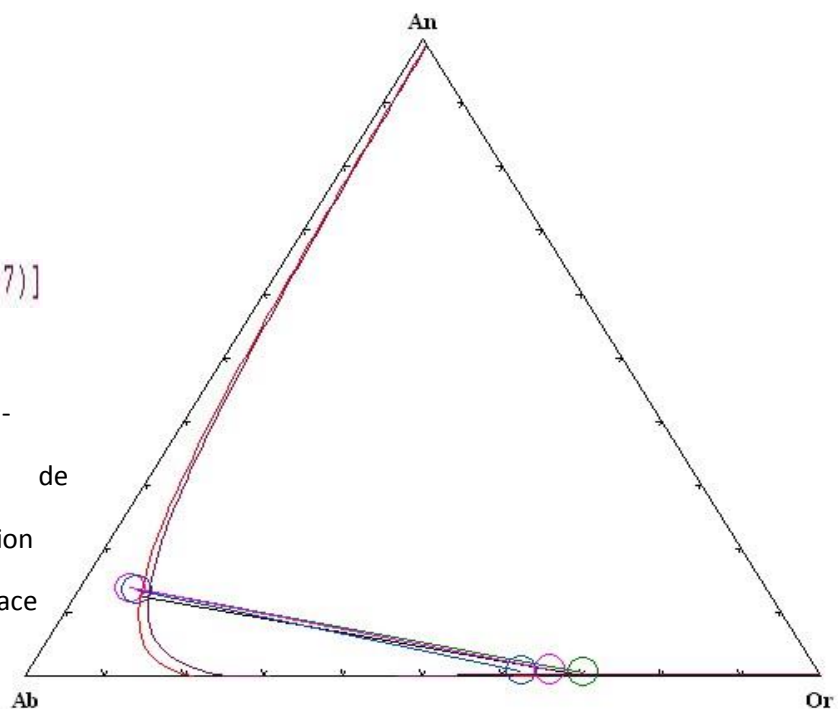
Selon les calculs effectués, la température de mise en place varied' environ 100°C depuis la périphérie jusqu'au cœur du dôme (de 589°C à 681°C).

Les calculs effectués sur la base des travaux de Green & Usdansky 1986 ont donnés des résultats analogues. Ainsi, la température moyenne de mise en place des dômes rhyolitiques de Hammam Boughrara est estimée à environ 600°C.

T(C)=622.9	P(Kb)=0.001
T(C)=644.9	P(Kb)=0.001
T(C)=681.0	P(Kb)=0.001
T(C)=665.6	P(Kb)=0.001
T(C)=589.0	P(Kb)=0.001
T(C)=622.0	P(Kb)=0.001

[Nekvasil and Burnham (1987)]

Figure.1: Calculs des isothermes dans le système Albite-Anorthite-Orthose des feldspaths de Hammam Boughrara Détermination de la Température mise en place



6. Géothermobaromètres :

L'étude géothermobarométrique permis d'estimer les conditions (T° et P) de cristallisations des minéraux. Compte tenu de la composition minéralogique de nos roches nous avons pu utiliser les géothermobaromètres suivants : les amphiboles, les pyroxènes et le couple amphibole-plagioclase.

- **Le géo baromètre des amphiboles :**

Plusieurs auteurs utilisent les teneurs en Al dans les amphiboles pour déterminer les conditions pressions de leur formation. Ils se basent sur le fait, que l'activité d'Al dans les magmas calcoalcalins varie en fonction de la pression et que la substitution simple relie Al^{total} et Al^{IV} .

- En 1986, Hammarston et Zen proposent l'équation empirique suivant :

$$P \text{ (Kbar)} = -3.92 + (5.03Al^{total}).$$

- Hollister et al en 1987 ont proposé un baromètre de Al^{total} dans la hornblende en donnant l'équation expérimentale suivant :

$$P \text{ (Kbar)} = -4.76 + (5.64Al^{totale}).$$

- Récemment Max Schmidt en 1992, établit une nouvelle relation à partir des données expérimentales suivant :

$$P \text{ (Kbar)} = -3.01 + (4.76Al^{totale})$$

Le tableau suivant donne les différentes valeurs des pressions selon les auteurs :

Selon hammarstron et Zen 1986						
P (Kbar)	7,31	7,74	6,22	6,3	6,56	6,28
Selon Hollister et al 1987						
P (Kbar)	7,83	8,31	6,61	6,7	6,99	6,67
Selon Schmidt 1992						
P (Kbar)	7,62	8,02	6,59	6,66	6,91	6,64

Les pressions calculées selon les différentes équations donnent des valeurs qui oscillent entre (6.9 et 8.31 Kbr). Ces pressions élevées suggèrent que le magma des roches étudiées sont formés dans des conditions barométriques élevées, à des profondeurs importantes dépassant les 15 kilomètres (Louni, 2002).

- **Géothermomètre des amphiboles :**

En se basant sur le teneur de Ti dans les amphiboles on peut estimer la température de cristallisation de ces roches. Deux géothermomètres ont été proposés.

- **Le géothermomètre de Colombie (1988) :**

$$T^{\circ}\text{C} = 980 \square\square\text{Ti (cation)} + 600$$

Les teneurs en Ti des amphiboles des roches andésitique de Djabel Bassem, (on considérant que les amphiboles ayant des teneurs en Ti > 0.08) donnent des valeurs des températures classées sur le tableau suivant :

selon Colombie						
T C°	835,35	874,88	832,71	845,89	839,79	846,12

Les valeurs des températures peuvent estimer comme étant supérieure à 800°C.

- **Le géothermomètre de Féménias et al, (2006) :**

$$-\text{Ln [Ti] amphibole} = (b/T) - c.$$

Avec b= 2603 et c = 1.70 (Constantes d'après Heltz 1973).

L'utilisation de ce géothermomètre basé également sur la saturation de l'amphibole en Ti des roches e Djabel Bassem donne des températures légèrement moyennes illustrées dans le tableau suivant :

Selon Féménias						
T C°	832,56	876,07	829,57	844,39	837,57	844,65

Les données de la géothermométrie des auteures donnent des valeurs voisines d'un degré moyen proches des 800 C°.

- **Géo baromètre des pyroxènes :**

Tableau des résultats basés sur le géo baromètre des pyroxènes d'après (Nimis et Ulmer, 1998).

P (Kbar)	3.61	3.63	3.49	2.29
----------	------	------	------	------

Le géobaromètre des pyroxènes des pressions aussi élevé qui font 2.29 jusque 3.63 Kbar qui définit les conditions de pression de formation de ces pyroxènes.

- **Géothermomètre des clinopyroxènes :**

Les projections des différents teneurs des pyroxènes dans le schéma de Lindsley, 1993 montrent des températures qui varie entre 950 C° et 550 C° et qui se concentre dans un champs d'une température moyenne de 800 C° qui sont voisine des différentes méthodes de calcules, figure

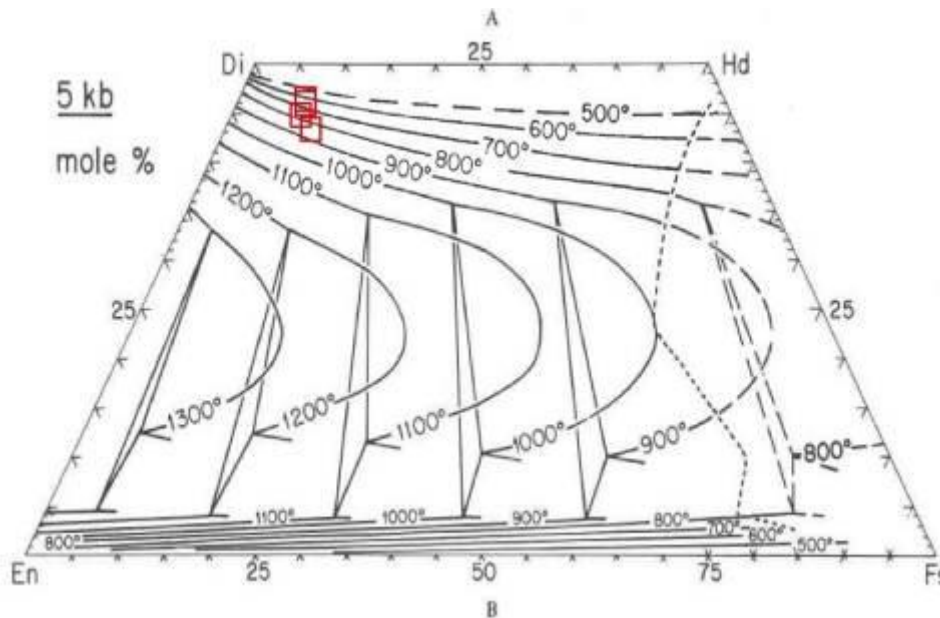


Fig. Géothermométrie des clinopyroxènes de Djebel Bessam dans le diagramme Lindsley 1993.

- **Le géothermobaromètres de couple Amphibole /Plagioclases :**

Tableau des calculs des températures et pressions sur le couple Amphiboles/Plagioclases par (Holand et Blundy, 1994).

T (C°) HB2	750,14	807,68	808,13	812,31	810,43	816,88
P(Kab) HB2	5,2	4,95	3,74	3,68	3,93	3,52

Les résultats de températures obtenu selon ce model sont similaire varies entre les 750 C° jusque 816 C° et sont voisine ce qui définit la température de formation de ces laves.

Dans les résultats de la pression on remarque des valeurs élevés qui varie entre 3.52 jusque 5.20 Kbar mais au cours de décroît.

❖ Conclusion de l'étude minéralogique et géothermobarométries :

L'étude minéralogique des laves andésitiques et basaltiques de Djebel Bessam nous a permis de connaître la nomenclature et les substitutions des différents éléments chimiques dans ces minéraux. Elle nous a permis également de montrer que les pyroxènes de type augites et diopside sont plus au moins calcique et plus ferrifère à titanifère.

Cependant, les amphiboles sont

Les amphiboles étudiées des andésites de Djebel Bessam sont de type ferros, pargasite et hornblende dont monte le diagramme de projection dans ce chapitre, et pour leur substitution nous avons obtenu des résultats sur les diagrammes où la substitution adénitique marque une préférence corrélative, par contre les autres diagrammes ne montrent aucune corrélation sauf quelques faibles substitutions dans les diagrammes titanifère.

Les plagioclases dont nous avons étudié de différentes laves andésitiques et basaltiques montrent que dans les andésites sont de type andésine et labrador (An_{47}) et pour les basaltes sont de type bytownite (An_{80}) avec présence des plagioclases sodiques de type sanidine.

La biotite des andésites sont aussi ferrifère qui le montre les diagrammes précédents de ce chapitre avec une démonstration de l'affinité qui sont calco-alcalin.

L'olivine des basaltes sont de type chrysolite où montre aussi une décroissance de la teneur en Mg et augmentation de dosage de Fe.

Dans les études géothermobarométriques de ces laves, nous avons obtenu des valeurs voisines pour la température qui atteint les 800°C en moyenne, et pour la pression les calculs selon les géobaromètres sont variables qui donnent des valeurs de 6 à 8 Kbar pour les géobaromètres des amphiboles et des valeurs de 3 à 5 Kbar pour les géobaromètres de pyroxènes. Dont nous avons donné une moyenne de 5 Kbar pour la formation de ces laves.

7. Conclusion à l'étude volcanologique

L'étude des analyses chimiques effectuée au laboratoire géoscience de Montpellier par Boukhedimi ont obtenu ces résultats :

- On a eu une série magmatique complète du pôle rhyolitique au pôle basaltique, cette série magmatique correspond à une série calco-alcalin au miocène (rhyolites de hammam boughrara, Ain torba qui sont calco-alcaline, et les basaltes miocène Ain Romana hadjrat kahla)

Cette série devient transitionnelle au pliocène inférieur (andésite calco-alcalin volcanisme andésitique)

- Au plio-quatenaire le volcanisme devient basaltique et alcalin (Boutrack, bou Kiou).

L'étude volcanologique des complexes éruptifs de la région de Maghnia montre certaines variations dans les conditions et les mécanismes de mise en place des produits éruptifs. Ces variations traduisent également des différences dans la nature et le volume des apports volcaniques ainsi que du contexte géodynamique prévalant au cours des manifestations éruptives.

Ainsi, l'activité strombolienne est très importante et a permis l'installation de nombreux volcans qui ont parfois fonctionné simultanément en émettant d'importants volumes de produits éruptifs.

Le flanc sud du Djebel Fillaoucène a donné naissance à des épanchements volcaniques qui recouvrent une surface assez importante.

Les épanchements volcaniques ont commencé par :

- Le dôme rhyolitique de Hammam Boughrara et les épanchements basaltique miocène à Ain Romana et Hardjrat Kahla
- Au Pliocène inférieur, des émissions andésitiques (strato-volcan) qui témoignent des épisodes mixtes (phase explosif, effusif)
- Au plio-quadernaire un autre volcanisme s'est manifesté avec l'appareil de Boutrack et Bou Kiou et là, nous notons l'existence des dykes basaltiques qui ont traversé les andésites.
- Le mode de gisement du fonctionnement des appareils volcanique de Maghnia ont un effet conditionnée par la fréquence et la quantité des dépôts volcano-sédimentaire émis.

Les appareils volcaniques rhyolitiques avec un magma riche en silice supérieur à 75%, le magma visqueux dont le comportement strombolien (explosion volcanique, phase explosif) ce qui a conduit aux dépôts volcano-sédimentaire pyroclastique très fréquent.

L'appareil volcanique andésitique moins visqueux sont marqués par la présence de strato-volcan leurs modes de fonctionnement été mixte avec des phases explosifs, effusifs.

De ce fait les dépôts pyroclastiques andésitiques sont très localisés au niveau de l'appareil andésitique nord-ouest de Maghnia.

Les produits basaltiques sont basique $\text{SiO}_2 \sim 40\%$, de ce fait ils sont marqué par des épisodes effusifs (donc peu de produit pyroclastique)

Chapitre 4 :
Étude des déformations Mio-
Plio-Quaternaire

I. Introduction

La tectonique active peut se manifester par des traces directes telles les Ruptures en surfaces le long des failles sismogènes -> Et indirectes, comme les séismites.

Généralement les effets induits tels que les tsunamis, les glissements de terrains et les liquéfactions sont souvent associés aux moyens et forts séismes ($M \geq 5$). Ils laissent des traces dans le registre sédimentaire et constitueraient alors des témoins de l'occurrence de paléoséismes.

Les Séismites , qui sont des effet induits , sont des liquéfaction d'origines sismiques que l'on retrouve dans les sédiments meubles (Seilacher, 1969;Plaziat et Ahmamou., 1998; Montenat et al., 2007). Ce sont des déformations dues au comportement thixotropique des sédiments non consolidés et saturés en eau. Ces déformations sont le résultat de phénomènes vibratoire dont l'origine peut être diverse (dans le cas des séismites, l'origine est sismique). Les seismites sont des déformations syn-sédimentaires co-sismiques, qui ce forment lors du dépôt ou juste après (avant la lithification, elles ce produisent toujours en surface), par une phase fluidisée qui peut être expulsé et/ou injectée.

La particularité principale des séismites est de ne pas obéir au schéma classique de la déformation (élastique, plastique, rupture), on ne peut pas placer de contrainte maximum (σ_1) sur ces déformations. Ils ont une déformation dite « Hydro plastique », à la manière d'un liquide, caractérisé par sa viscosité, qui définit les différentes formes de ces déformations sur le terrain.

Les seismites constituent des structures assez complexes, combinant des déformations souples et cassantes avec des ruptures de roches dures et/ou des injections de sédiments meubles, de formes plissées , ridées et fluides qui sont généralement superposées à des structures sédimentaires non perturbées. A

l'exemple des Dykes de sable qui comprennent des dykes intrusifs qui sont formés par l'intrusion 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 souvent périodiquement distribuées (Montenat et al, 2007).

Les séismites quaternaires sont très intéressantes en raison de leur utilisation dans les études d'évaluation de l'aléa sismiques (Sims1975 ; Marco et al ., 1996;. Obermeier, 1996).

Les recherches et les travaux sur les déformations d'origines séismique visent à rassembler des données de terrain pour la recherche de paléo-séisme en Oranie , voir en Algérie du nord. Le but est de décrire des évidences géologiques de déformation de sdiments meubles et discuter leur origine sismique (Boukhedimi, 2017). Montenat et al 2007 ont classées les effets des séismes sur les sédiments en trois catégories (figure ci-après) : (1) les phénomènes gravitaires induits par les tremblements de terre, (2) la fracturation de la roche dure, et (3) les séismites. Nous nous baserons sur cette classification pour l'étude des séismites de notre région.

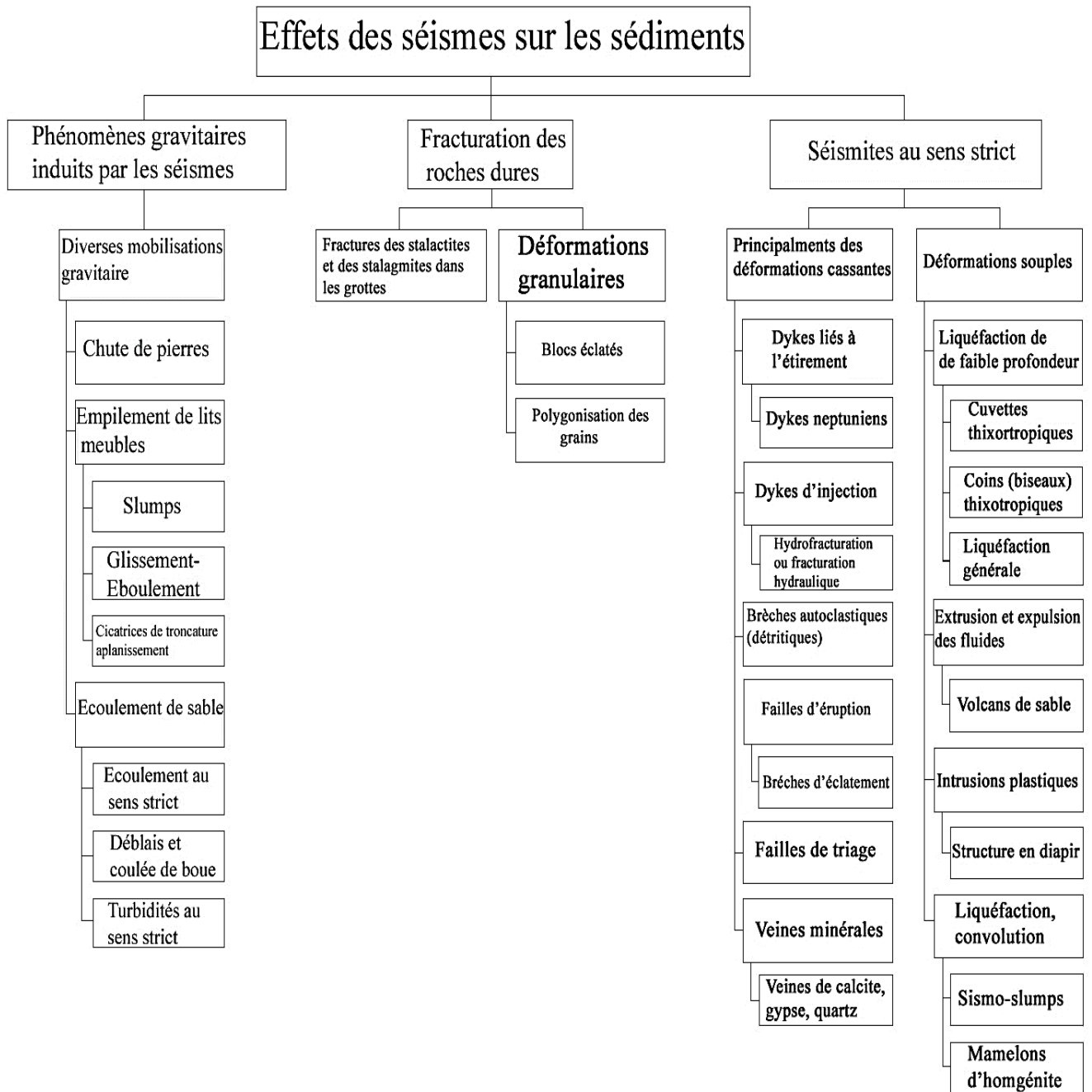


Figure 1 : Classification des effets des séismes sur les sédiments selon Mentanat et al 2007.

Afin de caractériser les déformations des dépôts de notre secteur nous avons effectué une série d'études pour voir le potentiel de liquéfaction de ces dépôts.

La stratigraphie du secteur d'étude est résumée dans la figure ci-après :

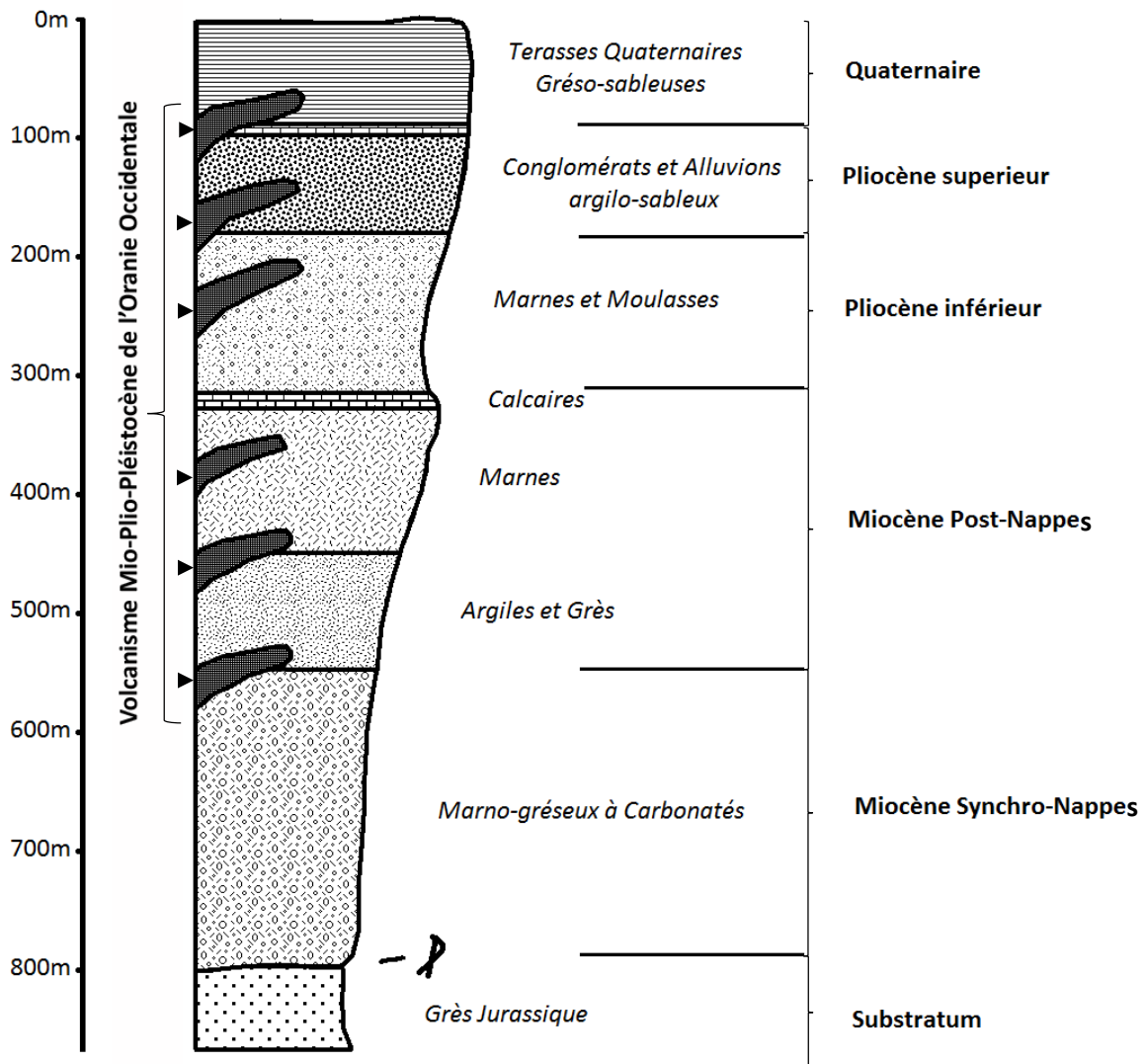


Figure 2 : Colonne litho stratigraphique synthétique des dépôts Mio-Plio-Quaternaires de zone d'étude.

II. Analyse granulométrique des terrasses plio- Quaternaire :

Afin de déterminer les faciès à l'origine des déformations thixotropiques nous avons effectué une étude granulométrique ainsi qu'une analyse micropaléontologique

Cette étude a donné les résultats suivants :

- **Analyse microfossile** : nous avons retrouvé les microfossiles suivants :



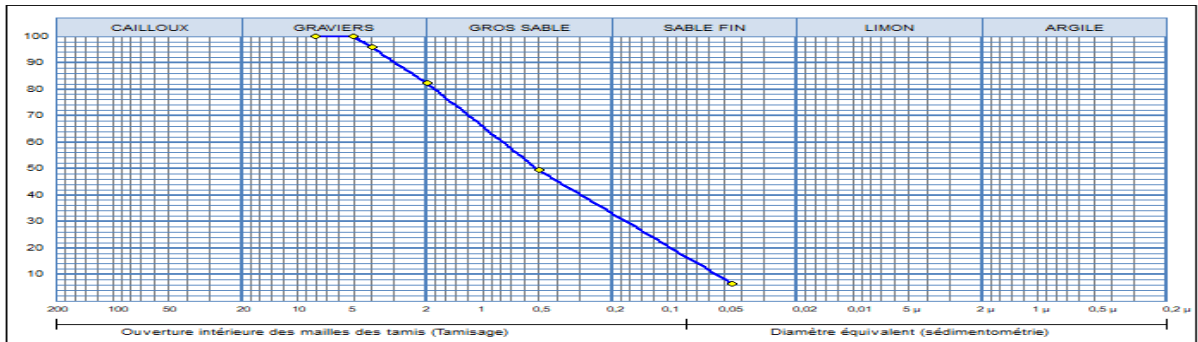
Figure 3 : Gastropodes continentaux des terrasses Quaternaires de la Tafna



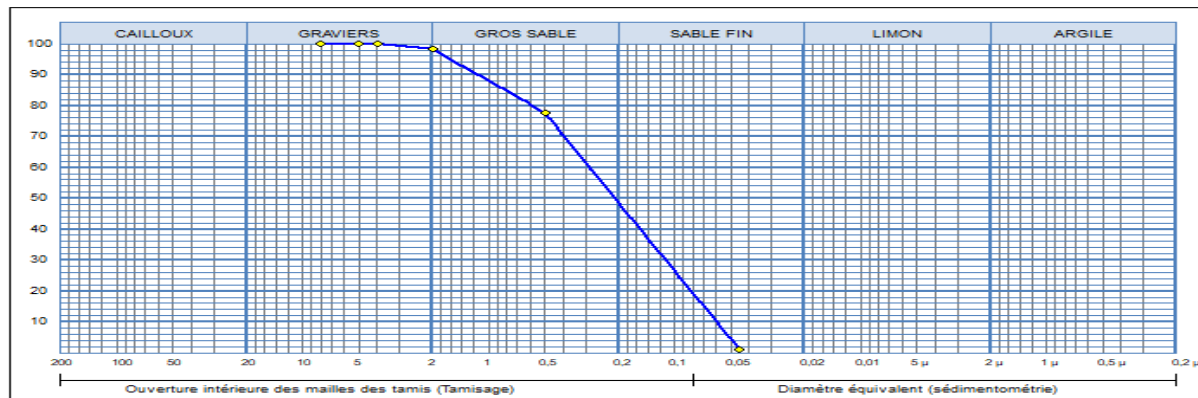
Figure 4 : Il s'agit de *Globorotalia margaritae* typique du miocène supérieur – pliocène inférieur à moyen des terrasses marines plio-quaternaires de la Tafna et Souahlia

III. La granulométrie

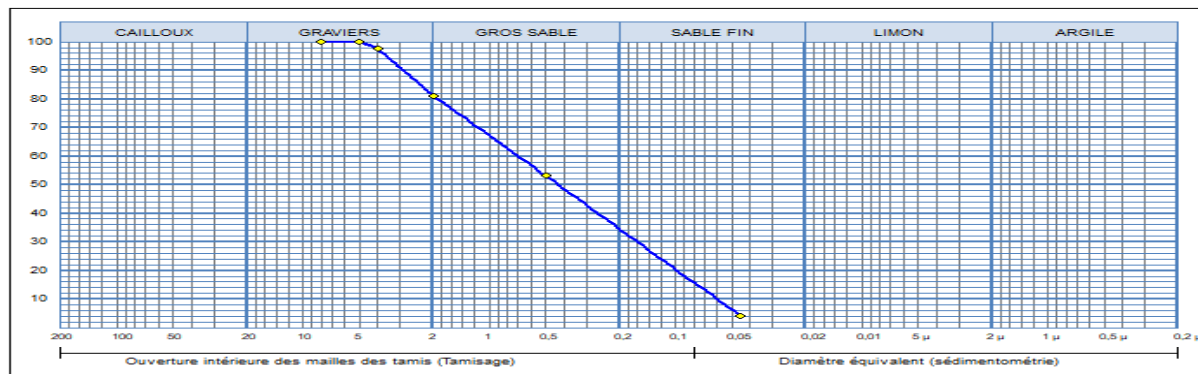
A



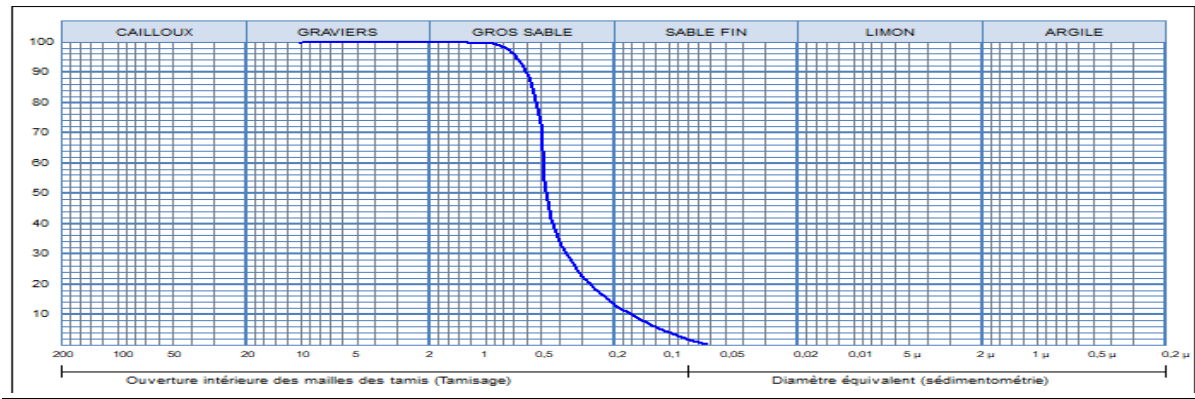
B



C



D



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

Tab.2. Les dépôts analysés par granulométrie sont essentiellement des sables fin à grossier milieu idéal au développement des déformations thixotropiques notamment des seismites.

1)-Analyse des déformations :

L'étude de terrains nous ont montrées que les déformations à caractère thixotropiques peuvent se trouver dans toutes les séries sédimentaires de Tlemcen, que ce soit le substratum anté-Néogène, la couverture Néogène ou Quaternaire.

Dans ce mémoire essentiellement aux déformations thixotropiques affectant les dépôts des terrasses Quaternaires et notamment du Pléistocène Post-Calabrien (entre 781 000 à 11 700 ans avant le présent) et de l'Holocène (11 700 ans avant l'Anthropocène (l'âge industriel)) et cela pour trois raisons :

- * Ces dépôts sont représentés essentiellement par des sédiments de nature détritiques (grès, sables et argiles), qui sont représentés dans les terrasses marines et alluviales, donc sont enrichis en eau, ils sont typique pour le développement de ce genre de déformation thixotropique.

- * Les séismes sont aussi de preuve de la sismicité de la région elle apparaissent comme des structures sédimentaires perturbées par des déformations souples de formes plissées, ridées et fluides qui sont souvent superposées à des structures sédimentaires non perturbées. Elles peuvent parfois constituées des structures assez complexes, combinant des déformations souples et cassantes avec des ruptures des roches dures et/ou des injections de sédiments meubles.

- * La 3^{ème} raison pour laquelle nous nous sommes intéressés essentiellement aux déformations thixotropiques Post-Calabriennes est que les dépôts du Miocène, du Pliocène et du Pléistocène inférieur (Calabrien) sont contemporains de la mise en place du volcanisme dans la région de Tlemcen. Ce volcanisme de par son activité peut être à l'origine de ces déformations. Autrement dit, les déformations concernées par cette tranche d'âge, ont une origine tectonique incertaine et ne peuvent pas être des témoins fiables d'une activité de structuration tectonique (voir partie discussion du chapitre).

1.1)-La déformation thixotropique :

La déformation thixotropique est l'ensemble de déformations de l'écorce terrestre intervenues au quaternaire. Dans les déformations classiques, les roches sont toujours soumises

à des contraintes, notamment une contrainte principale σ_1 . Bien que dans les déformations thixotropiques qu'on peut aussi appeler les déformations hydrauliques ; les roches ne sont pas soumises aux contraintes, mais elles se liquéfient sous l'effet de vibrations. Ce qu'on peut déduire c'est que ces déformations affectent que les roches meubles (d'âge quaternaire).

1.2)-Notion de thixotropie :

La thixotropie est une propriété physique de certains matériaux de se liquéfier sous l'effet de vibration. Les déformations thixotropiques se développent essentiellement dans les terrains sédimentaires détritiques riches en eau et/ou la source de vibration existe. Ces déformations sont des déformations synsédimentaires, elles se développent en surface ou en subsurface (à faible profondeur) là où la lithification (la diagenèse) n'a pas eu lieu.

De nombreux types de déformations caractéristiques des sédiments meubles ont été observés dans les dépôts lithifiés Quaternaires de Tlemcen. Elles peuvent être résumées comme suit :

Les coins thixotropiques : (structures en coins thixotropiques) : elles correspondent à des déformations en forme de 'V' intercalé dans des lits sédimentaires. Ces structures sont des indicateurs de failles actives (photo 02).

Les intrusions plastiques : Sont représentés par les volcans de sable qui sont de structures de forme conique rattachées à un dyke nourrisse de même nature (**photo 04**).

Les sismoslumps : Correspond à des plis disharmoniques de taille décimétrique qui se développent dans des formations sédimentaires à stratifications horizontales, ces sismoslumps résultent de la liquéfaction des sédiments situés aux seins de l'empilement sédimentaire, c'est pourquoi ils sont souvent associés à des figures de liquéfaction souple (souvent associés aux dykes sédimentaires et aux coins thixotropiques) (**Photo 02**).

Faille de triage : (ou faille de classement) ; elle correspond à de petite faille normale (quelques centimètre à quelques mètres d'épaisseurs), affectée un ou plusieurs lits sédimentaires sans les sédiments su jacents (**Photo 07,08**).

Les cuvettes thixotropiques : Ces déformations ressemblent à des creux ou à des «cuvettes» dont les parois montrent des pendages asymétriques. Elles sont observées à plusieurs niveaux des terrasses côtières de la zone d'étude (**Photo.01, 02,08**). Plusieurs auteurs (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».

Les dykes sédimentaires : ils se sont formés par l'introduction d'un matériel soit sous pression (dyke d'injection) (**Photo 05,06**), ou par simple remplissage des fissurées préexistantes (dyke neptunien) (**Photo.04**).



Photo 1 : Cuvettes thixotropiques développés dans des dépôts de terrasses Tyrrhéniennes. La surface de la terrasse montre souvent des creux (cuvettes) constitués de croute de sables fins durcie. Les parois des cuvettes thixotropiques montrent des pendages asymétriques en coupe.

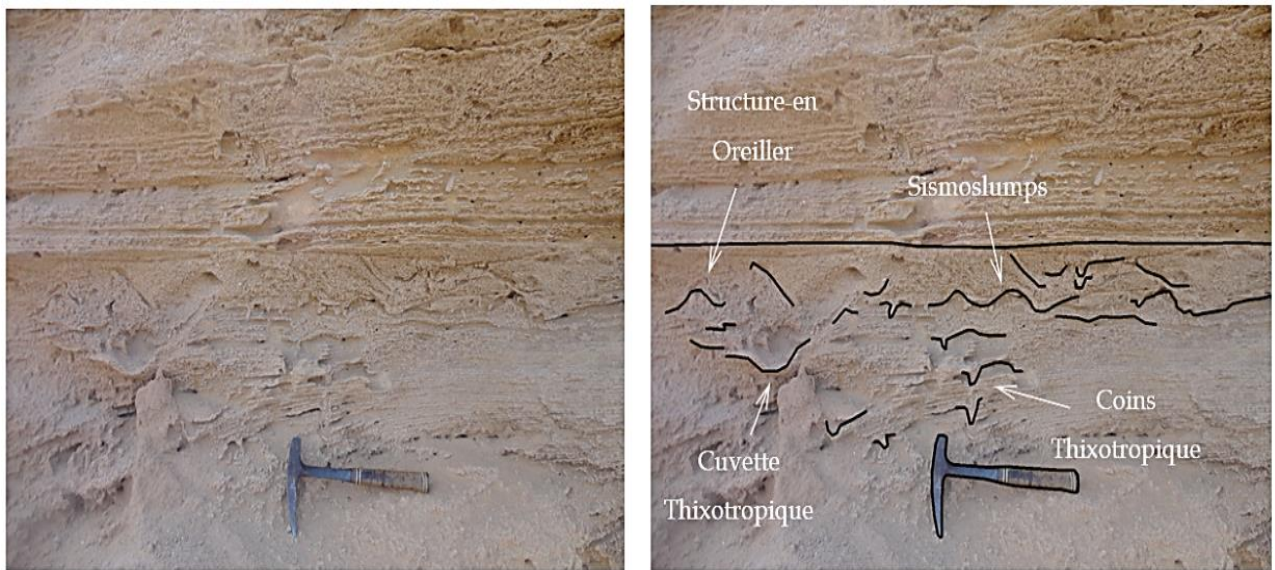


Photo 2 : Divers déformations induites par un séisme (évidence de la liquéfaction, Coins thixotropique Sismoslumps, Cuvettes thixotropique et Structures en oreiller) observées dans les dépôts des dunes récentes (Holocène).



Photo 3 : Déformation plastique des sables fins, observée dans les dépôts de terrasse calabrienne

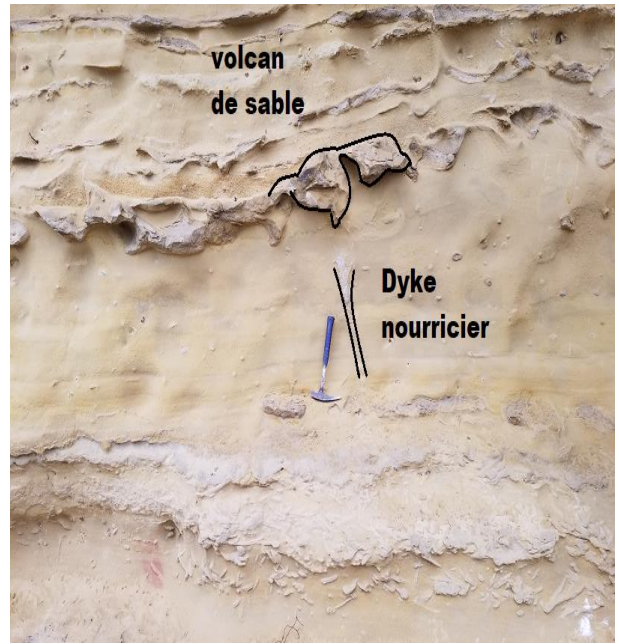


Photo 4 : Cône de volcans de sable formé rattaché à un dyke (cheminée) nourricier de même nature, observé dans une terrasse Tyrrhénienne



Photo 5 : Dyke sédimentaire d'injection associé à une faille normale. Observé dans les dépôts du Tyrrhénien



Photo 6 : Evidences de fracturations hydrauliques avec injections de matériel liquéfié (dykes d'injections) observées dans les dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne

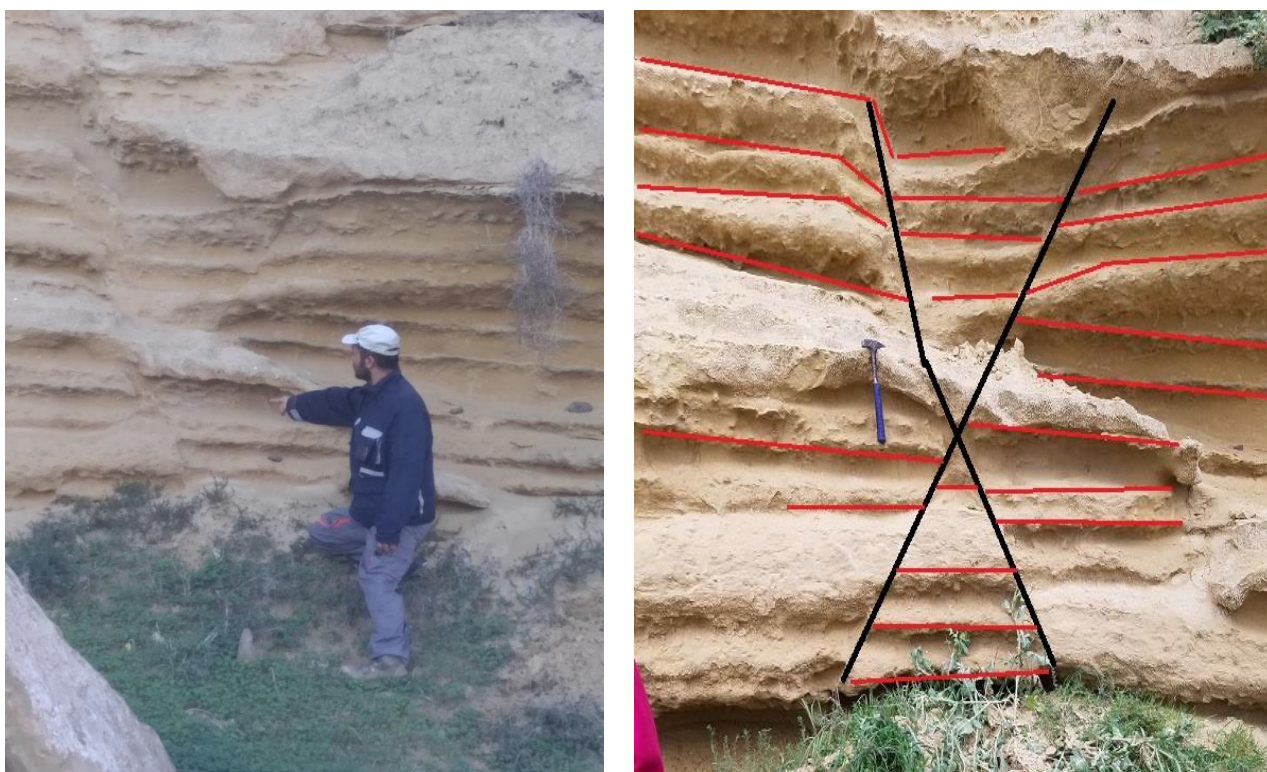


Photo 7 : Failles de triage (classement) développée dans les dépôts du Tyrrhénien

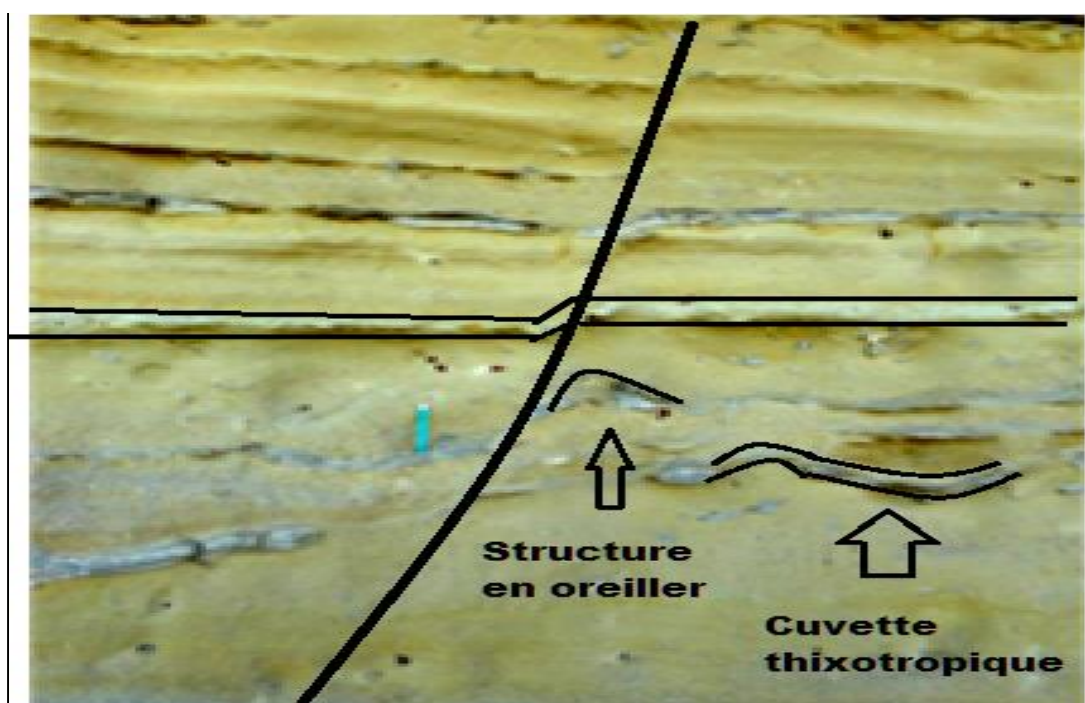


Photo 8 : Faille de triage (classement) développée dans les dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne

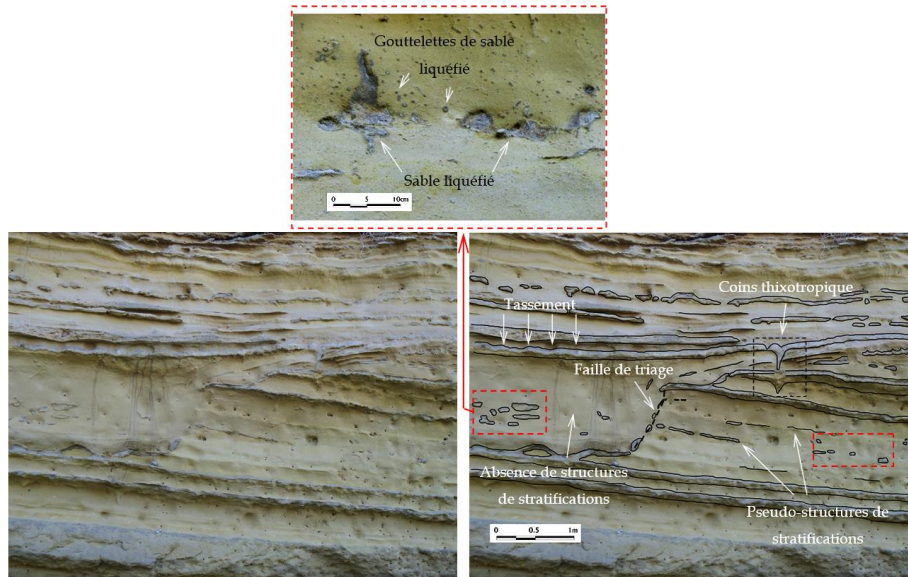


Photo 9 : Traces de liquéfactions observées dans des dépôts d'une terrasse Tyrrhénienne

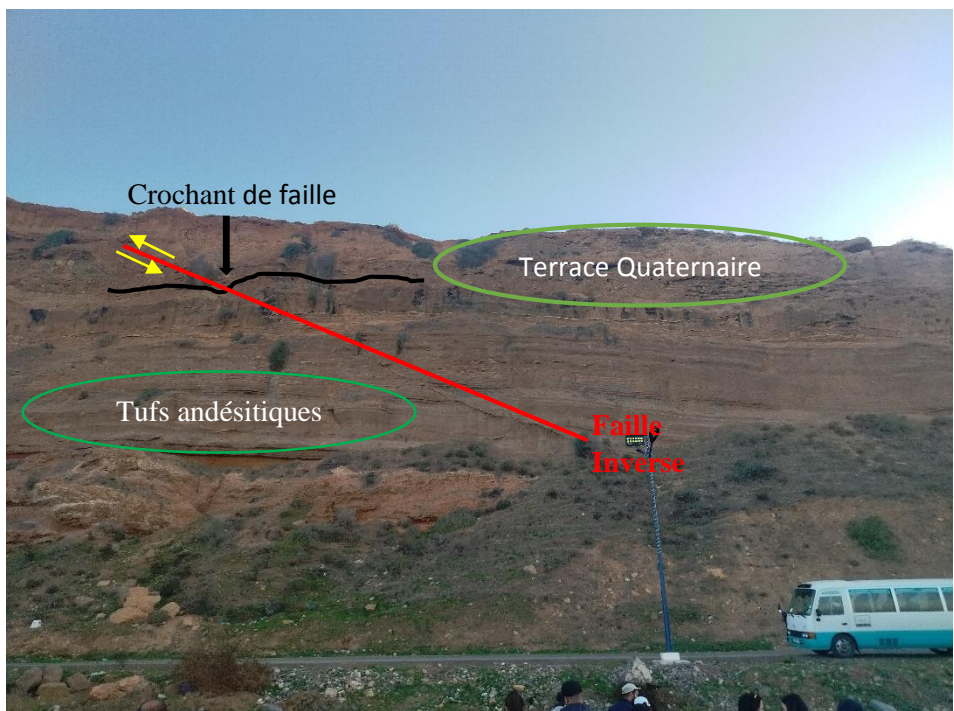


Photo 10 : décollement affectant les dépôts Quaternaire et notamment les basaltes Quaternaires de la région d'étude. Au niveau du plan de glissement des minéralisations et notamment des veines minérales se sont développées

2)-Conclusion partiel :

Nous avons réunis dans ce mémoire plusieurs observations relatives aux déformations thixotropiques dans les dépôts Quaternaires de bassin Tafna et Souhlia. Les mécanismes déclencheurs de ce type de déformations restent les perturbations vibratoires qui peuvent avoir différentes origines. Les vibrations peuvent, en effet, être causées par un séisme, mais des ondes de chocs dues à des turbulences ou éboulements dans une morphologie de pente (e.g., glissements de terrains, chutes de blocs) peuvent être aussi des mécanismes déclencheurs possibles pour ce type de déformations (Plaziat and Ahmamou 1998; Montenat et al. 2007). Les ondes de chocs issus 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- On peut exclure l'origine volcanique et anthropique. En effet, nous nous sommes intéressés aux dépôts du Quaternaire post-volcanique (Calabrien terminal, Pléistocène Post-Calabrien et Holocène) et anté-Anthropocène c'est-à-dire avant l'époque industrielle.

2- Une origine par impact météorique peut, elle aussi, être exclue à cause de la répétitivité verticale des déformations observées dans les séries sédimentaires de Tafna et Suohlia.

3- Il est difficile de considérer que nos observations sont liées à des phénomènes de pentes vu "l'absence de pentes importantes" dans la morphologie de terrasses des dépôts étudiés. En effet, nous nous sommes intéressés essentiellement aux terrasses marines et fluviales caractérisées par des stratifications horizontales à subhorizontales ($\leq 5^\circ$). Bien entendu, les faibles pentes peuvent être à l'origine de structures en Slumps (Alsop and Marco 2013), mais ne peuvent pas expliquer la grande diversité des déformations thixotropiques observées dans les terrasses oranaises (**Photo.04**) et notamment la présence de dykes sédimentaires (**Photo.5**) et les cuvettes et structures en coins thixotropiques (**Photo2, 3**).

Deux principaux mécanismes peuvent être à l'origine des séismes selon Montenat et al 2007 :

A- la liquéfaction des sédiments générés par les ondes superficielles de cisaillement.

B- l'expulsion violente de l'eau et des sédiments liquéfiés, générées par des ondes de compression. Ces mécanismes observés dans les terrasses caractérisent les chocs sismiques.

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

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.

La distribution spatiale très large de ces déformations sur toutes les terrasses Quaternaires oranaises (plus de 250 km de côtes) suggère une grande source d'énergie comme l'énergie libérée lors d'un phénomène sismique.

3)-Conclusion :

Pour conclure, notre étude suggère fortement que les déformations thixotropiques observées dans les dépôts Quaternaires post-Calabrien sont d'origine sismique. En effet, ces dépôts sont représentés essentiellement par les terrasses marines et alluviales composées principalement par des matériaux détritiques potentiellement liquéfiables (Sables, Silts, Argiles..). Plusieurs types de déformations caractéristiques de paléo-liquéfaction ont été observés tout le long de ces terrasses. Il s'agit essentiellement : des dykes sédimentaires, des sismoslumps, 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 Quaternaire de région d'étude témoigne d'une répétitivité claires des événements dans le temps. Cette répétitivité est expliquée par la période de retour des séismes produits par les failles actives de la région. C'est pourquoi ces déformations sont interprétées dans cettethèse comme des déformations co-sismiques et classées comme étant des séismes provoquées par des paléo-séismes. L'origine sismique est, en effet, la seule à pouvoir expliquer cette répétitivité verticale de ces déformations dans les séries sédimentaires de Tlemcen, leurs grandes variétés et leur large diffusion spatiale.

Chapitre 5 : Cartographie des structures et de la déformation Néotectonique

1. Introduction :

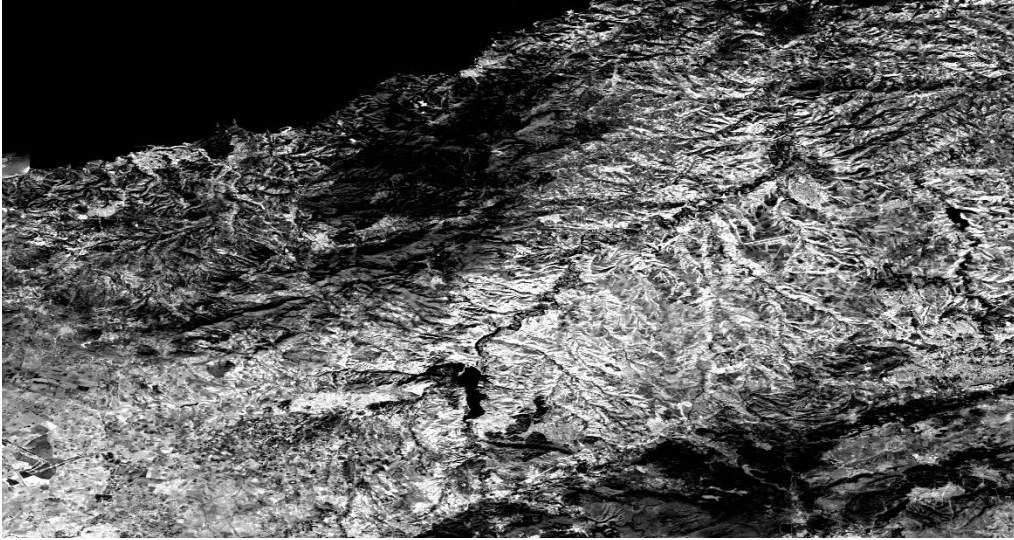
Les très récents développements de l'imagerie spatiale et de la modélisation numérique de la topographie (MNT) ont permis d'intégrer ces routines dans l'aide à la définition morpho tectonique d'une région. Pour la région d'étude nous avons adopté la démarche suivante :

- 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 réalisé. Cette technique a permis de montrer des fractures bien marquées dans le paysage tectonique de la région.

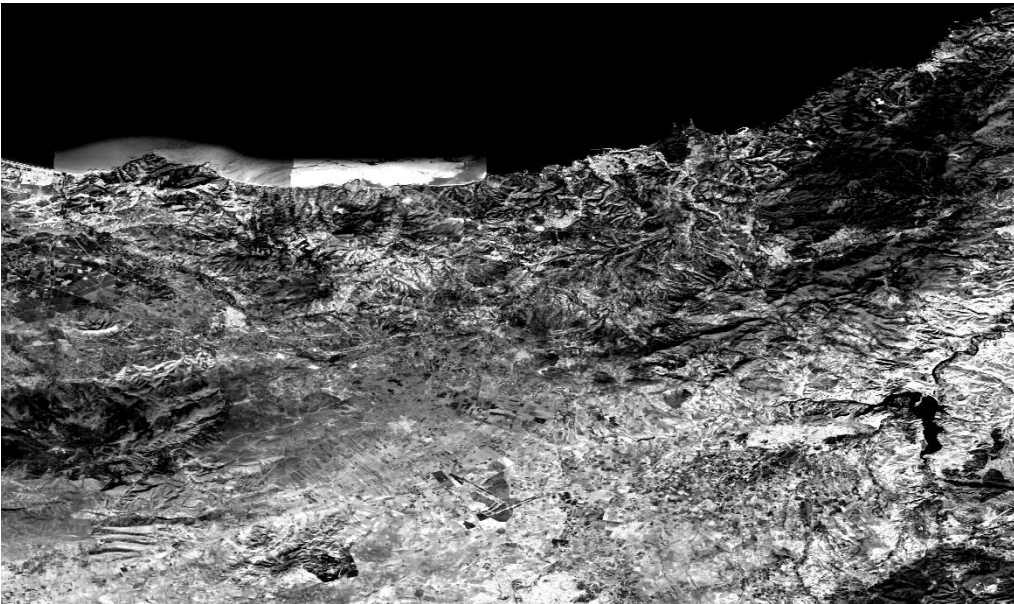
2. Méthodologie de travail :

- 2 Image Landsat 7
- Cartes topographiques de la Moyenne Tafna et Souahlia.
- La carte de sismicité du secteur d'étude.

2.1. Deux photos satellite :



Photos1 : photos satellite moyenne Tafna



Photos2 : photos satellite Souahlia

2.2. Définition du travail :

- Géo référencement des cartes topographiques et géologiques.
- Géo référencement des images satellitaire (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 sure MNT et image SAT.
- Superposition des images photos géologique et satellitaires sur le MNT.

Traitement numérique du MNT à partir des données variables contrôlées par l'opérateur suivantes :

- Échelle 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.

2.3. Le résultats cart lin suiv

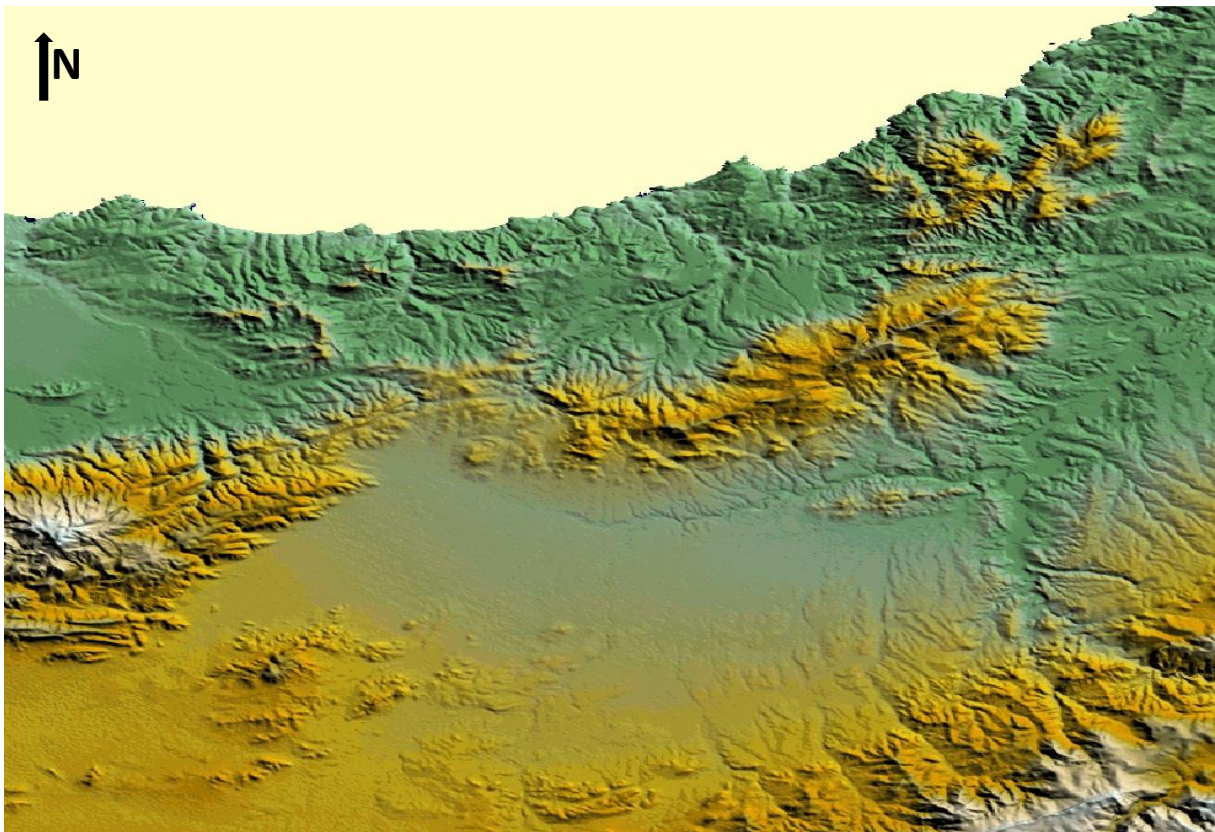


Fig.1. Photos sous forme MNT de la Moyenne Tafna et Souahlia.

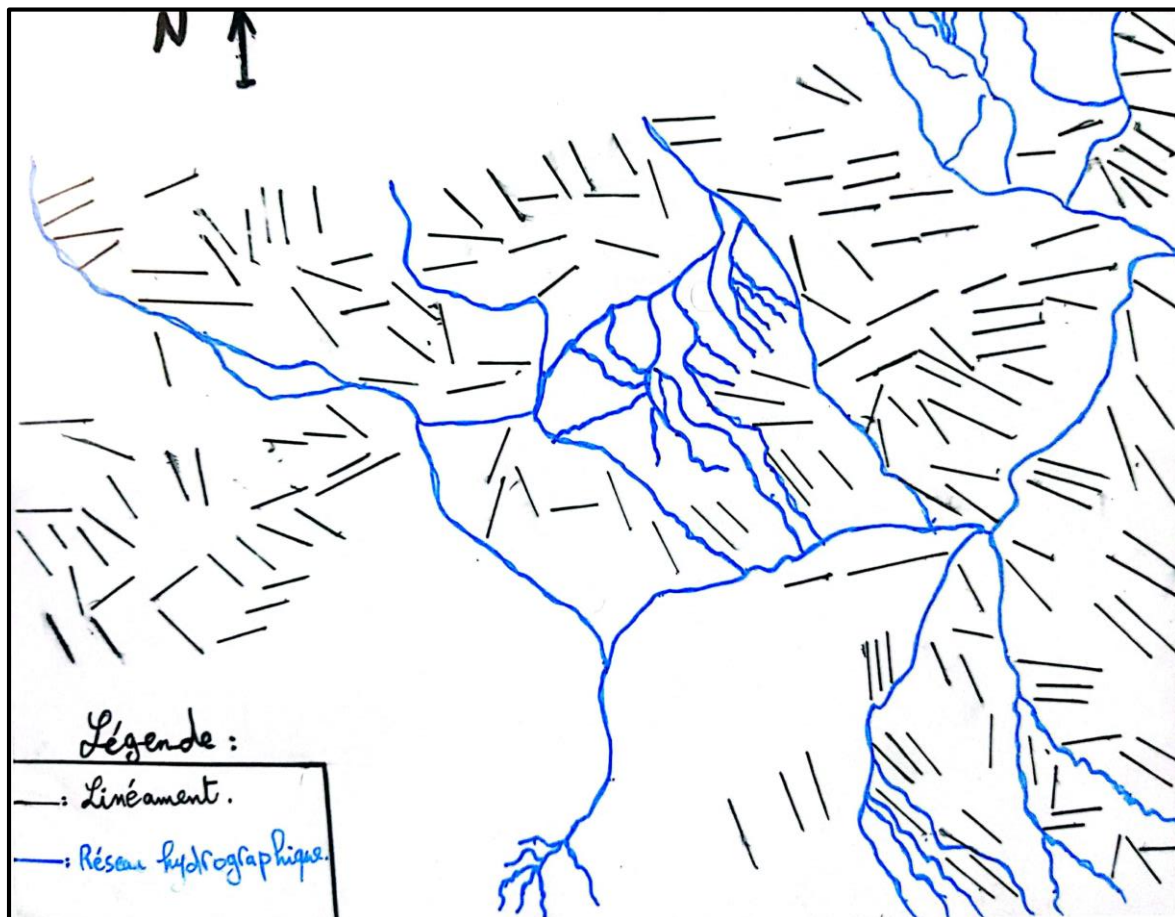


Figure 2 : Carte linéamentaire de secteur d'étude.

Interprétation de la carte linéamentaire :

- Le réseau hydrographique suit le découpage tectono-structurel
- La plus part des linéaments ont une direction atlasique (NE-SW).

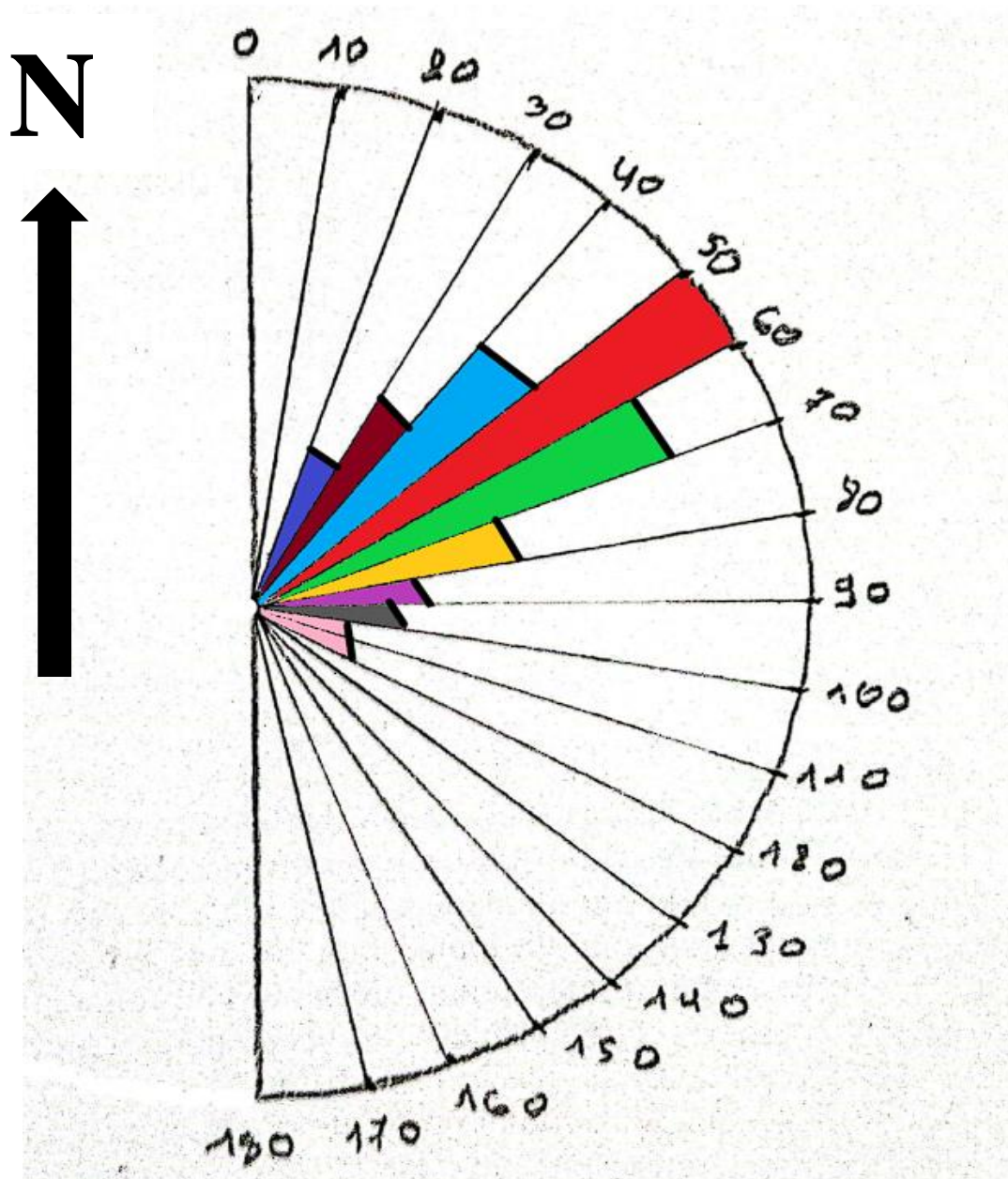


Figure 3 : Rosace des linéaments de la region de Tafna et Souahlia.

3. Cartographie de volcanisme de secteur d'étude :

Les centres d'émissions volcaniques de secteur d'étude sont alignés d'une direction atlasique NE-SW.



- ★ VBPQ -> Volcanisme Basaltique Plio-Quaternaire
 - ★ VAPI -> Volcanisme Andésitique Pliocène Inférieur
 - ★ VBM -> Volcanisme Basaltique Miocène
 - ★ VRM -> Volcanisme Rhyolitique Miocène
- ↪ Défluviation de oued Tafna par les Fellaoucenes
 Alignements volcaniques

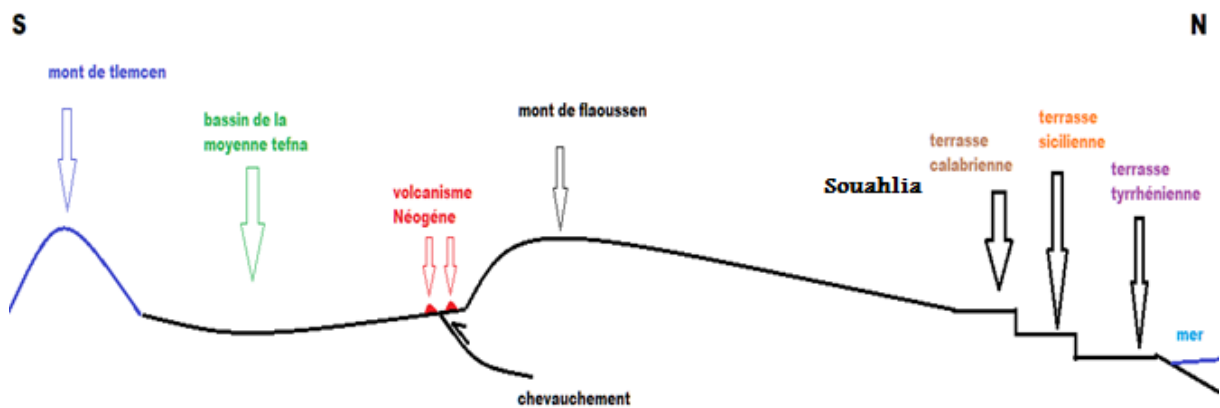
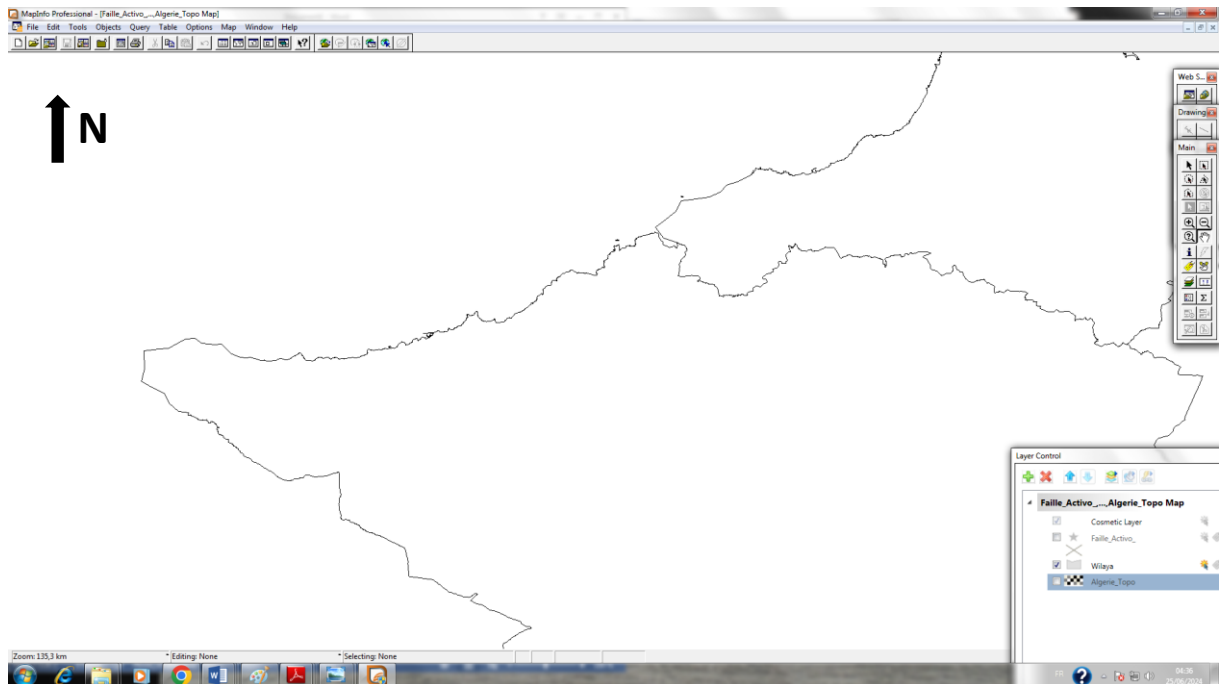


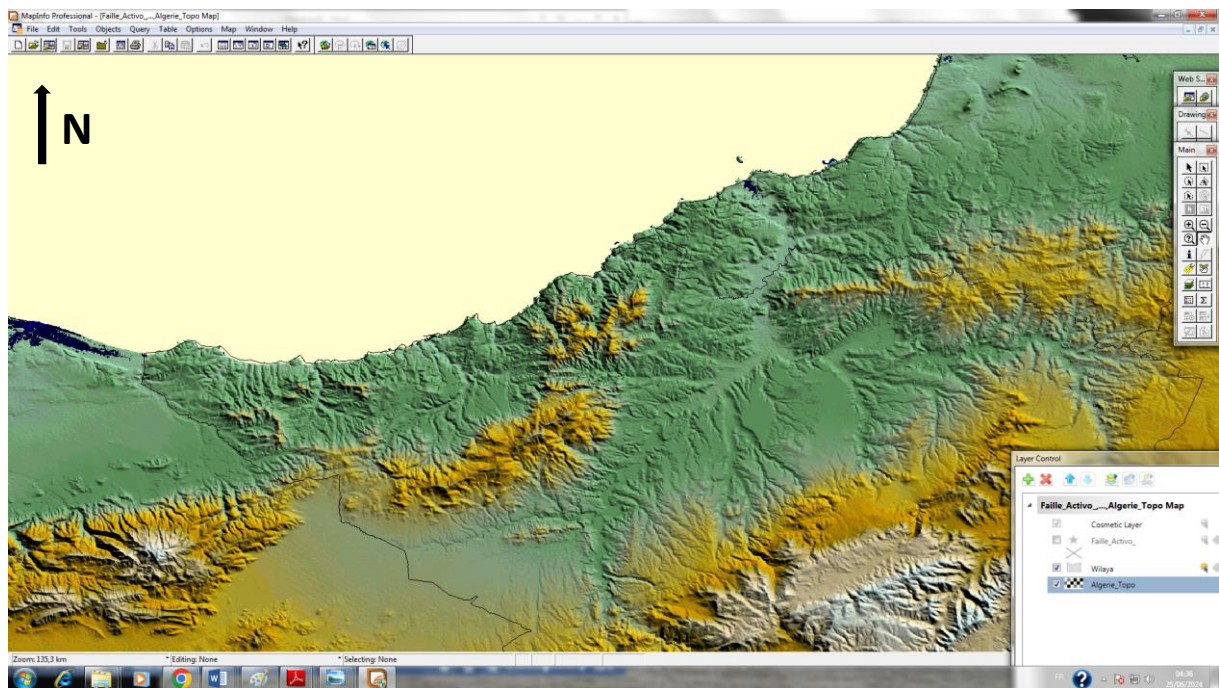
Figure 4 : Centres d'émissions volcaniques da la Moyenne Tafna et Souahlia

Etapas de production de la carte sismotectonique sur SIG

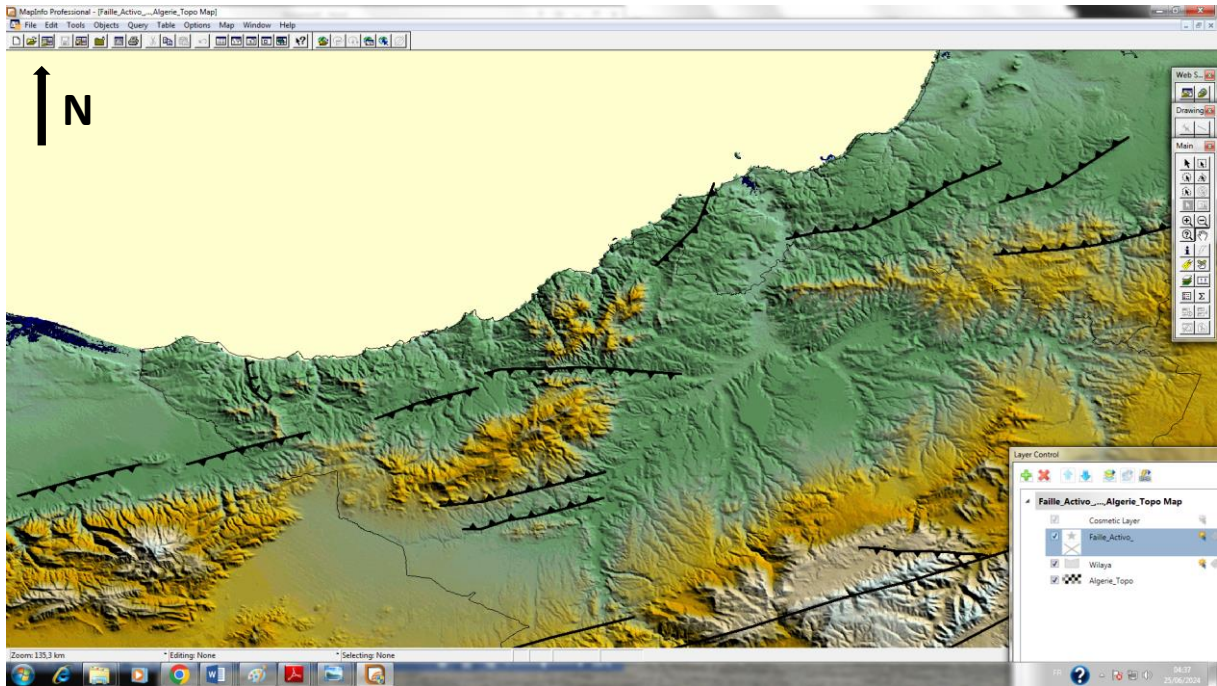
1 limites wilaya



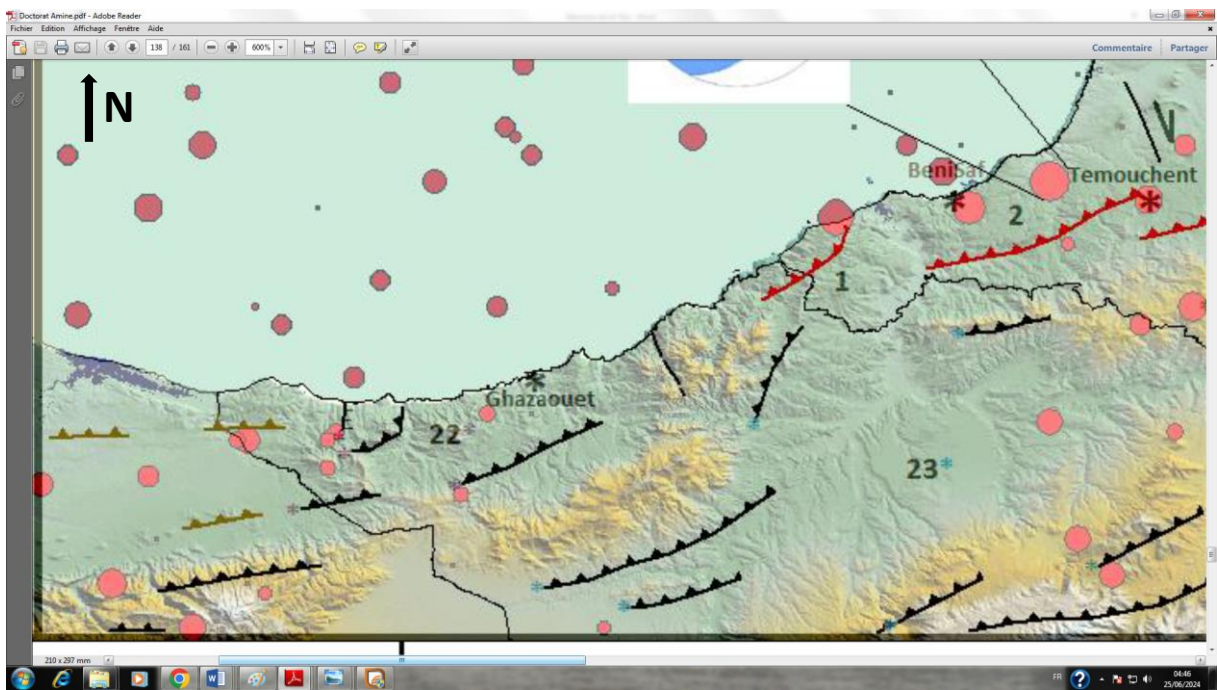
2MNT



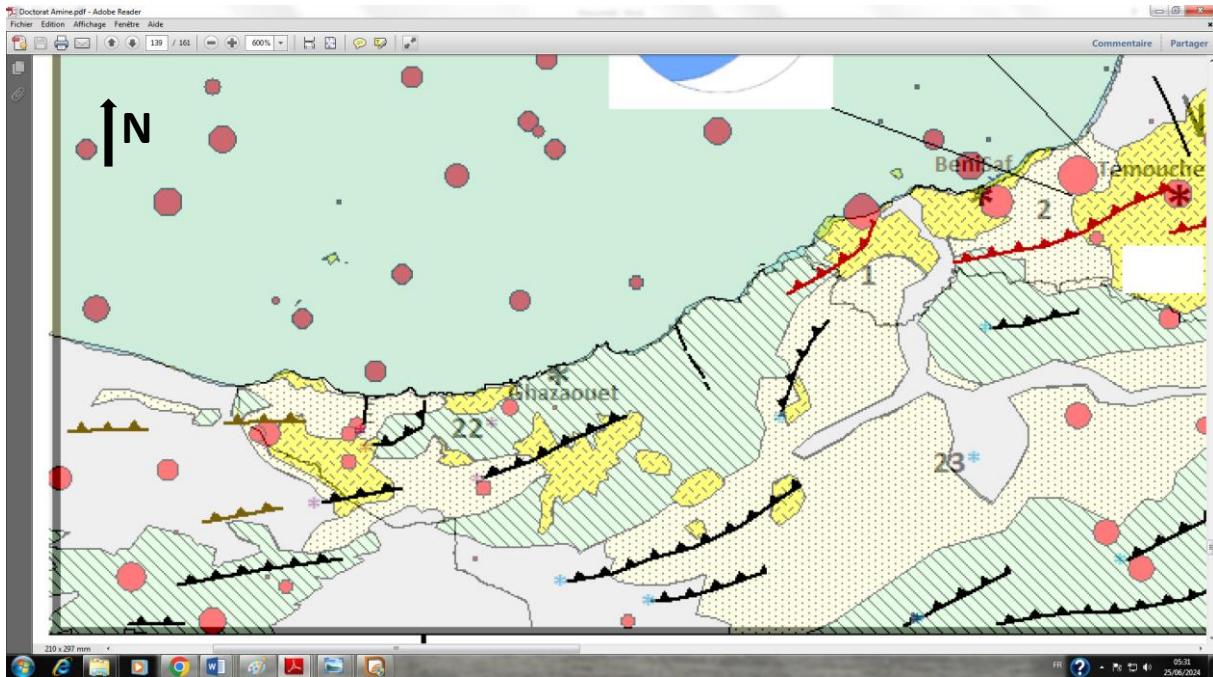
3 calage failles actives cartographiées



4 sismicités



5 Géologie



On remarque la présence de sismicité et que les failles se localisent au niveau des dépôts néogènes et quaternaires

4) Conclusions à l'étude cartographique néotectonique

Nous avons pu mettre en évidence des accidents en relation avec le volcanisme de notre région.

Le réseau hydrographique suit le découpage tectono-structural et la plus part des linéaments ont une direction atlasique (NE-SW) -> cela signifie que la région est tectoniquement active.

On note la présence de plusieurs foyers sismiques dans notre secteur d'étude cela indique une activité néotectonique.

Les failles actives de notre secteur d'étude se localisent au niveau des dépôts néogènes et quaternaires -> preuves de l'activité tectonique récente.

CHAPITRE 6 :

Conclusion générale

En conclusion, les déformations thixotropiques observées dans les dépôts plio-quadernaires de notre région sont d'origine sismique. Ces dépôts sont principalement représentés par des dépôts volcano-sédimentaires et terrasses marines et alluviales composées de matériaux détritiques potentiellement liquéfiables tels que des sables, des limons et des argiles. Divers types de déformations caractéristiques de paléo-liquéfaction ont été identifiés le long de ces terrasses, notamment 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 large distribution spatiale de ces déformations syn-sédimentaires et leur répétition verticale dans la série mio-plio-quadernaire témoignent d'une répétitivité claire des événements dans le temps. Cette répétitivité est expliquée par la période de retour des séismes générés par les failles actives de la région. Ainsi, ces déformations sont interprétées comme des déformations co-sismiques et classées comme des séismites provoquées par des paléo-séismes.

L'origine sismique est la seule explication plausible pour la répétition verticale de ces déformations dans les séries sédimentaires du bassin de la moyenne Tafna et de Souahlia, ainsi que pour leur grande variété et leur large distribution spatiale. Ces séismites peuvent contribuer à enrichir le catalogue de sismicité algérien et servir de guides pour la cartographie de nouvelles failles actives. Notre étude a également mis en évidence la prédominance de linéaments morpho-structuraux et de failles orientées selon la direction atlasique, résultant de la compression récente et actuelle des bassins néogènes de la Tafna et de Souahlia due au rapprochement Afrique-Eurasie.

Nous avons également repéré des accidents liés au volcanisme de notre région. Le réseau hydrographique suit le découpage tectono-structural et la plupart des linéaments ont une direction atlasique (NE-SW), ce qui démontre une activité tectonique dans la région. Nous constatons la présence de plusieurs foyers sismiques dans notre zone d'étude, ce qui atteste d'une activité néotectonique. Les failles actives de notre zone d'étude se situent au niveau des dépôts néogènes et quadernaires, ce qui constitue une preuve de l'activité tectonique récente.

Bibliographie

- 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](https://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.
- Boudiaf A, Ritz JF and Philip H (1998) Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Theniafaults, Algeria, Terra Nova, 10, 236244.
- Boudiaf A, Philip H, Coutelle A, Ritz JF (1999) Evidence of a major Quaternary thrust fault in southern Kabylie (Algeria), Geodinamica Acta, 12 (2) (1999) 71-80.
- Boughacha. M. S (2005) : Analyse de la sismicité de l'Algérie application à l'établissement des cartes des I.M.O et Δ_{eff}, Thèse Doctorat En Sciences Physiques, Spécialité : Géophysique, USTHB, Alger.
- 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](https://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.
- Buform E, Bezzeghoud M, Udias A, Pro C (2004) Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications, *Pure appl. geophys.*, 161, doi 10.1007/s00024-003-2466-1.
- Calais E, DeMets C, Nocquet J-M (2003) Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? . *Earth and Planetary Science Letters* 216, 81-92.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., and Watts, A.B. (1999), The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results, in : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, edited by R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, Vol. 161.
- Comas, M. (2006), Tectonic segmentation along the South Iberian Margin (Northern branch of the Gibraltar Arc System). EGU, Vienna, April, EGU06-A-09399.
- 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.
- 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.
- Davenport CA and Ringrose PS (1987) Deformation of Scottish Quaternary sequences by strong earthquake motions. In: Jones, M.E., Preston, V.I.F. (eds.) *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geol. Soc., Spec. Publ. 29:299–314
- De Joussineau, G., Bazalgette, L., Petit, J.-P., Lopez, M., 2005. Morphology, intersection and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the Lodève Permian Basin, Southern France. *J. Struct. Geol.* 27, 67–87.
- Delfaud J et Thomas G (1972) Les grandes lignes de la stratigraphie du quaternaire oranais- C.R. Acad. Sci., Paris, D, 274, 3341-3344.
- De Martini PM, Burrato P, Pantosti D, Maramai A, Graziani L, Abramson H (2003) Identification of tsunamis deposits and liquefaction features in the Gargano area (Italy): paleoseismological implication. *Annals of Geophysics*, v. 46, n°5, 883-902.
- De Mets C, Gordon RC, Argus DF, Stein S (1990) Current plate Motion. *Geophys. J. Intern.*, 101, 425-478.

- 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 thrustfaulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake.
GeophysRes, 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.
- Donald L. Wells and Kevin J. Coppersmith (1994) New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement.
Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002, August 1994
- 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.

Durand-Delga, M. et Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26th International Geological Congress. Colloque C5: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoires Bureau Recherche Géologique et Minière, 11: 65- 85.
- Dewey J.F., Pitman W.C. III, Ryan W.B.F. et Bonnin J., 1973 - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137-3180.
- El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.-P., 2014. Miocène magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). Journal of Geodynamics, SI: Geodynamic evolution of the Alboran domain 77, 171–185.
doi:10.1016/j.jog.2014.02.006
- El Azzouzi, M., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Pique, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernandez, J., 1999. Evolution of the sources of Moroccan volcanism during the Neogene. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science 329, 95–102.
- El Robrini, M. (1986), Evolution morpho-structurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation. Thèse de doctorat, 164 pp., Université Paris IV.
- El Robrini, M., Genesseeux, M., and Mauffret, A. (1985), Consequences of the El Asnam earthquakes: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean), Geo Mar. Lett., 5, 171-176.

- El Mrabet T (2005) The great earthquakes in the Maghreb region and their consequences on man and environment. CNRST-LAG, Rabat, 478 pp
- Estevez A, Soria JM, Alfaro P (1994) Un nouveau type de séismes dans le Miocène supérieure d'alicante (Cordillère bétique orientale, Espagne): les coins détritiques. CR AcadSci Paris 318(série II):507–512
- 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., Andrieux, J., and Guézou, J.-C. (1991), Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques, Bull. Soc. Géol. Fr., 162(4), 611-626.
- 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.
- Galli P (2000) New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. Tectonophysics 324 (2000) 169–187
- Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977) Conclusions générales ; signification géodynamique des phénomènes observés. Bull. Soc. géol. Fr. 1977, n°3
- 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.
- Leclaire L (1972) La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algérolaéare (pré-continent algérien), Thèse d'Etat, Paris, 391 pp.
- Lopez Marinas J.M. and Salord R (1990) El periodosismo oranes de 1790 a la luz de la documentacion de los archivos españoles. MOPU-IGN, Monografias 6, Madrid, 64 pp.
- 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.
- Megartsi M (1985) Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale (géologie, pétrologie, géodynamique). Thèse de doctorat (pétrologie structurologie). IST/USTHB.295p.
- Maouche S, Morhange C, Meghraoui M (2009) Large boulders accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. Mar Geol 262:96–104