

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

Université d'Oran2 /Mohamed Ben Ahmed  
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers  
Département de Géologie



## Mémoire de Master

Présenté par:

**Pequenino Francisca & Guerra Neima**

Spécialité: Géodynamique de la Lithosphère

### Thème d'étude:

**Etude pétrographique, dynamique et chronologique de quelques appareils volcaniques Cénozoïque de l'Oranie du Nord-Algérie.**

Soutenu le : /2020

Devant le jury :

**Rapporteur :**

**M.Mahmoudi. M** : (MA) à la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers-U /Oran2-

**Examineur :**

**M.Benramdane.H** : (MA) à la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers-U /Oran2-

**Examinatrice:**

**Madame Allami:** (MA) à la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers-U /Oran2-

## Remerciements

Avant de commencer nous remercions Dieu le Tout-Puissant qui nous a donné la force et le courage de terminer ce travail de mémoire de Master en Science de Terre et l'Univers sous la thématique suivante: **Etude pétrographique, dynamique et chronologique de quelques appareils volcaniques Cénozoïque de l'Oranie du Nord-Algérie.**

Nos sincères remerciements s'adressent à nos enseignants de la filière et surtout de la spécialité de Master, Mme.N.Remaci, Mme.Lagraa, M.M.Tabliouna, M. A.Seddiki, Mr. H. Benramdame, M.R.Bendoukha, Mme.Allami.F, pour leurs enseignements et leurs encouragements le long de notre cursus universitaire.

Nos plus profondes gratitudee à Mr. Mohammed Mahmoudi, pour nous avoir accordé sa confiance en acceptant d'encadrer ce travail. Nous tenons à remercier chaleureusement son encadrement, sa compréhension, son assistance et ses conseils. Nous remercions également, tous les membres du jury d'avoir accepté de lire et de juger ce travail à la fin d'étude en Master sur la Pétrographie, le dynamisme et la chronologie de quelques appareils volcaniques de l'Oranie.

Nous dédions ce travail de mémoire de Master en Sciences de la Terre à nos familles qui nous ont aidés à poursuivre nos études supérieures par leurs patiences et encouragements, qu'ils trouvent toutes nos gratitudee et reconnaissances. Et enfin nous remercions tous ceux qui ont contribué à notre formation et à l'achèvement de cette étape de graduation.

A tous merci.

**Title:** Petrography, dynamic and chronological study of some Cenozoic volcanic edifices in Northern Orania-Algeria.

### **Summary**

In north-western Orania, Cenozoic volcanism is marked by two major episodes: The first Miocene age and of a calcoalkaline nature, mainly located in the Oran Sahel at Tifraouine and Bouzedjar with andesites, dacites and rhyolites. The Andesites and Dacites have a predominantly amphibole mineralogy and pyroxene. The second is alkaline in nature of plioquaternary age and located in the wilaya of Temouchent, lower Tafna and Gazaouet with olivine and pyroxene basalts. This present study shows the petrography, mineralogical, geochemical and geochronological characteristics of the lavas, tuffs and Cenozoic breccias of the Sahel of Oran and Dzioua.

**Keywords:** cenozoic, andesite, dacite, rhyolite, basalt, tuffs , breccia volcanic.

Titre : Etude pétrographique, dynamique et chronologique de quelques appareils volcaniques Cénozoïque de l'Oranie du Nord-Algérie.

### **Résumé :**

En Oranie nord occidentale, le volcanisme cénozoïque est marqué par deux épisodes majeurs :

Le premier d'âge miocène et de nature calcoalkaline se localisant surtout dans le sahel d'Oran à Tifraouine et Bouzedjar avec des andésites, des dacites et des rhyolites.

Les andésites et les dacites ont une minéralogie à prédominance de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène.

Le deuxième est de nature alcaline d'âge plioquaternaire et se localisant au niveau de la wilaya de Témouchent, de la basse Tafna et de Gazaouet avec des basaltes à olivine et pyroxène.

Cette présente étude montre les caractères pétrographiques, minéralogique, géochimique et géochronologique des laves, des tufs et des brèches cénozoïques du sahel d'Oran et de Dzioua.

Sur le plan dynamisme et géochronologique, ce volcanisme s'échelonne depuis le miocène au plioquaternaire avec des émissions stromboliennes et phréatomagmatiques réputées dans la région de l'Algérie nord occidentale. Les implications géodynamiques sont liées aux cinématiques des plaques de part et d'autre de l'atlantique et de la méditerranée occidentale durant le mesocénozoïque.

**Mots clés :** cénozoïque, andésite, dacite, rhyolite, basalte, tufs, brèche volcanique.

# Sommaire

## Chapitre1: Généralités

1.1. Introduction:.....	7
1.2. But du mémoire d'étude: .....	8
1.3. Localisation géographique et aperçus géologiques des sites d'étude : .....	9
1.3.1.Massif de Lalla Khadra: .....	9
1.3.2.Massif de Tifaraouine:.....	9
1.3.3.Bouzedjar, Plage 1:.....	9
1.3.4.Moul El Bahr: .....	9
1.3.5.Bouzedjar, Plage 2:.....	9
1.3.6. Le volcanisme de Dzioua: .....	11

## Chapitre 2: Etude pétrographique et géochimique de quelques appareils volcaniques cénozoïque de l'Oranie du nord.

2.1. Introduction:.....	13
2.2.Les dacites à biotite de Lalla Khadra: .....	13
2.3 : Les brèches volcaniques à pyroxène de Tifraouine: .....	15
2.4 : Les coulées de Tifaraouine à pyroxène: .....	16
2.5 : Les tufs et brèche de Tifraouine:.....	18
2.6 : Les andésites à amphibole de Bouzajar: .....	20
2.7 : Les andésites et dacites de Moul el Bahar: .....	24
2.9 : Les marnes à gypse et soufre Miocène de Bouzedjar: .....	26
2.10 : Les tufs dacitiques de la grande plage de Bouzedjar et du cap Figalo.....	26
.2.11 : Les basaltes plio-quatérnaires du Maar de Dzioua: .....	28
2.12. Les rhyolites .....	34
2.13. Géochimie des minéraux du Volcanisme cénozoïque du sahel d'Oran:.....	36
2.13.1. Les feldspaths : .....	36
2.13.2. Les Pyroxènes du volcanisme cénozoïque de l'Oranie : .....	42
2.13.3. Les amphiboles du volcanisme cénozoïque de l'Oranie : .....	42

## Chapitre3 :Structure, dynamisme et chronologie du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord.

3.1-Structure :.....	44
3.1.1 : Introduction: .....	44
3.1.2. Faille: .....	45

3.1.3. Diacrise: .....	47
3.2 :Le dynamisme du volcanisme cénozoïque de l'Oranie : .....	48
3.3 : De point de vue chronologique: .....	55
<b>Chapitre 4: Conclusions générales ,bibliographie et liste des photos et figures.</b>	
4.1.Conclusions générales.....	58
4.2.Bibliographie. ....	58
4.3.Listes des figures et des photos.....	54,55.

# **Chapitre 1**

## **Généralités**

**1.1 : Introduction : Présentation du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord selon l'historique des travaux antérieurs.**

**1.2 : But du mémoire d'étude.**

**1.3 : Localisations géographiques et aperçus géologiques des sites d'étude.**

## 1.1. Introduction:

- **Historique des travaux**

Le premier à avoir étudié géologiquement la région nord oranaise est Velain en 1874 en donnant une description pétrographique du matériel éruptif et en signalant une Néphéline à Mililite dans les Iles Habibas et à Rachgoun ( Béni Saf).

De 1889 à 1890, Curie et Flamand, ont donné une description pétrographique des roches de Tifaraouine et des Iles Habibas.

-Lacroix (1893) , dans ces ouvrages, a apporté des précisions sur les caractères pétrographiques et minéralogiques des laves de la région.

Avec le développement des moyens d'étude en pétrographie en 1927, Lacroix, a précisé les aspects chimiques et minéralogiques des laves de la région, et fut le premier à qualifier le matériel effusif d'Ain Témouchent de Basanitoides à Analcime tout en précisant pétrographiquement le caractère sous saturé et alcalin du magmatisme de ce secteur.

-Sadran(1958) a pu mettre en évidence la nomenclature des facies volcanique de l'Oranie du nord sur la base de ces connaissances en pétrologie.

-Guardia en 1975, en se basant sur l'étude du terrain a pu mettre en évidence la position géodynamique du volcanisme de l'Oranie du nord par rapport à la tectogenèse tangentielle majeure responsable de la mise en place des nappes de charriage.

-Megartzi (1985) conclu à l'existence de deux épisodes volcaniques majeurs en Oranie Nord Occidentale:

**a- Un volcanisme Miocène** : caractérisé par la coexistence d'une série calco-alcaline et d'une série shoshonitique mises en place entre 11.7 Ma et 7.2 Ma (Megartsi, 1985 ).

**b- Un volcanisme Plio-Quaternaire** : caractérisé par des basaltes alcalins sur de grandes étendues. L'âge de leur mise en place est entre 5.1 Ma et 0.8 Ma (Megartsi, 1985).

L'Algérie nord occidentale a suscité pendant longtemps l'attrait des géologues qui s'intéressaient beaucoup au volcanisme de la région, et continuent d'ailleurs toujours à le faire, et ce à travers la publication d'un nombre important d'ouvrages et d'articles scientifiques. En 1985 Megartzi a étudié dans sa thèse le volcanisme néogène de l'Oranie nord occidentale ou il différencie les manifestations volcaniques calco-

alcalines, d'âge Miocène (secteur Tifaraouine-Bouzedjar), des éruptions alcalines mio-pliocènes (secteur de M'sirda et de la moyenne de Tafna) et plio-quadernaires (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Ain Témouchent).

Les premières approches concernant l'étude des enclaves ultrabasiqes associées au produits éruptifs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna ont permis à Zerka et Megartzi (1986) de conclure à une origine mantellique pour certaines d'entre elles.

En 1987, Bendoukha a précisé la nature alcaline et le dynamisme phréatomagmatique du volcanisme de la Basse Tafna.

En 2002, Louni-Hacini a réalisé une thèse sur la transition du magmatisme calco alcalin en Oranie où elle a montré que le changement de la nature du volcanisme oranais reflète une évolution géodynamique qui touche le pourtour de la méditerranée occidentale au Mio- Plio- Quaternaire.

En 2004, Belmouhoub, dans sa thèse de Magister, a étudié la minéralisation sulfurée associée aux roches volcaniques du massif de Tifaraouine.

En 2007, Benali s'est focalisé sur le magmatisme tertiaire de tout le nord algérien, et lui a consacré une thèse où il a abordé le cadre géodynamique et les implications métallogéniques en concluant que le magmatisme calco-alcalin est issu de la fusion partiel du manteau supérieur préalablement metasomatisé par l'hydratation de la plaque océanique lors d'une subduction ancienne.

## **1.2. But du mémoire d'étude:**

### **Le but d'étude:**

- De montrer la carte géologique du massif volcanique de la région Sahel d'Oran à l'échelle 1/50.000 .
- De préciser les structures des affleurements rencontrés dans les localités d'étude et de récolter des échantillons afin de préciser les caractères Pétrographiques du magmatisme cénozoïques des endroits concernés par l'étude..
- De définir la nature magmatique du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord à l'aide de la pétrographie et quelques données géochimiques disponibles.
- D'établir un chronologie à partir des relations détectable sur terrain et des données géochronologiques existantes..
- D'expliquer le dynamisme de quelques appareils volcaniques Cénozoïque de l'Oranie du Nord ainsi que les microstructures tectoniques qui leurs sont liées et qui sont les failles et les diaclases.

- D'établir un model explicatif en s'appuyant sur les données de nos observations et de la bibliographie de point de vue pétrologique et géodynamique à l'échelle de la méditerranée occidentale.

### **1.3. Localisation géographique et aperçus géologiques des sites d'étude :**

Le Sahel d'Oran est une chaîne côtière qui s'étend sur une cinquantaine de km entre la ville d'Oran à l'Est et le Cap Figalo au Sud-ouest. Il présente une largeur de 12km entre la côte et la plaine de la Sebkhah d'Oran (figure1).

Il est constitué par les alignements de reliefs orientés NE\_SW regroupés dans le massif d'Oran qui comprend d'Est vers l'Ouest de Djebel Santa Cruz (372m), le Djebel Santon et le Djebel Murdjadjo (591m).

#### **1.3.1. Massif de Lalla Khadra:**

Le dyke dacitique de Lalla Khadra de 190 m d'altitude traverse les marnes du premier cycle post nappe qu'il métamorphose légèrement sur plusieurs cm. L'âge de ce piton est de 9,79 Ma pour la partie inférieure du dyke et de 9,40 Ma pour la partie supérieure. Les émissions rhyolitiques dans le secteur de Chabet Harriba sont contemporaines des émissions andésitiques du Djebel Touila. Elles correspondent à des dykes rhyolitiques traversant les formations marneuses du miocène post nappe premier cycle.

#### **1.3.2. Massif de Tifraouine:**

Le massif de Tifraouine se situe au Nord de la ville d'El Amria (Ain Témouchent) entre Marsa Bouzedjar au Sud-ouest et Marsa Ali Bounouar au Nord-Est (figures 1 et 2).

#### **1.3.3. Bouzedjar, Plage 1:**

La plage 1 de Bouzedjar est située à l'Est d'Ain Témouchent.

#### **1.3.4. Moul El Bahr:**

Moul El Bahr se situe dans les sédiments quaternaires ayant recouverts toutes les formations miocènes, il est très difficile d'observer les contacts entre ce filon coulée et ces formations miocènes. La datation de filon coulée a donné un âge de 10,2 Ma (figures 1 et 2).

#### **1.3.5. Bouzedjar, Plage 2:**

La plage 2 de Bouzedjar est située au Nord-est d'Ain Témouchent (figures 1 et 2).

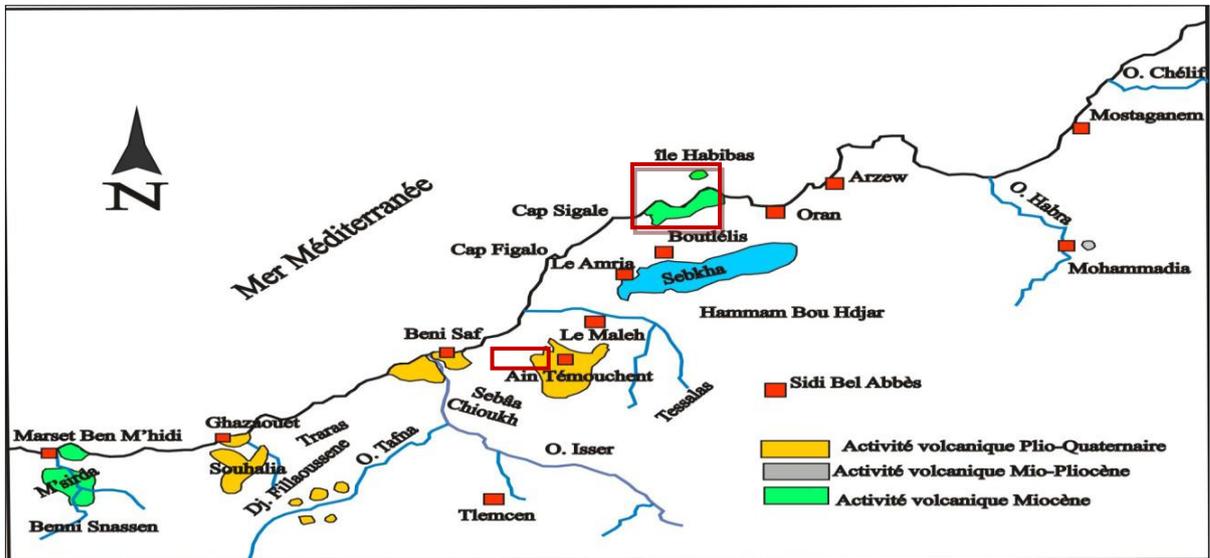


Figure 1 : Carte géologique du volcanisme cénozoïque du sahel d'Oran avec la localisation des secteurs d'étude encadrés (in Hacini, 2002) modifié.

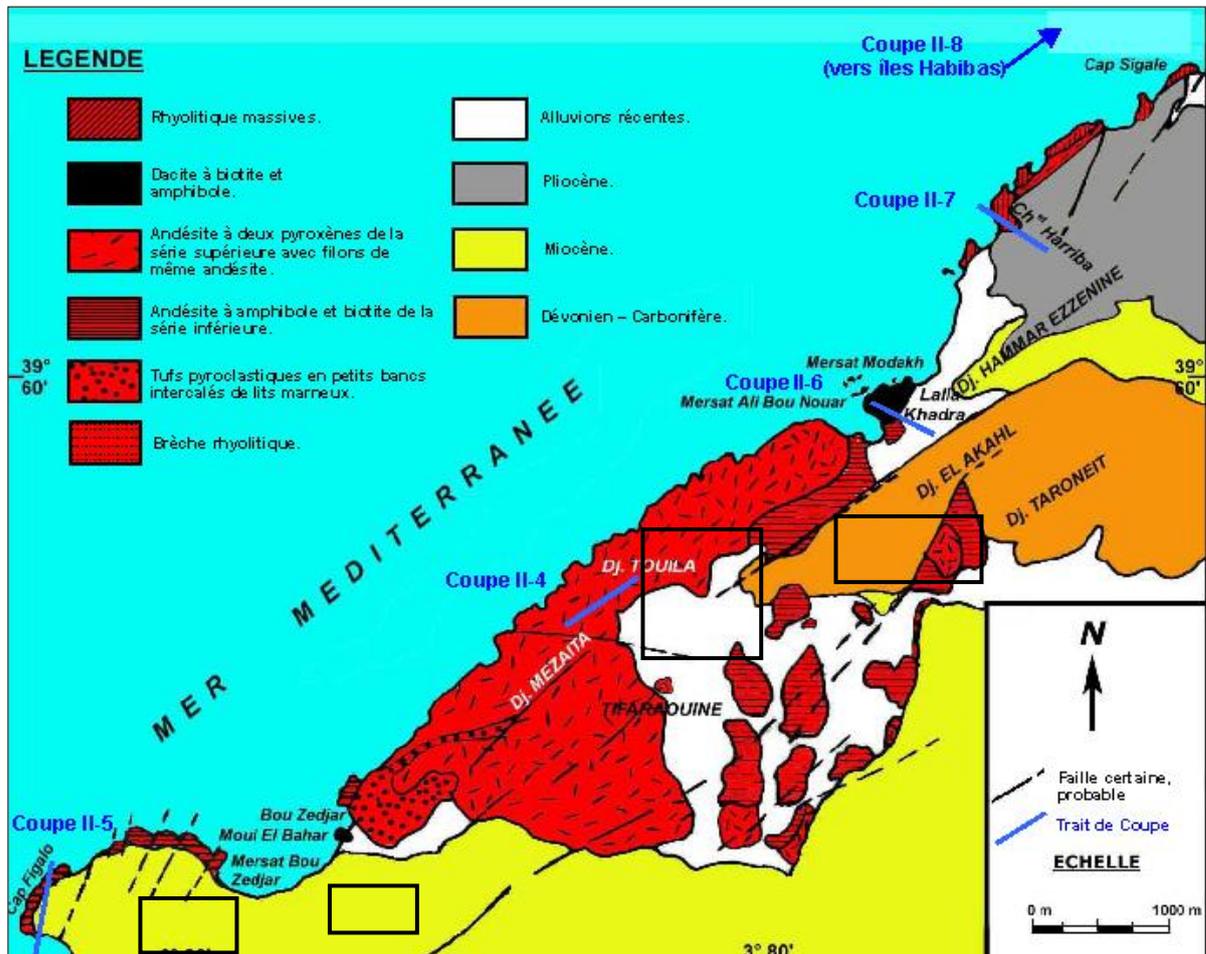


Figure 2 : Répartition du volcanisme cénozoïque de l'Oranie Nord Occidentale (in Coulon et al., 2002) les localités d'étude sont encadrées.

### **1.3.6. Le volcanisme de Dzioua:**

Le volcan de Dzioua , situé à 4km à l'Ouest du village de Ben Adda est le centre éruptif le mieux conservé de tous les centres d'émission du massive éruptif d'Ain Témouchent.

Ce volcan d'allure subcirculaire et d'un diamètre de 1 km environ est constitué de scorie, de coulée et de produits fins (tufs).

Ce volcan contient des enclaves de péridotite.

Ce volcan en forme de maar a été aménagé en un réservoir naturel d'eau qui servira à palier au manque hydrique des régions avoisinantes (photo 1).



**Photo 1 : Le maar de Dzioua ( in Pequenino F. et Guerra N., 2020).**

## **Chapitre 2**

- **Etude pétrographique et géochimique de quelques appareils volcaniques cénozoïque de l'Oranie du nord.**

## **2.1. Introduction:**

Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie du nord est caractérisé par l'abondance de basaltes, d'andésites, de dacites et de rhyolites. Les basaltes sont les plus représentés (près de 75 %) par rapport aux autres roches. Dans l'ensemble, les laves miocènes sont calco-alkalines, , les basaltes plio-quaternaires se singularisent par la présence cependant de feldspaths alcalins et d'Analcime qui les rattache à la série alcaline.

## **2.2. Les dacites à Biotite de Lalla Khadra:**

Les dacites se présentent dans le Sahel d'Oran sous forme de filon dans la baie de Bouzedjar ( Moul El Bahr ), de dyke à Lalla Khadra et de filon dans les îles Habibas. Ce sont des roches porphyriques dans lesquelles on ne peut discerner à l'œil que des phénocristaux de plagioclase et de biotite (en paillettes). Ces minéraux baignent dans une mésostase de couleur beige à gris clair ('photo 2).



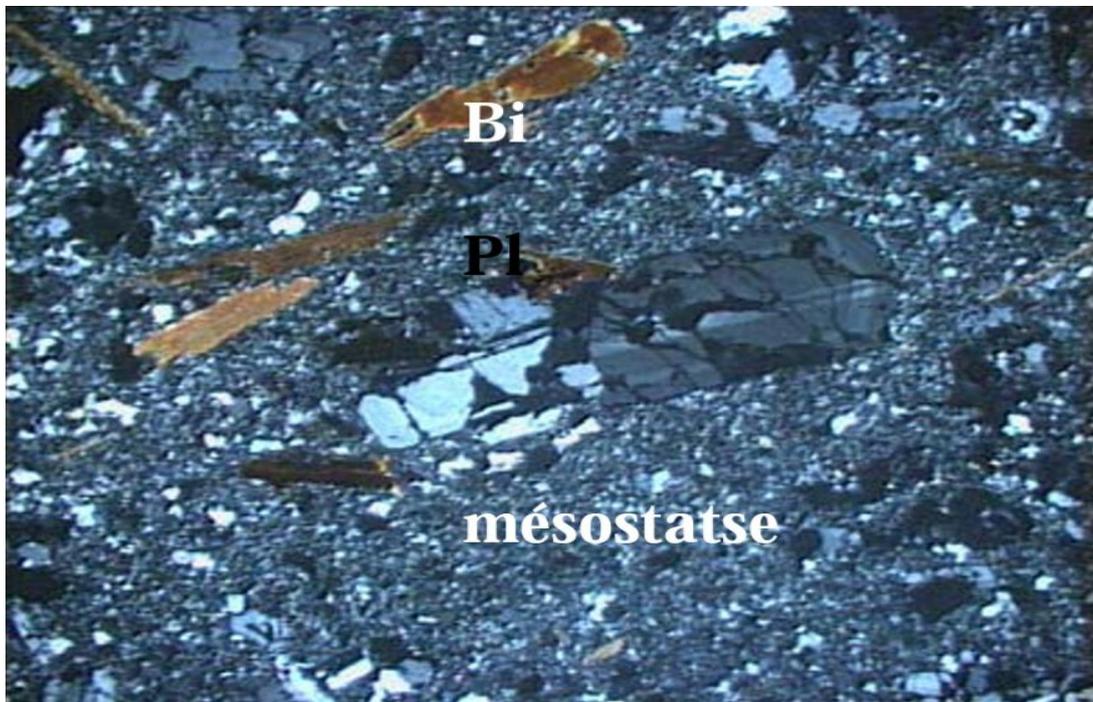
**Photo 2: Echantillon d'une Dacite à biotite de Lala Khadra (Madagh),  
(in Pequenino F. et Guerra N., 2020).**

Au microscope, ces dacites sont constituées d'environ 20 % de phénocristaux représentés par des plagioclases et de la biotite.(photo 3) .

La mésostase est finement cristallisée et parait contenir des morceaux vitreux à peine visible à l'œil nu .des échantillons récoltés du massifs de Madagh semblent rayer le marteau ce qui indique la présence des grains de quartz dans la mésostase microcristalline.

Au sommet de la formation, on localise un débit en prisme de la coulée.

D'après les datations radiométriques, il doit y avoir au moins deux épisodes effusifs à cet endroit de Madagh.



**Photo 3 : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de Plagioclase (Pl) et de Biotite (Bi) des dacites du Sahel d'Oran,(LP, gros. x 20),Moul El Bahr, Lala Khadra et les îles Habibas (in Hacini,2002).**

Le **plagioclase** (andésite à An40-50 ) se présente généralement en lattes automorphes à subautomorphes à macles polysynthétiques. Ces plagioclases sont fréquemment en inclusions dans les biotites. Ils sont souvent altérés en séricite qui occupe le cœur du minéral. De nombreuses inclusions vitreuses envahissent le minéral lui donnant ainsi un aspect criblé.

La **Biotite** représente, après le plagioclase, la phase minérale la plus développée. Elle apparaît en cristaux automorphes de tailles variées pouvant atteindre 2 mm de long. Elle est rarement altérée, mais peut être partiellement ou totalement pseudomorphosée en petits granules de minéraux opaques qui la masquent complètement. La biotite renferme des inclusions de nature variée : apatite, titanomagnétite et plagioclase.

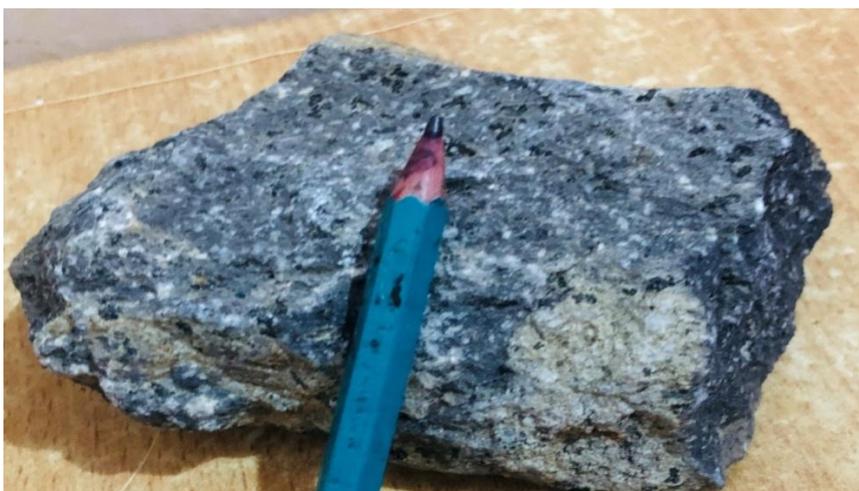
### **2.3 . Les brèches andésitiques volcaniques à pyroxène de Tifraouine:**

La brèche constitue de fragments de roches magmatiques volcaniques, auxquels s'ajoutent parfois, des fragments de roches encaissantes, cimentés par des cendres et de lapillis. La fragmentation a des causes variées, explosions, remise en mouvement d'une lave dont la croûte s'était déjà figée, écoulement superficiel.

La brèche volcanique est constituée d'éléments sombres (pyroxène) et plagioclase (blanchâtre). C'est une andésite à pyroxène avec plagioclase ou aussi roche volcanique brechifié à pyroxène ( photos 4 et5).



**Photo 4: Brèche andésitique volcanique à Pyroxène de Tifraouine (in Pequenino F.et Guerra N., 2020).**



**Photo 5: Echantillon d'une brèche andésitique volcanique à pyroxène de Tifraouine (in Pequenino F.et Guerra N., 2020).**

### **La nature:**

C'est une brèche volcanique hétérométrique, parce qu'il y a d'éléments que peuvent avoir des tailles différentes (centimétrique et décamétrique) (photo 6).



**Photo 6: Brèche andésitique volcanique hétérométrique de Tifraouine (in Pequenino F. et Guerra N., 2020).**

### **2.4 : Les coulées andésitiques de Tifraouine à pyroxène:**

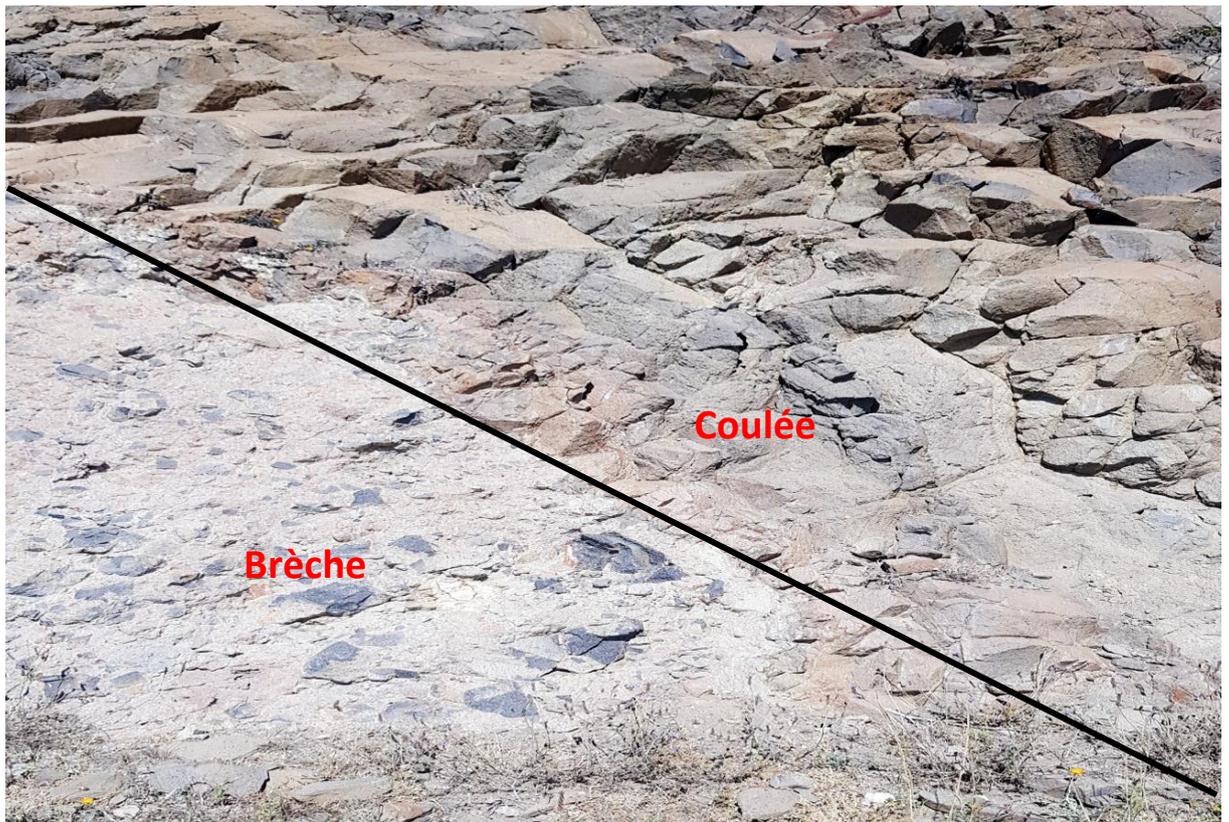
Une coulée est une formation volcanique constituée d'un épanchement de lave issue d'un volcan. Elle se forme au cours d'une éruption volcanique lorsqu'un volcan rejette de la lave suffisamment fluide et en quantité suffisante ( photos 7 et 9).

Les coulées se superposent dans les brèches de base. Le premier éclatement c'est des brèches après c'est la coulée, qui est très calme.

Les éléments sont plus fins que des éléments dans la brèche.



**Photo 7: Coulée et brèche andésitique volcanique du talus de la route de Tifraouine (in Pequenino F. et Guerra N., 2020).**



**Photo 8: Alternance de coulée et brèche andésitique de Tifraouine (in Pequenino F. et Guerra N., 2020).**

### **2.5 : Les tufs et brèche andésitique de Tifraouine:**

Les tufs volcanique est une roche très faible généralement stratifié horizontalement (les tufs sont plus fins au fur et à mesure qu'on s'éloigne du cratère, car les cendres légères sont emportées plus loin) ou verticalement (la base du banc est plus grossière que le sommet, ce dernier étant plus riche en cendres).

#### **Formation volcano-sédimentaire:**

Sur le talus de cette route affleure des alternances de brèche, de coulée et de scorie à pyroxène ainsi que des tufs avec des inter lits millimétriques et centimétriques de marne (photo 9).



**Photo 9: Brèche et tufs andésitiques Tifraouine d'âge Miocène (in Pequenino F.et Guerra N.,2020).**

Il y avait des séparations des formations avec les périodes : brèche (période explosif) et marne (période calme).

La première explosion était fine et la deuxième explosion grossière, mais dans les dépôts de marne il n'y avait pas d'explosion car Il y avait une incursion aquatique ou s'est déposé du marne (photos 10 et11).



**Photo10: Alternance grossier et fins de la brèche andésitique qui renferme des blocs de scorie de Tifraouine ( in Pequenino F.et Guerra N.,2020).**



**Photo11: Formation volcano-sédimentaire andésitique de Tifraouine (in Pequenino F.et Guerra N.,2020).**

## **2.6 : Les andésites à amphibole de Bouzedjar:**

Les andésites constituent le dyke du Cap Figalo, les coulées et pyroclastites rejetées par l'appareil volcanique du Tifaraouine et les coulées de M'sirda.

Ce sont des laves porphyriques dans lesquelles on discerne à l'œil nu des phénocristaux de plagioclases, de ferro-magnésiens et de minéraux opaques. Les andésites du Sahel d'Oran se distinguent par leurs teintes sombres parfois brunes ( photos 12et 13).



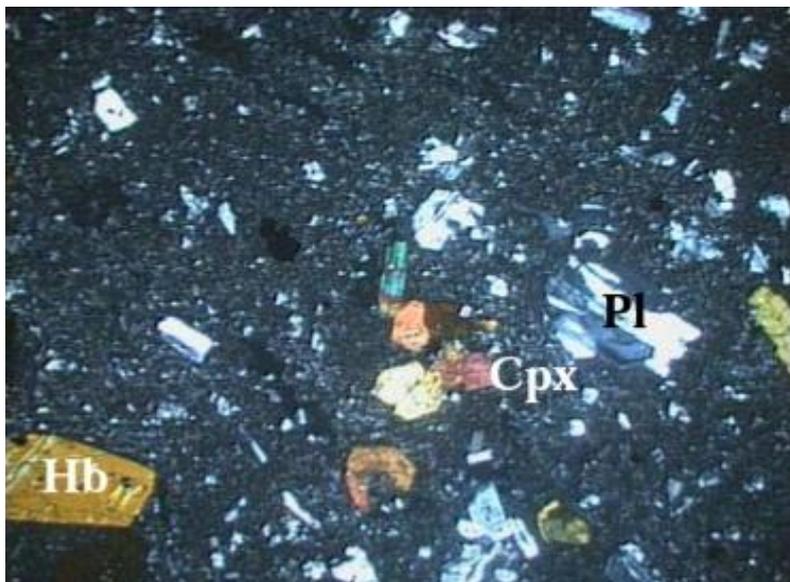
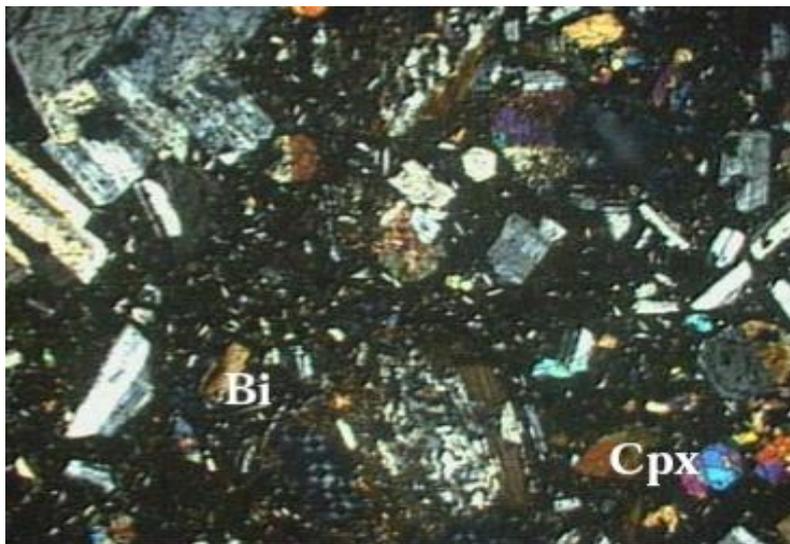
**Photo12: Coulée andésitique à amphibole. Bouzedjar, plage 1 (in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**



**Photo 13: Andésite à amphibole. Bouzedjar, plage 1(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

L'examen microscopique des andésites a permis de distinguer des andésites à pyroxènes (Opx et Cpx) et amphibole et des andésites à pyroxènes seuls. Les andésites à

pyroxènes et amphibole constituent le groupe de base ou groupe inférieur, auquel se superpose le deuxième faciès formant le groupe supérieur. Toutes ces andésites présentent une texture microlitique fortement porphyrique à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène ( les phénocristaux représentent 15 à 30 % du volume total de la roche ) (photos 14 et 15) .Ces derniers minéraux constituent les phases essentielles et constantes dans toutes les laves. La composition de ces laves étant homogène, nous étudierons les différents phénocristaux ( plagioclases, pyroxènes, amphibole, biotite et minéraux opaques ) et la mésostase.



**Photos 14 et 15 : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de Cpx (Clinopyroxène augite), de Hb (Hornblende verte), Bi (biotite) et Pl (plagioclase) des andésites du Sahel d'Oran (LP, gros. x20) (in Hacini,2002).**

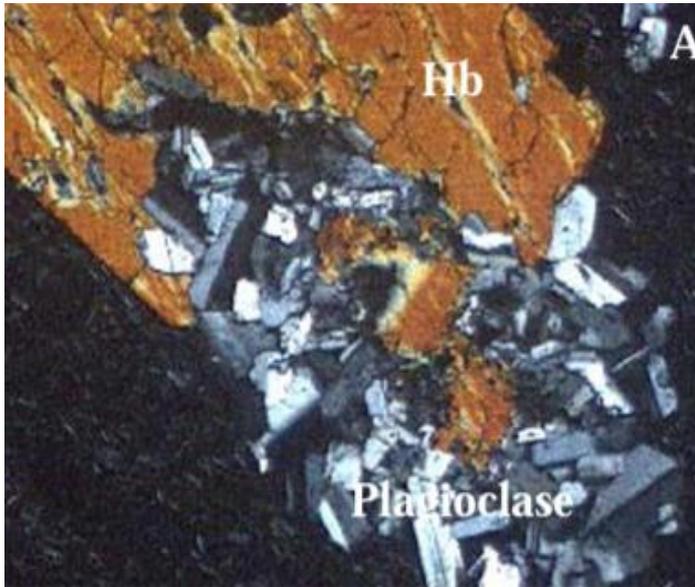
**Le plagioclase** : représente la phase minérale dominante ( jusqu'à 20 % des phénocristaux ) de taille variable comprise entre 0.5 et 2 mm. Le plagioclase se rencontre en individus isolés ou en agrégats polycristallins (association de 3 à 6 individus). Les cristaux sont automorphes, de composition An50-60 et présentent très souvent des mâcles de type albite. Ils sont fortement zonés, cette zonation oscillatoire (andésine-labrador ) est soulignée par de nombreuses inclusions fluides formant des auréoles. Par endroit, les plagioclases renferment des facules de verre brun et de petits granules de minéraux opaques, qui confèrent au minéral un aspect de déséquilibre avec le verre avoisinant : « Dust inclusions » . Les microlites plus calciques sont soit plus ou moins orientés soulignant la fluidalité de la lave, soit enchevêtrés formant une texture intersertale. Dans ces andésites, coexistent deux types de pyroxènes: l'orthopyroxène et le clinopyroxène.

**L'orthopyroxène**, nettement pléochroïque (brun rose saumon ) apparaît sous forme de cristaux automorphes de taille homogène ( autour de 0.5 mm ). Il renferme souvent des inclusions automorphes de minéraux opaques.

**Le clinopyroxène** de type augite, rarement zoné et fréquemment maclé, se développe en plages automorphes de tailles comprises entre 0.5 et 1 mm. Il contient en inclusions des cristaux de titano-magnétite et quelques rares baguettes de plagioclases. Le clinopyroxène est également présent en microlites dans la mésostase. Il apparaît souvent des phénocristaux, composés d'un cœur d'Opx et d'une frange plus ou moins continu d'augite. La limite entre les deux types de pyroxènes est nette. Une telle association Opx-Cpx, fréquemment observée dans les laves calco-alkalines, est le résultat d'une réaction entre le liquide magmatique et le cristal d'Opx.

**L'Amphibole** présente uniquement dans les andésites inférieures représente la phase minérale la plus importante après les plagioclases ( 10 % ). Elle apparaît sous forme de baguettes plus ou moins fines dans la mésostase, aussi bien en microcristaux de taille inférieure à 3 mm qu'en phénocristaux de taille pouvant atteindre jusqu'à 5 mm. De couleur généralement brun - foncé, elle renferme des minéraux opaques, des plagioclases et des pyroxènes. L'amphibole présente deux types de figures de déséquilibre qui peuvent coexister au sein d'une même roche: - La première consiste en une pseudomorphose en petits cristaux de plagioclases associés ou non à des grains de minéraux opaques.photos 16 et 17 - La deuxième en une déstabilisation marquée par une couronne réactionnelle constituée de plagioclases, quartz, chlorite et minéraux opaques. Dans ces deux cas, la transformation du minéral peut être partielle ou totale.

Dans ce dernier cas, il ne subsiste alors que la forme qui rappelle le cristal originel.  
(photo16 et 17 )



**Photos 16 et17 : Pseudomorphose partielle (A) et totale (B) en petits cristaux de plagioclase associés aux minéraux opaques dans les amphiboles. (LP, gros. x20) (in Hacini,2002).**

Cette déstabilisation de l'amphibole, fréquemment observée dans les andésites calco-alcalines, serait due à un phénomène de résorption magmatique (modification des conditions thermodynamiques).

### **Ordre de cristallisation:**

A partir des relations entre les différentes phases minérales on peut distinguer deux étapes de cristallisation :

- La première étape correspondant à l'apparition des phénocristaux dont les minéraux opaques automorphes en sont les premiers témoins. Ils sont alors suivis par la cristallisation simultanée des plagioclases et des pyroxènes et enfin de l'amphibole et de la biotite. Les inclusions vitreuses dans les phénocristaux de plagioclases peuvent être considérées comme représentatives de la composition d'un liquide proche du magma originel des andésites.
- La seconde étape est représentée par la mésostase et les microlites de plagioclases et de minéraux opaques qui apparaissent avant la solidification finale de la pâte vitreuse. - La phase post magmatique vit marquée par l'apparition, de quartz et chlorite lors de la transformation de l'amphibole, et également de la séricite et de la calcite.

Des phénomènes liés à la circulation hydrothermale sont à noter dans les andésites de Tifraouine et qui sont matérialisés par l'apparition des chlorites, des oxydes et d'une silicification qui est bien visible dans les fissures et dans les cavités des faciès andésitiques.

### **2.7 : Les Andésites et Dacites de Moul El Bahar:**

Les faciès volcaniques de cette localité sont présents à l'ouest de la petite plage de Bouzedjar1 et se trouvent au milieu des formations quaternaires. Les parties les plus fraîches ont une coloration claire avec des minéraux de biotite visible à l'œil nu et des morceaux de verre dans la mésostase microcristalline. La texture microcristalline et parfois presque vitreuse présentant des fluages indiquant le degré de viscosité de la lave. Il s'agit d'un monticule de dacite ou d'andésitidacite (photo18 et 19).



**Photo18: Andésite à Biotite (en paillette) et Plagioclase (blanchâtre) .Moul El Bahr (in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**



**Photo19: C'est un piton d'Andésite à Biotite bréchifiée et avec la coulée. Moul El Bahr (in Pequenino F.et Guerra N.,2020).**

## **2.9 : Les marnes à gypse et soufre du Miocène de Bouzedjar:**



**Photo20: Formation de Marne à Gypse et Soufre d'âge Miocène et une falaise de Calcaire au sommet de la formation. Bouzedjar 2.(in Pequenino F.et Guerra N.,2020).**

Ces marnes se localisent au niveau de la Marsa Bouzedjar avec une coloration grise et des niveaux gypseux centimétriques ayant des formes en plaquettes et en fibres.

L'âge de cette formation est du miocène supérieur.

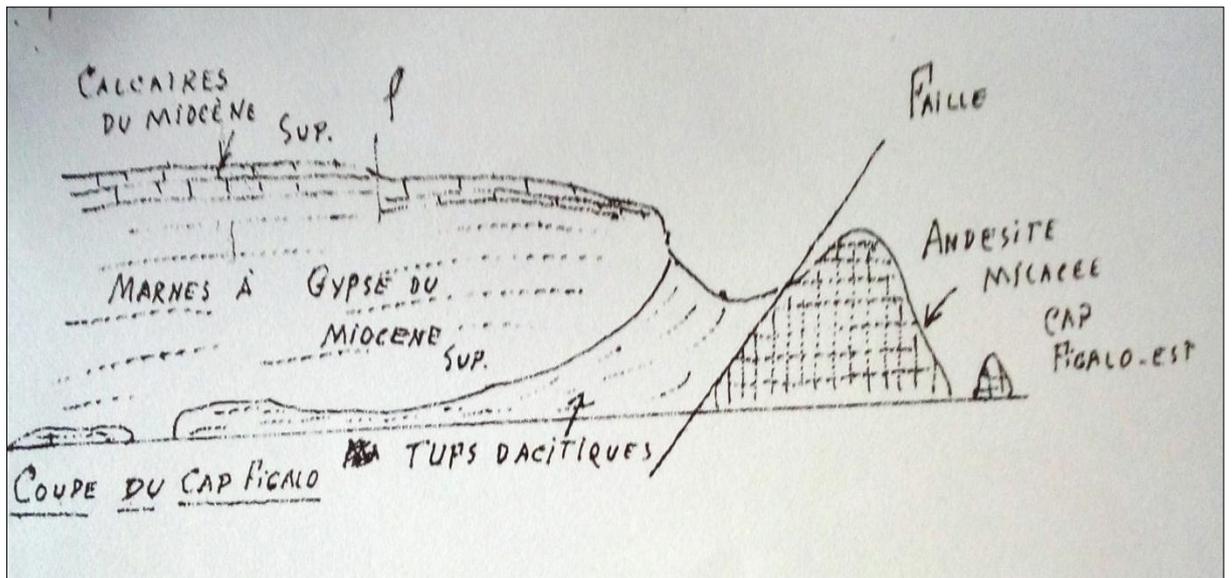
Au sommet de cette formation, on localise des calcaires datés du Messénien.

Chronologiquement les tuffs dacitiques sont antérieurs aux marnes qui sont datés du miocène supérieur (photo20 ) et coupe de la figure 3 suivante.

## **2.10 : Les tufs dacitiques de la grande plage de Bouzedjar et du Cap Figalo.**

### **La formation volcano-sédimentaire (tufs dacitique) :**

Il y a un granoclassement positif des éléments, les plus gros en bas et les plus fins en haut. Ces formations sont de composition pétrographique dacitique et sont limitées par une faille à l'Est du Cap Figalo et surmonter par les marnes miocènes à gypse et les calcaires Messénien à l'ouest (figure 3), suivante de la coupe du Cap Figalo.



**Figure 3 : Coupe montrant les Tufs Dacitique et les Andésites micacée du sahel d'Oran.(in M.Mahmoudi).**



**Photo 21: Formation volcano-sédimentaire (tufs dacitique).  
Bouzedjar plage 2.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

De point de vu minéralogique ces formations de Tuf dacitique renferment des cristaux de biotite, de plagioclase, de quartz et des ferromagnésiens qui sont des amphiboles et des pyroxènes. Ces formations renferment aussi des fragments du substratum miocène. (photo 21).

### 2.11 : Les basaltes plio-quadernaires du Maar de Dzioua:

Le volcan de Dzioua est un cratère de type maar, sous forme de cuvette, en explosant a éjecté des produits très fins comme les tufs et les cendres lors des périodes explosives et des coulées lors des périodes effusives (photo22).

Ce volcan en forme de maar a été aménagé en un réservoir naturel d'eau qui servira à palier au manque hydrique des régions avoisinantes.

La partie occidentale est constituée de brèches scoriacées avec des intercalations de lambeau de coulées débitées parfois en pelures d'oignons.

Les pyroclastiques se trouvent surtout au NE montrant ainsi des émissions fortes volcan (égueulement) vers la partie nordique, figure (coupe géologique du volcan de Dzioua in Tabliouna 97).

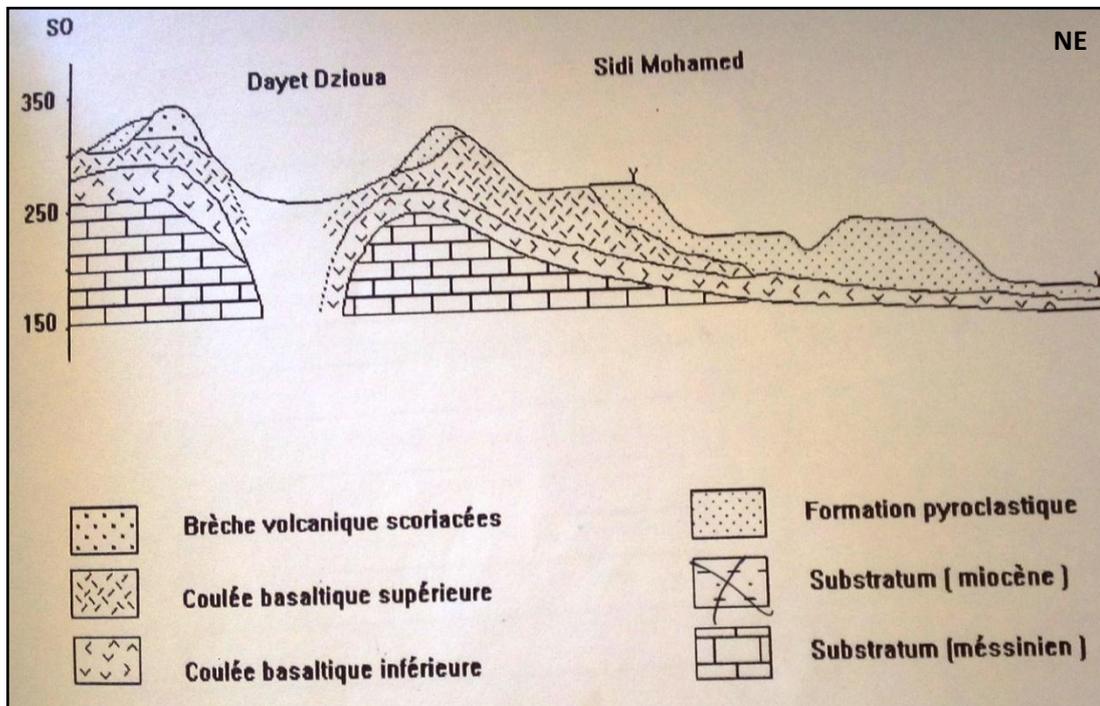


Figure 5: Coupe géologique du volcan de Dzioua (in Tabliouna 97).



**Photo 22: Le volcan de Dzioua de type maar, formant un anneau de tuf (in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

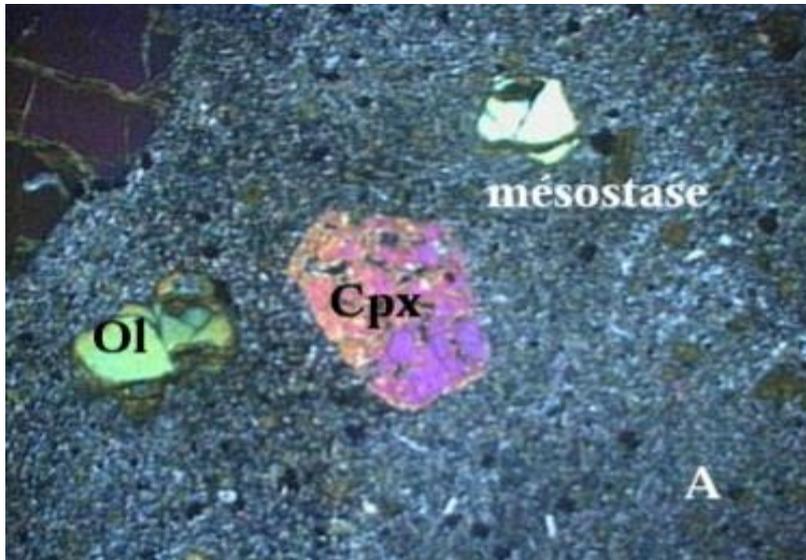
On dénombre au moins deux épisodes volcaniques dans ce type de volcan en forme de marre. Un épisode effusif compte tenu de la présence de brèche et de coulée et un épisode phréatomagmatique compte tenu de la présence de produits de projection fins et de la forme géométrique finale du volcan.



**Photo 23: Basalte à olivine et pyroxène d'âge plioquaternaire de Dzioua.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

L'altération de l'olivine et pyroxène c'est l'iddingsite ( photo 23).

Microscopiquement, c'est un basalte à olivine et pyroxène avec une texture microlitique porphyrique ( photos 24 et 25).



**Photos 24 et 25: : Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase et à rares phénocristaux d'olivines et clinopyroxènes des basaltes alcalins de Dzioua. (LP. gros. x 20) .(A) coulée inférieure (B) coulée supérieure (in Hacini,2002).**

La mésostase peut parfois être finement cristallisée et pauvre en verre. D'une manière générale, ces basaltes correspondent à des laves porphyriques dans lesquelles les

phénocristaux de plagioclases sont nettement dominants ( 20 à 30 % ), suivis de clinopyroxènes ( 10 à 20 % ), de l'olivine ( 5 à 10 % ) et des minéraux opaques ( 1 à 2 % ). La proportion de ces phases minéralogiques est très variable au sein d'une même coulée ou bien évidemment d'une coulée à l'autre photos 26 et 27. La mésostase est constituée des mêmes composants minéralogiques c'est à dire des microlites de plagioclases, des microcristaux de clinopyroxène, d'olivine et de minéraux opaques. Les microlites de plagioclase souvent orientés confèrent à la roche une texture orientée.

Le **plagioclase** cristallise sous forme de sections automorphes à subautomorphes, souvent maclés à zonage normal fréquent, de taille variant de 0,1 à 2 mm. Il s'agit d'andésine ou de labrador (teneur en An comprise entre 45 et 67) renfermant souvent des clinopyroxènes, de l'olivine et des opaques en inclusions.

L'altération s'exprime par une séricitisation en remplissage des craquelures du minéral.

Le **clinopyroxène** correspond à de l'augite de taille variable pouvant atteindre jusqu'à 5 mm dans certaines coulées. Ce minéral très souvent maclé (mâcles simples ou polysynthétiques) présente parfois une légère zonation. L'augite peut être incolore ou légèrement colorée en rose violacé traduisant ainsi une composition titanifère.

Elle apparaît soit en cristaux isolés dans la mésostase, soit en amas polycristallins avec l'olivine et les plagioclases. Elle renferme par endroits des inclusions de nature variée : opaques, olivine et plagioclases.

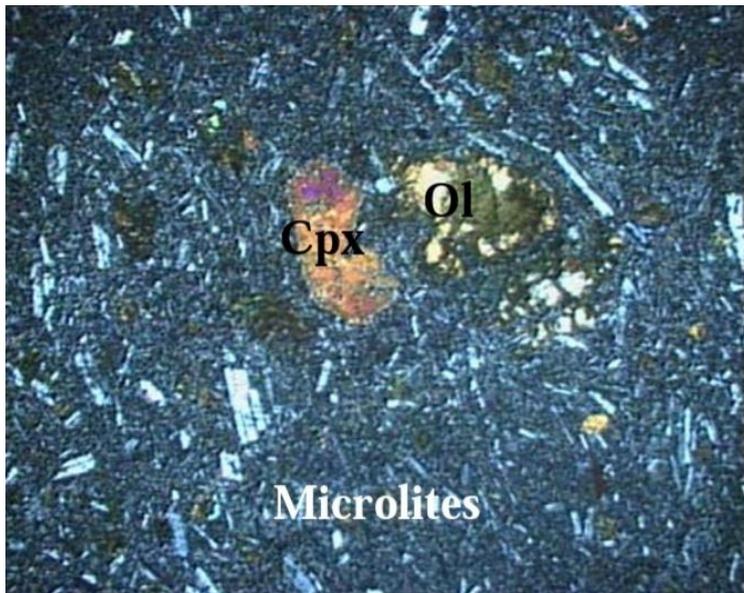
**L'olivine** est présente en quantité importante (environ 10 %). Elle s'y développe sous forme de cristaux automorphes losangiques ou arrondis souvent craquelés de taille variable entre 0.1 et 3.5 mm. Ces cristaux à contours parfois corrodés et résorbés sans bordure réactionnelle, atteste d'un déséquilibre avec le liquide.

Ce minéral peut être limpide mais aussi iddingsitisé le long des craquelures et parfois partiellement ou complètement serpentinisé. L'olivine contient par ailleurs de nombreuses inclusions de spinelles.



**Photo26: Enclave des péridotites (olivine) de Dzioua (in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

**De point de vue microscopique:**



**Photo 27 : Texture microlitique porphyrique à tendance fluidale et à phénocristaux de clinopyroxène et olivine des basaltes de Dzioua. LP (gros. X20)(in Hacini,2002).**

Dans l'autre éclatement on trouve des scories. Le débit en pelure d'oignon des coulées est dû au refroidissement (photos 28 ,29 et 30).



**Photo 28: Le débit en pelures d'oignon de la coulée de Dzioua.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

C'est un volcan plio-quadernaire (plus récent).

L'endroit où il y a des coulées est un endroit calme et où il y a des scories est un endroit à échappement de gaz.



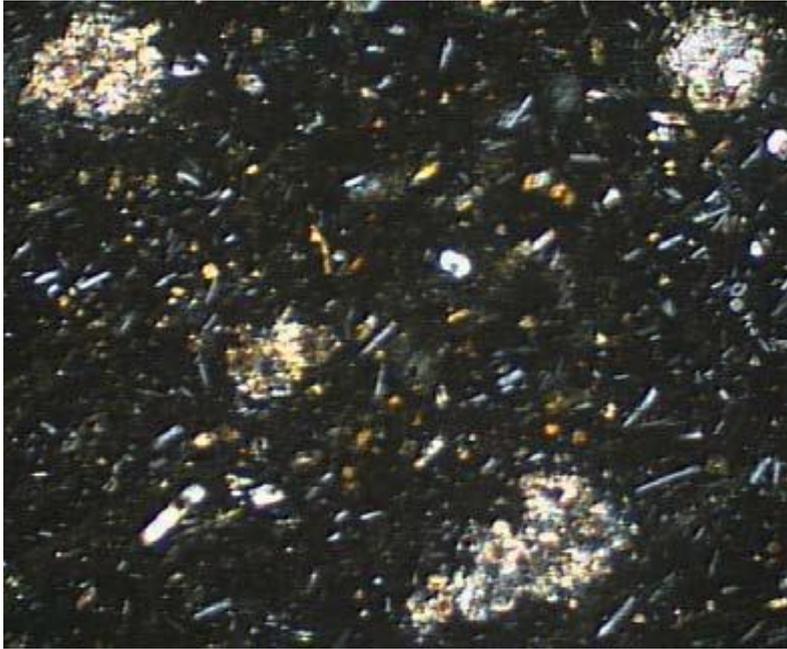
**Photo 29: Scories du volcan de Dzioua.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**



**Photo 30: Le remplissage des fissures par la calcite indique une circulation hydrothermale carbonatée (Calcite).(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

### **2.12. Les rhyolites**

Les formations rhyolitiques sont représentées soit par des dykes de laves massives accompagnées de tufs et de brèches volcaniques (îles Habibas) soit par des blocs de laves emballés dans des produits pulvérulents ( Chabet Hariba dans le Sahel D'Oran ), soit par un neck ( piton de Hammam Bou Ghrara ) Macroscopiquement, ces roches de couleur généralement grise, rouge ou noire sont composées de phénocristaux de biotite et quelques rares phénocristaux de quartz et feldspath baignant dans une mésostase le plus souvent hyaline. Les faciès étant sensiblement identiques, on y retrouve une même paragenèse. Cependant les variations observées ne portent que sur le mode de cristallisation c'est à dire les textures. En effet, outre le caractère hyalin, la mésostase peut être perlitique, fluidale ou même vacuolaire. Dans ce dernier type de structure des sphérolites de dévitrification apparaissent soit en individus isolés soit en " chapelet ". Dans les rhyolites perlitiques, les phénocristaux sont disséminés ou regroupés en amas au sein des perlites. Ces roches se distinguent surtout par leur texture hyalo-porphyrique à rares phénocristaux ( 10 à 15 % ) de plagioclases, de quartz, de feldspath potassique, de biotite et de minéraux opaques. Photo31.



**Photo 31: Rhyolite de l'Oranie.(in Hacini,2002).**

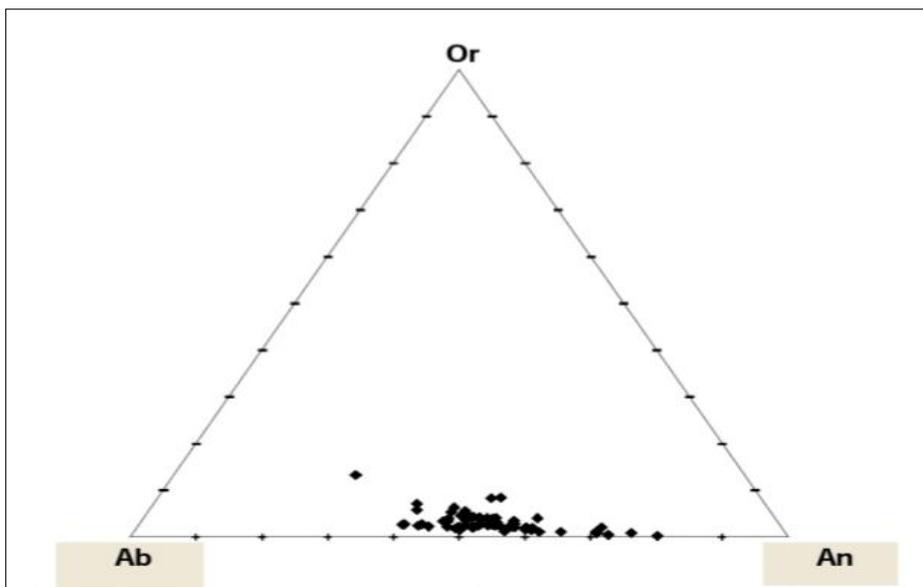
## 2.13. Géochimie des minéraux du Volcanisme cénozoïque du sahel d'Oran:

### 2.13.1. Les feldspaths :

Dans le Sahel d'Oran, sa composition devient de moins en moins calcique des andésites aux rhyolites. Les cristaux montrent le plus souvent un zonage normal et rarement oscillatoire. (photo 32,33 et 34) Dans les andésites (figures 5,6,7 et 8) la majorité des compositions se situe dans le champ de l'andésine et du labrador ( An47 – 59 ). Ces cristaux de plagioclase contiennent de nombreuses inclusions fluides disposées selon les plans du zonage. Par endroit, des inclusions d'oxydes opaques envahissent le cœur du minéral.

Chimiquement, ils présentent des teneurs en CaO comprise entre 5.30 et 12 % et entre 5.30 et 6.30 % pour le Na<sub>2</sub>O. La composition en K<sub>2</sub>O est assez variée, elle se situe entre 0.3 et 2.20 %. Il est intéressant de noter que la proportion de fer n'est jamais négligeable puisqu'elle varie de 0.3 à 0.7 %. Le cation Fe<sup>2+</sup> est donc plus facilement incorporé dans le réseau du plagioclase que Mg<sup>2+</sup> qui s'y trouve à l'état de trace ( 0.02 % ) ce qui peut expliquer leur caractère malgachitique.

Les phénocristaux de plagioclase des andésites de M'sirda se distinguent par une composition de type andésine à An<sub>35-47</sub>. Ils sont donc moins enrichis en anorthite que les plagioclases des andésites du Sahel d'Oran. Dans les dacites, les phénocristaux de plagioclase sont constitués d'andésine à An<sub>40-50</sub>.



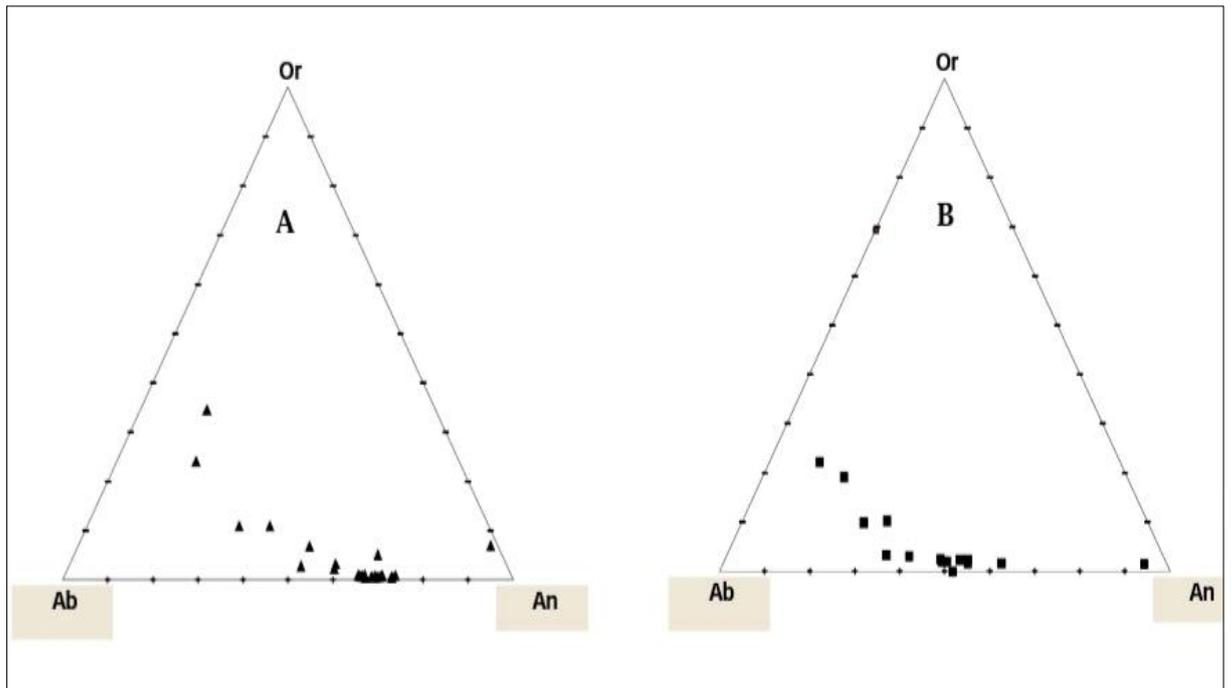
**Figure 5 : Place des feldspaths des laves calcoalcalines de l'Oranie du nord dans le diagramme Orthose, Albite et Anorthite.(in Hacini,2002).**

Dans tous les cas le composant orthose est faible, toujours inférieur à 1 % excepté, dans les rhyolites. En effet ces dernières renferment outre, des cristaux de plagioclases à An30-45, du feldspath alcalin de type sanidine.

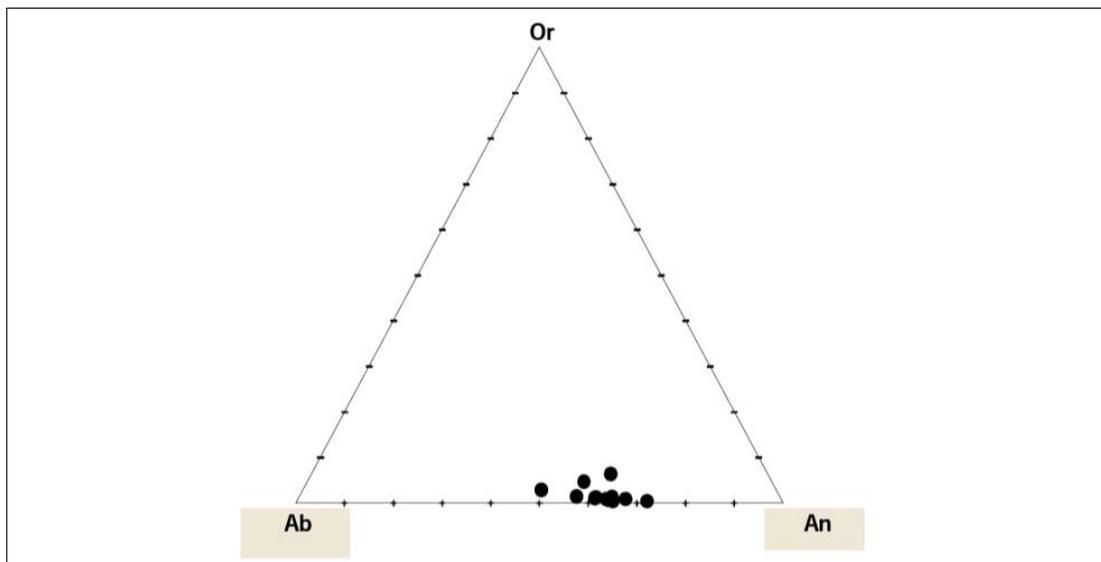
Dans les basaltes, la teneur en anorthite des phénocristaux de plagioclases est tout à fait comparable à celles des plagioclases des andésites du Sahel d'Oran. Elle donne des valeurs comprises entre An50-60 correspondant au domaine andésine - labrador dans le diagramme Or Ab - An (figure 5,6,7 et 8 ). Les concentrations moyennes en anorthite des microlites sont de type labrador à An70. Dans la rive droite de la Moyenne Tafna la dacite renferme, outre des cristaux de plagioclase de composition An45-50, des feldspaths alcalins de type anorthose (figure, 6, 7 et 8 ) et (tableau 1) des feldspaths à partir des normes CIPW des laves calcoalcalines du sahel d'Oran et le (tableau 2 ) des analyses des plagioclases des laves transitionnelles de l'Oranie nord occidentale (in Hacini, 2002) suivants :

Echant	OR10	OR9	OR1	OR8	OR6	OR5	OR11	OR 4
SiO2	56.7	57	58.3	62	66.9	67.7	67.6	68.1
TiO2	0.68	0.65	0.68	0.49	0.68	0.64	0.29	0.41
AL2O3	14.9	15.2	15.5	17	15.8	15.1	15.15	16.45
Fe2O3	6.95	6.65	5.7	3.97	1.68	2.96	2.57	1.1
MnO	0.12	0.12	0.09	0.08	0.02	0.03	0.02	0.01
MgO	5.8	5.6	3.85	1.35	1.15	1.16	0.8	0.76
CaO	7.4	7.22	6.7	5	4.9	4.44	2.89	3.77
Na2O	3.17	3.2	3.25	3.6	3.38	3.24	3.38	3.81
K2O	2.58	2.55	3.25	2.9	3.39	3.18	4.65	3.99
P2O5	0.2	0.2	0.24	0.2	0.25	0.23	0.13	0.19
L.O.I	1.37	1.63	2.36	3.12	1.44	1.57	1.93	0.57
TOTAL	99.87	100.02	99.92	99.71	99.59	100.25	99.41	99.16
Q	4.35	5.09	7.70	16.77	23.75	25.89	22.66	22.30
Or	15.59	15.42	19.81	17.82	20.46	19.11	28.28	23.96
Ab	27.37	27.65	28.30	31.62	29.15	27.83	29.38	32.70
An	19.17	19.98	18.61	22.46	18.25	17.50	12.73	16.20
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	13.92	12.55	11.59	1.76	4.08	2.91	1.03	1.35
Hy	16.43	16.26	10.96	7.34	2.11	4.43	4.54	2.07
Mt	1.40	1.34	1.15	0.81	0.33	0.59	0.51	0.21
Il	1.32	1.26	1.33	0.97	1.32	1.24	0.57	0.79
Ap	0.45	0.45	0.54	0.45	0.56	0.51	0.29	0.42
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	101.44	101.57	100.00	100.00

Echant	OR19	OR19	OR19	OR19	OR19	ORH93	ORH93	ORH93	ORH93
SiO2	61.17	55.41	65.91	67.24	54.58	55.83	60.26	56.54	65.47
Al2O3	27.48	27.39	19.38	16.09	27.97	26.82	24.66	26.88	21.43
TiO2	0.50	0.00	0.23	0.51	0.06	0.01	0.10	0.10	0.02
FeO	1.21	0.47	0.27	0.90	0.62	0.39	0.55	0.85	0.96
MnO	0.06	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.02
MgO	2.56	0.05	0.01	0.67	0.09	0.02	0.04	0.04	0.10
CaO	5.48	10.16	10.08	10.98	10.94	9.88	7.01	9.61	3.46
Cr2O3	0.07	0.04	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08	0.19
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	2.85	5.56	4.57	3.63	4.93	5.68	6.80	5.59	6.79
K2O	0.02	0.40	0.30	0.28	0.46	0.40	0.61	0.47	3.18
TOTAL	101.40	99.48	100.86	100.31	99.65	99.08	100.03	100.24	101.62
Si	2.641	2.515	2.894	2.973	2.479	2.540	2.689	2.545	2.872
Al	1.398	1.465	1.003	0.839	1.497	1.438	1.297	1.426	1.108
Fe	0.044	0.018	0.010	0.033	0.024	0.015	0.021	0.032	0.035
Ca	0.254	0.494	0.474	0.520	0.532	0.482	0.335	0.464	0.163
Na	0.239	0.489	0.389	0.311	0.434	0.501	0.588	0.488	0.578
K	0.001	0.023	0.017	0.016	0.027	0.023	0.035	0.027	0.178
SOMME	4.576	5.004	4.787	4.692	4.993	4.999	4.965	4.982	4.933
%An	51.401	49.087	53.883	51.401	53.603	47.880	34.977	47.374	17.713
%Ab	48.376	48.612	44.208	46.734	43.713	49.812	61.399	49.867	62.904
%Or	0.223	2.301	1.909	1.864	2.683	2.308	3.624	2.759	19.383



**Figures 6 et 7 : Place des feldspaths des basaltes transitionnels (A) et des dacites transitionnelles (B) dans le diagramme Orthose, Albite et Anorthite.(in Hacini,2002).**



**Figure 8: Place des feldspaths des laves alcalines dans le diagramme Orthose, Albite et Anorthite.(in Hacini,2002).**

Le tableau 3 suivant, synthétise la nature des feldspaths de quelques laves alcalines de Témouchent d'après les analyses minéralogiques de Hacini,2002.

	<b>Aïn Témouchent</b>					
	<b>OR 31</b>	<b>1068</b>	<b>3607</b>	<b>OR 32</b>	<b>116F4</b>	<b>OR35</b>
SiO <sub>2</sub>	46.5	46.8	48.8	50.2	50	42.85
TiO <sub>2</sub>	2.14	2.16	2.5	1.25	1.35	3.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.3	18.5	17.85	19.2	19.8	16.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.15	9.54	8.9	7.62	8.15	11.55
MnO	0.15	0.16	0.16	0.23	0.24	0.21
MgO	8.75	2.93	3.22	1.85	1.8	5.2
CaO	9.96	7	7.42	5.85	6	10.48
Na <sub>2</sub> O	2.5	4.15	4.6	7.2	6.78	5.25
K <sub>2</sub> O	1.61	1.24	1.54	3.2	2.83	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.16	0.72	0.55	0.6	0.76
LOI	2.46	6.68	4.25	2.73	2.58	3.08
T	100.01	99.32	99.96	99.88	100.13	99.67
<b>Or</b>	9.85	7.99	9.60	19.62	17.29	5.07
<b>Ab</b>	19.87	37.44	38.45	25.41	28.24	13.29
<b>An</b>	26.62	30.66	24.72	10.97	15.69	19.74

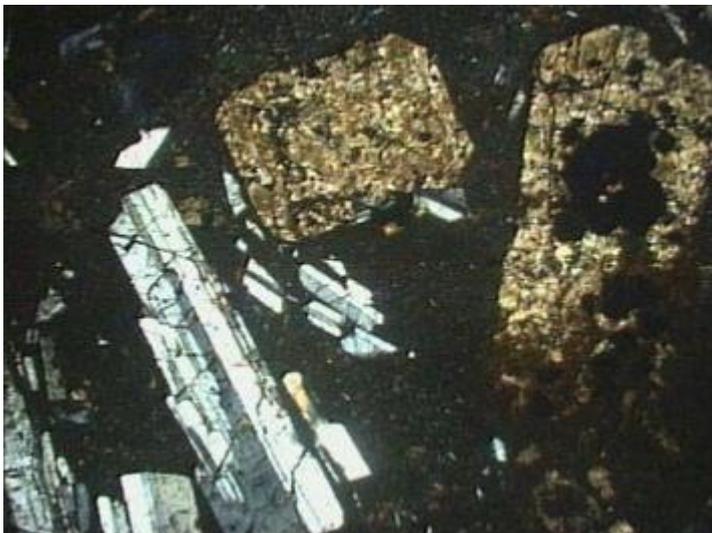
Tableau 3 : Analyses chimiques des feldspaths des laves plioquaternaires de quelques laves de Témouchent, in Hacini,2002.



**Photo 32 : Phénocrystal de plagioclase zoné à bords fondus dans les basaltes( in Hacini,2002).**



**Photo 33 : Phénocristaux de plagioclase à inclusions vitreuses dans les andésites (in Hacini, 2002).**



**Photo 34: Inclusions de minéraux opaques dans phénocristal de clinopyroxène augite dans les andésites (in Hacini, 2002).**

Dans les basaltes alcalins renferment des phénocristaux de plagioclases type labradorbytownite dont la composition varie entre An65 et An75 (figure 8). Ces cristaux zonés à zonage normal montrent un cœur généralement plus basique ( An75 ) que la bordure ( An60) (photo 33,34 et35). Les microlites de tous les faciès sont plus acides ce qui s'inscrit dans une évolution logique de cristallisation.

### **2.13.2. Les Pyroxènes du volcanisme cénozoïque de l'Oranie :**

Ils sont présents dans tous les types de laves sous forme de clinopyroxènes, dans les laves calco-alcalines et dans les dacites des laves transitionnelles l'orthopyroxène accompagne souvent les clinopyroxènes. Dans l'ensemble des laves étudiées, la formule structurale des pyroxènes a été calculée sur la base de 6 oxygènes. La somme des cations toujours égale à 4 indique l'absence de  $Fe^{3+}$  dans la structure.

### **2.13.3. Les amphiboles du volcanisme cénozoïque de l'Oranie :**

Ce minéral n'apparaît que dans les andésites et les dacites du Sahel d'Oran et dans les andésites de M'sirda. Il est quasiment absent dans les paragenèses des laves transitionnelles et alcalines.. Dans les andésites, ces amphiboles se distinguent par des teneurs en  $SiO_2$  comprises entre 42 et 43 % et des concentrations élevées, en  $Al_2O_3$  ( entre 10 et 11 % ), en  $TiO_2$  ( entre 1 et 2 % ) .Les proportions en  $CaO$ ,  $Na_2O$  et  $K_2O$  sont assez constantes : Elles oscillent respectivement, entre 12 et 14 %, entre 1.5 et 2 %, et entre 0.8 et 1 %. Le rapport  $Mg / Mg + Fe$  varie entre 0.61 et 0.75 %. Selon la nomenclature de Leake (1997), ces amphiboles appartiennent toutes, au groupe des amphiboles calciques. Elles correspondent principalement à des magnésio-hastingsites avec  $(Ca + Na)_B > 1.34$   $Na_B < 0.67$  et  $(Na+K)_A > 0.50$  pour les dacites et des Tschermakites pour les andésites.

## **Chapitre3**

- **Structure, dynamisme et chronologie du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord.**

### **3.1-Structure :**

#### **3.1.1 : Introduction:**

La structuration actuelle du Tell oranais, est due essentiellement aux déformations complexes et fortes liées aux orogénèses varisques et alpines représentées par des styles tectoniques variés, (Ciszak, 1993). L'Atlas est subdivisé en Atlas saharien et Atlas tellien séparés par les hauts plateaux. Cette partie atlasique de l'Algérie relève de la chaîne alpine d'Afrique du nord ; L'Atlas tellien ou encore Maghrébides (Auboin et Durand Delga, 1971) est composé d'unités allochtones largement charriées sur l'avant pays des hauts plateaux au cours du tertiaire.

Pour des considérations paléogéographiques, les Maghrébides sont subdivisés en deux zones : les zones internes et les zones externes. Les zones internes dites domaine kabyle (en Algérie) ou rifaine (au Maroc) représentent les témoins (substratum et marge) d'un ancien bloc disloqué dont la position paléogéographique située approximativement entre l'Europe et l'Afrique stable et qui se serait accréti à cette dernière au Cénozoïque.

L'Oranie se trouve à l'articulation de deux grands domaines structuraux fondamentalement différents par la nature des dépôts et par le style tectonique : le domaine atlasique et le domaine tellien.

L'autochtone atlasique oranais est affecté par une tectonique souple (plis) et cassante (failles) acquis dès le Miocène moyen en donnant à la région étudiée, son caractère. Les accidents sont regroupés en cinq familles comprises entre N40, N20, N60 et N90 et N120 Avec des plis déversés ou renversés vers le NW.

Le pourtour de la méditerranée occidentale a connu une activité volcanique très intense depuis le miocène jusqu'au Quaternaire. Cette activité magmatique serait liée à l'évolution géodynamique des deux plaques continentales : l'Eurasie au Nord et l'Afrique au Sud (Bellon, Brousse, Girod et Coulon en 1977 ; Semroud, 1981 ; Hernandez, 1983). Entre ces deux plaques, Andrieux, 1971 introduit également le concept du rôle de la microplaque d'Alboran. Les manifestations volcaniques se sont déroulées de manière quasi-constante. Avec un volcanisme alcalin d'âge plio quaternaire et un volcanisme calcoalcalin d'âge miocène.

Les datations radiométriques ( $^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$  sur roche totale) obtenues par Louni-Hacini et al. 1995 et Coulon et al. 2002 mettent en évidence des âges jeunes et une activité temporelle retrainte pour l'ensemble des manifestations alcalines de l'Oranie.

D'un point de vue volcanologique, les volcans d'Oranie Nord-Occidentale montrent des formes variées : en dayas ou en dômes dont les produits émis sont des pyroclastites et des laves basaltiques. Deux épisodes majeurs d'activité dynamique caractérisent le volcanisme d'Oranie.

Le premier épisode, de nature stromboliennne, est marqué par l'émission de scories, des bombes et de laves. Il est généralisé à l'ensemble des complexes éruptifs.

Le second épisode correspond à une activité de type phréatomagmatique. Il est spécifique aux secteurs d'Ain Témouchent et de la Basse Tafna dans lesquels il a produit des formations volcanosédimentaires.

L'alignement de l'ensemble des centres éruptifs de l'Oranie Nord-Occidentale suit les directions N20 à N60. L'arrivée des magmas en surface a été guidée par des accidents globalement orientés NE-SW (Bousquet et al. 1981 ; Thomas 1985) et les transversales définies par Glangeaud 1952 aboutissant à un découpage losangique de la croûte.

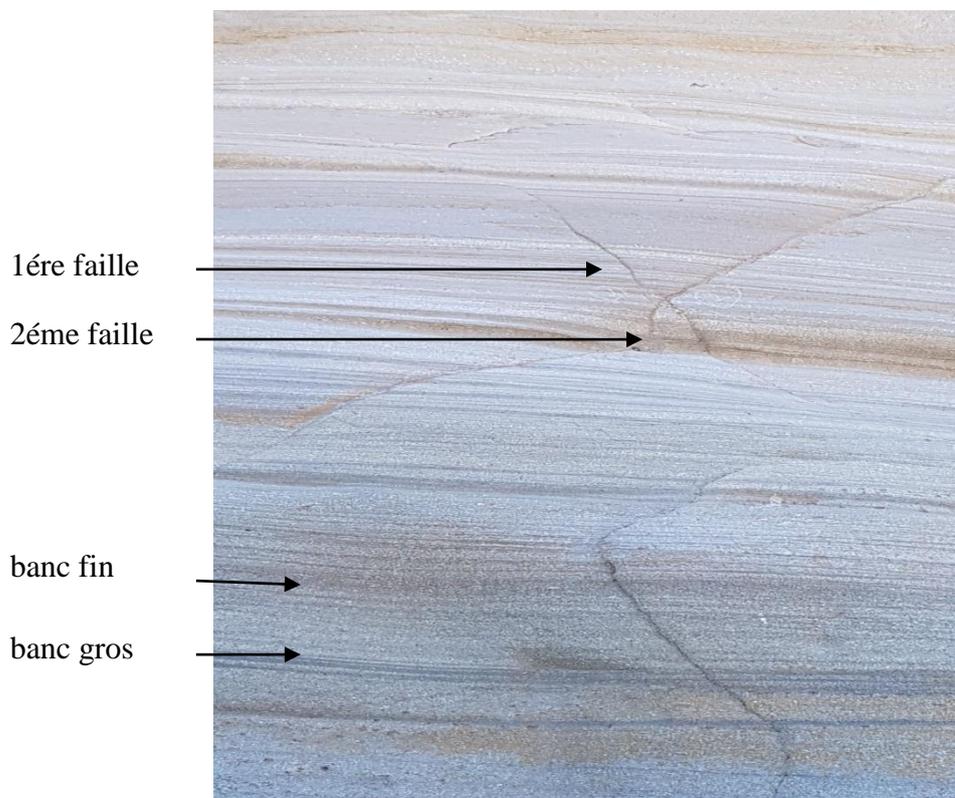
### **3.1.2. Faille:**

Les structures faillées sont liées à la néotectonique de la région du Sahel d'Oran et précisément dans les tufs dacitiques de la Marsa Bouzajar.

Il s'agit d'une structure tectonique consistant en un plan ou une zone de rupture le long duquel deux blocs rocheux se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ce plan divise un volume rocheux en deux compartiments qui ont glissé l'un par rapport à l'autre dans un contexte de déformation fragile. Ce déplacement et la déformation cisailante sont dus aux forces exercées par les contraintes tectoniques, qui résultent de la tectonique des plaques ou à la force gravitaire (instabilité gravitaire). La valeur du déplacement est le rejet de faille (photos 35 et 33).



**Photo 35: Faille normale.(FN) avec un rejet centimétrique dans la localités des tufs dacitiques de Marsa Bouzedjar.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**



**Photo 36: Exemple de failles conjuguées où la première faille décale la deuxième faille.Tufs dacitiques de Marsa Bouzedjar.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

### **3.1.3. Diaclase:**

Les diaclases sont localisées au niveau des tufs dacitiques de la Marsa Bouzedjar et aussi niveau des basaltes de Dzioua, elles sont remplies fréquemment de produits secondaires de calcite et de silice lors de la circulation des fluides aqueux.

Il s'agit d'une fracture dans une roche sans que les parties disjointes ne s'éloignent ou ne se décalent l'une de l'autre, ne pas confondre donc avec une faille (photo 37).

Les diaclases peuvent apparaître dans les roches du fait de pressions auxquelles les roches sont soumises : pression des roches situées au-dessus, contraintes liées à des mouvements tectoniques légers. Elles apparaissent lorsque les contraintes dépassent les capacités de déformation de la roche.

Elles ont des directions diverses mais sont souvent plus ou moins perpendiculaires à la stratification. Leurs dimensions sont réduites.

On peut signaler que la présence de diaclases dans une roche facilite son érosion ultérieure en permettant le passage en profondeur de l'eau, des racines des végétaux.



**Photo 37: Exemples de diaclases dans les tufs dacitiques de Bouzedjar.(in Pequenino F.et Guerra N., 2020).**

### **3.2 :Le dynamisme du volcanisme cénozoïque de l'Oranie :**

Le volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord est de nature calcoalcaline , alcaline et transitionnel ayant donne lieu a une importante quantité de lave basaltique et des dépôts pyroclastiques qui ont couvert plus de 320km<sup>2</sup> en région oranaise (d'après la carte in Hacini2002). Les centres d'émission se présentent sous forme de dômes, de cônes de brèches et de maars atteints fréquemment par l'érosion avec un dynamisme strombolien et phréatomagmatique. Voir la morphologie des centres volcaniques suivants respectivement à Bouzedjar et Ain Témouchent en photos dessous.

**Le dynamisme des appareils étudiés dans ce mémoire se résume comme suit :**

**a) l'appareil volcanique de Madagh** est en forme de massif conique et ayant une mise en place effusive visqueuse avec des structures en prisme. Photo 38.

**b) le volcanisme de Tifraouine** est un volcan strombolien car il a un caractère mixte : explosif est effusif compte tenu de la présence de brèche, de coulée et de Tuff.

**c) le volcan de Moul El Bahr** a un caractère effusif avec des coulées ayant des signes de fluages.

**d) les tufs dacitiques** de la grande plage sont des tufs à caractères explosifs.

**e) l'appareil volcanique de Dzioua** est de forme circulaire de caractère strombolien et phréatomagmatique (explosif sous une tranche d'eau) car les formes des volcans en maars sont presque tous à caractères explosifs à émissions sous une tranche d'eau qui favorise la formation de ces formes géométriques et la formation des tufs. photo39.



**Photo38 : Cône volcanique de Madagh.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**



**Photo 39 : Le maar du centre volcanique de Dzioua-Ain Témouchent.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

L'étude volcanologique des complexes volcaniques Plio-Quaternaire 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** ; 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 ( $63\mu$  à  $2 \text{ mm}$ ) alors que les plus grosses forment des scories, des bombes et des blocs (tailles  $> 64 \text{ mm}$ ). 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-Quaternaires 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-Quaternaires, 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, Bendoukha (1987) et Abad (1993) 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.

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.

- Et l'autre **phréatomagmatique**, défini comme étant un mode très particulier de mise en place des pyroclastites (Fisher, 1964). Il reflète des interactions intervenant entre un magma ascendant et un aquifère ou un substrat gorgé d'eau.

Les critères d'identification de ce type dynamique ont été décrits par de nombreux auteurs (Fisher, 1964 ; Moore, 1967 ; Michael et Sheridan, 1971 ; Boucarut et Crévola, 1972 ; Camus.G. Vincent.G.P.M. 1983; Kieffer, 1976 ; Boivin et Gouraud, 1979 ;

Camus.G. Kieffer, 1980; Boudon et al., 1982) et correspondent, au niveau du volcan, à la présence :

- de blocs fichés ;
- de figures d'anti-dunes ;
- de lapillis accréionnaires et de gouttes de cendres pisolitiques ;
- de traces d'impacts ;
- de balle de boue ;
- de tufs à lapillis ;
- de cinérites et de spatter-cones (scories soudées) ;
- d'édifice de type maar.

En Oranie nord occidentale, le phréatomagmatisme n'a été mis en évidence que dans les complexes Plio-Quaternaires de la Basse Tafna et d'Aïn Témouchent (Bendoukha, 1987; Zerka, 1991; Tabetiouna, 1997). Dans ces deux secteurs, il constitue un épisode majeur de grande amplitude et qui se trouve intercalé entre les deux épisodes stromboliens décrits précédemment.

L'activité phréatomagmatique est ainsi responsable du dépôt d'importantes formations volcanosédimentaires qui ont permis l'édification d'anneaux de tufs, de type maar, pouvant dépasser 3 km de diamètre. En considérant les reconstitutions de l'activité phréatomagmatique et élaborées par Bendoukha (1987), dans la Basse Tafna, Tabetiouna (1990 et 1997) dans la région d'Aïn Témouchent, nous pouvons synthétiser le déroulement de ce type de dynamisme de la manière suivante (figure9).

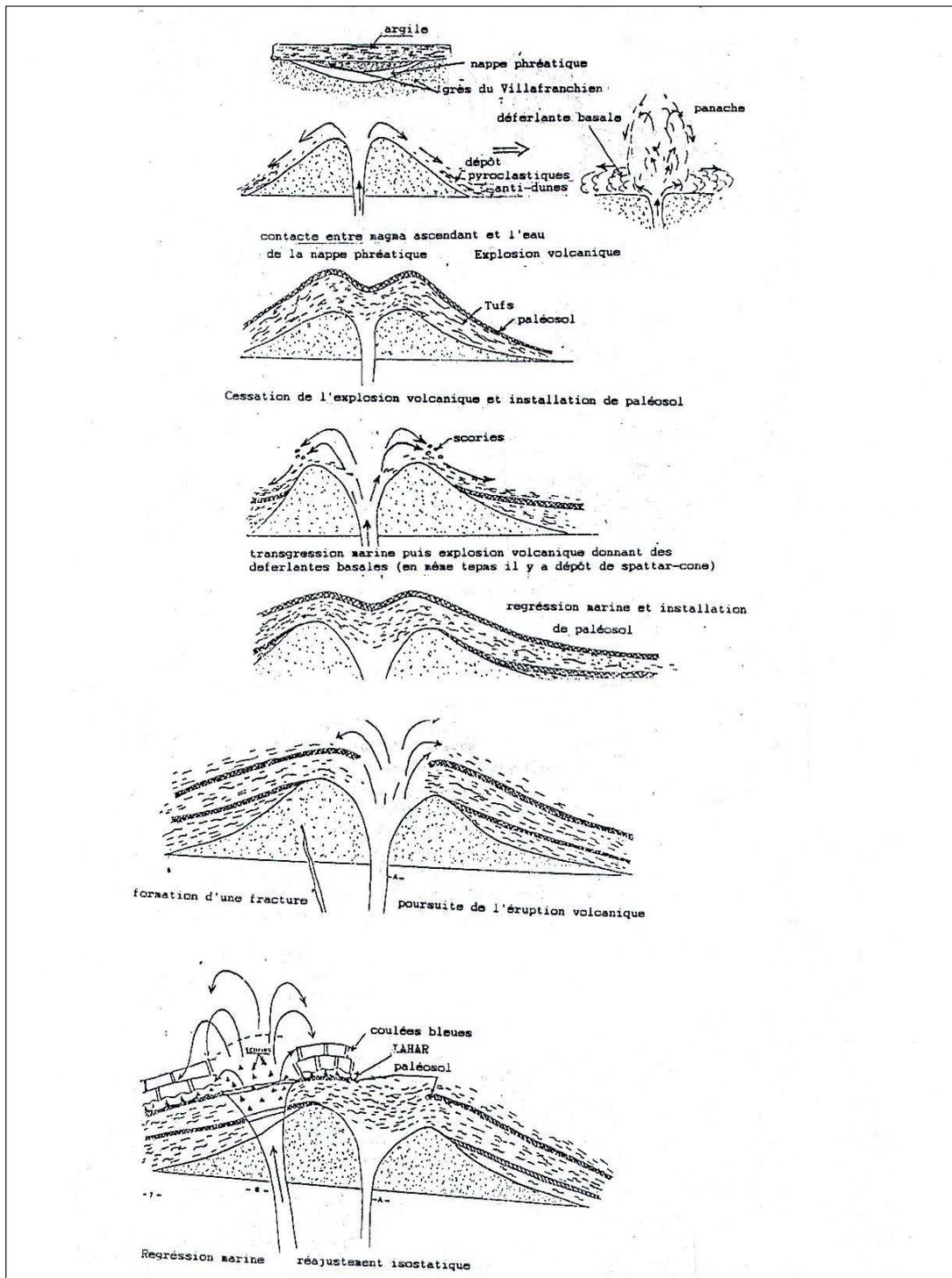


Figure 9: Reconstitution schématique du déroulement d'un épisode phréatomagmatique dans la Basse Tafna (in Bendoukha, 2008).

En remontant vers la surface, le magma rencontre une nappe phréatique occupant un substrat gorgé d'eau : ce sont ici les grés du Villafranchien. Au contact du matériel chaud, l'eau se vaporise conduisant à une très forte élévation de pression de vapeur environnante et induisant de ce fait de violentes explosions.

Les particules sédimentaires et volcaniques, de toutes tailles, sont projetées sous forme d'un panache chargé également de gaz et de vapeur d'eau. A la base de la colonne de gaz et d'éjectais, se développe un nuage en forme d'anneau et qui se déplace horizontalement et à grande vitesse de façon centrifuge : c'est la déferlante basale.

Cette dynamique, si elle se produit dans un environnement sub-aquatique, favorise le dépôt d'importantes formations volcano-sédimentaires pouvant couvrir de grandes surfaces tout autour des bouches d'émission en formant des anneaux de tufs de type 'maar'.

Elles sont constituées d'une alternance rythmique et à granoclassement positif de tufs à lapillis, de cinérites, de cendres et de tuffites. Chaque rythme correspond à une seule séquence de la formation volcano-sédimentaire et reflète également une seule explosion. Les déferlantes basales sont également responsables de la formation des nombreuses figures caractéristiques de l'activité phréatomagmatique telles que les figures d'anti-dunes, marquées par des bancs de cinérites ondulés ou par des stratifications obliques séparées par des surfaces planes, les figures d'impact, les blocs fichés, les balles de boue, etc...

La fin d'une période d'activité phréatomagmatique se traduit par l'arrêt des explosions, un réajustement isostatique et par le début d'installation d'un paléosol si les dépôts se trouvent en milieu aérien.

L'activité phréatomagmatique peut reprendre de nouveau si les conditions environnementales le permettent.

Finalement, l'étude volcanologique des complexes éruptifs basaltiques Plio-Quaternaires d'Oranie Nord-Occidentale 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 stombolienne est très importante et a permis l'installation de nombreux volcans qui ont parfois fonctionné simultanément en émettant d'importants volumes de produits éruptifs. C'est dans la Basse Tafna et dans la région d'Ain Témouchent que les processus volcaniques prennent le plus d'ampleur et montrent également d'importantes

variations dans les conditions de mise en place des roches magmatiques. Dans ces deux secteurs, on assiste à la succession de deux épisodes stromboliens majeurs entrecoupés par une période d'activité phréatomagmatique reflétant ainsi un changement d'environnement dû à un contexte néotectonique particulière.

### 3.3 : La géochronologie du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord :

La carte de la figure 10 suivante illustre la répartition des émissions volcaniques cénozoïques de l'Oranie du nord avec leurs âges respectifs en million d'année (in Hacini,2002).

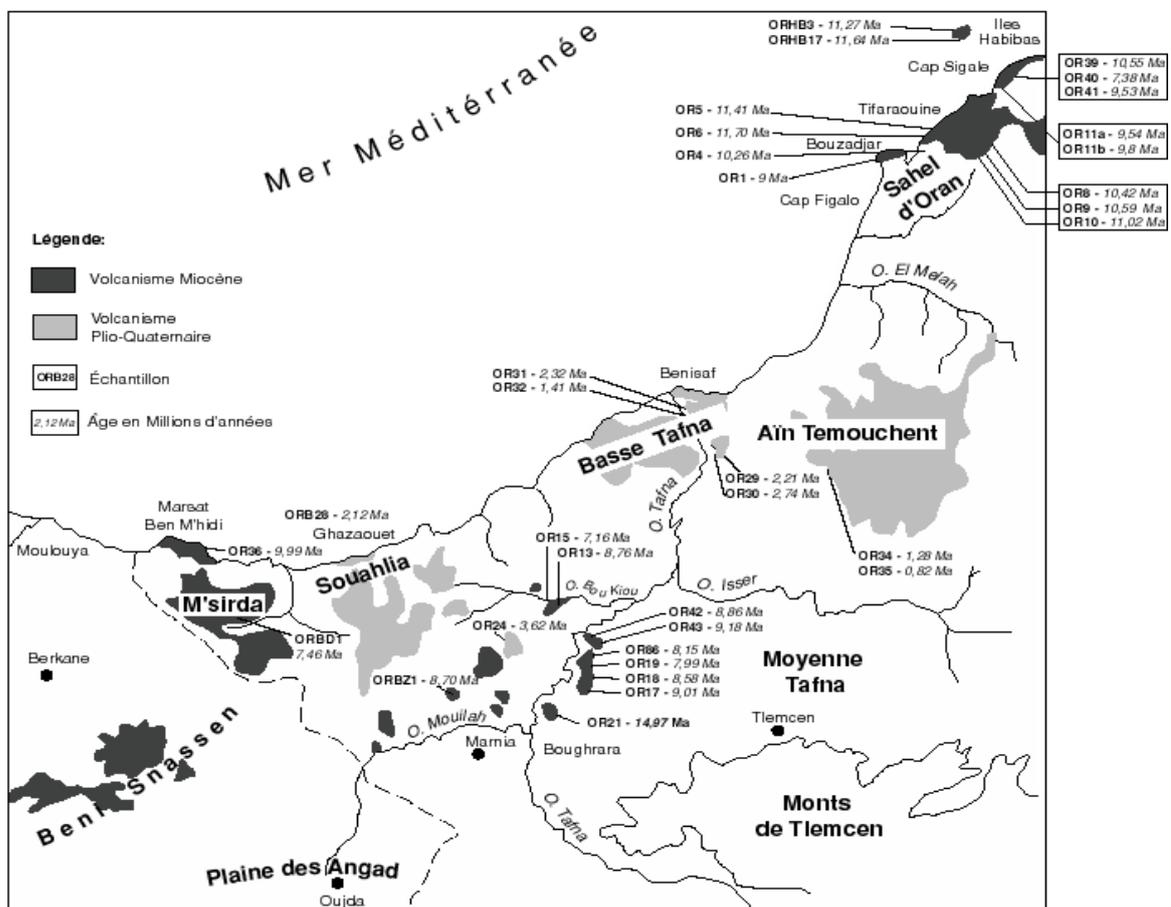


Figure10 :Répartition du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord avec leurs âges en (Ma), in Hacini,2020.

L'activité volcanique a débuté vers 11,7MA(Hacini,2002) à Tifraouine par des andésites à amphibole de bases secondées par des andésites à px à11,4Ma (Hacini,2002) au sommet et des brèches volcaniques de Tifraouine (photo 40).



**Photo 40 : La brèche andésitique sommitale de Tifraouine.(in Pequenino F. et Guerra N.,2020).**

L'activité s'est achevée par l'émission de l'Andésitodacite à biotite du monticule du Cap Figalo à 9MA au quelle on peut rattacher par analogie de facies le monticule de Lala Khadra de Madagh et de Moul El Bahr (Bouzedjar1).

Les îles Habibas (figure 1) situées à 10Km environ de la côte au nord de la Marsa Madakh sont essentiellement constituées par des dacites et des rhyolites. Ces formations volcaniques sont arrivées à la surface à la faveur de fractures de direction atlasique (N130 et N40 ). L'activité volcanique dans cette île a débuté vers 11,65 Ma(in Hacini2002) par la mise en place du complexe dacitique cet ensemble très démantelé est représenté par quelques filons peu développés et de brèches entrecoupées par endroit par des lambeaux de coulées. Ces formations dacitiques sont surmontées par des marnes vertes à gypse dont l'âge serait du Tortonien supérieur. Ces marnes renferment des éléments de laves noirâtres provenant probablement du complexe dacitique.

L'éruption rhyolitique dont l'essentiel de l'activité est explosive donne un âge de 11,27 Ma(in Hacini,2002). Ces émissions sont constituées en grande partie par des tufs rhyolitiques à caractère bréchiq, traversés par des dykes composés par plusieurs lames de lave.

Dans la région d'Ain Témouchent et Beni saf le volcanisme s'est mis en activité durant le Plio-Quaternaire avec des compositions alcalines et un dynamisme strombolien et phreatomagmatique. Il s'agit de basalte à pyroxène, Olivine et Sanidine.

Ces basaltes contiennent des enclaves de péridotite, de pyroxenite et des enclaves de Substratum. Les activités magmatiques se sont déroulées durant le pliocène et le quaternaire avec des périodes de calme de temps à autre comme le témoignent les bancs de paléosols.

## **Chapitre 4**

**4.1. Conclusion générale.**

**4.2. Bibliographie.**

**4.3. Listes des figures et des photos.**

#### 4.1. Conclusions générales :

L'étude du volcanisme cénozoïque de l'Oranie du nord indique une prédominance de faciès basaltique à pyroxène et olivine, des andésites à plagioclase et pyroxène et des dacite et rhyolite à biotite et feldspath. Il a été constaté que ces faciès prennent des structures variées selon le dynamisme lors des émissions qui est tantôt strombolien et tantôt phréatomagmatique. La tectonique cassante semble jouer un rôle prépondérant comme on l'a montré dans les tufs dacitique de la Marsa Bouzedjar.

Le volcanisme cénozoïque de l'Oranie Nord Occidentale est lié à l'histoire géodynamique de la méditerranée occidentale qui d'après les modèles géologiques serait le résultat de l'affrontement des plaques continentales : Eurasie au nord et Afrique au sud. Entre ces deux plaques, la plaque d'Alboran dont le concept a été introduit en 1971.

L'évolution de la Méditerranée occidentale a fait l'objet de nombreux modèles que l'on peut résumer en deux catégories : le modèle faisant intervenir une subduction et l'existence d'un plan de subduction pendant le Miocène; compte tenu de la présence d'un volcanisme miocène calco-alcalin similaire au volcanisme actuel des marges actives ou arcs insulaires. Or, jusqu'à présent, on ne connaît pas de trace de suture océanique au Miocène, ni de métamorphisme de haute pression correspondant. En outre, aucune donnée sismique ou gravimétrique publiée à ce jour ne peut conforter cette hypothèse.

L'absence de subduction caractérisée d'une croûte océanique au Miocène plaide en faveur de la deuxième proposition selon laquelle les mouvements coulissants jouent un rôle important, autant que les mouvements tangentiels distensifs ou compressifs in Hacini(2002).

Les données de la cinématique des océans montrent qu'à partir de 175 Ma, l'ouverture de l'Atlantique central s'est accompagnée de la dérive de l'Afrique vers l'Est en coulissant de manière senestre par rapport à l'Europe restée solidaire de l'Amérique du Nord. Par la suite, à partir du Crétacé Supérieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud induit une rotation anti-horaire de l'Afrique, son rapprochement et finalement sa collision encore actuelle avec l'Europe.

Les chaînes alpines d'Europe et d'Afrique du Nord sont le résultat de cette collision; elles en enregistrent les étapes principales. Dès le Miocène inférieur, des décrochements crustaux voire lithosphériques importants sont alors apparus suite à ce mouvement relatif des deux plaques qui semble continue à fonctionner jusqu'au pliocène et au quaternaire donnant une modification géomorphologique accompagnée d'un volcanisme alcalin.

#### 4.2. Liste bibliographique :

Abad, Z., (1993). Etude volcanologique et pétrologique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oanie). Thèse, USTHB, Alger, 100 p.

Auboin, J., & Durand Delga, M., (1971). Méditerranée (Aire). Ibid., 1<sup>st</sup> and 2ed., 1023-1030.

BENDOUKHA R.(1987).l'étude pétrographique et dynamique d'un complexe volcanique plio-quaternaire de la asse Tafna. Thèse de Magister. USTHB, Alger, 159p.

Bellon, H., Brousse, R., (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse, Bull. Soc. Géol. France XIX (7)469-480.

Belmouhoub (2004) :les minéralisations sulfurées liées au volcanisme tertiaire de Tifraouine,  
Thèse de Magister. Algérie.

Benali (2007) :le volcanisme tertiaire du nord de l'Algérie et ces aspects métallogéniques, thèse de doctorat ,USTHB ,Alger. Algérie.

Cisak (1993) : étude géologique et géodynamique d'un tronçon de la chaîne alpine en Algérie occidentale, thèse de doctorat d'état , France .

Coulon, C., (1977). Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d'Etat, Université Marseille, 385 pp.

CURIE J. et FLAMAND (1889).étude succincte des roches éruptives de l'Algérie.  
Pub. Serv. Carte. Géol. Algérie, Alger, n°8.

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

Durand-Delga, M., Fonboté, J.M.,(1980). Le cadre structural de la méditerranée occidentale, 26th Int.Geol. Congress, Paris, Geology of the alpine chains born of the Tethys, Mém.BRGM, 115, 67-85.

LACROIX A.(1893). Les enclaves des roches volcaniques .Ann. Acad. Macon, Ed.Protat frères. Macon, X ,pp.1-710.

LACROIX A (1927). Les caractères chimico-minéralogiques des roches volcaniques tertiaires de l'Afrique du nord. C.R.ACAD.SC I.t.185, n12. pp.573-576

GUARDIA P.(1975).géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord- occidentale, thèse Doct. État. Univ. Nice, 286p.

HACINI. L (2002) . la transition du magmatisme alcalin au magmatisme alcalin en Oranie nord occidentale .thèse de doc .état. USTHB. ALGER.

Hernandez, J., & Bellon, H., (1985). Chronologie K/Ar du Volcanisme Miocène du Rif oriental (Maroc) : implications tectoniques et magmatiques. Rev. Géol. Dyn. Géogr., Phys., Paris, 26, 85-94.

Leake, B.E., et al., (1997). Nomenclature of amphibole : Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist : 35, 219-246.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Semroud, B., Cotten, C., and Coutelle, A., (1995). Datation <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>K. C.R. Acad. Sci. Paris, 321, 975-982. KAr de transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène Supérieur.

MEGARTZI M. (1985). Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale : géologie ; pétrologie, géodynamique. Thèse doc, état. USTHB., Alger, 296p.

Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., (1996). Tectonique plioquadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. Bull. Soc. Géol. Fr., 167 :147-157.

SADRAN G. (1958). Les formations volcaniques tertiaires et quadernaires du tell oranais. Pub.serv.carte géol., Algérie, nouv.serie,bull,n18,533p

Semroud, B., (1981). Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Bejaïa-Amizour. Thèse Doc. d'état, USTHB, Alger, 267p.

Semroud, B., Ouabadi, A., & Belanteur, O., (1992). Les granitoïdes associés à la chaîne alpine en Algérie du Nord. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Vol, 3 n° 1, 4-8.

Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotton, J. Fourcade, S., Fabriès, J., and Gravelle, M., (1994). Géochimie des granitoïdes miocènes de Béjaïa – Amizour (Algérie du Nord). C.R. Acad Sci. Paris, 319, 95-102.

Tabliouna M(1997) : étude pétrologique et structurale du volcanisme plioquadernaire de Ain Témouchent, thèse de Magister, Algérie.

Thomas, G.,(1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le mio-plio-quadernaire. Thèse d'état, Univ. De Pau, 594 p.

VELAIN C. (1874).constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à la Tunisie, c, r, acad, sci, paris, t.128, p.73P.

ZERKA M. et MEGARTZI M.(1986). Les enclaves ultrabasiqes du massif volcanique d'Ain Témouchent (Algérie).6eme sem.nat.des sci.de la terre, Alger, résumé p112.

### 4.3. Listes des figures et des photos :

<b>Liste des figures :</b>	<b>Page:</b>
<b>Figures 1et2 :</b> Cartes de localisations du volcanisme cénozoïque du sahel d'Oran.--7	
<b>Figure 3 :</b> Coupe géologique de la formation des tufs et brèches dacitiques du Cap Figalo.-----	23
<b>Figure 4:</b> Coupe géologique du volcan de Dzioua.-----	25
<b>Figure 5:</b> Diagrammes (Or, Ab, An) des feldspaths des laves calcoalcalines du sahel d'Oran (Algérie nord occidentale).-----	32
<b>Figures 6,7:</b> Diagrammes (Or, Ab, An) des feldspaths des laves transitionnels du sahel d'Oran (Algérie nord occidentale).-----	33
<b>Figure 8 :</b> Diagrammes (Or, Ab, An) des feldspaths des laves alcalines du sahel d'Oran (Algérie nord occidentale).-----	33
<b>Figure 9 :</b> Schémas du phréatomagmatisme .-----	46
<b>Figure10 :</b> carte de la répartition du volcanisme cénozoïque de l'oranie du nord.---	55

### Liste des photos :

<b>Photo1 :</b> Le maar de Dzioua (Oranie).-----	8
<b>Photo 2 :</b> Echantillon de la dacite à biotite de Madagh.-----	11
<b>Photo 3 :</b> Lame mince de la dacite de Madagh.-----	12
<b>Photo 4 :</b> Brèche à Pyroxène de Tiraouine.-----	13
<b>Photo 5 :</b> Brèche volcanique à Pyroxène (Tifraouine).-----	13
<b>Photo 6 :</b> Brèche hétérométrique (Tifraouine).-----	14
<b>Photo 7 ,8 :</b> Brèche et coulée (Tifraouine).-----	15
<b>Photo 9 :</b> Brèche et tuf (Tifraouine).-----	16
<b>Photos 10,11 :</b> Brèche volcanosédimentaire (Sahel d'Oran).-----	17
<b>Photos 12,13 :</b> Coulée andésitique à amphibole (Bouzedjar).-----	18
<b>Photos 14,15 :</b> Lames minces d'andésites ( Sahel d'Oran).-----	19
<b>Photos 16,17 :</b> Lames minces d'andésites à amphibole (Sahel d'Oran).-----	20
<b>Photos 18,19 :</b> Andésite de Moul El Bahr (Bouzedjar).-----	22
<b>Photo 20 :</b> Marne à gypse (Sahel d'Oran).-----	23
<b>Photo 21 :</b> Formation volcanosédimentaire des tufs dacitiques (Sahel d'Oran).-----	24
<b>Photo 22 :</b> Volcan de Dzioua.-----	25

<b>Photo 23</b> : Basalte de Dzioua.-----	26
<b>Photos 24,25</b> : Lame mince de basalte.(Dzioua).-----	27
<b>Photos 26,27</b> : Basalte à enclave.(Dzioua).-----	29
<b>Photo 28</b> : Basalte en pelure d'oignon (Dzioua).-----	29
<b>Photo29</b> : Scorie (Dzioua).-----	30
<b>Photo 30</b> : Basalte à calcite secondaire (Oranie).-----	30
<b>Photo 31</b> :Lame mince de rhyolite.(Oranie du nord).-----	31
<b>Photos 32,33,34</b> : Lames minces des feldspaths des andesites du Sahel d'Oran.-----	35
<b>Photos 35,36</b> : Photos des failles (Sahel d'Oran).-----	40
<b>Photo 37</b> : Diaclase (Oranie du nord).-----	41
<b>Photo 38</b> : Le volcan de Madagh.-----	42
<b>Photo 39</b> :Le maar de Dzioua.-----	43
<b>Photo 40</b> : Brèche andésitique de Tifraouine.-----	48

**Listes des tableaux des analyses chimiques du volcanisme de l'oranie du nord :**

<b>Tableau 1</b> : Analyses des feldspaths a partir des normes CIPW.du volcanisme calcoalcalin du sahel d'Oran.-----	34
<b>Tableau 2</b> : Analyses des feldspaths des laves transitionnelles de l'oranie du nord.-34	
<b>Tableau 3</b> :Analyses chimiques des feldspaths de quelques laves alcalines de Témouchent (Oranie nord ).-----	36