

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche SCIENTIFIQUE

جامعة محمد الصديق بن يحيى - جيجل

Université Mohammed Seddik Benyahia -Jijel



Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département : des Sciences de la Terre et de
l'Univers

كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم : علوم الأرض و الكون

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme : Master Académique en Géologie

Option : Ressources Minérales et Géomatériaux

Thème

**Etudes des altérations hydrothermales associées au
gisement Pb-Zn d'Oued-Amizour (Bejaia-NE Algérien)**

Membres de Jury Présenté par:

Président : Belala Zohir

Examinateur: Boukaoud . El Hachmi

Encadrant : Mr. Lekoui Abd El-Malek

Présenté par :

Ben dali hacine Meriem

Année Universitaire 2015-2016

Numéro d'ordre (bibliothèque) :

Résumé

Le but de cette étude est de donner un aperçu sur les différents produits d'altération associés au grand gisement à Zn-Pb d'Oued-Amizour. Ce dernier est un amas sulfuré principalement composé de sphalérite, galène et pyrite. L'étude pétrographique combinée à la diffractométrie des rayons X montrent une nette zonalité d'altération ; avec chlorite, séricite, quartz, associés aux granodiorite ainsi que dans les pyroclastite, andésite, et le tuf volcanique les roches de l'assise supérieure où existent de rares d'albite calcite zéolite. Cependant, vers la le corps de minerai la propylitisation est représentée par des minéraux d'altération argileuse avancés tels que: kaolinite, pyrophyllite, chlorite, illite, smectite, (montmorillonite). Ces assemblages de haute température ont été utilisés comme critère important pour évoquer la théorie de la genèse de gisement VMS (type Kuroko).

Mots clés

Kaolinite –pyrophyllite –andésite –sulfure massif volcanogène –Oued Amizaour.

Abstract

The aim of this paper is to give an overview of the most alteration products associated to the large Zn – Pb deposit of Oued Amizour, the latter is massive sulphide composed mainly of Sphalerite galena and pyrite. Petrographic investigations combined to XRD show a clear zoning pattern of alteration with chlorite sericite quartz in the granodiorite footwall rocks as well as in pyroclastites, andesites and volcanic tuff of the upper unit with minor zeolite, albite and calcite. However, towards the main orebody propylitization is represented by advanced argillic alteration minerals such as: Kaolinite – pyrophyllite – chlorite – illite ± smectite (montmorillonite). These high temperature assemblage has been used as an important criteria to advocate Kuroko – type deposits in VHMDs.

Key words

Kaolinite – pyrophyllite – andésite – volcanic hosted massive sulphides – Oued-Amizour.

Sommaire

Introduction générale	1
But et méthodes de travail	2
Situation géographique de secteur	3

Chapitre I .généralités et méthodes d'analyses

Introduction.....	5
I. Généralité.....	5
1.La genèse d'un gisement hydrothermal.....	5
2.Les altérations hydrothermales.....	6
3.Les sources de fluides hydrothermaux.....	7
4.Le rôle des fluides hydrothermaux	7
A.Le rôle porteur.....	8
B.Le rôle dans les conditions de précipitation.....	8
5.Facteurs contrôlant les altérations hydrothermales.....	8
II.Classification des altérations.....	9
III.Classification pétrographique des principaux types d'altérations hydrothermales.....	10
IV.Méthodes d'analyses des altérations.....	11
V.Diffractométrie aux Rayons X sur poudre.....	12
VI. Diffractométrie aux Rayons X sur lames orientées.....	13
A.Préparation d'une lame d'argile.....	13
B.Dépouillement des diffractogrammes d'argile et estimation des pourcentages.....	14

Chapitre II. Cadre géologique

II. CADRE GEOLOGIQUE.....	16
II. 1. CADRE GEOLOGIQUE DES MAGHREBIDES.....	16
II.1. 1. Le domaine interne (Socle Kabyle).....	16
II.1. 2. Le domaine des flyschs.....	17
A.Les flyschs maurétaniens.....	18
B.Les flyschs massyliens.....	19
C.Les flyschs numidiens.....	19
II.1. 3. Le domaine externe.....	19
A.les nappes ultra-telliennes.....	19
B.les nappes telliennes sensu-stricto.....	19
C.Les nappes péni-telliennes.....	19

II.1. 4. Le magmatisme.....	20
II.2. Cadre géologique d'Oued-Amizour.....	23
II.2. 1. Aperçu géologique.....	23
II. 2. 1. 1. Le socle kabyle.....	23
II. 2. 1.2. Les unités telliennes.....	24
A) L'unité Brek-Gouraya.....	24
B) L'unité de Barbacha.....	24
C) L'unité de Draa-El-Arba.....	25
II. 2. 1.3. Les flyschs.....	25
A.Les flyschs maurétanien.....	25
B.Les flyschs massylien	25
C.Les flyschs numidiennes.....	25
D.Les formations post-nappes.....	25
a.Le Miocène.....	27
b.Le pliocène	27
II. 2. 1.4. Le complexe magmatique	27
Les roches volcaniques.....	28
Les roches plutoniques.....	29
II. 2. 2. Tectonique	31
Chapitre III Etudes des altérations hydrothermales	
Introduction.....	32
III.1. Aperçu sur la minéralisation zincifère de Tala Hamza.....	33
III.2. Pétrographie de l'encaissant et de l'altération associée.....	36
Aspects macroscopiques et microscopiques.....	36
III.2.A. Les faciès volcaniques.....	36
1.Pyroclastites.....	36
Les analyses par DRX.....	39
2.Andésite.....	41
Description microscopique.....	41
Les analyses par DRX.....	43
3.Les tufs volcaniques.....	44
Description microscopique.....	45
Les analyses par DRX.....	47
4.L'andésite vésiculaire.....	47

Description microscopique.....	49
5.Microgranite	51
Description microscopique.....	51
Les analyses par DRX	55
6.Les tufs andésitiques	57
Description microscopique.....	57
Les analyses par DRX	58
7.Les andésites altérées	58
III.2.B. Les roches plutoniques	59
Granodiorite	59
Description microscopique.....	59
Les analyses par DRX	60
IV. Conclusion	61
Conclusion générale et recommandation	63

Liste de figure

Fig. I : situation géographique de secteur d'étude	4
--	---

Chapitre I

Fig. I. 1 : Un schéma explicatif les trois éléments d'un gisement hydrothermal	6
--	---

Fig. I.2 : le schéma illustré les différents altérations.....	9
---	---

Chapitre II

Fig. II. 1. A) ; B) Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiés d'après Durand-Delga, 1969, les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'Autochtone font également partie des nappes telliennes), (Durand Delga, 1969).....	17
--	----

Fig. II.2 Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides, (Durand-Delga , 1969 ;Vila, 1980).	18
--	----

Fig. II. 3. Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est algérien (région du Constantinois). (Durand-Delga, 1969)	20
--	----

Fig. II. 4. Répartition et âge du volcanisme récent en Afrique du Nord (modifiée d'après Rosenbaum <i>et al.</i> 2002).....	22
---	----

Fig. II.5.Carte schématique des unités structurales (Leikine 1974, modifié d'après Semroud, 1981).....	26
--	----

Fig. II.6 : Carte schématique montrant la répartition des intrusions du massif d'Oued Amizour (Hassissène, 1989).....	28
---	----

Chapitre III

Planche. III. 1. Aspect macroscopique de différentes textures du gisement zincifère de Tala Hamza	35
Planche III. 2. Aspect macroscopique µscopique des pyroclastites.....	40
Planche III. 3. Aspect microscopique de la roche volcanique (Andésites).	46
Planche III. 4. Aspect microscopique de la roche volcanique (tufs), et andésite vésiculaire..	48
Planche III.5. Aspect microscopique de la roche microgranite.....	56
Planche III.6.Tufs volcaniques de Tala Hamza (proximité du corps de minerai principal)....	57
Planche IV.7.La granodiorite de Tala Hamza.	61
Fig. IV.7. Log synthétique de sondage (TH047) de Tala Hamza.....	62

La liste de tableau

Chapitre I

Tableau I.1. Classification pétrographique des principaux types d'altérations (d'après Guessoum.N).....	10
Tableau I.2 : Les rais principaux des minéraux argileux usuels.....	15

Chapitre II

Tableau. II. 1 : les roches plutoniques représentées par les sept plutons.....	30
--	----

Introduction

Durant l'âge miocène, plusieurs corps magmatiques ont affleuré le long de la marge nord-africaine et sont distribués depuis l'île de la Galite en Tunisie, le littoral algérien jusqu'à le nord du Maroc. Leur emplacement a été interprété comme conséquence de la subduction – collision de la méditerranée occidentale entre la plaque africaine au sud et celle européenne au nord pendant l'Oligo – miocène (Auzende et al, 1975 ; Cohen, 1980 ; Carminati et al, 2012). Cet évènement tectonique régional est également responsable de la structure actuelle de la chaîne alpine du bassin de la méditerranée occidentale.

Au Nord de l'Algérie, l'activité magmatique miocène est caractérisée par une composition qui varie depuis les roches volcaniques mafiques, essentiellement à l'ouest aux roches acides à l'Est montrant différentes morphologies plutonique, subvolcanique et volcanique. Les corps magmatiques dans le Nord-Est algérien percent à la fois dans le socle cristallophylien et la couverture sédimentaire des zones internes à environ 15 – 16 Ma (Bellon, 1981; Marignac and Zimmermann, 1983). Les travaux géologiques, géochimiques et isotopiques antérieures menés pour l'étude de ces roches magmatiques (Hilly, 1962; Fougnot, 1990; Ouabadi et al., 1992, 1994; Ahmed-Said et al., 1993; Semroud et al., 1994; Laouar et al., 2002; Laouar et al., 2005; Bouabsa et al., 2010) montrent deux types de magmas : magma dérivé du manteau qui a subi une contamination crustale variable (Edough, Cap de Fer) et un magma provenant de la fusion partielle des roches méta-sédimentaires (Cap Bougaroune, Filfila).

L'activité magmatique au nord Est algérien a été accompagnée par une altération hydrothermale de degré variable où il en résulte trois (03) types de minéralisation : (1) gîte à Pb-Zn-Cu, (2) gisements à W-As-Au associés aux skarns, et (3) filons à Sb – Au. Ces derniers représentent tantôt de petits prospects (le cas de Chetaibi et le massif de l'Edough) tantôt des gisements ayant des réserves colossales (le cas d'Oued Amizour, El-Aouana, Ain

Barbar).

1. But et méthodologie de travail

Dans ce travail de mémoire de master, nous nous optons pour la caractérisation des altérations hydrothermales qui affecte l'encaissant volcano-plutonique du large gisement zincifère d'Oued Amizour. Il s'agit entre autres de déterminer le rôle des fluides minéralisateurs dans le dépôt des minéralisations. En outre, la cartographie des produits d'altération sur leurs encaissants peuvent permettre, à la fois, à adopter certain métalotecte liés à la prospection minière et conséquemment définir la typologie de ce gisement dans son contexte volcanogénique.

Ce travail s'articule autour de trois chapitres, un rappel sur le processus hydrothermal permettant la visualisation des altérations dans un ordre générale. Le deuxième chapitre résume les données géologiques du secteur d'étude et un troisième chapitre qui consiste à déterminer les altérations par l'approche pétrographique et diffractométrique. Il faut également noter que la préparation de ce modeste travail a procédé suivant un plan classique qui comporte :

a. Une synthèse bibliographique consacrée à la consultation de thèses et mémoires relatifs à la géologie du Nord algérien, de publications sur les roches magmatiques d'Oued Amizour et les minéralisations associées et de rapports inédits de l'ORGM (ANGCM) et de WMZ. Egalement la recherche de différents fonds cartographiques effectués sur la région d'étude.

b. Echantillonnage et travaux de laboratoire :

- Les échantillons de terrain sont pratiquement inaccessibles vue la densité de la couverture végétale d'une part, et la profondeur importante des faciès magmatique et de la

minéralisation d'autre part. Par conséquent, nous avons procédé l'échantillonnage sur carotte d'un sondage complet exécuté récemment par WMZ (sondage TH047).

- Les travaux de laboratoire consistent aux confections de lames minces qui serviront à l'étude pétrologique des formations magmatiques. Outre des analyses diffractométriques (DRX) ont été effectuées sur des poudres totales des roches et aussi sur des lames orientées où sont les altérations argileuses les plus poussées. Notons que le dépouillement s'est fait par logiciel de traitement des spectres DRX.

2. Situation géographique de secteur d'étude

Le gisement de Tala Hamza est situé sur la côte Nord de l'Algérie, à environ 10 km, à vol d'oiseau, au Sud-Est de la ville portuaire de Bejaia (Fig. 1) et environ 270 Km à l'Est de la capitale, Alger. Ce massif est limité au Nord par Oued Soummam, à l'Ouest par Oued Amizour, à l'Est par Oued Djemâa, et au Sud par Les monts de Barbacha. Le secteur de Tala Hamza, dit « secteur central » qui fait l'objet de cette étude (Fig1).

Renferme le gisement principal à Pb-Zn d'Oued Amizour. Il est le plus intéressant du point de vue géologique et économique. Les avantages d'infrastructures comprennent : un réseau électrique, un aéroport international, des sources en eau abondantes.

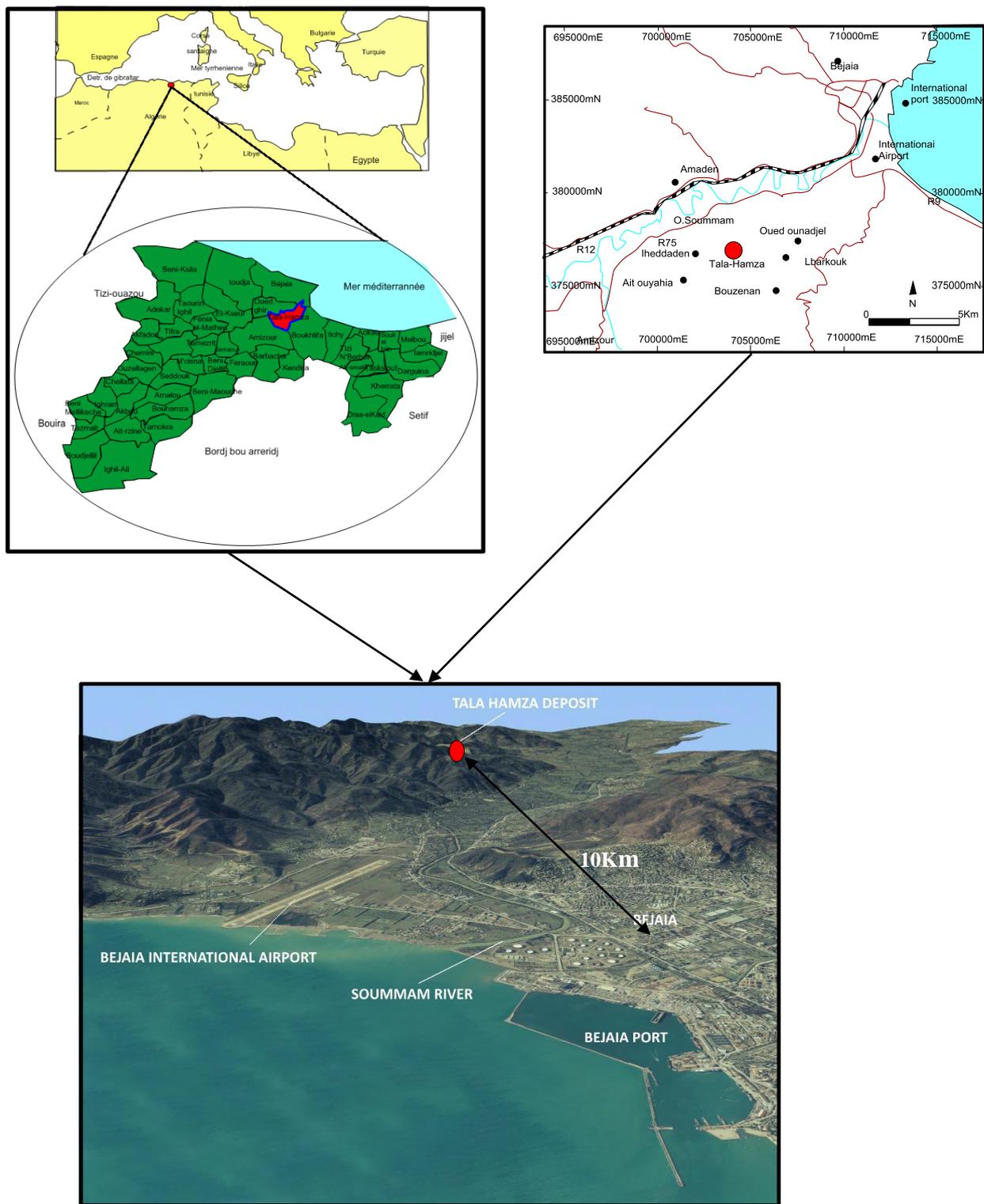


Fig. 1 : la situation géographique de secteur d'étude.

CHAPITRE I

Généralité et méthodes d'analyses

Introduction

Les altérations hydrothermales et les réactions chimiques qui les produisent dans les roches encaissantes sont très importantes pour un certain nombre de raisons. En effet, les distributions tridimensionnelles des zones d'altérations hydrothermales résultent de la circulation des fluides hydrothermaux et donc fournir des témoins efficaces sur les voies de la migration des fluides, leurs caractéristiques géochimiques ainsi que les conditions physiques et chimiques du phénomène d'altération. Dans le contexte des gisements de type VHMS, Les produits chimiques et minéralogiques des zones d'altération hydrothermale sont généralement la seule preuve directe de mode de circulation des fluides responsables à la formation du minerai. Deuxièmement, l'arrangement systématique des zones d'altération hydrothermale, et la reconnaissance de cet arrangement, peut fournir des informations clefs dans l'exploration minérale et peut dans certains cas fournir des vecteurs aux dépôts non découvertes.

Troisièmement, l'altération hydrothermale peut renseigner sur l'origine des éléments métalliques dans le gisement. Par exemple, l'épuisement des éléments de roches altérées, combinées avec les estimations mesurées ou présumées du volume de roche altérée, peut contraindre les sources possibles de métaux d'un gisement. Enfin, les assemblages minéralogiques issus des altérations hydrothermales permettent à l'identification des conditions favorable donnant naissance à un gisement type VHMS.

I. Généralité

1. La genèse d'un gisement hydrothermal

La formation des gisements hydrothermaux nécessite trois paramètres fondamentaux, suivant illustré par le schéma ci-dessous :

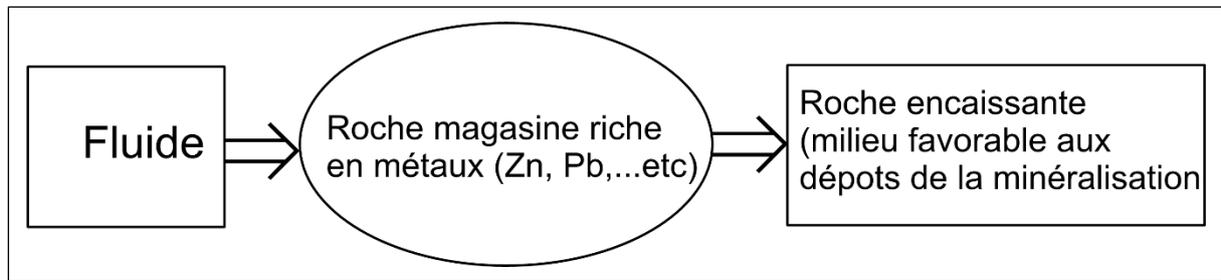


Fig. I. 1. Un schéma explicatif les trois éléments d'un gisement hydrothermal

La plupart des gisements dans le monde soient – ils riches (industrielle) ou pauvres (général) sont produits par le processus d'altérations hydrothermale. Les fluides jouent un rôle fondamental dans la mise en place de la minéralisation et le contrôle des différents paramètres liés à la précipitation des métaux tel que (minéralisation et la chaleur) à long distance. La question qu'il faut poser, comment se produisent des dépôts métallifères par les altérations hydrothermales ?

2. Les altérations hydrothermales

Altération des roches signifie simplement le changement minéralogique de la roche, du fait de l'interaction roche / fluides hydrothermaux. Les minéraux primaires (en ajoutant, supprimant ou redistribuant des composants) sont remplacés par des minéraux secondaires car il y a eu un changement des conditions physico-chimiques sous lesquelles la roche est soumise. Ces changements peuvent être des changements de température, de pression, ou des conditions chimiques. Les fluides portent les métaux en solution, soit à partir d'une source ignée à proximité, ou à partir de lessivage de certaines roches traversées. Les températures peuvent être faibles, mais aussi élevée jusqu'à l'ébullition. La composition du fluide est extrêmement variable, Ils peuvent contenir divers types de gaz, de sels saumâtres (liquide), de l'eau et des métaux. Les métaux sont transportés sous différents complexes, également comme pour le soufre et le chlore.

3. Les sources de fluides hydrothermaux

N'importe quelle eau de surface ou de faible profondeur est, potentiellement, un fluide hydrothermal minéralisant : elle peut le devenir par chauffage lors d'une circulation profonde dans la croûte, ou par interaction avec un magma, particulièrement si elle devient parallèlement acide, alcaline ou saline (Taylor, 1997). Il en est ainsi de l'eau météorique, de l'eau marine et des eaux d'imprégnation (interstitielles) des sédiments ; ces dernières ont pu être piégées dans les pores au moment du dépôt (eaux connées), et elles sont alors généralement d'origine marine, ou à un quelconque moment (eau de formation) et leur origine est habituellement indéterminée. En outre, les systèmes métamorphiques et magmatiques en évolution peuvent libérer de l'eau métamorphique et de l'eau magmatique constitutive dès l'origine d'un fluide hydrothermal. Une eau dite juvénile, car n'ayant jamais participé à l'hydrosphère, peut être également libérée directement du manteau. Enfin, l'eau qualifiée d'"exotique" (Sheppard, 1986) à une origine extérieure à son environnement immédiat, qui demeure inconnue, et l'eau "organique" est issue de la transformation directe ou indirecte d'une matière organique (Sheppard et Charef, 1986). L'expression "eau géothermale" s'applique à l'eau des sources chaudes continentales ou sous-marines. Les caractères isotopiques de toutes ces eaux sont maintenant bien connus (Sheppard, 1977, 1986 ; Taylor, 1974, 1979). On notera que l'eau océanique et l'eau météorique sont les deux seules vraies "eaux de référence" (Ohmoto, 1986), car leurs compositions isotopiques sont véritablement définies à leur source ; tous les autres types sont des eaux recyclées ou des mélanges.

4. Le rôle des fluides hydrothermaux

Les fluides hydrothermaux possèdent deux rôles dans la précipitation des minéralisations :

A. Le rôle porteur

La plupart des minéralisations sont constituées des sulfures, et partagent une propriété importante ; ils sont extrêmement insolubles dans l'eau. Le mystère a été résolu il y a approximativement 20 années, quand il a été montré que la formation d'ions complexes dans solution pourrait mener à la solubilité exigée. Les ions complexes sont formés entre métaux et ligands dans la solution, ou porteurs pour les métaux, par conséquent inhibent la précipitation des minéraux du sulfure.

Deux genres d'ions complexes paraissent être importants dans les solutions hydrothermales.

- Le premier complexe c'est le minéralisateur sulfuré.
- Le deuxième complexe c'est le minéralisateur chlorure.

B. Le rôle dans les conditions de précipitation

Certains paramètres dominent la précipitation. Des baisses de température, de pression, des changements de pH, d'état d'oxydoréduction, l'ébullition, l'immiscibilité d'une phase gazeuse, la réaction avec les roches encaissantes ou un mélange avec des fluides sont autant de mécanismes permettant d'expliquer la précipitation des ions métalliques (la déstabilisation des porteurs de métaux en solution). Leur combinaison ou leur action seule concentre les éléments dans des endroits particuliers de la croûte.

D'un point de vue dynamique, la précipitation des ions métalliques est maximale dans les zones où les vecteurs vitesse du fluide et gradient de température négatif sont colinéaires (Gow et al. 2002), donc des endroits où il y a des écoulements de fluides avec baisse de température.

5. Facteurs contrôlant les altérations hydrothermales

Les supports de l'étude des altérations hydrothermales qui contrôlent ce phénomène sont les terrains géologiques et les fluides hydrothermaux.

A. Pour les terrains géologiques : la nature pétrographique (composition minéralogique et textures), la perméabilité et la porosité primaire ou secondaire acquise essentiellement par fracturation. De ce fait les textures filoniennes sont souvent typiques des paragenèses hydrothermales.

B. Pour les fluides hydrothermaux : la composition chimique, la température, le pH, la pression partielle, la vitesse de circulation et le temps.

II. Classification des altérations

Toujours les altérations se marquent par des changements physiques de la couleur, de la granulométrie, de la texture et surtout de la composition minéralogique. On distingue quatre types d'altérations suivant l'ampleur de la température, les trois premiers types sont hydrothermales.

- Les minéralisations hypothermales (métasomatose).
 - Les minéralisations mésothermales.
 - Les minéralisations épithermales.
 - Et la quatrième par une fluide froide
- } Les altérations hydrothermales.
} altération météorique.

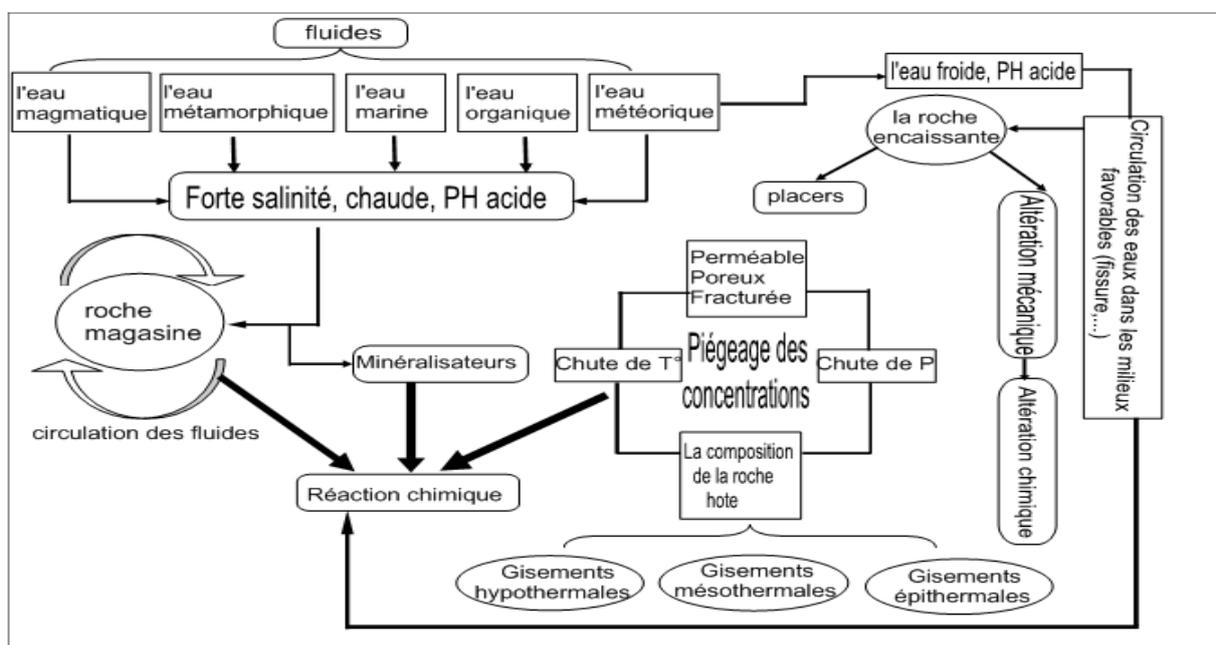


Fig. I.2 : le schéma illustre les différents altérations

III. Classification pétrographique des principaux types d'altérations hydrothermales

La classification pétrographique la plus souvent adoptée est celle de MEYER et HEMLEY (1967). Le type d'altération formé par un assemblage minéralogique porte le nom du minéral dominant. Enfin, mis à part la silicification qui peut se rapporter à des degrés de températures variables. Les types d'altérations résumés dans le tableau suivant sont classés selon un degré de température croissant le plus fréquemment admis (entre 80 et 540°C). Ce sont les suivantes :

Tableau I.1. Classification pétrographique des principaux types d'altérations (d'après Guessoum.N)

(basé essentiellement sur les travaux de MEYER et HEMLEY, 1967).

1-Altération Argileuse			
A - Altération argileuse faible		B - Altération argileuse forte	
<ul style="list-style-type: none"> - Minéraux argileux du groupe des kaolinites et des smectites. - Elle s'observe dans les zones riches en plagioclases. 		<ul style="list-style-type: none"> - Kaolinite – pyrophyllite – séricite – quartz-alunite-pyrite-(minéraux argileux amorphes dans les milieux supergènes). - Cette altération se développe aux dépens de laves et de matériaux pyroclastiques. 	
2-Altération Potassique Faible			
<ul style="list-style-type: none"> - Adulaire ∇ quartz. - Dépôt de sources chaudes. - Dans les fentes alpines. 			
3-Altération Propylitique			
<ul style="list-style-type: none"> - Epidotes – albite – chlorites – séricites-carbonates-pyrite-(et rarement zéolites et montmorillonite). - Souvent associée à la présence de sulfures. Très fréquente dans les roches volcaniques acides et intermédiaires. 			
A-Albitisation	B-Chloritisation	C- carbonatation	D-Zéolitisation
<ul style="list-style-type: none"> - Processus conduisant à la formation d'albite seule. - Dans le cas d'albitisation seule les sulfures sont peu développés. 	<ul style="list-style-type: none"> - Chlorites-quartz-séricites-talc-anhydrite-pyrite. - Les chlorites sont très fréquents dans les altérations hydrothermales. 	<ul style="list-style-type: none"> - Carbonates-séricites-chlorite. - La composition des carbonates est très variée (Mg, Fe, Mn). Cette altération peut se développer aux dépens des minéraux silicatés. 	<ul style="list-style-type: none"> - Zéolites+chlorites (les zéolites résultent de l'altération des plagioclases). - Peu fréquentes lorsqu'elles existent, elle indique souvent la présence de minéraux de cuivre.
4-Altération Séricitique			
<ul style="list-style-type: none"> - Séricite-pyrite-chalcopryrite-quartz. - Fréquentes dans les dépôts de sulfures. La pyrite peut atteindre parfois jusqu'à 40 % du volume de la roche. 			
5-Altération Potassique Forte			
<ul style="list-style-type: none"> - Feldspaths potassiques (orthose,microcline)-mica – magnétite-sidérite-chalcopryrite+apatite ∇ rutile ∇ chlorite ∇ anhydrite. - Les minéraux argileux sont absents. Accompagne les minéralisations de type porphyry-copper. 			
6- Silicification			
<ul style="list-style-type: none"> - La silicification se fait par augmentation des proportions de quartz et d'opale par rapport aux autres minéraux. L'excès de silice peut être apporté par les eaux chaudes ou encore provenir sur place lors de l'altération des silicates. Dans ce deuxième cas, il y a silicification mais sans apport de silice. Dans le premier cas, le phénomène peut aboutir à la formation de grosses veines de quartz. 			

IV. Méthodes d'analyses des altérations

Les caractérisations des différents produits d'altération n'est toujours pas abordable par les méthodes classiques tel que la pétrographie. En effet le changement de la couleur d'une roche est un indice certain de l'altération néanmoins le minéral d'altération peut être variable pour la même roche, et par conséquent, des confusions possibles peuvent être provoquées. La cristallographie aux rayons X ou diffractométrie de rayons est une technique d'analyse fondée sur la diffraction des rayons X sur la matière. La diffraction n'ayant lieu que sur la matière cristalline, on parle aussi de radiocristallographie. Pour les matériaux non-cristallins, on parle de diffusion. La diffraction fait partie des méthodes de diffusion élastique.

Cette méthode utilise un faisceau de rayons X qui rencontre le cristal provoquant la dispersion du faisceau lumineux dans des directions spécifiques. Par la mesure des angles et de l'intensité des rayons réfractés, il est possible d'obtenir une image tridimensionnelle de la densité électronique dans le cristal. À partir de cette densité, la position moyenne des atomes du cristal peut être déterminée, ainsi que leurs liaisons chimiques, leur entropie et d'autres informations. L'appareil de mesure s'appelle un diffractomètre. Les données collectées forment le diagramme de diffraction ou diffractogramme.

Les rayons X, comme toutes les ondes électromagnétiques, provoquent un déplacement du nuage électronique par rapport au noyau dans les atomes. Ces oscillations induites provoquent une ré-émission d'ondes électromagnétiques de même fréquence : ce phénomène est appelé diffusion Rayleigh.

La longueur d'onde des rayons X étant de l'ordre de grandeur des distances interatomiques (quelques angström), les interférences des rayons diffusés vont être alternativement constructives ou destructives. Selon la direction de l'espace, on va donc avoir un flux

important de photons X, ou au contraire très faible ; ces variations selon les directions forment le phénomène de diffraction des rayons X.

Les directions dans lesquelles les interférences sont constructives, appelées « pics de diffraction », peuvent être déterminées très simplement par la formule suivante, dite loi de Bragg : $2d\sin\theta = n\lambda$ avec :

- d = distance interréticulaire, c'est-à-dire distance entre deux plans cristallographiques ;
- θ = demi-angle de déviation (moitié de l'angle entre le faisceau incident et la direction du détecteur) ;
- n = ordre de réflexion (nombre entier) ;
- λ = longueur d'onde des rayons X.

Comme les plans cristallographiques peuvent être repérés par les indices de Miller $\{hkl\}$, on peut indexer les pics de diffraction selon ces indices.

V. Diffractométrie aux Rayons X sur poudre

Pour la caractérisation des produits d'altérations non argileux (ex albite, quartz, séricite...etc.), une simple préparation de l'échantillon par broyage fin à l'aide d'un mortier en agate doit être faite. La quantité désirée est de l'ordre de quelques grammes. La poudre obtenue sera emballée dans des pastilles qu'on passe par le diffractomètre. Il faut signaler que la limite de détection de la diffractométrie aux rayons X est environ 5%, les minéraux dont l'abondance est inférieure à cette valeur ne seront pas identifiés.

VI. Diffractométrie aux Rayons X sur lames orientées

Les argiles sont des roches composées principalement de silicates en feuillets (Phyllosilicates) d'Al, plus ou moins hydratés. Les plus abondants des roches sédimentaires : 50% des sédiments (69 % des sédiments continentaux). Constituants principaux des sols.

Formées de particules fines. Parmi les propriétés les plus connues des argiles l'adsorption d'eau, la plasticité : déformation souple sous l'effet des contraintes, et la dispersion dans l'eau et floculation : les particules fines restent en suspension dans l'eau agitée ; elles décantent dans l'eau immobile avec une vitesse de chute très faible (Loi de Stokes). En eau salée, elles s'agglomèrent (floculation) et précipitent plus rapidement.

A. Préparation d'une lame d'argile

1- Prélever 10 g de la roche broyée, tremper dans l'eau distillée, ajouter de l'acide chlorhydrique (10%) pour décarbonater le sédiment.

Remarque : Dans le cas où votre échantillon est riche en matière organique, il est conseillé d'ajouter quelques gouttes d'eau oxygénée à 110 volume afin de purifier l'argile et permettre sa mise en solution. Cette opération doit être réalisée à une température inférieure à 70 °C pour éviter l'évaporation de H_2O_2 .

2- En absence de l'effervescence, ajouter au mélange de l'eau distillée puis mélanger le tout à l'aide d'une baguette en verre. Ensuite, transvaser le contenu dans un tube de centrifugation. Pour équilibrer ce tube, préparer un deuxième avec de l'eau distillée en utilisant une balance classique. Enfin, mettre les deux tubes face à face dans la centrifugeuse et faire tourner la machine à 2000 tours /s pendant 10mn.

3- Répéter le lavage plusieurs fois jusqu'à l'obtention d'une suspension stable.

4- Mélanger le contenu du tube, puis le transvaser dans un bécher. Laisser reposer, les particules vont décanter selon leur masse ou taille.

L'extraction de la fraction argileuse à partir d'une suspension dans l'eau est basée sur la loi de Stokes se fait après une heure de décantation, les particules argileuses (<2µm) occupent les deux premiers centimètres du bécher.

5- Prélever à l'aide d'une pipette 1 à 2 ml de la fraction argileuse, puis la déposer sur une lame de verre. Laisser la lame d'argile séchée à l'air libre pendant un certain temps.

➤ **Traitements spéciaux** : Généralement, on prépare 3 lames par échantillon :

- **Pas de traitement = « diagramme normal »**

Un diagramme de diffraction des rayons X est enregistré pour la lame séchée à l'air libre. C'est le diagramme de référence auquel on se reporte pour juger des déplacements provoqués par les autres traitements.

- **Chauffage à 490 °C pendant 4 heures**

Ce traitement constitue le chauffage standard appliqué systématiquement au laboratoire. La limite de 490 °C a été choisie pour détruire la kaolinite en respectant les chlorites. Après ce traitement, les minéraux de la famille des vermiculites et des smectites sont déshydratés de façon irréversible.

- **Traitement à la glycérine**

A l'aide d'une petite baguette en verre, on applique une couche de glycérine sur une lame séchée à l'air libre. Ce traitement permet de « gonfler » les smectites et dans certains cas la vermiculite.

6- Enfin, On caractérise les minéraux argileux par diffractométrie aux RX.

B. Dépouillement des diffractogrammes d'argile et estimation des pourcentages

Les lames d'argiles ainsi préparées dans les conditions décrites précédemment, sont une fois séchées, exposées aux radiations X. Au cours du séchage, les paillettes d'argiles vont s'empiler les unes sur les autres à l'image des feuilles d'un bouquin. Lorsqu'on expose la lame d'argile aux rayons X, ces derniers vont pénétrer les minéraux argileux et vont se diffracter. Les réflexions obtenues vont renseigner, après application de *la loi de Bragg* sur l'épaisseur des feuillettes des minéraux argileux présents dans la lame et par là la nature de ces minéraux.

Le dépouillement des diagrammes s'effectue en commençant par la recherche de la position angulaire θ exacte des pics dans les enregistrements X. On cherche par la suite en

utilisant la table de Rose la valeur en Å correspondant à chaque réflexion (il faut choisir la bonne colonne en tenant compte de la nature du métal de l'anticathode). Les valeurs trouvées serviront pour reconnaître la nature des minéraux argileux.

Les rais principaux des minéraux argileux usuels se positionnent comme suit dans les diffractogrammes X :

Tableau I.2 : Les rais principaux des minéraux argileux usuels.

	Brut	Glycolé	Cuit à 490 °C pendant 4 h
Kaolinite	7.1-3.58	Pas de modification	Disparition des pics
Illite	10.1-5.05		Pas de modification
Smectites	13à 15	17 à 18 – 8.5	10
Sépiolotes (Minéraux fibreux)	12	Pas de modification	Pas de modification
Attapulgite	10.5 à 6.5	Pas de modification	Pas de modification

CHAPITRE II

Cadre géologique

II. CADRE GEOLOGIQUE

II. 1. CADRE GEOLOGIQUE DES MAGHREBIDES

La chaîne alpine de l'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogénèse alpine péri-méditerranéenne (Durand-Delga, 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis le sud de l'Espagne jusqu'à l'arc calabro-sicilien (Figure. II.1A). On distingue classiquement les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

Le domaine de la chaîne des Maghrébides a connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages. C'est le domaine des nappes ou domaine allochtone. En Algérie, la chaîne des Maghrébides montre du Nord au Sud les domaines suivants (Fig. II.1B).

II. 1. 1. Le domaine interne (Socle Kabyle)

Le domaine interne est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) peu métamorphique (Durand Delga, 1955). Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs du Chenoua (à l'Ouest d'Alger), en Grande Kabylie et en Petite Kabylie (entre Jijel et Skikda). Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur Miocène inférieur, appelés Oligo-Miocène Kabyle. Le socle kabyle est bordé au Sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la Dorsale Kabyle appelée parfois « chaîne calcaire ». Ce domaine est exceptionnellement étroit et ne dépasse jamais quelques km de largeur. La dorsale kabyle a été subdivisée du Nord au Sud en trois unités qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires : dorsale interne, médiane et externe (Raoult, 1974), Du côté Sud, un contact anormal sépare la Dorsale kabyle du domaine des flyschs. Les

formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien.

II. 1. 2. Le domaine des flyschs

Le domaine des flyschs est constitué par des nappes de flyschs créacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en place par des courants de turbidités. Ces flyschs se présentent de trois manières :

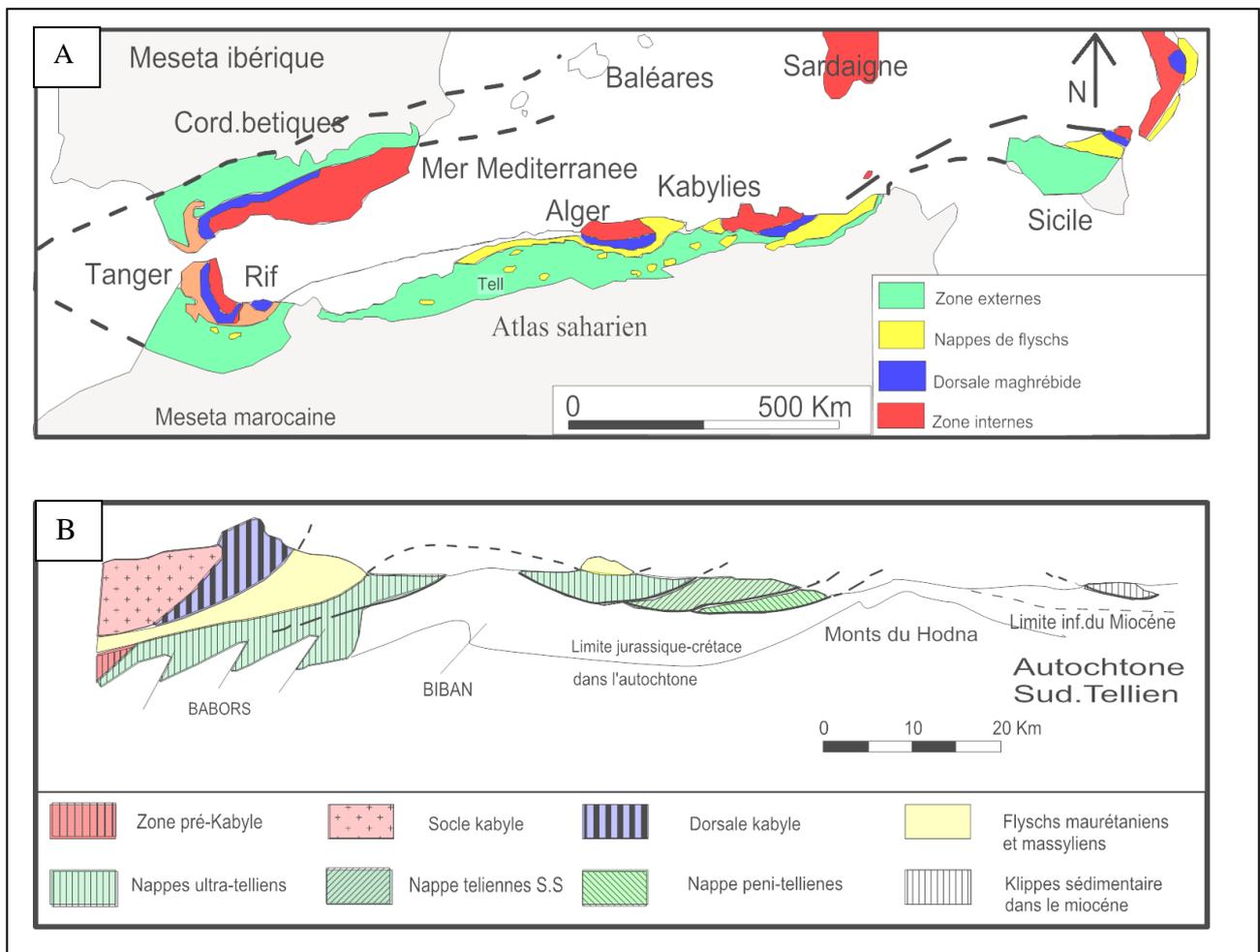


Fig. II. 1. A) ; B) Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiés d'après Durand-Delga, 1969).

- ✓ En position interne, superposés aux massifs kabyles, c'est-à-dire rétrocharriées sur les zones internes, et appelés flyschs nord-kabyles
- ✓ En position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale kabyle (flyschs sud-kabyle).
- ✓ Et enfin, en position très externe, sous forme de masse isolées flottant sur le Tell charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud. (Fig. II.2).

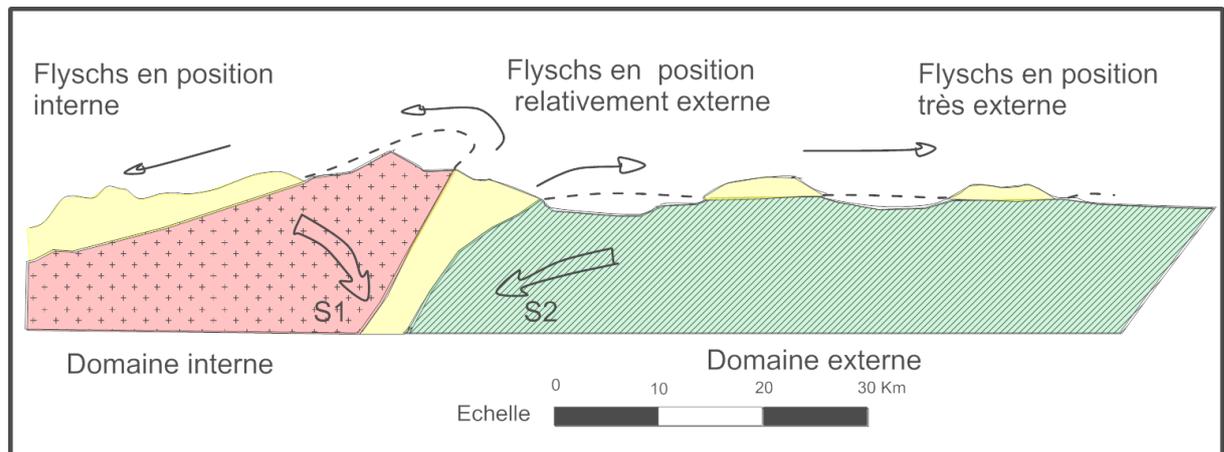


Fig. II. 2 Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides, (Durand-Delga , 1969 ;Vila, 1980).

On distingue du Nord au Sud deux grands groupes de flyschs, les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs numidiens d'âge Oligocène supérieur – Burdigalien inférieur.

A. Les flyschs maurétaniens

Ce terme a été proposé pour la première fois par (Gélard, 1969). Les flysch maurétaniens sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute par des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

B. Les flyschs massyliens

Le terme de flysch massylien a été proposé par (Raoult, 1969). Les flysch massyliens occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série pélipto-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série pélipto-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur.

C. Les flyschs numidiens

Les flyschs numidiens Constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène Terminal Aquitanien épais de plusieurs centaines de mètres qui reposent sur des argilites versicolores oligocènes (Vila, 1980). Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes.

II. 1. 3. Le domaine externe

Le domaine externe ou le domaine tellien, constitué par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de km vers le Sud. On distingue du Nord au Sud (Vila, 1980) :

A. les nappes ultra-telliennes

Elle est caractérisée par des formations bathyales du Crétacé et de l'Eocène et une série plus détritique au Sénonien et à l'Eocène, ne sont connues que dans l'Est algérien et en Tunisie. Elles présentent des caractères proches de ceux du flysch massylien. (Duran Delga, 1969).

B. les nappes telliennes sensu-stricto

Elles sont formées de Lias de plate-forme surmonté de Jurassique plus marneux, puis par le Crétacé qui, détritique, devient marneux à argilo-calcaire et enfin, l'Eocène aux marnes épaisses (M. Kieken, 1962).

C. Les nappes péni-telliennes

Les séries néritiques du Crétacé à l'Oligocène sont des formations carbonatées et marneuses. Les nappes péni-telliennes, définies dans l'Est algérien, présentent des caractères proches de ceux du néritique constantinois. Dans moindre, structurées au Miocène moyen qu'on appelle séries de l'avant-pays allochtone ou tellien et se placent entre les nappes telliennes au Nord et l'autochtone ou para-autochtone atlasique au Sud (Vila, 1980). On distingue ainsi d'ouest en est :

- ❖ L'ensemble allochtone sud-Sétifien
- ❖ La nappe néritique Constantinoise
- ❖ L'unité des écailles des Sellaoua

La figure 5 montre un exemple d'agencement des différents domaines et unités cités précédemment en Algérie (exemple du Constantinois, Algérie nord-orientale).

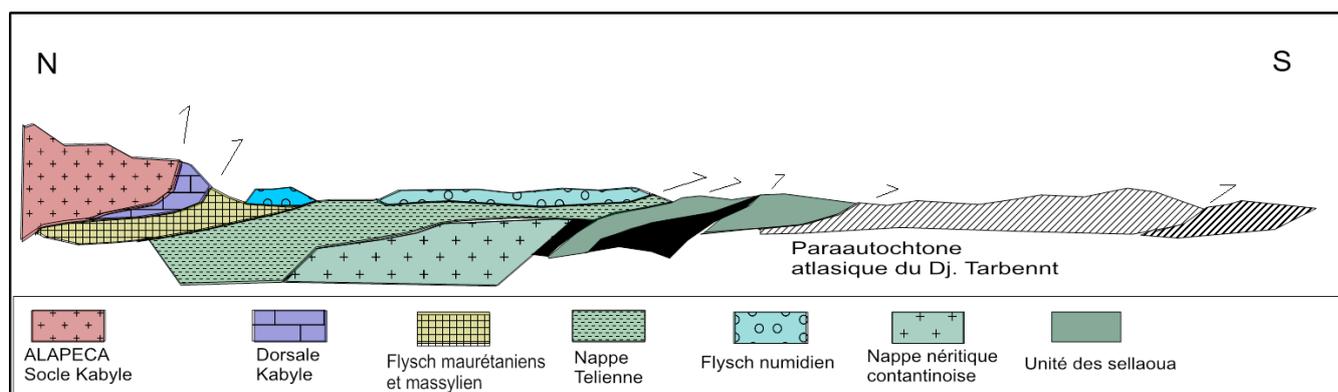


Fig. II. 3. Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est algérien (région du Constantinois). (Durand-Delga, 1969).

II. 1. 4. Le magmatisme

Le littoral algérien est jalonné depuis Annaba. à l'Est, jusqu'à la frontière Algéro-marocaine à l'Ouest, par un ensemble de roches magmatiques effusives et intrusives d'âge tertiaire dont la mise en place est liée à l'évolution géodynamique de la méditerranée occidentale. On trouve des témoins de ce magmatisme tertiaire tout autour de la méditerranée, au Maroc, en Espagne, en France, en Italie et en Tunisie. D'après Semroud, (1981) ces

manifestations volcano-plutoniques sont localisées dans des régions bien distinctes : Annaba, Filifila, Collo et Bougaroun, El-Aouana, Bejaïa-Amizour, Cap djenet , Chercherll et l'Oranie.

Les premières manifestations magmatiques post-orogéniques ont eu lieu à l'Oligocène supérieur et à l'Aquitanién (Revier et al, 1977), mais ces dernières sont très discrètes. C'est au cours du Burdigalien – Langhien que l'activité magmatique prend toute son ampleur (Vila et al, 1974 ; Bouillin et Kornprobst, 1974 ; Bouillin, 1977 ; Semroud, 1981 ; Ouabadi et al, 1992, 1994;; Semroud et al., 1994; Laouar et al., 2002; Laouar et al., 2005). Cette activité est caractérisée par la mise en place d'un magmatisme de différentes natures :

- Un magmatisme à caractère calco-alcalin localisé à l'Edough, Cap de fer, Cap Bougaroune, d'El Aouana et Oued Amizour.
- Un magmatisme à caractère alcalin mis en place dans l'Oranais.
- Un magmatisme à caractère shoshonitique exprimé surtout dans la région de Filifila.

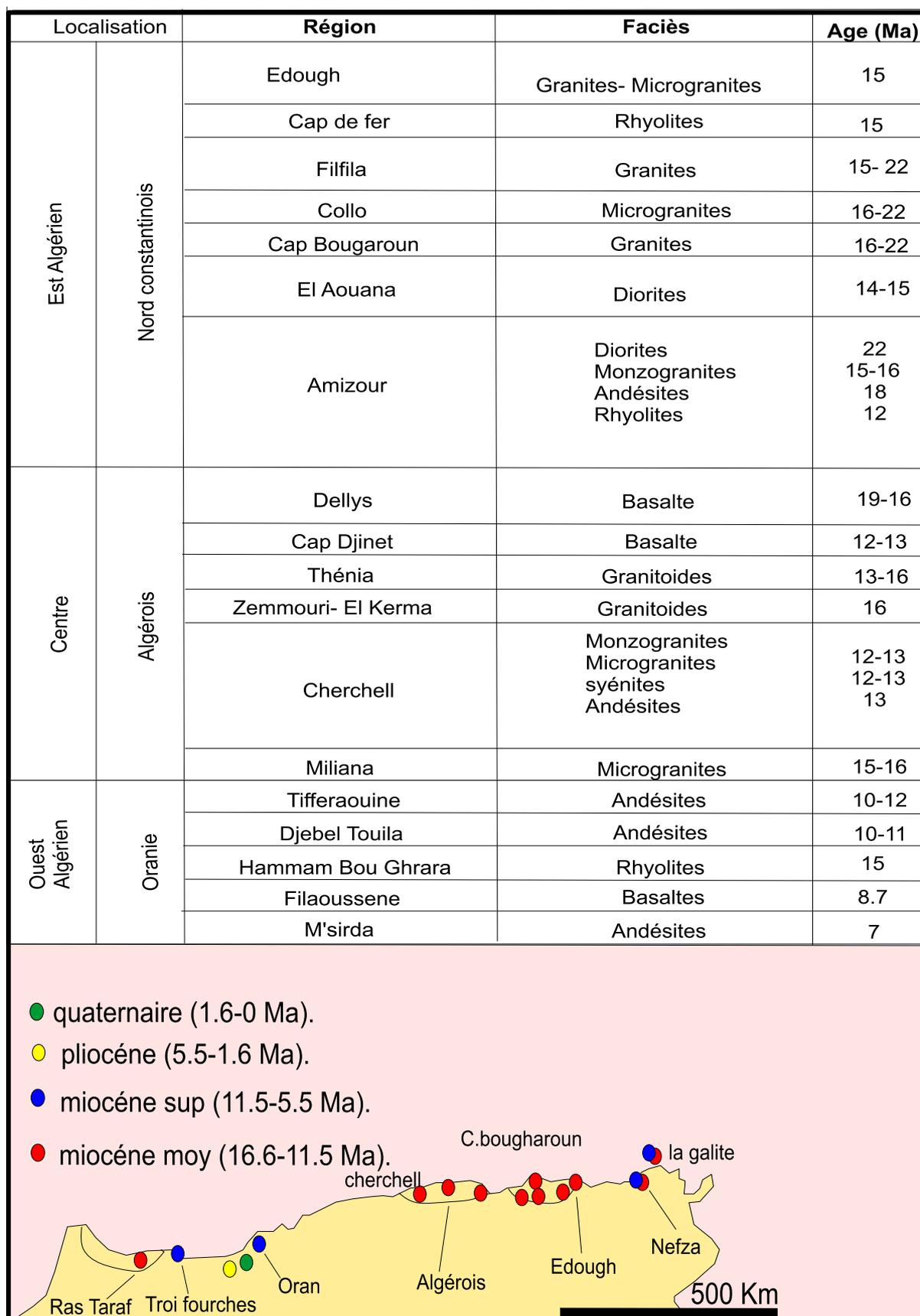


Fig. II. 4. Répartition et âge du volcanisme récent en Afrique du Nord (d'après Rosenbaum *et al.* 2002).

II. 2. Cadre géologique d'Oued-Amizour

Le massif éruptif d'Oued Amizour s'est mis en place au sein d'un pays crétacé recouvert localement par des sédiments tertiaires. Il est limité au Sud par les écailles jurassiques des Babors, sa limite Nord est constituée par le sillon subsidant de la Soummam (Duplan, 1952). Le complexe magmatique d'Oued Amizour a fait l'objet de plusieurs études géologiques, en 1974, Leikine ; distingue trois grands ensembles ; les unités épitelliennes inférieurs, les unités épitelliennes supérieurs et les unités allochtones Kabyle, ces ensembles sont les mêmes ensembles indiqués par Semroud (1981).

Du point de vue structural, ce complexe est situé à la limite entre le domaine interne au Nord représenté par le socle kabyle de Bou-Hatem et les flyschs allochtones, et le domaine externe au Sud, mise en place dans les pays crétacé (Benali, 2007). Il présente une vaste structure d'effondrements volcaniques limités par des failles (Abderrahmane, 2011).

II. 2. 1. Aperçu géologique

De point de vue lithologique, la région de Bejaïa-Oued Amizour, comprend trois grands unités (Semroud, 1981), le socle kabyle, les unités telliennes et les unités allochtones. Le fameux complexe magmatique se retrouve intrudé entre les deux dernières unités.

II. 2. 1. 1. Le socle kabyle

Il est représenté dans la région par le socle de Bouhatem (Fig. II. 1), qui apparaît en fenêtre au sein des flyschs Crétacés massyliens (Ben Ali, 2007), d'après les travaux Leikine (1971, 1974), Obert (1981) ce massif est constitué par des gneiss à la base, surmontés par des micaschistes et des marbres et recoupé par des filons de quartz et de pegmatites.

II. 2. 1.2. Les unités telliennes

Les unités telliennes affleurent au sud de l'accident de $\Phi 1$ d'Achellouf (Hassissen, 1989). Elles sont représentées par les unités Baboriennes qui elles-mêmes comportent du Nord vers le sud : L'unité Brek-Gouraya, Barbacha et Draa El Arbaa.

A) L'unité Brek-Gouraya

Elle est représentée par la chaîne Gouraya-Aghbalou (Fig. II. 1), selon Hassissen (1989) cette unité comporte de bas en haut :

- Un trias gypso-salin à bancs de calcaires, ce trias affleure au niveau d'El Kesseur, le long d'accidents ou en olistolites au sein du Pliocène.
- Un jurassique (Dogger et Malm) carbonaté avec des faciès argileux à Radiolarites.
- Un Crétacé constitué par des calcaires, des pélites et des marnes d'âge néocomien, surmontés par un Albo-Aptien détritique, ainsi que par un Céno-mano-Turonien microbréchiq ue à la base et argileux au sommet. Il se termine par des marnes à galets calcaires du campanien.

B) L'unité de Barbacha

Elle est située au sud de l'unité de Brek-Gouraya, selon Ben Ali (2007), cette unité est composée de bas en haut :

- Un lias constitué par des dolomies, des calcaires marneux et des calcaires à silex.
- Un jurassique supérieur marno-calcaire.
- Le sommet de l'unité de Barbacha est constitué par des marnes et des calcaires à boules jaunes du Campanien.

C) L'unité de Draa-El-Arba

Elle est située au sud du complexe magmatique d'Oued Amizour, et est composée d'après Semroud (1981) par :

- Des marneux-calcaires et des pélites du Néocomien-Barémien.
- Des pélites noire de l'aptien qui admettent de rares lit de grés et par des pélites, des calcaires marneux noirs et des marno-calcaires d'âge Turono-Coniacien.

II. 2. 1.3. Les flyschs

A. Les flyschs maurétanien

Ils reposent tectoniquement sur le primaire de Bou-Hatem et sa couverture transgressive Aquitanienne. Stratigraphiquement ils comportent :

- Calcaires fins ou microbrèches du Néocomien.
- Des grés fins surmontés par les argiles rouges et vertes, des marnes brunâtres associées à des calcaires fins et sableux de l'Albien.
- Des grés vert sombre associés à des marnes du Sénonien.
- Des argiles à bancs de calcaires et des grés de l'Eocène.

B. Les flyschs massylien : Il se compose de :

- Des quartzites verdâtres ou brunâtres associés à des argiles de l'Albo-Aptien.
- Des marnes et des calcaires du Cénomaniens inférieur et des phthanites noirs, rubanées du Cénomaniens supérieur.
- Un complexe marno-bréchiqne du Sénonien supérieur et du Campanien.

C. Les flyschs numidiennes

Il est caractérisé par une teinte verte, rouge ou violacée contenant fréquemment des Tubotomaculums. D'après Semroud (1981), la lithologie des flyschs numidiens est composée par des grés de quelques centaines de mètres en bancs épais de teinte jaunâtre caractérisés par

des dragées de quartz de 5 à 3 mm de diamètre. Le Miocène est représenté dans les Babors occidentaux par des formations marno-gréseuses et conglomératiques datant du Burdigalien supérieur et peut-être de l'Helvétien. Cependant le Pliocène marin est connu dans la basse Soummam près de Bejaïa, il est constitué par des marnes bleues. Le Pliocène continental est formé par des brèches constituées par des blocs de calcaire Jurassique.

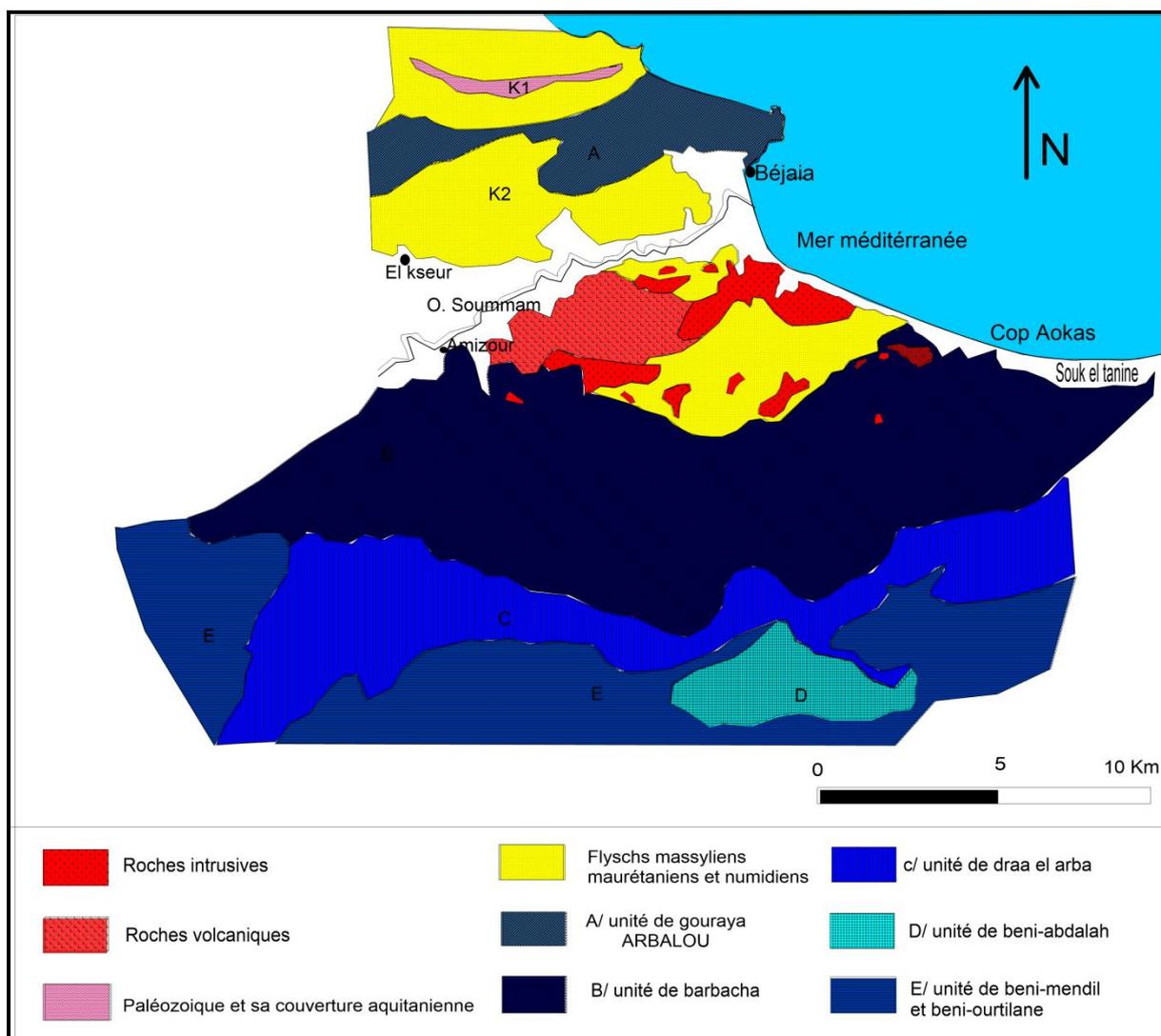


Fig. II.5. Carte schématique des unités structurales (Leikine 1974, modifié d'après Semroud, 1981).

D. Les formations post-nappes

a. Le Miocène

Le Miocène post-nappe dans la région de Bejaïa est représenté par des formations marno-gréseuses et conglomératiques d'âge Burdigalien supérieur et peut être de l'Helétien D'après Semroud (1981).

Gravelle (1959) signale le lambeau Miocène de Sidi Hamou Moussa dans la région du village portant le même nom, ainsi que le Miocène du sillon de la Soummam.

b. Le pliocène

Le pliocène marin affleure au niveau de la base vallée de la Soummam, il est essentiellement constitué par un matériel marneux ; le pliocène continental, quant à lui, affleure au pied du Djbel Gouraya, et il est constitué d'éléments bréchiques qui résultent de la désagrégation des formations Jurassiques. (Semroud, 1981).

II. 2. 1.4. Le complexe magmatique

Le complexe magmatique de Bejaia -Amizour est formé deux ensembles bien distincts, un ensemble de roches volcaniques et un ensemble de roches intrusives. Le premier ensemble, celui des roches volcaniques, occupe la partie centrale et constitue la plus grande partie du matériel magmatique du complexe.

Le second ensemble apparaît sous forme de plutons de faible extension (quelque Km²), se localisant sur le pourtour du complexe. Ces plutons de roches sont disposés, en général, suivant deux alignements, Nord et Sud. Dans l'alignement Sud, de direction Est-Ouest, on y distingue, toujours d'Est en Ouest, les plutons de l'Adrar N' zeka, du Dj. Amjout, d'Anssiffène, de Dj. Tizi-Ouchène et le pluton sur l'alignement Nord, sont disposés, d'Est en Ouest, le pluton côtier de Timenachine et celui de l'Oued Nadjel.

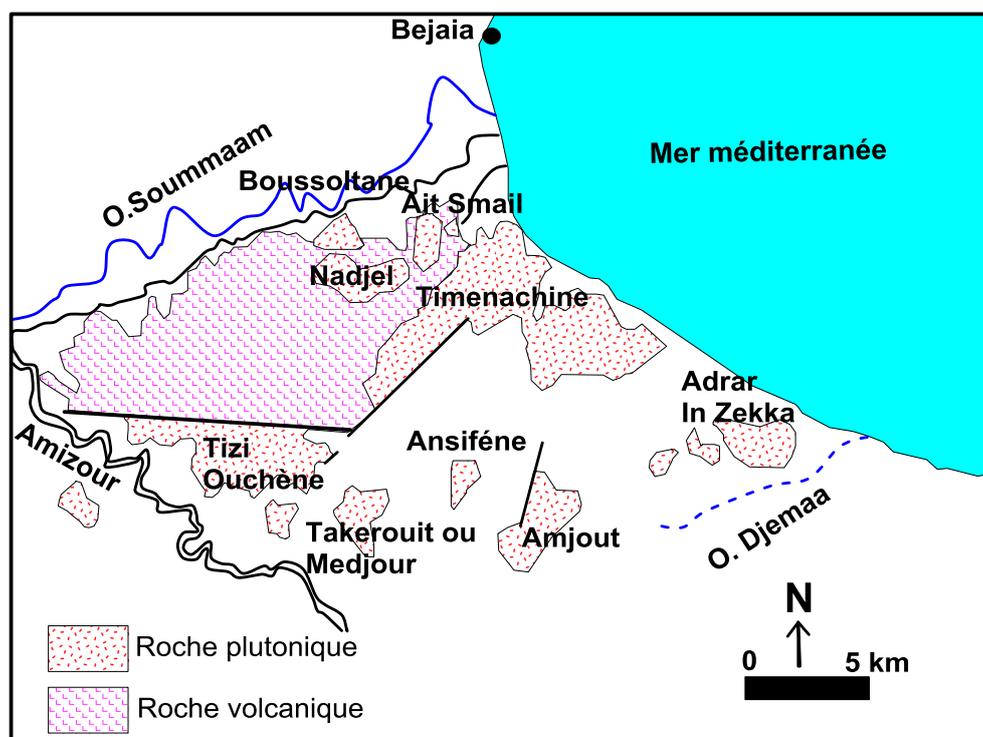


Fig. II. 6. Carte schématique montrant la répartition des intrusions du massif d'Oued Amizour (Hassissène, 1989).

✚ Les roches volcaniques

L'ensemble des roches volcaniques occupe la partie centrale et occidentale du complexe magmatique sur une superficie d'environ 40 Km². Il est limité à l'Est par le pluton de Timenachine et celui de Ounadjel, au Sud par le pluton de Tizi-Ouchène, au Sud-Ouest par les flyschs, au Nord par les flyschs numidiens. Au Nord-Ouest, cet ensemble est recouvert par le Mio-Pliocène de la vallée de la Soummaam. Le volcanisme de Bejaia-Amizour est de type calco-alclin (Semroud, 1981). On distingue deux types de roches volcaniques dans la région, qui sont les coulées (laves) et les tufs volcaniques.

➤ Les coulées

Les laves du complexe magmatique de Oued Amizour sont essentiellement composées de rhyolites, rhyolitoides et andésites ; (Glangeaud, 1925), signale la présence de roches basique (labradorite en filon et coulées) dans le bassin de l'Ouest Tiachèche. Associées à ces roches, on retrouve tous les termes de passage, en particulier des trachyandésites.

➤ Les tufs andésitiques

Les tufs andésitiques occupent la grande majorité des roches volcaniques. Ils sont reconnus grâce à leur aspect stratifié et teinte (verdâtre, violacée, bleutée, gris-cendre e blanchâtre.). Ces tufs se présentent généralement en couches dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à des dizaines de mètres. Entre ces couches, on rencontre parfois des coulées andésitiques. Ces tufs sont généralement surmontés par des coulées prismatiques de rhyolitoides et d'andésites.

✚ Les roches plutoniques

Les plutons sont généralement disposés suivant des directions d'allongement qui sont, soit Est-Ouest (Ex. l'Adrar N'zeka et Tiziouchène), soit Nord-Nord-Ouest / Sud-Sud-Ouest (Dj. Amjout) et enfin, suivant une direction d'allongement Nord-Sud, comme c'est le cas d'Ansifène et de Takerouit-Oumedjour. Cet ensemble a déjà fait l'objet d'une étude détaillée par Semroud, (1981), un résumé des principales caractéristiques pétrologiques est donné dans le tableau II. 1.

Tableau. II. 1 : les roches plutoniques représentées par les sept plutons

Le pluton	Extension de pluton	L'encaissante de ces plutons	Pétrographie
Le pluton Oued Ounadjel	Localisé dans la partie septentrionale du massif volcano-tectonique.	A l'Est et au Nord-Est il recoupe les flyschs massyliens.	Monzonite quartzifère à amphiboles et biotite. Des enclaves dioritiques, recoupé de filons de microgranites granophiriques.
Le pluton de Tizi-Ouchène	Situe au Sud de l'indice de surface de Bouzenane.	Recoupe pour l'essentiel, les roches volcaniques. Au Sud-Ouest. Il recoupe les grés quartzeux de l'Oligocène supérieur.	Monzonite quartzifère porphyroïde à amphiboles et biotite. Des granodiorites, des diorites.
Le pluton de Timenachine	Situe en bordure du littoral, il constitue le corps intrusif le plus important du complexe magmatique.	En contact, au Sud et à l'Est, avec les flyschs numidiens, vers l'Ouest il recoupe les informations volcaniques. Au Nord, il est en contact avec le quaternaire de Tichy.	Quartz-monzonite porphyroïde, granodiorite et microgranite riches en imprégnation de pyrite et est recoupé par de nombreux filon aplitiques
Le pluton de l'Adrar N'zeka	Présente un allongement E-W.	Mis en place dans l'unité de Barbcha, métamorphosant ainsi les faciès de cette unité sur une faible épaisseur.	Granodioritique (granodiorite à amphiboles) riche en nodules de tourmaline, granodiorite à pyroxène recoupées par de petits filons aplitiques.
Le pluton de Djebel Amjout	Situe sur la rive Nord de Oued Djamaa à l'Ouest du confluent de l'Ighzer-Igrane.	Recoupe l'unité de Barbacha à l'Ouest, les flyschs massylien au Sud, au Nord il recoupe les grés numidiens.	Micrograndiorite et granodiorite de même minéralogie, avec des enclaves de diorite à amphiboles.
Le pluton d'Ansifène	Situé sur le flanc S-E du Dj. Djouah, entre le pluton d'Amjout et celui de Takerouit-Oumedjour, le pluton d'Ansifène.	Recoupe, au Nord et à l'Est, les grés numidien et, au Sud et à l'Ouest, les flyschs massyliens.	Microgranodiorite monzonitique riche en enclaves microdioritiques et un pourtour discontinu de diorites.
Le pluton de Takerouit-Oumedjour	Situe sur la marge méridionale du complexe éruptif, entre le Dj.Titebelt à l'Ouest.	Recoupe à l'Ouest et au Sud les grés numidien, et au Nord et à l'Est, les pelites litées du crétaé (Semroud, 1981),	Granodiorite blanchâtre bordée par une diorite à orthopyroxènes et clinopyroxène finement cristallisés.

II. 2. 2. Tectonique

La structure de cette région d'après Leikine (1971), est caractérisée par trois phases tectoniques majeures subdivisés en:

- ❖ **La phase intra-Stampien** : C'est la première phase qui comprend tout la partie de l'édifice tellien. Cet édifice se compose de l'unité de Beni-Abdallah, l'unité de Dra-El-Arba et l'unité de Barbacha. Cette phase a provoqué la superposition d'éléments tectoniques se déplaçant relativement du Sud vers le Nord.
- ❖ **La phase post-Aquitainien et anté-Burdigalien** : Cette phases correspond essentiellement à la mise en place tectonique des formations numidiennes et de l'unité de Beni-Abdallah. La mise en place du numidien et le charriage flycschs a dû s'effectuer dans une période brève et être facilitée par l'existence d'une surface d'érosion qui a guidé les déplacements du Nord vers le Sud des flyschs.
- ❖ **La phase post-Burdigalien** : Cette phase est caractérisée par le jeu de failles inverses à plongement NW.
- ✓ Dans la région de Bejaia-Amizour, deux grand accidentss qui se rapportent essentiellement au langhien et au Pliocène (Hassissen, 1989).
- ✓ L'accident d'Achellouf dit Φ_1 , de direction Est-Ouest. C'est un accident profond qui sépare le domaine du tell septentrional du tell méridional.
- ✓ L'accident d'Arbalou dit Φ_2 d'âge Pliocène inferieur, qui a une direction $N70^\circ$. Il est décrochant et sénestre.

Le massif volcano-plutonique d'Amizour est marqué par une tectonique essentiellement cassante. Les directions tectoniques les plus importantes sont représentées par :

- ✓ La faille de Takrant-Nait Larbi : de direction sublatitudinale, cet accident s'étend sur 15 à 20 Km de longueur et se manifeste par la présence d'un affleurement d'andésite.

- ✓ La faille de Tiziouchène : c'est une faille verticale de direction N 85° à N 90° d'une dizaine de Km de long et qui met en contact les granitoïdes du pluton de Tiziouchène avec des rhyolitoïde.
- ✓ L'accident de Bouzenan : c'est l'un des plus importants accidents de la région, puisqu'il traverse le massif d'Oued Amizour, avec une direction N140°.

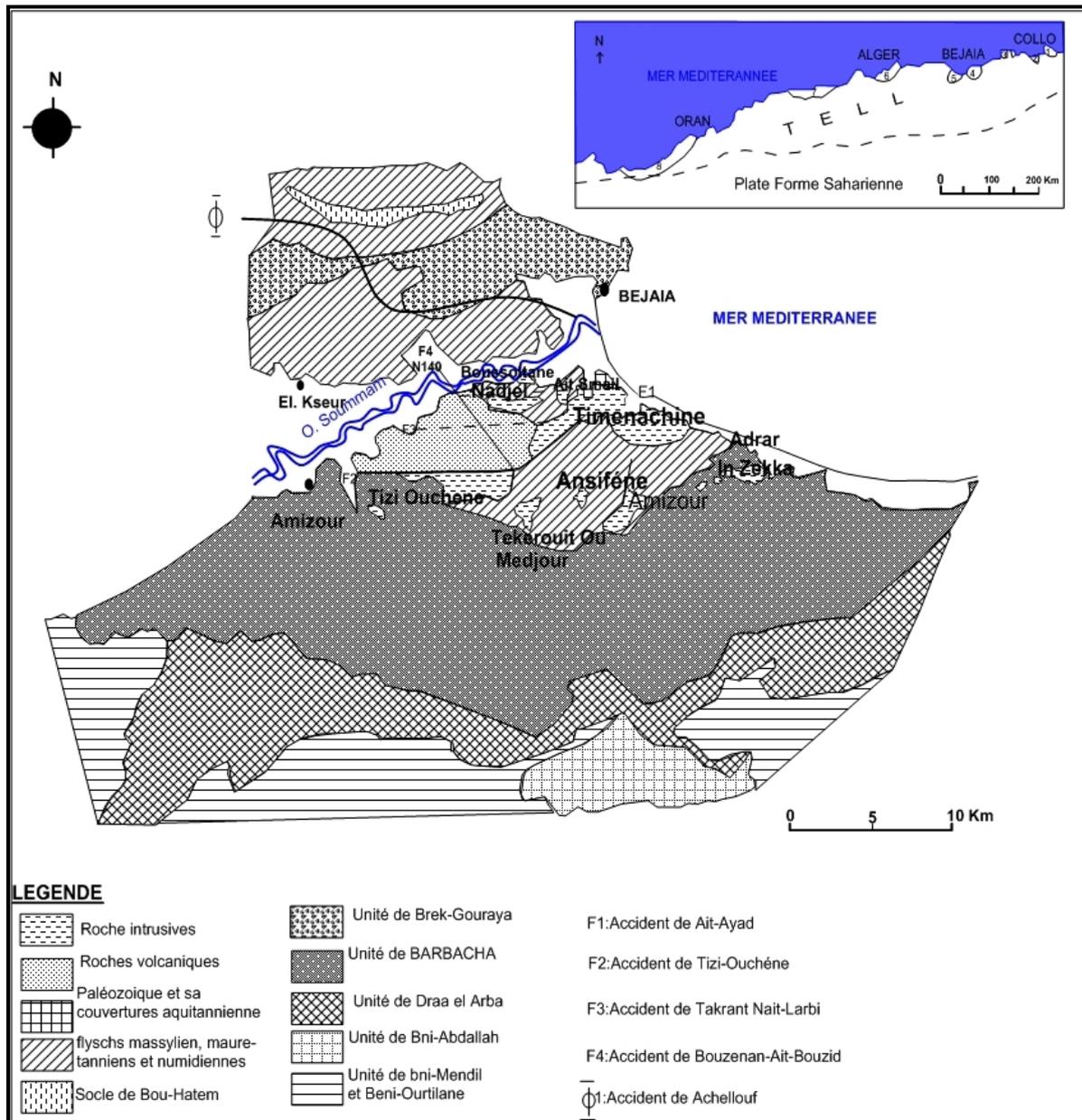


Fig. II. 7. Esquisse géologique de la région de Béjaia – Amizour (Semroud, 1981)

CHAPITRE III

Etudes des altérations

Introduction

Le secteur de Tala Hamza, secteur d'étude, représente la zone la plus prometteuse en matière de minéralisation métalliques, c'est la zone où se concentre le fameux gisement zincifère d'Oued Amizour. Depuis longtemps, la minéralisation à Zn – Pb de Tala Hamza a attiré des nombreux chercheurs qui ont mené ces travaux de recherche pour la caractérisation de l'encaissant volcanique, de la minéralisation, la cartographie, l'estimation de réserve ainsi que les études de faisabilités [ORGM (office régionale de géologie minière) ; WMZ (Western Mediteranean Zinc)]. Il faut noter que la nouvelle phase de prospection abordée récemment par WMZ a abouti à la réalisation de centaine de sondage dans la région. Dans ce travail, le sondage TH047 est l'un des sondages les plus profonds et les plus complets. Sa profondeur va jusqu'à 803 m, il recoupe toute l'assise volcanique et celle plutonique y compris le corps de minerai principal, telle est la raison pour laquelle il a été choisi.

L'ensemble de roches volcaniques et plutoniques d'Oued Amizour souffrent d'une intense altération hydrothermale, cette dernière est fonction du type de roche magmatique mais également de sa profondeur et sa localisation par rapport au corps de minerai. Les études antérieures (citées ci-dessus) ont signalé cette altération hydrothermale mais aucune étude caractéristique n'a été menée dans ce sens.

La combinaison entre l'étude pétrographique et la diffraction des rayons X (DRX) représente un moyen efficace pour la caractérisation de l'altération hydrothermale et ses produits.

Les travaux antérieurs [(Glangeaud., 1925), (Gravelle., 1954-1959), (Glaçon., 1967), (Leikine., 1974), (Obert., 1981), et (Semroud ., 1981), (Hassisséne., 1989), (Graine *et* Marignac., 2001), effectués sur le complexe magmatique d'Oued-Amizour ont abouti à subdivisé cet ensemble en deux assises volcanique séparé par des dacites, l'un intrusif et l'autre volcanique, ce dernier est subdivisé en deux assises (inférieur et supérieur) limitées par

un sill de granosyenites porphyre (rapport ORGM, 1992) ce granosyenites porphyre correspond aux rhyolitoides décrites par Semroud (1981).

La région d'Oued Amizour a été le thème de recherche de plusieurs travaux à l'université Houari Boumedién : (Benali, H., 2007), (Y. Nedjari 2001 ; L.Sibouakaz et N. Guessoum 2001 ; F. Mahoui et H. Hamidi 2001 et H.Abderrahmane 2011) qui ont adopté la même classification.

III.1. Aperçu sur la minéralisation zincifère de Tala Hamza

Le dépôt le plus important dans la région d'Oued Amizour, c'est le gisement polymétallique de Tala Hamza qui est indiqué par un tonnage de 68 MT, et une teneur de zinc plus ou moins élevée 4.8%. Cette anomalie géochimique attire l'attention de plusieurs chercheurs et entreprises (ORGM et WMZ). Parmi les résultats obtenus selon le sondage (TH047), la minéralisation associée à ce gisement est un amas sulfurés (Zn-Pb) ou communément connu sous le terme VHMDs (volcanic hosted massive deposits). La minéralisation polymétallique est encaissée dans des andésites bréchifiées et affectée par des altérations en argiles plus avancées.

Les textures exprimées sont souvent massives au corps de minerai principal associées avec des dépôts colloïdaux de faible température accompagnée de la gangue calcite. Cependant aux alentours, des disséminations de pyrite caractérisent les assises volcaniques (vers les niveaux supérieurs). Les roches plutoniques (granodiorite) encaissent également des oxydes de fer, de la pyrite et de la chalcopryrite sous forme disséminée accompagnés par l'anhydrite. Les paragenèses sont les suivantes (S. Boukrouh 2015) :

- La minéralisation liée aux roches volcaniques :
- Pyrite I – pyrite II – galène – melnikovite (pyrite III) – marmatite – schellenblende
- La minéralisation liée aux roches plutoniques :
- Chalcopryrite – pyrite – magnétite - hématite

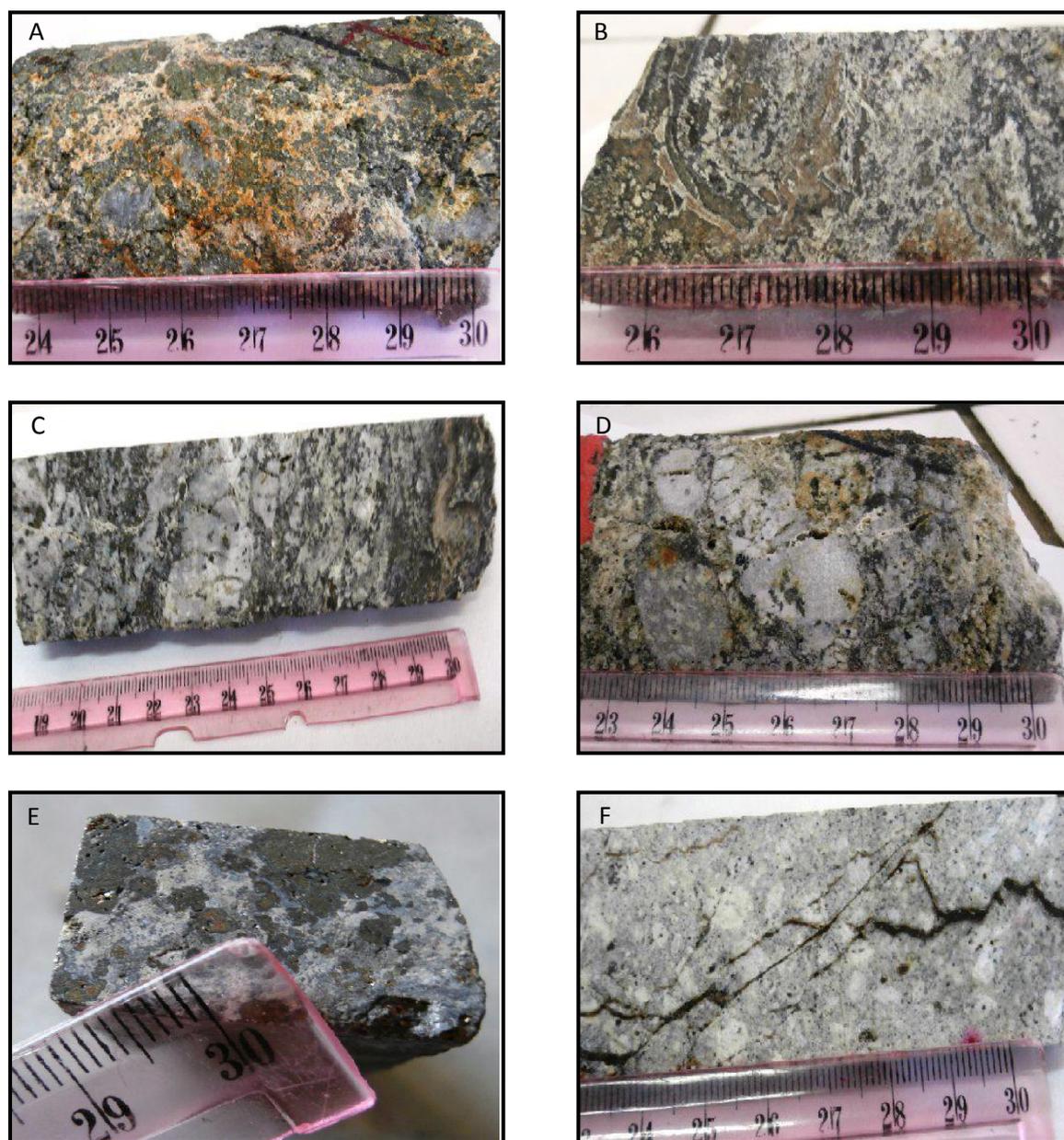


Planche. III. 1. Aspect macroscopique de différentes textures du gisement zincifère de Tala Hamza : A, massive ; B, collomorphe ; C & F filonienne ; E, disséminée ; D, aspect brêchique de l'encaissant.

III.2. Pétrographie de l'encaissant et de l'altération associée

L'étude pétrographique a été basée sur les observations macroscopiques et microscopiques sur vingtaines de lames minces confectionnées. Ces dernières sont réparties sur le sondage TH047 et sont représentatives des différentes roches magmatiques de secteur d'étude. Nous avons également détaillé l'étude des lames mince dans le but de mettre en relief des produits d'altérations associés aux échantillons du sondage (TH047). L'observation microscopique nous a permis de relever les faciès suivants du sommet à la base :

- **Aspects macroscopiques et microscopiques**

III.2.A. Les faciès volcaniques

1. Pyroclastites

Les roches pyroclastiques sont le résultat de l'activité explosive des volcans. Le moteur de l'activité explosive résulte de l'énorme quantité de gaz magmatique, qui fracture et pulvérise aussi bien la lave fluide que les roches consolidées au voisinage de l'appareil volcanique. Ces roches acquièrent de cette façon les caractères et les structures propres aux roches sédimentaires détritiques. Ils sont composés de fragments anguleux de dimensions assez variables au sein du même dépôt, généralement formés par les débris de roches encaissantes de la cheminée volcanique, ou consolidées dans le magma dans des conditions intrusives. Elles étaient donc déjà à l'état solide au moment de la fragmentation (Fig.III. 2. A). Au microscope, les pyroclastites sont constituées par :

- **Minéraux essentiels**
- **Plagioclase**

Le plagioclase est le minéral le plus fréquent (35-40%), il se présente sous forme de fragments de forme et de taille variable, cependant, quelques cristaux de forme automorphe tabulaire sont présents et ont des tailles de l'ordre millimétriques. la mésostase est vitreuse montrant un aspect souvent fluidale. Le plagioclase est altéré, généralement en séricite ou en

calcite. Quand Les cristaux de plagioclases sont complètement calcitisés, ils sont reconnus par leurs formes tabulaires (Fig.III. 2. C).

- **Clinopyroxène Ca (Fe, Mg) Si₂O₆**

Le clinopyroxène est le minérale le moins répandu comparativement avec le plagioclase (5 à 10%), il se présente généralement en prismes trapus de taille d'environ 2mm souvent isolé dans la mésostase. Il est reconnu par ses deux clivages suborthogonaux toute fois il est difficilement identifiable du fait de sa forte calcitisation, ou sa chloritisation. Il est limité par les minéraux opaques ou par les oxydes de fer. Ces altérations évoluent le long des plans des clivages (Fig.III. 2. B, F).

- **Le quartz SiO₂**

Ce minéral est assez peu répondu. Il se présent en grains anguleux regroupé avec parfois des agrégats de formes arrondies. La taille des agrégats du quartz est variable, elle peut aller jusqu'à (1mm). On note également l'existence de quartz secondaire qui est de forme xénomorphe souvent associés à la calcitisations et/ou la chloritisations. Ce quartz secondaire témoigne d'une silification tardive des pyroclastites par les fluides hydrothermaux (Fig.III. 2 .E).

- **Minéraux accessoires**

- ❖ **Zircon**

Le zircon est un minéral accessoire, il se présente en petit grains aigues. Il est incolore, il caractérisé par une réfringence forte, et biréfringence élevée. Il est indiqué par une auréole (Fig.III. 2. D).

- ❖ **Les minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont représentés exclusivement par de la pyrite. Cette dernière est caractérisée par des grains de forme automorphe souvent cubiques disséminés. La pyrite se trouve aussi associés à la calcite et chlorite, cependant quelques grains se trouvent isolés. Il

s'agit probablement de deux générations de pyrite différente dont la première est syngénétique (Fig.III. 2. B).

❖ **Minéraux d'altérations**

Les minéraux d'altération sont des minéraux de néoformation, ils en résultent de la soustraction ou addition d'éléments chimiques des minéraux préexistants (minéraux essentiels de la roche). Les altérations qui affectent les pyroclastites donnent des minéraux suivants :

• **La chlorite**

La chlorite est le minérale d'altération le plus abondant, il se présente sous forme de petites paillettes (0.5mm). La chlorite est parfois cryptocristalline, de forme difficilement déterminable. Elle est de couleur verdâtre et résulte de la transformation des minéraux ferromagnésiens tel que le pyroxène. Notons également que la mésostase se trouve chloritisé (Fig.III. 2. B, E, F).

• **La calcite CO_3Ca**

La calcite provient de l'altération des plagioclases et des clinopyroxènes, elle se développe le long des plans de macle des plagioclases tandis qu'elle suit les plans de clivage des clinopyroxènes. La calcite est caractérisée par une forme xénomorphe souvent en taches millimétriques ayant une biréfringence plus ou moins élevées (Fig.III. 2. B, C).

❖ **La séricite**

La séricite se développe aux dépens des plagioclases qu'elle remplace, elle est caractérisée par une forme en petites paillettes inframillimétriques et une biréfringence élevée semblable à celle de la muscovite.

❖ **Les oxydes de fer**

L'oxyde de fer se présente en plages millimétriques, généralement résultent de l'altération des minéraux ferromagnésiens. Les oxydes de fer s'évaluent également à partir des altérations météoriques de sulfure de fer encaissé dans les pyroclastites (Fig.III. 2. F).

- **Les analyses par DRX**

L'analyse diffractométrique à révèlè et confirme l'existence de l'albite et du quartz étant les phases minérales les plus abondantes. Ces derniers sont associés au chlorite et la séricite qui représente les altérations les plus importantes (voir annexe 01). La chlorite témoigne d'un apport exotique du Fe et du Mg à partir des fluides hydrothermaux vus que toute la mésostase est chloritisé. A la lumière des interprétations pétrographiques et diffractométrique l'assemblage d'altérations associées aux pyroclastites sont : Chlorite – séricite – quartz ± calcite.

2. Andésite

Les andésites sont des roches à teneur moyenne en silice (environ 60 %), formées par des plagioclases, des ferromagnésiens de type amphibole, biotite et en moindre mesure par des ortho- et clinopyroxènes. Elles sont donc, par leurs compositions minéralogique et chimique, l'équivalent effusif des diorites. Leur structure est porphyrique, avec des phénocristaux de feldspaths et d'amphiboles noyés dans une mésostase vitreuse ou microlitique. Le plagioclase est généralement représenté soit par l'oligoclase, soit par l'andésine, en fonction de la composition chimique de la roche totale. En fait, on parle de composition globale du plagioclase car, généralement, ces minéraux sont zones, leur cœur étant plus riche en calcium que leur bordure. La même différence se manifeste entre les phénocristaux de plagioclase et les microlites de la mésostase. Dans ce secteur les andésites ont été soumises à une altération détruisant les compositions originale de la roche (Fig.III. 3. A).

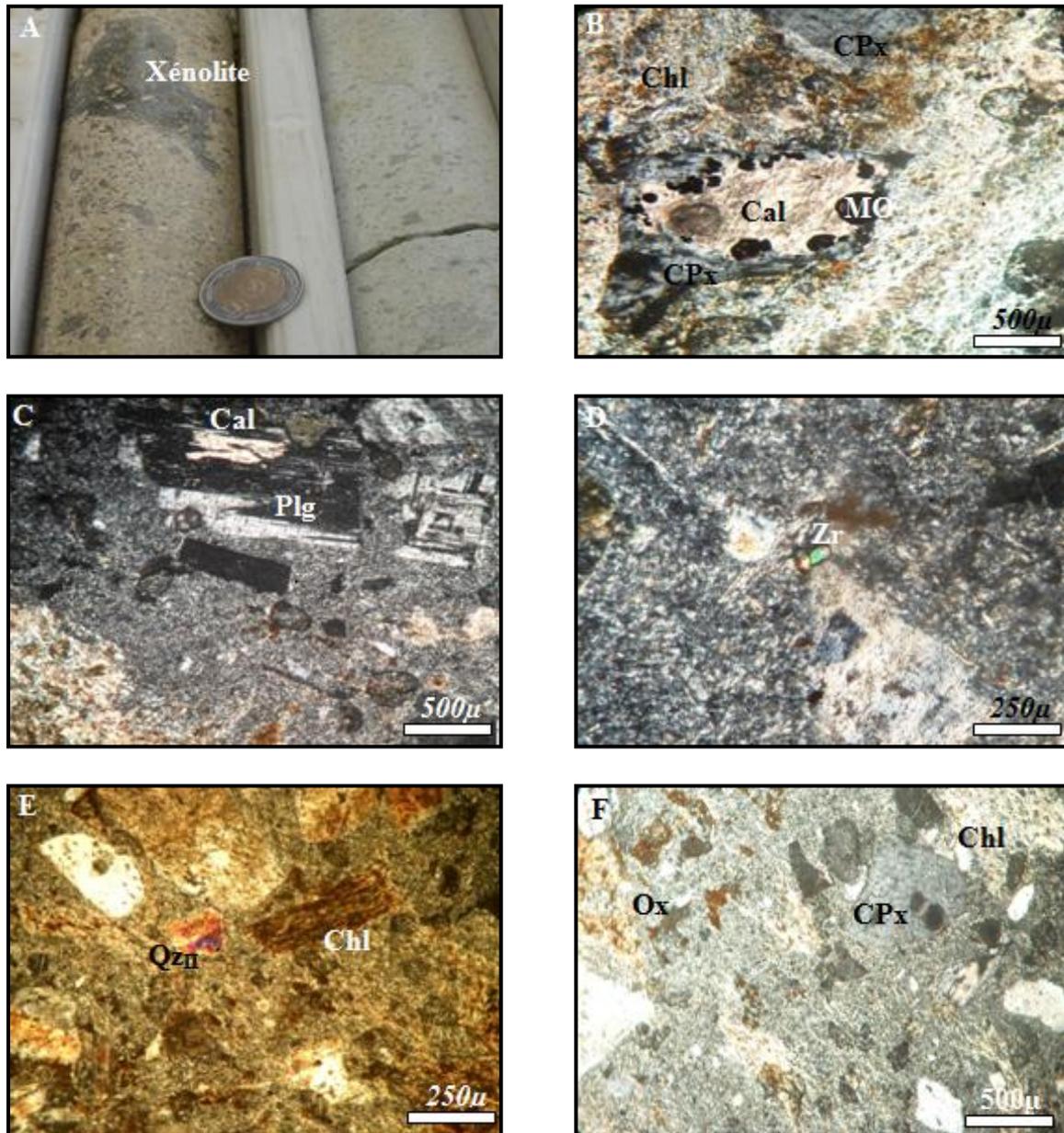


Planche III. 2. Aspect macroscopique & microscopique des pyroclastites.

(A) : Aspect macroscopique des pyroclastites. (B, C, D, E, F). (Cpx) clinopyroxène, (Cl) calcite, (Ch) chlorite, (MO) minéraux opaques, (Pl) plagioclase, (Cl) calcite, (Zr) zircon, (Qz_{II}) quartz secondaire, (Ox) oxyde de fer.

❖ Description microscopique

Les observations au microscope ont permis d'identifier les minéraux constitutifs des Andésites. On note la dominance des plagioclases associés aux amphiboles et aux clinopyroxènes. L'ensemble baigne dans la mésostase donnant une texture microlitique porphyrique. Les minéraux opaques sont relativement abondants mais exclusivement représentés par de la pyrite.

❖ Le plagioclase

Le plagioclase est le minérale le plus abondant (30%), il se présente soit en microlite de petites tailles, soit en phénocristaux bien développés de taille variable. Le plagioclase est disséminé dans la mésostase microlitique, il est caractérisé par une macle polysynthétique, ils se transforment souvent en séricite (Fig.III. 3. C).

❖ Le feldspath potassique

Le feldspath potassique est rare, il se présente sous forme automorphe tabulaire de taille d'environ 0.5mm. Ils sont caractérisés par une macle Carlsband. Il s'agit de la sanidine qui parfois s'altère en albite (Mendousse 1991), (Fig.III.3. D).

❖ Clinopyroxène Ca (Fe, Mg) Si₂O₆

Le clinopyroxène est distribué dans la mésostase en cristaux subautomorphes à automorphes, leur taille est d'environ (0.4mm), il est caractérisé par deux plans de clivage suborthogonaux. Le clinopyroxène est affecté par une altération et se transforme en chlorite, cette dernière se dépose le long des plans de clivage. Le clinopyroxène est également jalonné par des minéraux opaques (Fig.III. 3. F).

❖ L'amphibole

L'amphibole se présente en rare cristaux (1%). Il est disséminé dans la mésostase microlitique-porphyrique, leur taille atteint (1mm). Il est caractérisé par la couleur verte. L'amphibole souvent se transforme en chlorite.

❖ Le zircon [SiO₄] Zr

Le zircon est un minéral accessoire, il se présente en petit grains arrondis. Il est incolore, il est caractérisé par une réfringence forte, et biréfringence élevée. Il est indiqué par une auréole (Fig.III.3.B).

❖ Le sphéne (titanite) [SiO₄] Ca Ti

Le sphéne est un minérale accessoire, il apparait en cristaux subautomorphes à xénomorphes, des mégacristaux disséminés dans la roche, il est caractérisé par une coloration dans les brunâtres et rosâtres (Fig.III. 3.B).

❖ Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont représentés en grains automorphes, généralement c'est des pyrites, il est disséminé dans la mésostase, et parfois ils sont associés au quartz et calcite (Fig.III. 3.F).

❖ Les minéraux d'altération**❖ La chlorite**

La chlorite est le minérale de large distribution parce que c'est le produit d'altération des minéraux ferromagnésiens qui provient d'amphibole et clinopyroxène, se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, ou remplaçant des minéraux préexistants, leur taille est très variable, parfois atteint (1.5mm), cette altération est disposée surtout sur le long de plans de clivage des minéraux ferromagnésiens (Fig.III. 3.F).

❖ Le quartz SiO_2

Le quartz est un minérale secondaire résultant de l'altération des silicates, il se présente en veines remplissant les microfissures, ou en agrégats très fins ou en cristaux arrondis à sub-arrondis. Le quartz est caractérisé par une extinction roulante, il est toujours associé aux minéraux opaques (Fig.III. 3.E).

❖ La séricite

C'est un minéral néoformé, elle est xénomorphe parce qu'elle remplace les plagioclases. Elle est caractérisée par une biréfringence assez élevée, une présence plus ou moins faible, parce que les plagioclases sont légèrement séricitisés (Fig.III. 3. C, D).

❖ Les oxydes de fer

L'oxyde de fer se présente en plages millimétriques, associées généralement aux altérations, les oxydes de fer résultent généralement de l'altération des minéraux ferromagnésiens (Fig.III. 3.B).

❖ Les analyses par DRX

Les analyses diffractométriques sur les andésites présentent un spectre (014), il illustre l'existence de deux phases de minérale, l'une montre le pic (3.19A°) de la phase minérale principale sont les plagioclases (albite). Et l'autre revue les pics des minéraux d'altération, qui correspond la silicification il se présente par un pic symétrique (3.34A°), c'est l'altération la plus intense, généralement cette altération est résultant par l'altération de différents silicates, et aussi un pic (7.06A°), qui montre la chlorite, il se présente par un spectre moins intense que le quartz. Le pic (10.02A°) montre une séricitisation associée aux plagioclases. La calcitisation il se présente par un pic (3.02A°), il est associé aux minéraux ferromagnésiens (pyroxènes) ou des plagioclases, et finalement un pic (2.16A°), qui montre une pyritisation, généralement associée à la silicification. A partir de la confusion des observations

microscopiques et les analyses diffractométriques l'assemblage d'altérations associées aux andésites sont : quartz II- chlorite-séricite – calcite- pyrite.

3. Les tufs volcaniques

Le tuf est une roche volcano-sédimentaire de couleur gris foncé à noire, c'est une roche pyroclastique à lapillis dominants, formée par accumulation de projections volcaniques de fragments millimétriques, avec parfois, des blocs et des cendres, qui sont consolidés dans l'eau. Les tufs volcaniques se montrent en niveaux généralement bien stratifiés, dans lesquels on peut observer deux types de granoclassement :

- ✓ Granoclassement vertical : la base des bancs est plus grossière que le sommet (ce dernier étant plus riche en cendres).
- ✓ Granoclassement horizontal : les tufs sont de plus en plus fins lorsque l'éloignement du cratère émissif augmente.

Les tufs volcaniques alternent avec des niveaux à blocs et des lits de cendres, ainsi que, selon les lieux de dépôts, avec des horizons pédologiques, ou des couches sédimentaires marines ou lacustres (Fig.III. 4. A).

❖ Description microscopique

Les observations au microscope ont montré que les tufs volcaniques sont caractérisés par une texture vitreuse, composés essentiellement par de quartz recristallisé dans la mésostase, parfois le quartz s'exprime sous forme de filon recoupant la mésostase. Par endroits certaine veine millimétrique à centimétrique de calcite renfermant des cristaux d'actinotes ce qui confirme l'apport des éléments ferromagnésiens et des minéraux opaques à partir des fluides hydrothermales.

❖ Les minéraux essentiels

❖ Le quartz SiO_2

Le quartz est le seul minéral essentiel, il est très fréquent dans la roche, se présente sous forme d'agrégats très fins et parfois en veine de taille centimétrique recoupant la roche, ou remplissant les microfissures, il est caractérisé par une extinction roulante (Fig.III. 4. D).

❖ Les minéraux opaques

Les minéraux opaques se présentent sous forme des grains subautomorphes à automorphes fins, d'environ (0.2 mm), ils sont disséminés dans la roche ou dans les veinules de calcite (Fig.III. 4. B).

❖ Les minéraux d'altération

❖ L'actinote $[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2](\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Ca}_2$

La distribution de ces cristaux est associée aux veinules de calcite, il se présente en baguette très allongée souvent fibreuse, la réfringence est moyenne, il est de couleur verdâtre, et sa biréfringence est assez élevée (Fig.III. 4. B).

❖ La séricite

La séricite résultent de la décomposition de divers silicates, ils se présentent sous forme de paillettes minces distribués dans la mésostase vitreuse, de taille variable (0.1 - 0.05mm) (Fig.III. 4.C).

❖ Les analyses par DRX

On constate que les analyses diffractométriques sur les tufs volcaniques, illustre l'existence des phases minérales principales telles qu'albite (3.19A°) (minéral de la mésostase) et le quartz (3.34A°). Par ailleurs les pics (14.09A°) et (2.56A°) indiquent la présence de la chlorite et la séricite respectivement. En d'autre terme l'assemblage d'altérations des tufs volcaniques sont les suivants : chlorite – séricite et \pm quartz.

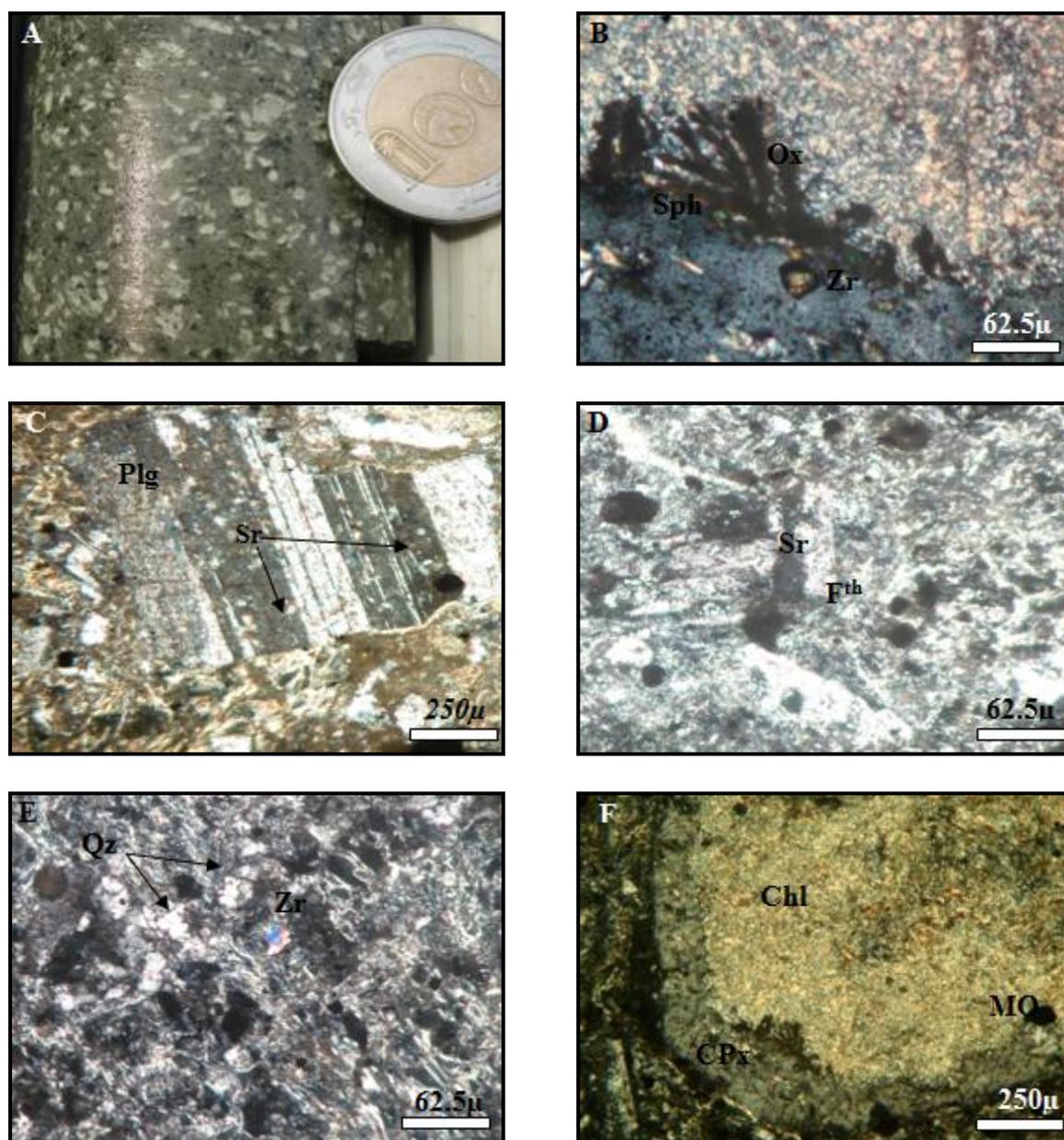


Planche III. 3. Aspect microscopique de la roche volcanique (Andésites).

(A). Aspect macroscopique des andésites ; (B, C, D, E, F). (Chl) chlorite, (Cpx) clinopyroxéne, (Mo) minéraux opaques, (Ox) oxyde de fer, (Sph) sphéne, (Zr) zircon, (Plg) plagioclase, (Sé) séricite, (Fth) feldspath potassique, (Qz) quartz.

4. L'andésite vésiculaire

L'andésite est une roche de couleur verdâtre présente une texture microlitique, elle est caractérisée par l'abondance des phénocristaux des plagioclases environ 40% (An_{50-55}), d'amphiboles (10%) et de (5%) pyroxènes, elle renferme parfois des vésicules de formes arrondies, les vésicules se sont formées suite à l'échappement des fumeroles lors du volcanisme (Fig.III. 4.E).

❖ Description microscopique

Les observations au microscope ont permis d'identifier les minéraux constitutifs d'andésite, il s'agit des plagioclases, des clinopyroxènes disséminés dans la mésostase microlitique, de rares cristaux d'amphiboles altérés en chlorite, de rares feldspaths potassiques (orthose) et des minéraux opaques. Il existe aussi des minéraux secondaires qui sont le produit d'altération des minéraux primaires : Les plagioclases sont transformés en séricite, les chlorites résultent de l'altération des clinopyroxènes, des amphiboles et du sphéne.

• Le plagioclase

Le plagioclase est le minérale le plus abondant (30%), il se présente soit en microlite de petites tailles, soit en phénocristaux bien développés de taille variable. Le plagioclase est disséminé dans la mésostase microlitique, il est caractérisé par une macle polysynthétique, ils se transforment souvent en séricite (Fig.III. 4. G).

❖ Le feldspath potassique

Le feldspath potassique est rare, il se présente sous forme automorphe tabulaire, des cristaux (0.5mm). Ils sont caractérisés par une macle Carlsband. Les feldspaths potassiques sont souvent albitisés (Fig.III. 4. G).

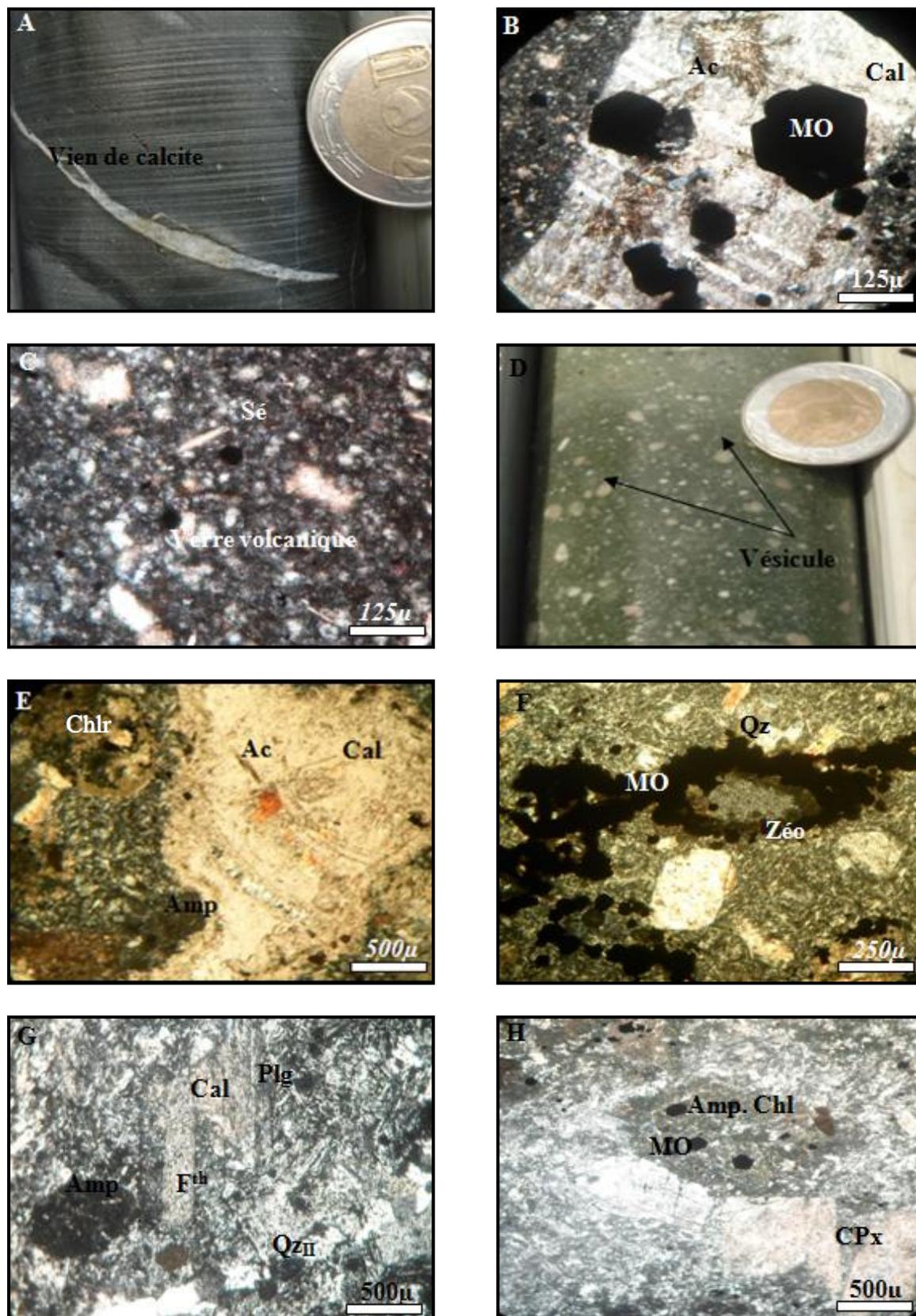


Planche III. 4. Aspect microscopique de la roche volcanique (tufs), et andésite vésiculaire (A). Aspect macroscopie des tufs.(B, C, D). (Cal) calcite, (Ac) actinote, (MO) minéraux opaque, (Sé) séricite, quartz. (D). Aspect macroscopie des andésites vésiculaires. (F, G, H, I, J). (Amp. Chl) Amphibole chloritisé, (MO) minéraux opaques, (Cpx) clinopyroxéne, (Plg) plagioclase, (Fth) feldspath potassique, (cal) calcite, (Chlr) chloritoïde, (Ac) actinote, (Zéo) zéolite, (Qz) quartz.

❖ Amphibole

Les amphiboles sont bien distribués dans la roche, ils se présentent en phénocristaux, de taille d'environ (2mm), ayant la forme xénomorphes, ils sont caractérisés par leur couleur verte. Cependant, les amphiboles sont affectés par une forte altération, ce qui rend leur détermination difficile, cette altération efface leurs caractéristiques préférentielles, généralement ils s'altèrent en chlorite (Fig.III. 4. F, G, H).

❖ Le clinopyroxène Ca (Fe, Mg) Si₂O₆

La reconnaissance de ce minéral est un peu difficile, il à une intense altération contournée par les oxydes de fer, ces oxydes se déposent le long des plans de clivage. Le clinopyroxéne se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, ayant une taille qui atteint (2.5mm), il est peu abondant, le clinopyroxéne est reconnu par ses cassures qui suivent les plans de clivage, ils suivent préférentiellement les plans de clivage à 88°. Généralement il s'altère en amphibole, en chlorite ou calcite (Fig.III. 4. F, H).

❖ Les minéraux opaques

La roche est riche en minéraux opaques, Ils sont représentés par de petits grains disséminés d'une taille de (0.1-1mm), ils sont de forme subautomorphes et xénomorphes (Fig.III. 4.H).

❖ Les minéraux d'altération

❖ La chlorite

Elle est très ré pondue dans la roche, c'est un produit d'altération résultant de la transformation des clinopyroxénes, la chlorite se présente en cristaux xénomorphes et parfois donnant la forme fibro-radiée, de taille variable, elle est caractérisée par sa couleur verdâtre (Fig.III. 4.H).

❖ L'actinote $[\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2] (\text{Mg}, \text{Fe})_5 \text{Ca}_2$

L'actinote se présente sous forme des baguettes allongées. Elle est caractérisée par une réfringence moyenne, incolore, elle est très rare piégé dans les cristaux de la calcite, (Fig.III. 4.E).

❖ La zéolite

La zéolite est le produit d'altération des feldspaths, elle se présente en cristaux en agrégats radiés, elle est incolore, et elle caractérisée par une biréfringence élevée. La zéolite est souvent contournée par les minéraux opaques (Fig.III. 4. F).

❖ Le quartz secondaire

Le quartz se présente sous forme d'agrégats, il est sous forme des cristaux distribués dans la mésostase, et parfois peut se présenter en plage d'extinction onduleuse, il se trouve associé aux minéraux opaques ce qui indique que les fluides hydrothermaux sont siliceux. Ce quartz secondaire témoigne d'une silicification tardive des andésites vésiculaires par les fluides hydrothermales (Fig.III. 4.G).

❖ La calcite CaCO_3

La calcite est un minéral d'altération des plagioclases et des clinopyroxènes, elle se présente en petits agrégats, elle remplace les minéraux préexistants, la calcitisation commence par les zones faibles du minéral tel que les plans des macles ou les plans de clivage, la calcite est entourée de minéraux opaques (Fig.III. 4. G).

❖ La chloritoïde $[\text{SiAlO}_5(\text{OH})_2] \text{Fe Al}$

La chloritoïde est un minérale un peu courants. Elle est comme les micas et les chlorites, mais également groupés en rosettes ou en masse plus ou moins grossièrement foliacées. Elle est disséminée dans la mésostse. La chloritoïde est caractérisé par une réfringence forte, plus ou moins coloré dans les verts, par une macle polysynthétique (Fig.III. 4. E).

5. Microgranite

Les microgranites, anciennement appelés porphyres, sont des roches de compositions chimique et minéralogique analogues à celles des granités. Ils se distinguent de ces derniers par leur structure porphyrique ou microgrenue. Les roches résultent de la cristallisation du magma granitique dans des conditions filoniennes ou subvolcaniques. Il ne faut pas confondre les microgranites avec les rhyolites, qui sont des roches effusives résultant de la cristallisation du magma granitique en surface, donc sous forme de coulées. Anciennement, les microgranites, caractérisés par la présence de quartz automorphe, étaient appelés porphyres quartzifères, ou microgranulites, et les microgranites aphanitiques étaient désignés sous le nom de porphyres pétrosiliceux, ou pétrosilex. Les granités porphyriques sont caractérisés par une structure grenue normale et par de très gros cristaux (phénocristaux) de feldspath alcalin, ou porphyroblastes. (Fig.III. 5. A).

❖ Description microscopique

Les observations au microscope ont permis d'identifier les minéraux constitutifs de microgranite, il caractérisé par une texture microgrenue, contient des cristaux de feldspath potassique, le quartz, la biotite, le plagioclase, et rarement le clinopyroxène. Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite et la monazite disséminée dans la roche, ce dernier caractérisé par une texture microgrenue microlithique.

❖ Le quartz SiO_2

Le quartz est le minérale le plus fréquent il se présente en cristaux de forme variable souvent xénomorphe et de taille variable, il présente parfois des fragments craquelés, il s'agit du quartz primaire de la roche. Une deuxième génération du quartz se présente en agrégats interstitiels, ces derniers sont associés généralement à la chloritisation, c'est le quartz secondaire qui est le témoin d'une silicification tardive de la roche (Fig.III. 5. B).

❖ Le plagioclase

Ils se présentent sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes maclés polysynthétiques parfois zonés, leur taille atteint (3 mm) et ils sont parfois séricitisés ou transformés totalement en calcite. (Fig.III. 5. A).

❖ Le feldspath potassique

Il se présente en cristaux subautomorphes tabulaires, il est caractérisé par une macle de pénétration, leur taille varie entre phénocristaux (2mm) jusqu'à débris, le feldspath est généralement transformé en séricite (Fig.III. 5. D).

❖ La biotite $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2] \text{K} (\text{Mg}, \text{Fe})_3$

Elle se présente sous forme de lamelles souvent allongées de taille d'environ (2mm), elle est disséminée dans la mésostase microlitique. La biotite s'altère parfois en chlorite, cette dernière se dépose le long des plans de clivage et le long des bordures des cristaux (Fig.III. 5. B).

❖ Le clinopyroxène $\text{Ca} (\text{Fe}, \text{Mg}) \text{Si}_2\text{O}_6$

Il se présente en cristaux craquelés ou de phénocristaux de taille d'environ (4mm), il est difficile à reconnaître parce qu'il est très altéré, sauf que les plans de clivage sont toujours conservés, son altération produit la chlorite ou la calcite (Fig.III. 5.C).

❖ Les amphiboles

Elle se présente en cristaux xénomorphes. Les cristaux sont emballés dans la mésostase microlitique, l'amphibole est caractérisé par une couleur verte, seule caractéristique conservée malgré l'altération avancée, on note des amphiboles chloritisées et parfois des amphiboles calcitisées (Fig.III. 5.H).

❖ Les minéraux opaques

Ils se présentent en petits grains, ils sont associés au quartz secondaire, également à la calcite et surtout à la zéolite (Fig.III.5. G).

❖ Les minéraux accessoires**❖ La monazite $[\text{PO}_4]$ (Ce, La, Di)**

Ce minéral se présente en petits cristaux de forme sphérique, elle est caractérisée par sa forte réfringence et biréfringence (Fig.III.5. E).

❖ Le zircon $[\text{SiO}_4]$ Zr

Il se présente en petits grains subautomorphes à automorphes pointues, inclus dans les cristaux de biotite. Parfois il se trouve associé au chlorite (Fig.III. 5.B).

❖ L'apatite $[\text{PO}_4]_3$ (F, Cl, OH) Ca_5

Elle se présente en petits grains quadratique, de faible biréfringence, souvent associé aux cristaux de la biotite (Fig.III. 5.B).

❖ Le sphéne $[\text{SiO}_4\text{O}]$ Ca Ti

Le sphéne est rare, il se présente en cristaux trapus fortement colorés dans les tons brunâtre à brun rosâtre, il est souvent associé à la calcite (Fig.III. 5.E).

❖ Les minéraux d'altération**❖ La calcite (CO_3Ca)**

La calcite est le minérale d'altération des plagioclases, des clinopyroxènes et des amphiboles, il existe deux types de calcite, l'un se présente en plage de taille variable, parce qu'il est remplaçant les plagioclases, les clinopyroxène ou l'amphibole, ils sont caractérisés par une biréfringence très élevées, son clivage néanmoins n'est pas bien visible.

L'autre type se présente sous forme de grandes plages isolées, de biréfringence aussi très élevée, et il est caractérisé par un clivage losangique, parfois renfermant des rares cristaux

d'actinote. Ce type de calcites n'a aucun rapport avec l'encaissant, ce sont les fluides riches en Ca^{+2} qui sont responsable d'y déposer. La calcite est souvent contournée par minéraux opaques. (Fig.III. 5.C, Fig. IV. C).

❖ La séricite

La séricite est le minérale d'altération, elle se présente aussi sous forme des petites plages qui remplace les plagioclases, elle est caractérisée par une biréfringence assez élevée, la séricite est toujours déposée au sein des plagioclases (Fig.III. 5. D, F).

❖ La chlorite

La chlorite est le produit d'altération qui provient des biotites, des amphiboles, et des clinopyroxènes, elle se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, de taille d'environ (0.15mm), la chlorite est caractérisée par sa couleur verdâtre, elle est toujours associée aux minéraux ferromagnésiens (Fig.III. 5.B).

❖ La chloritoïde $[\text{SiAlO}_5(\text{OH})_2] \text{Fe Al}$

La chloritoïde est un minérale un peu courants. Elle est comme les micas et les chlorites, mais également groupés en rosettes ou en masse plus ou moins grossièrement foliacées. Elle est disséminée dans la mésostse. La chloritoïde est caractérisé par une réfringence forte, plus ou moins coloré dans les verts, par une macle polysynthétique (Fig.III. 6. E).

• Les analyses par DRX

Le dépouillement des diffractogrammes montrent la présence du quartz (3.34A°), l'albite (3.18A°), la biotite (10A°), et orthopyroxène (3.28A°), le clinopyroxène (2.99A°), et aussi a révélé la phase d'altération représenté par la chlorite (14.12A°), c'est le minérale le plus abondant. La séricite présente un rais (9.96A°) et Orthoclase se représenté par un pic (4.21A°). À lumière de ces observations, l'assemblage des altérations associées aux microgranites sont : Chlorite – séricite- calcite – zéolite.

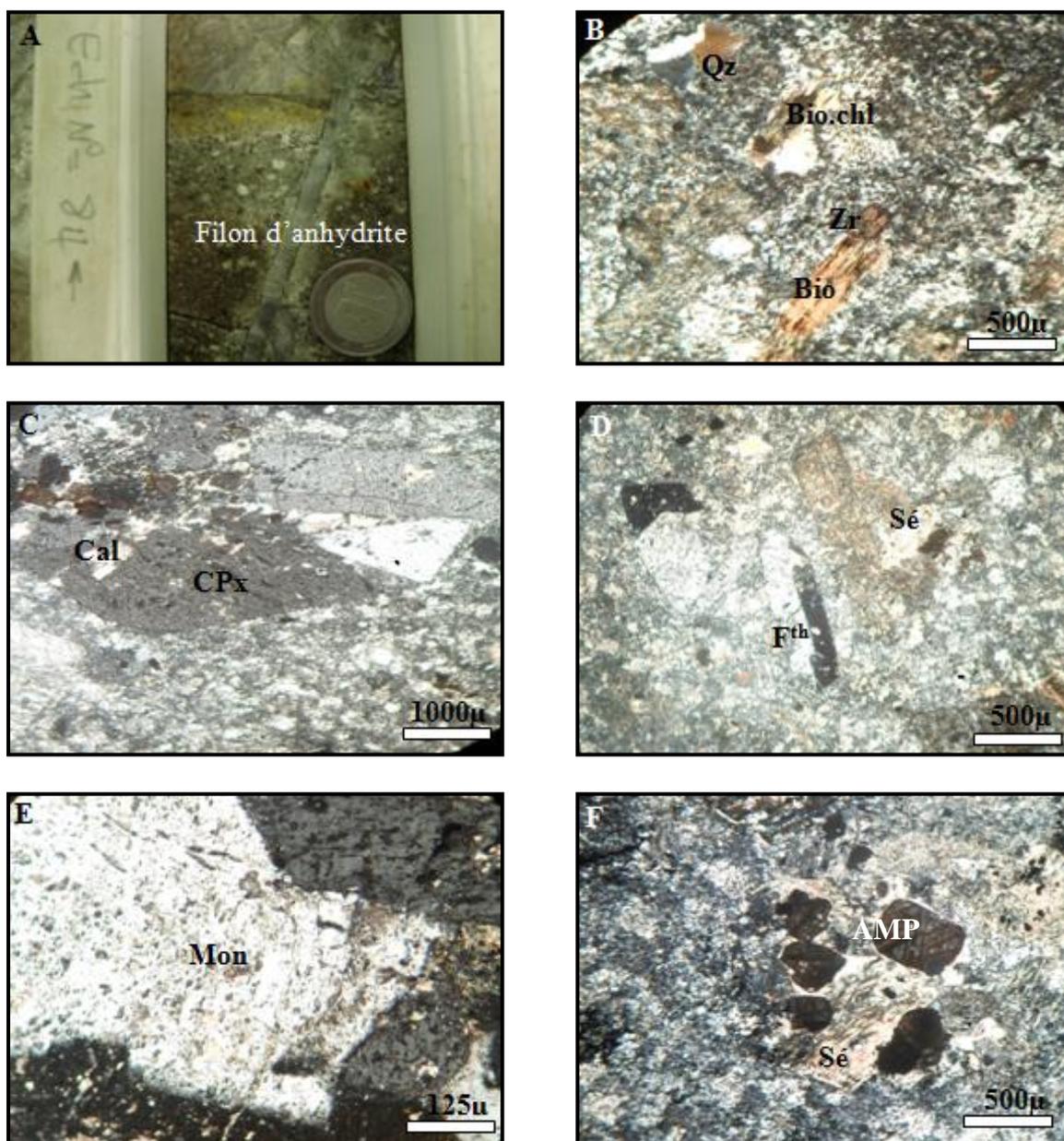


Planche III. 5. Aspect microscopique de la roche microgranite.

(A) Aspect macroscopique du microgranite ; (B, C, D, E, F) (Qz) quartz, (Bio.Chl) biotite chloritisé, (Bio) biotite, (Cal) calcite (CPx) clinopyroxène, (Fth) feldspath potassique, (Sé) séricite, (Mon) monazite, (Amp) amphibole, (Zr) zircon.

6. Les tufs andésitiques

Il apparait dessous les microgranites, il consiste la même composition minéralogique que les tufs ci-dessus, généralement il composé par un verre volcanique, renferme des filons de quartz secondaire recoupée les tufs. La silicification dans ces tufs plus intenses que le premier.

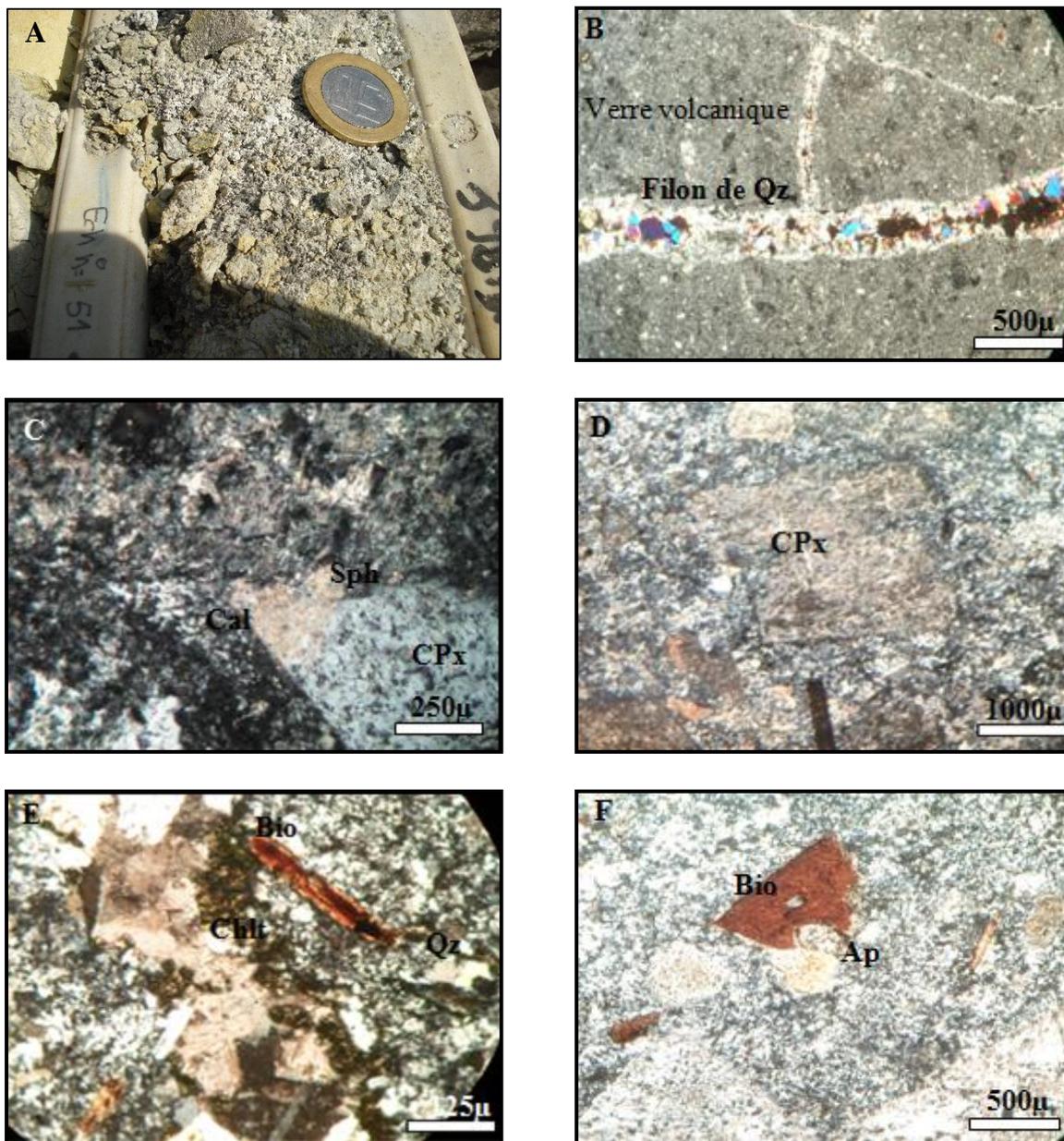


Planche III. 6. Tufs volcaniques de Tala Hamza (proximité du corps de minerai principal). (A) vue macroscopique ; (B) vue microscopique (Qz) quartz.

(C, D, E, F) vue microscopie des micogranites.

(CPx) clinopyroxène, (Cal) calcite, (Sph) sphéne, (Bio) biotite, (Chl) chlorite, (Qz) quartz, (Ap) apatite.

- **Les analyses par DRX**

Le dépouillement des analyses diffractogrammes effectuées sur des tufs andésitiques montre que les phases minérales principales constitutives sont le plagioclase (Albite avec son pic 3,19), le quartz (pic 3,34), la biotite (pics 10A°), et l'orthopyroxène (pic 3.28A°). Les minéraux d'altérations sont principalement représentés par la chlorite (pic 7,20), la séricite (pic 10), l'argile (pic 4.47A°), et un pyrite (pic 2.70A°). Par conséquent, l'assemblage des minéraux d'altérations des tufs sont : Quartz (devient très abondant) – chlorite – séricite ± pyrite.

7. Les andésites altérées

Les andésites altérées représentent l'encaissant de la minéralisation plombo-zincifère. Ces andésites souffrent d'une altération très avancée ce qui rend son aspect parfois carrément poudreux. La détermination des minéraux d'altérations associés à ces andésites a été effectuée par les analyses diffractométriques. Les résultats obtenus ont révélé l'existence d'une altération argileuse très poussée avec l'illite (9.92A°) la kaolinite (7.2 A°) vers la partie supérieure des andésites ; à la partie centrale (zone la plus altérée et la plus minéralisée) nous notons l'apparition de la smectite (pic 15.16 A°), la montmorillonite (pic 17.50A°), illite (pic 9.92A°) et la chlorite (pic 7.13A°) et la pyrophyllite (pic 4.46 A°). Par conséquent l'assemblage minérale des altérations des andésites est : Kaolinite – pyrophyllite – illite – montmorillonite ± smectite ± chlorite ± quartz. Cette altération argileuse (propylitisation) est caractéristique des gisements VHMDs Kuroko – type. Le même assemblage a été déterminé sur le gisement d'El-Aouana vers l'Est d'Oued Amizour (70km) dans le même district (Mendousse, 1991).

III.2.B. Les roches plutoniques

- **Granodiorite**

La granodiorite de Tala Hamza une roche magmatique plutonique altéré de sa partie supérieure cependant vers la profondeur elle devient plus fraîche. Elle est constituée essentiellement par le quartz (d'environ 55%), l'anhydrite et quelques reliques de feldspath potassique, de biotite chloritisé de petite taille, des amphiboles, et les minéraux opaques (Fig.III. 7. A).

- ❖ **Le quartz SiO_2**

Le quartz présente une large distribution (55%), il apparait en cristaux de forme variable souvent xénomorphe et de taille variable. Le quartz secondaire se trouve également associé souvent à la chloritisation, indiquant une forte silicification tardive de la granodiorite (Fig.III. 7.C, D).

- ❖ **L'anhydrite SO_4Ca**

Dans cette roche, l'anhydrite se présente sous forme de plages xénomorphes (environ de 30%), d'une taille entre (0.1 à 4mm), elle est associée au quartz secondaire (Fig.III. 7. B, C, D).

- ❖ **Le feldspath potassique**

Le feldspath potassique est le minérale le moins abondante (10%), il se présente en cristaux automorphes tabulaires, leurs tailles est d'environ (2.5mm). Il est caractérisé par une macle simple. Il est légèrement altéré

- ❖ **L'amphibole**

L'amphibole est rare, sa forme est xénomorphe, il s'agit d'altération en chlorite (Fig.III. 7.B).

❖ La biotite $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2] \text{K} (\text{Mg}, \text{Fe})_3$

La biotite se présente en cristaux de forme lamellaire. Elle est caractérisée par sa couleur marron, La biotite s'altère parfois en chlorite le long de plan de clivage et le long des bordures des cristaux.

❖ Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont associés au quartz et à l'anhydrite (environ de 5%) avec une taille de (0.1 à 1mm) (Fig.III. 7. D).

• Les analyses par DRX

Les analyses diffractométrique menées sur des granodiorites de Tala Hamza, montrent que les phases minérales principales constitutives sont les plagioclases (Albite avec son pic 3,19) et le quartz (pic 3,34) et la biotite (pic 9.98A°). Les minéraux d'altérations sont principalement représentés par l'anhydrite (pic 3.49A°), la pyrite (pic 2.55A°). Ceci confirme les résultats pétrographiques, cependant les autres minéraux ferromagnésiens (amphibole) qui n'apparaissent pas en importance dans le diffractogramme, parce qu'ils sont rares et altérés.

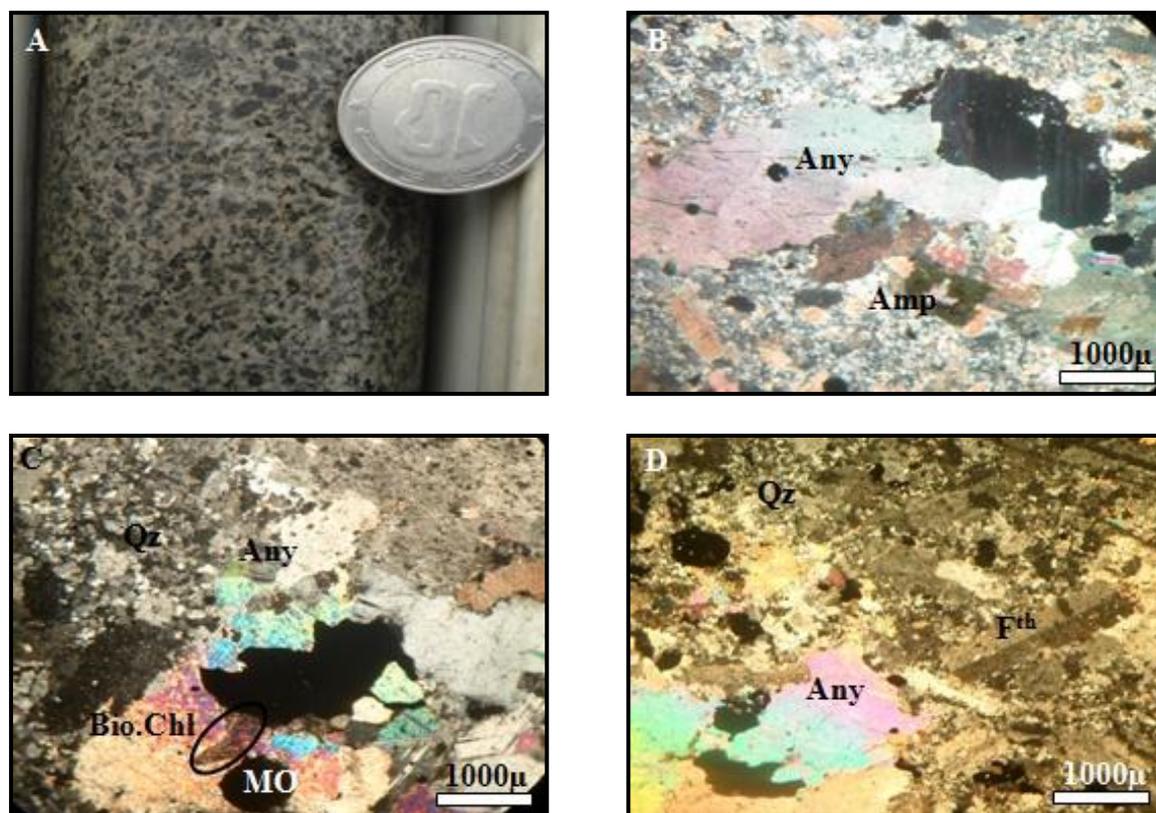


Planche IV. 7. La granodiorite de Tala Hamza. (A). Vue macroscopique des granodiorites.(B, C, D) vue microscopique : (F^{th})feldspath potassique, (Bio.Chl) biotite chloritisé, (Qz) quartz, (**Any**) anhydrite, (**Amp**) amphibole.

IV. Conclusion

L'ensemble des roches magmatiques du gisement d'Oued- Amizour est affecté par une intense altération. Les études pétrographiques montrent une zonalité d'altération dans le complexe volcano-plutonique. Les produits d'altération exprimes par une chloritisation, sérification, ces derniers sont les altérations le plus abondants dans la quasi-totalité du complexe, plus ou moins la calcitisation et la pyritisation qui se disposée surtout dans l'assise supérieur du complexe. L'intensité de la silicification est commencée à chaque fois rapprocher au corps de minerai. L'altération Propylitique est le principale phénomène hydrothermale qui affecte l'encaissante de minerai. Elles sont exprimées par la kaolinitisation et la pyrophyllite, illite, et plus ou moins smectite (montmorillonite).

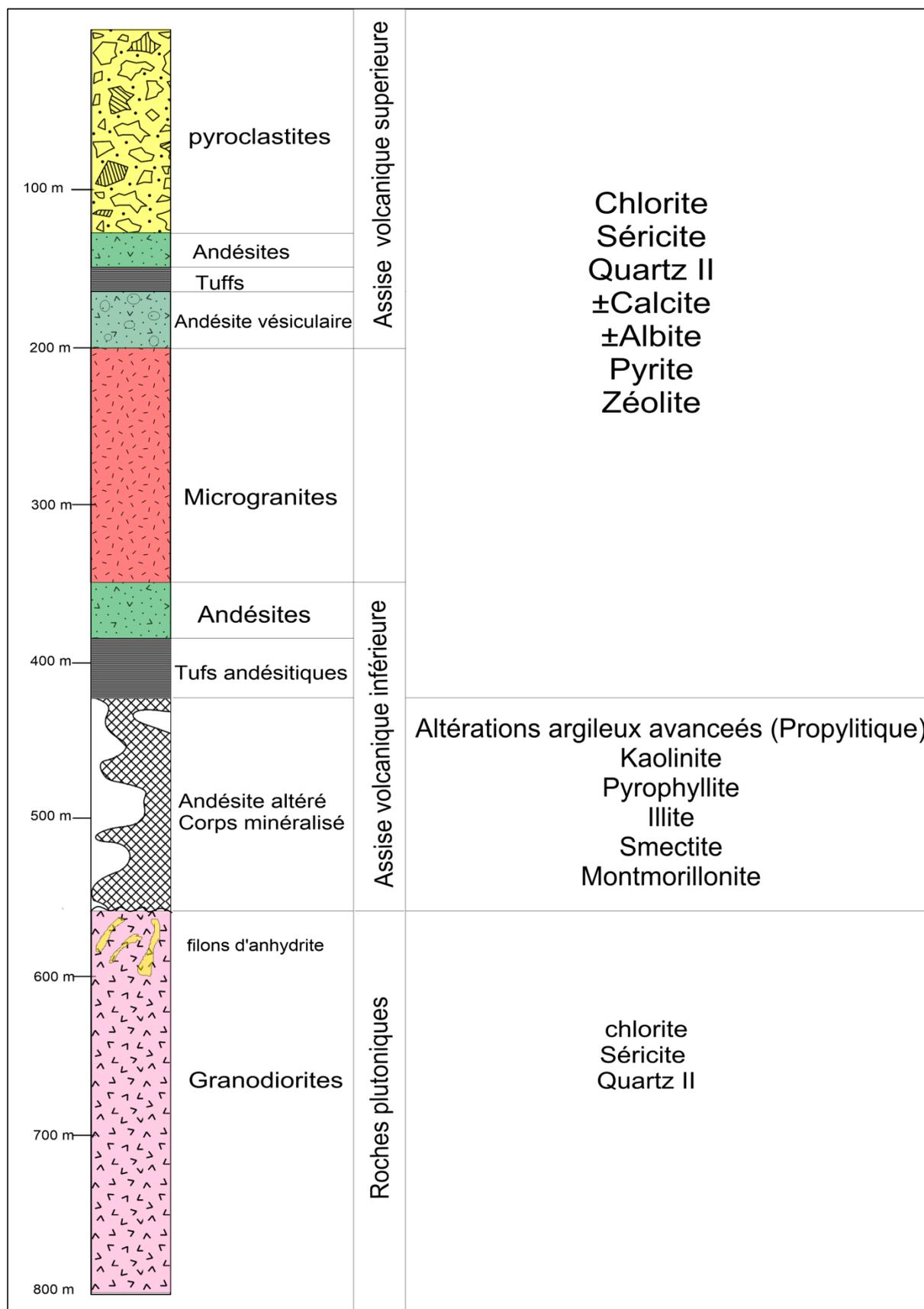


Fig. IV.7. Log synthétique de sondage (TH047) de Tala Hamza.

Conclusion générale

Le massif volcano-plutonique d'oued Amizour fait partie des roches magmatiques tertiaire du pourtour méditerranéen ou plus précisément des maghrébides. L'étude pétrographique des différents faciès recoupés par le sondage nous a permis de déterminer les différents types de roches existantes dans la région. Les roches magmatiques subdivisées en roches plutoniques et en roches volcaniques. Ce dernier est subdivisé en deux assises supérieur et inférieur.

La minéralisation caractérisé le gisement de Tala-Hamza c'est une minéralisation sulfurée encaissée dans les roches volcaniques et une minéralisation timide dans les roches plutoniques représentée par certains oxydes de fer et sulfures de fer.

Ces successions paragéritique sont les suivantes :

- La minéralisation liée aux roches volcaniques :
- Pyrite I – pyrite II – galène – melnicovite (pyrite III) – marmatite – schallenblende
- La minéralisation liée aux roches plutoniques :
- Chalcopryrite – pyrite – magnétite - hématite .

Le complexe volcano-plutonique d'Oued-Amizour caractérisé par assemblage d'altération argileuse avancée. ces assemblages à haute température ont été utilisé comme un critère importante pour défende la théorie de la genèse de gisement VMS (type Kuroko).

• **Recommandation**

Cette étude nous permet faire les recommandations suivant :

Une cartographie des produits d'altération, il est limité les zones d'altérations.

La zonalité d'altération argileuse avancée un bon métallotecte pour la prospection, et la délimitation le du corps de minerai

Préciser la géochimie des fluides minéralisateurs (indéterminable) , pour la reconnaitre de leur origine et le genre de transporteur.

Référence et bibliographie

Abderrahmane, H. (2011). Gitologie et géochimie des minéralisations liées aux roches magmatiques d'Oued-Amizour. *Mém. Mag.Univer. USTHB*, pp 203.

Ahmed Said, Y.; Leake, B.E. & Rogers, G. (1993). The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 17(1): 111-123.

Auzende, J.M., Rehault, J.P., Pastouret, L., Szep, B. & Olivert, J.L. (1975). Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran. *B.S.G.F.* 7, XVII, n°1.

Benali, H. (2007). Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie. *Thès. doct. Etat, Univer. USTHB*, 195p.

Boukrouh, S. (2015). Caractérisation pétrographique et gitologique des roches magmatiques de Tala Hamza (Bejaia-NE-Algérie). *Mém. m2, univ sadik ben yahya, jijel*.

Bouabsa L., Marignac C., Chabbi R., Cuney M. (2010). The Filfila (NE Algeria) topaz-bearing granites and their rare metal minerals: Petrologic and metallogenic implications- *Journal of African Earth Sciences* 56 (2010) 107–113.

Bouillin, j.P. & Kornprobst J., (1974). Association ultrabasiques de petite Kabylie : peridotites de type alpin et complexe stratifié comparaison avec les zones bético-rifaines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 16, 183-194.

Bouillin, J. P. (1977). Géologie alpin de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thès. doct, Univ.ParisVI*, 509p.

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.

Bouillin, J. P. (1986). Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, t.II., p547-558.

Cohen, C.R. (1980). Plate tectonique model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*. 68,pp. 283-311.

Duplan, L. (1952). La région de bougie. *Pub. Ser. Cart. Géol. Alg., XIX cong. Géol. Int., Alger.*

Durand Delga, M. (1955). Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. *Thèse d'Etat. Paris, Publ.serv.carte géol. Algérie, 24,533pp.*

Durand Delga, M. (1969). Mise au point sur la structure Nord-Est de la Berbérie. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.*

Foungnot, J. (1990). Le magmatisme Miocène du littoral Nord-Constantinois (Algérie caractères-Origines-Signification. *Thés.Doc.INPL nouveau régime.*), *E.N.S.G.A.*

Graine, K., Marignac, C. (2001). Dépôts pyriteux et minéralisation Zn-Pb-(Cu) du massif volcano-plutonique d'Amizour (Bejaia, Algérie). Typologie et genèse des minéralisations. *Bull. Serv. Géol. Alg. Vol. 11, n°1, pp 97-127.*

Glangeaud, L. (1925). Sur la constitution pétrographique de la région éruptif d'Oued Amizour (Bougie). *Algérie. C. R. A.F.A.S. Congr., Grenoble 1925, Paris, pp, 149-216.*

Gravelle, M. (1959). Etude géologique et prospection minière dans le massif d'Oued Amizour (région de Bougie). *Bull. Serv. Géol. Alg. Vol. 28, pp 149-216.*

Hassissène, M. (1989). Etude géologique des Djebels Arbalou-Gouraya : éléments occidentaux du domaine des Babors (région de Béjaia). *Mém. Mag., U.S.T.H.B, Alger.*

HILLY, J. (1962). Etude géologique du Massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois).
Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie 19.

Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A. (2002). Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci. 35, 271–283.*

Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E. (2005). Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *J. Afr. Earth Sci. 41, 445–465.*

Marignac, C., Zimmermann, J.L. (1983). Ages K–Ar de l'événement hydrothermal et des intrusions associées dans le district minéralisé miocène d'Aïn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). *Mineral. Deposita* 18, 457–467

Leikine, M. (1971). Etude géologique des Babors occidentaux. *Thès. Doct., Paris.*

Leikine, M. (1974). Essai d'interprétation structurale d'une transversale au Sud-Ouest de Bejaia (Algérie) : Les Babors et la région sub-baborienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Du Nord*, vol. 65, pp. 439-459.

Mendousse, Cl. (1991). Mass transfert during fluid-rock interaction in massive sulphides deposits (rare earth, trace and major elements). Transport and deposition of metals, *Pagel & Leroy (eds) 1991 Belkema, Rotterdam, ISBN 905410 02.*

Meyer et Hemley (1967). In **Sibouakaz, L., Guessoum, N. (2001).** Contribution à l'étude pétrographique et géologique du gîte Amadene à Cu, Pb, Zn, (Amizour Bejaia). *Mém. Ing. Etat, USTHB.*

Mouley Charaf Chabou. (2013). Cours de Géologie Algérienne (3ème année). *Université Ferhat Abbas de Sétif.*

Nedjari, Y. (2001). Etude pétrographique et géologique de la minéralisation (Pb-Zn) du secteur d'Akintouche (Amizour, Bejaia). *mém. Ingé. Etat, Univer. Alger.*

Obert, D. (1981). Géologie des Babors (Algérie); importance de la paléotectonique alpin dans l'orogène alpin. *Revue de géol. Dynamique et de géographie physique. Vol. 25, Fasc. 2, pp 99-117, Paris. 81*

Ouabadi, A., Capdevilla, R., Fourcade, S. & Semroud, B. (1992). Le granite à biotite du cap Bougaroun (Algérie). Un analogue alpin des granites de type « S » de la ceinture de Lachlan (*Australie C.R.Acad. Sci., Paris, 314, II, 1187-1194.*)

Ouabadi, A. (1994). Pétrologie, géochimie, et origines des granitoides pérallumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Touffout et Filfila Algérie Nord Orientale. *Thès. Univer. Rennes. 257*

Rivière, M., Boullin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P., and Raoult, J.F. (1977). Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène Kabyle (Grand

Kabylie, Algérie) comparaison avec les tuffites de la région de malaga (Espagne) *Bull.Soc. Geol.Fr.5*, 1171-1177.

Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C. (2002) : Reconstruction of tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the virtual explorer*, v. 8, P. 107-130.

Semroud, B. (1981). Evolution pétrographique du complexe magmatique néogène de la région de Béjaia-Amizour. *Thèse doct. D'état, U.S.T.H.B, Alger*, 267p.

Semroud, B., Maury, R.C., Ouabdi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabries, J. & Gravelle, M. (1994). Géochimie des granitoides miocènes de Bejaia- Amizour (Algérie du Nord) *C.R. Acad.Sci. Paris*, 318, II.

Gow & al. (2002) ; Taylor, (1974-1979) ; Sheppard, (1977- 1986) ; Ohmoto, (1986) ; Sheppard, (1986), Sheppard et Charef, (1986) ; Taylor, (1997). In **Maurice Chenevoy & Michel Piboule (2007)**. Hydrothermalisme. Spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux. *ISBN 978-2-7598-0003-2.EDP Sciences*.

Vila, J.M., Hernandez, J., & Velde, D. (1974). La présence d'un filon de roche lamroitique (trachyte K à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba et Hammam Meskoutine dans l'Est Constantinois. *C.R. Acad. Sc., D*, 2589-2592.

Vila, J. M. (1980). La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thès. doct, Paris VI*, 663p.

Sites web

<http://www.fossilraptor.be/rochesetphenomenesignes4.htm>

<http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/c/>

<https://grenoble-sciences.ujf-grenoble.fr/sites/default/files/pdf/ouvrages/extraits/73011011.pdf>

Annexe 01

Les spectres de DRX sur la poudre des échantillons

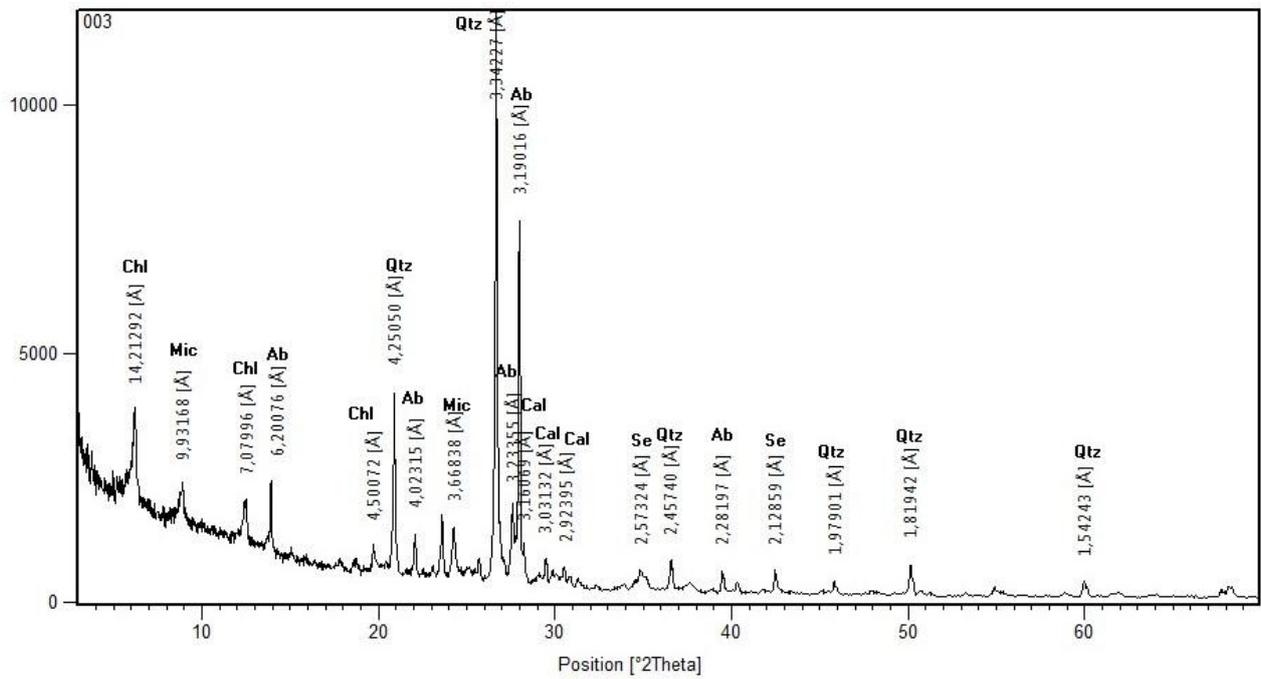


Figure01: DRX sur la poudre de la roche totale les pyroclastites.

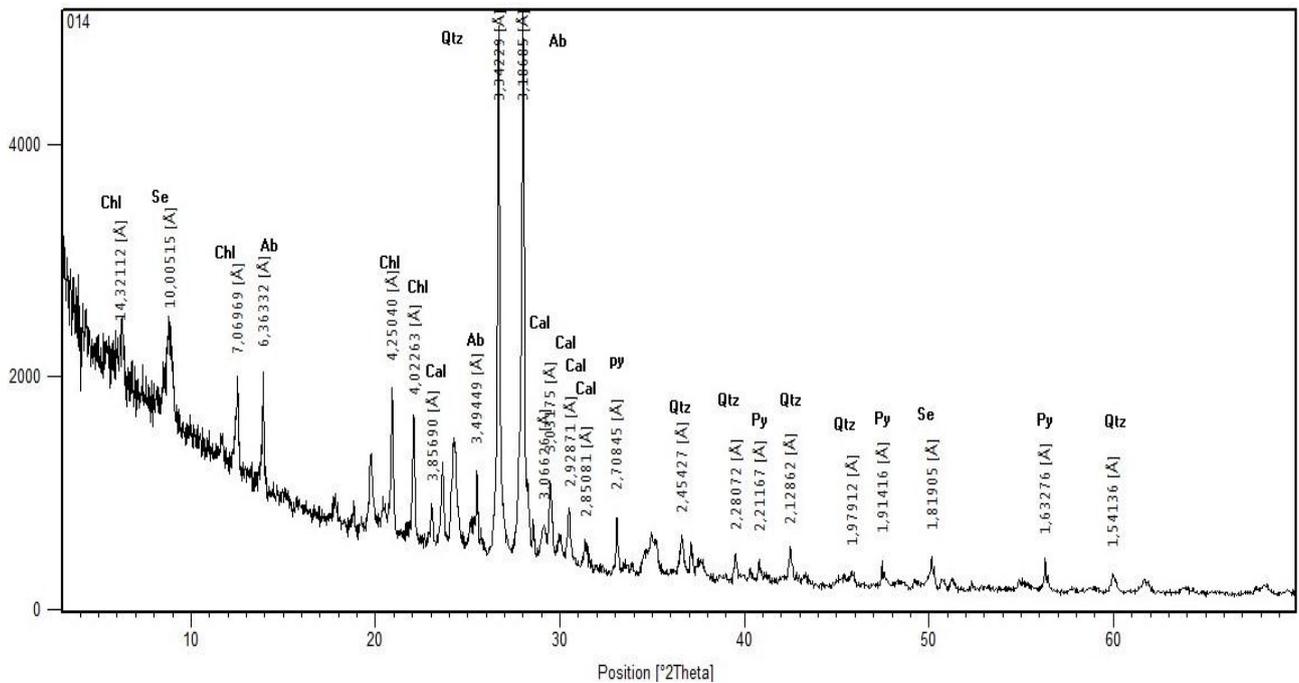


Figure02: DRX sur la poudre de la roche totale les andésites.

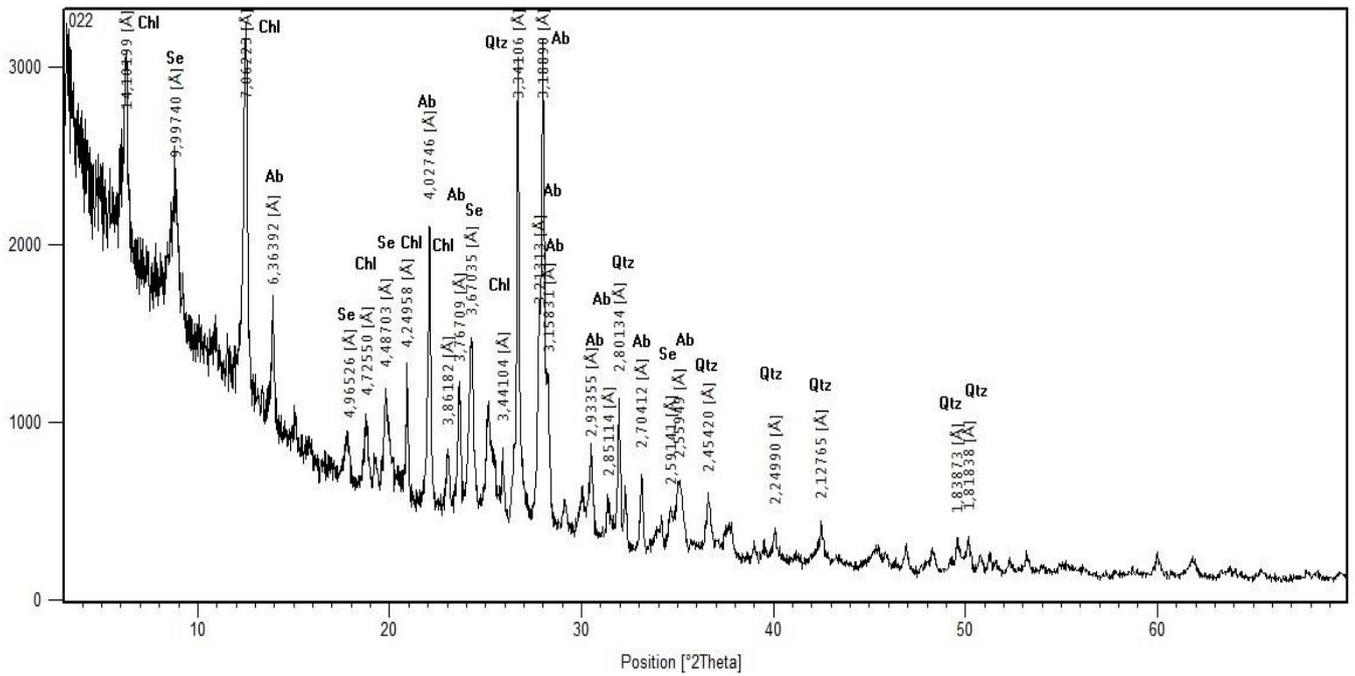


Figure03: DRX sur la poudre de la roche totale les tufs volcanique

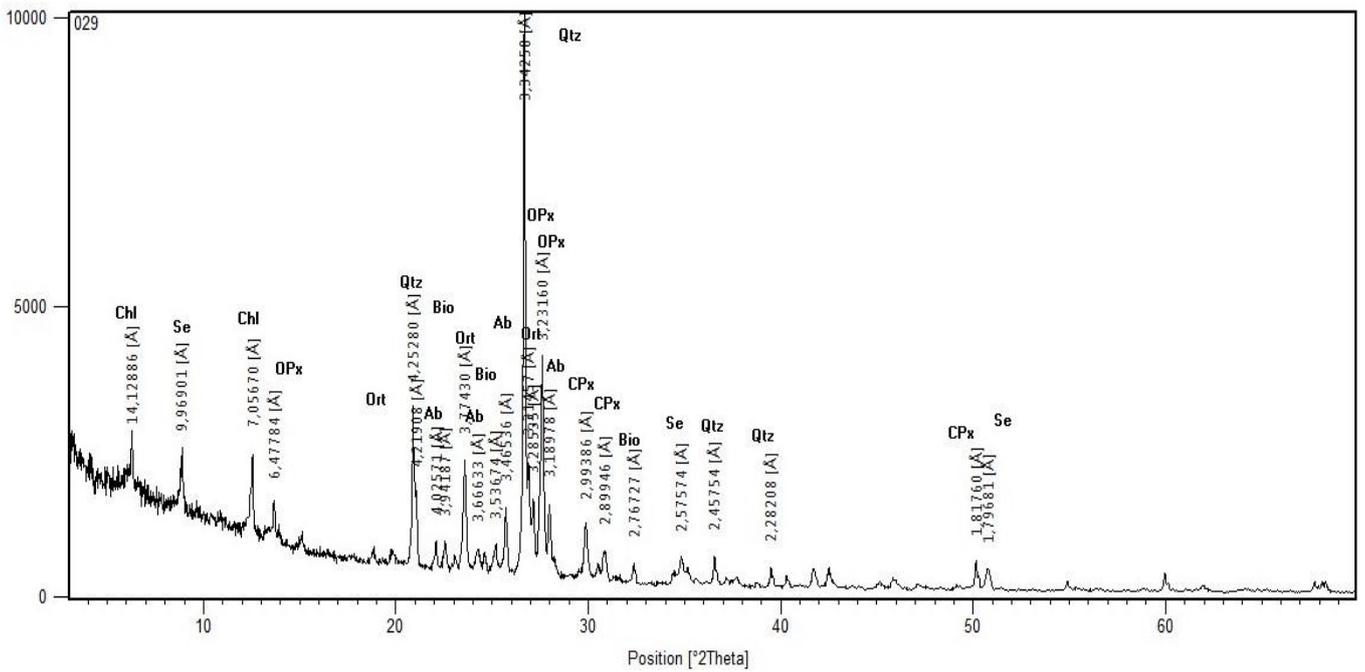


Figure04: DRX sur la poudre de la roche totale les microgranites.

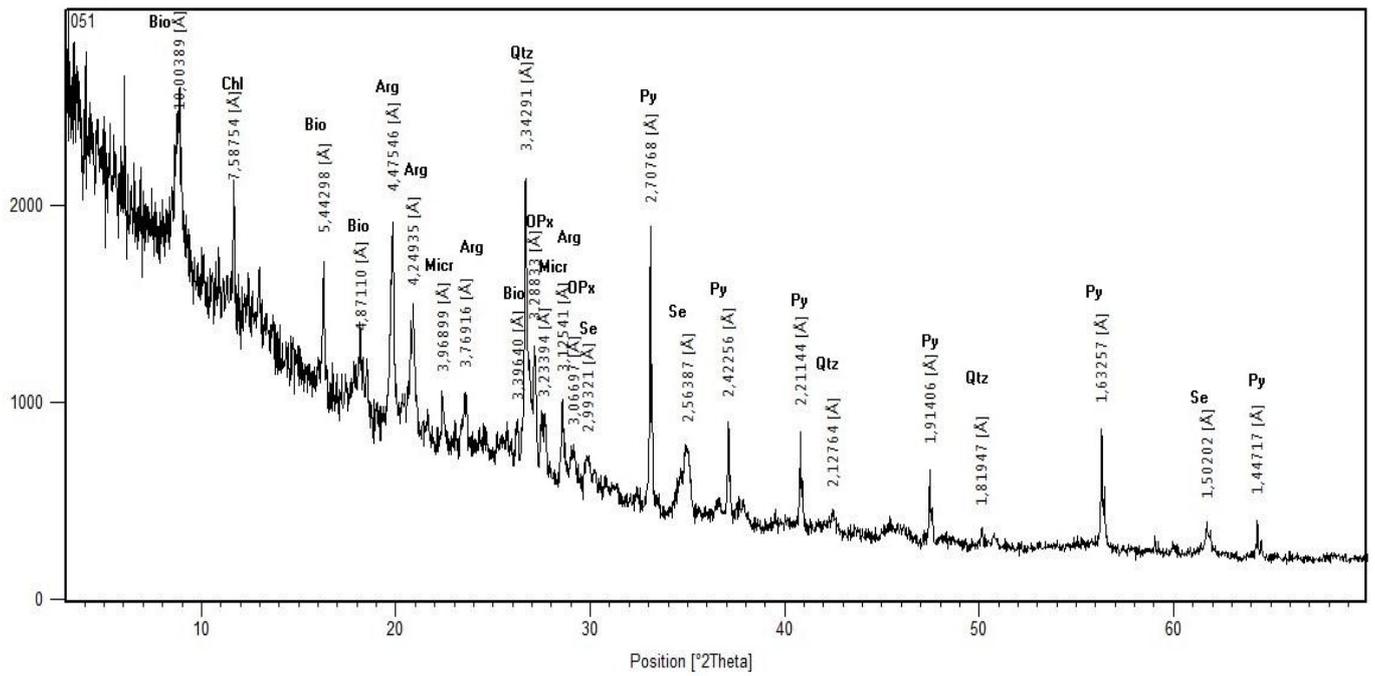


Figure05: DRX sur la poudre de la roche totale les tufs andésitique.

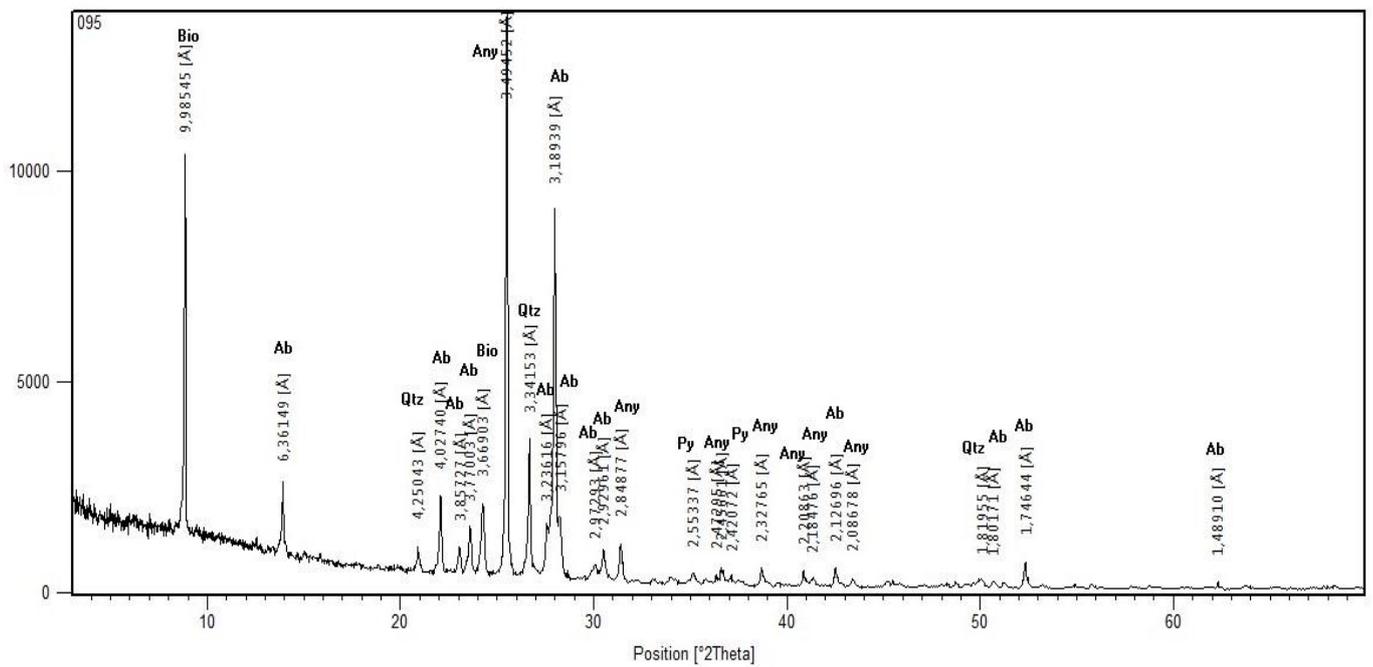


Figure06: DRX sur la poudre de la roche totale les granodiorite altéré.

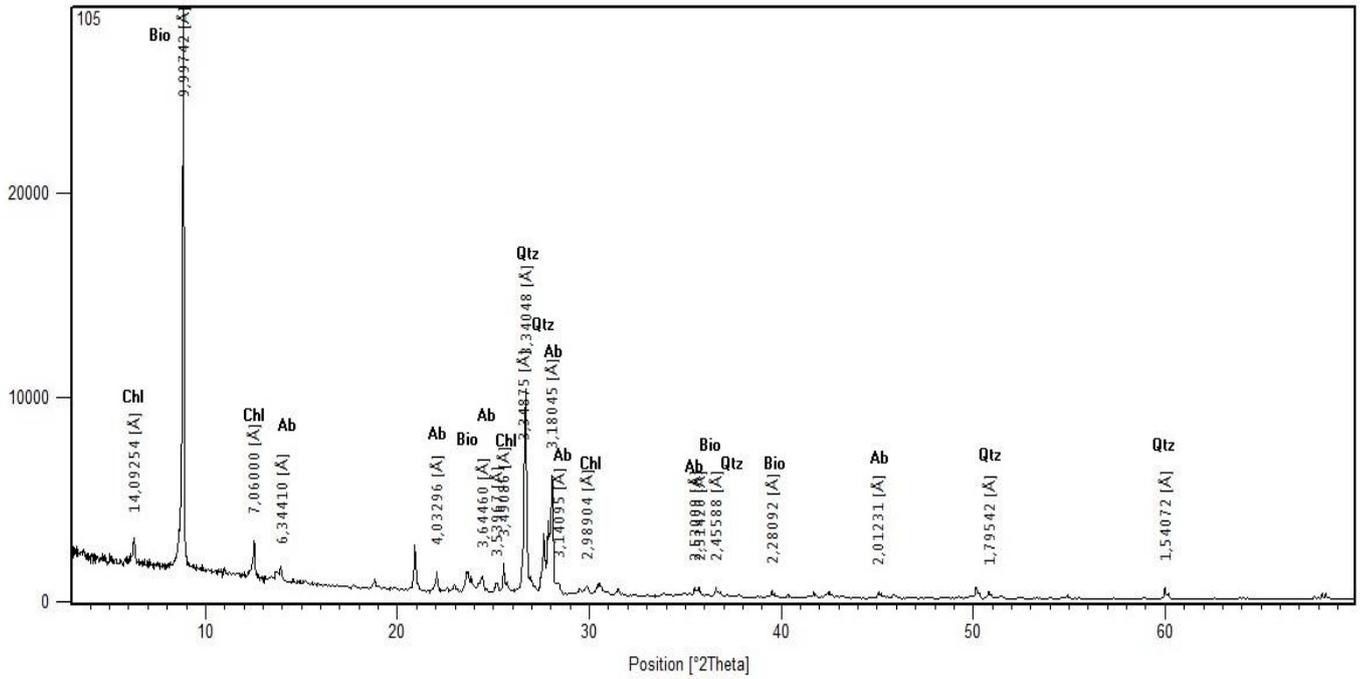


Figure07: DRX sur la poudre de la roche totale les granodiorite.

Les fiches ASTM des minéraux

Quartz							CALCITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]	No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	1	0	0	4,25452	20,862	21,6	1				3,23000	27,594	6,0
2	0	1	1	3,34296	26,644	100,0	2				2,92000	30,591	100,0
3	1	1	0	2,45635	36,552	6,0	3				2,40000	37,442	25,0
4	1	0	2	2,28104	39,473	5,9	4				2,20000	40,991	35,0
5	1	1	1	2,23622	40,298	2,6	5	1	1	6	1,86000	48,930	60,0
6	2	0	0	2,12726	42,460	4,3	6				1,85000	49,212	60,0
7	2	0	1	1,97944	45,803	2,4	7	1	0	10	1,59000	57,955	6,0
8	1	1	2	1,81763	50,149	9,6	8				1,49000	62,260	10,0
9	0	0	3	1,80150	50,629	0,3	9	3	0	0	1,44000	64,678	10,0
10	0	2	2	1,67148	54,884	2,6							
11	0	1	3	1,65891	55,335	1,1							
12	2	1	0	1,60806	57,243	0,2							
13	1	2	1	1,54128	59,971	5,8							
14	1	1	3	1,45269	64,046	1,0							
15	3	0	0	1,41817	65,799	0,3							

CALCITE							CHLORITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]	No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	1	0	4	3,03000	29,455	100,0	1	0	0	1	14,15000	6,241	32,0
2	1	1	0	2,49000	36,041	40,0	2	0	0	2	7,04000	12,563	100,0
3	1	1	3	2,28000	39,492	60,0	3	0	0	3	4,70000	18,866	20,0
4	2	0	2	2,10000	43,038	60,0	4	0	0	4	3,52500	25,245	70,0
5	0	2	4	1,92000	47,306	80,0	5	0	0	5	2,82500	31,647	6,0
6	1	1	6	1,87000	48,652	70,0	6	0	0	6	2,35300	38,218	1,0
7	1	2	2	1,60000	57,559	50,0	7	0	0	8	1,76300	51,816	1,0
8	2	1	4	1,52000	60,899	50,0	8	0	0	9	1,56800	58,847	1,0
9	3	0	0	1,44000	64,678	40,0	9	0	0	10	1,41200	66,123	2,0
							10	0	0	12	1,17700	81,758	1,0
							11	0	0	14	1,00830	99,629	1,0
							12	0	0	16	0,88180	121,749	1,0

SERICITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	0	0	2	9,90000	8,925	60,0
2	0	0	4	5,00000	17,725	27,0
3	1	1	0	4,47000	19,846	53,0
4	-1	1	3	3,88000	22,902	20,0
5	0	2	3	3,72000	23,901	13,0
6	-1	1	4	3,49000	25,502	13,0
7	0	0	6	3,33000	26,750	33,0
8	1	1	4	3,19000	27,947	20,0
9	0	2	5	2,99000	29,858	47,0
10	1	1	5	2,86000	31,249	27,0
11	-1	1	6	2,79000	32,054	20,0
12	1	3	1	2,56000	35,023	100,0
13	-1	3	3	2,47000	36,343	27,0
14	1	3	3	2,38000	37,768	20,0
15	-1	1	8	2,28000	39,492	7,0
16	2	0	4	2,21000	40,798	20,0
17	1	3	5	2,13000	42,402	53,0
18	0	2	9	1,99000	45,547	40,0
19	-1	3	9	1,72000	53,212	7,0
20	3	1	2	1,64000	56,029	20,0
21	-2	4	7	1,50000	61,799	33,0

ALBITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	0	0	1	6,38775	13,852	13,9
2	-1	1	0	6,30890	14,026	2,8
3	-1	-1	1	5,90997	14,978	2,3
4	-1	1	1	5,59205	15,835	2,5
5	0	-2	1	4,66313	19,016	0,1
6	0	2	1	4,37923	20,262	0,3
7	-2	0	1	4,03169	22,029	68,3
8	1	-1	1	3,85513	23,052	6,4
9	1	1	1	3,77712	23,535	18,3
10	1	3	0	3,68353	24,142	18,7
11	-1	-3	1	3,66346	24,276	40,3
12	-1	-1	2	3,50451	25,395	7,1
13	-2	-2	1	3,48236	25,559	1,7
14	-1	3	1	3,44127	25,870	0,2
15	-1	1	2	3,37391	26,395	6,9
16	-2	2	1	3,33895	26,677	0,5
17	-2	0	2	3,21645	27,713	40,1
18	0	0	2	3,19388	27,912	100,0
19	2	2	0	3,17154	28,113	25,1
20	-2	2	0	3,15445	28,268	24,0
21	1	-3	1	2,96703	30,095	12,5
22	-2	-2	2	2,95498	30,221	13,6
23	0	-2	2	2,92873	30,498	14,2
24	1	3	1	2,86278	31,218	8,4
25	-1	-3	2	2,83852	31,492	2,3
26	-2	2	2	2,79602	31,983	0,6
27	0	2	2	2,78535	32,109	1,0
28	2	0	1	2,68907	33,292	0,4
29	-3	-1	1	2,66527	33,598	0,3
30	-1	3	2	2,64083	33,918	5,3
31	-3	1	1	2,62921	34,073	3,2
32	-2	-4	1	2,56058	35,015	11,6
33	-3	-1	2	2,53853	35,329	1,7
34	1	-1	2	2,51210	35,713	0,5
35	2	-2	1	2,49757	35,928	0,5
36	-3	1	2	2,48340	36,140	0,6
37	2	2	1	2,45894	36,512	1,3
38	-2	4	1	2,44712	36,695	7,7
39	-1	-5	1	2,43048	36,955	3,1
40	2	4	0	2,40736	37,323	3,3
41	-2	4	0	2,39243	37,565	1,8
42	3	1	0	2,38786	37,639	2,4
43	-3	1	0	2,38236	37,729	2,1
44	-2	-4	2	2,34726	38,315	0,4
45	0	-4	2	2,33157	38,583	0,7
46	-3	-3	1	2,31869	38,806	6,4

BIOTITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1				26,20000	3,370	20,0
2				12,10000	7,300	60,0
3				10,15000	8,705	100,0
4				4,96000	17,869	60,0
5				4,88000	18,164	80,0
6				3,47000	25,652	100,0
7				3,37000	26,426	40,0
8				3,07000	29,063	40,0
9				2,71000	33,027	40,0

BIOTITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	0	0	1	10,00950	8,827	100,0
2	0	0	2	5,00475	17,708	0,2
3	0	2	0	4,60200	19,271	7,4
4	1	1	0	4,54857	19,500	6,8
5	-1	1	1	4,40234	20,154	3,1
6	0	2	1	4,18125	21,232	1,0
7	1	1	1	3,92137	22,657	7,3
8	-1	1	2	3,65577	24,328	24,6
9	0	2	2	3,38755	26,287	27,5
10	0	0	3	3,33650	26,697	30,5
11	1	1	2	3,13587	28,440	28,2
12	-1	1	3	2,91095	30,689	15,7

PYRITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	1	1	1	3,12700	28,522	35,0
2	2	0	0	2,70800	33,052	85,0
3	2	1	0	2,42200	37,089	65,0
4	2	1	1	2,21100	40,778	50,0
5	2	2	0	1,91500	47,437	40,0
6	3	1	1	1,63300	56,291	100,0
7	2	2	2	1,56400	59,013	15,0
8	2	3	0	1,50200	61,708	20,0
9	3	2	1	1,44800	64,278	25,0
10	4	0	0	1,35400	69,348	5,0
11	4	1	0	1,31400	71,779	5,0
12	4	1	1	1,27700	74,200	5,0
13	3	3	1	1,24300	76,590	15,0
14	4	2	0	1,21100	79,001	20,0

ORTHOCASE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	1	1	0	6,62083	13,362	6,3
2	0	2	0	6,49810	13,616	7,9
3	-1	1	1	5,86158	15,103	8,7
4	0	2	1	4,58295	19,352	2,4
5	-2	0	1	4,21733	21,048	60,0
6	1	1	1	3,94123	22,542	19,0
7	2	0	0	3,84707	23,101	5,2
8	1	3	0	3,77486	23,549	78,4
9	-1	3	1	3,61621	24,598	14,9
10	-2	2	1	3,53760	25,153	11,6
11	-1	1	2	3,46572	25,684	50,8
12	2	2	0	3,31042	26,911	100,0
13	-2	0	2	3,28375	27,134	61,5
14	0	4	0	3,24905	27,429	32,8
15	0	0	2	3,23228	27,574	79,0
16	1	3	1	2,99151	29,843	56,1

ANYDRITE						
No.	h	k	l	d [Å]	2Theta[deg]	I [%]
1	1	0	1	4,64494	19,092	0,2
2	1	1	1	3,86697	22,980	5,1
3	0	2	0	3,49000	25,502	100,0
4	2	0	0	3,11500	28,634	2,5
5	2	1	0	2,84459	31,423	35,3
6	1	2	1	2,79018	32,052	3,4
7	0	2	2	2,46603	36,404	7,0
8	2	2	0	2,32247	38,741	19,6
9	2	1	2	2,20369	40,920	20,1
10	1	0	3	2,17688	41,447	6,1
11	1	3	1	2,08028	43,467	6,4
12	3	0	1	1,99021	45,541	4,4

Les spectres des lames orientés

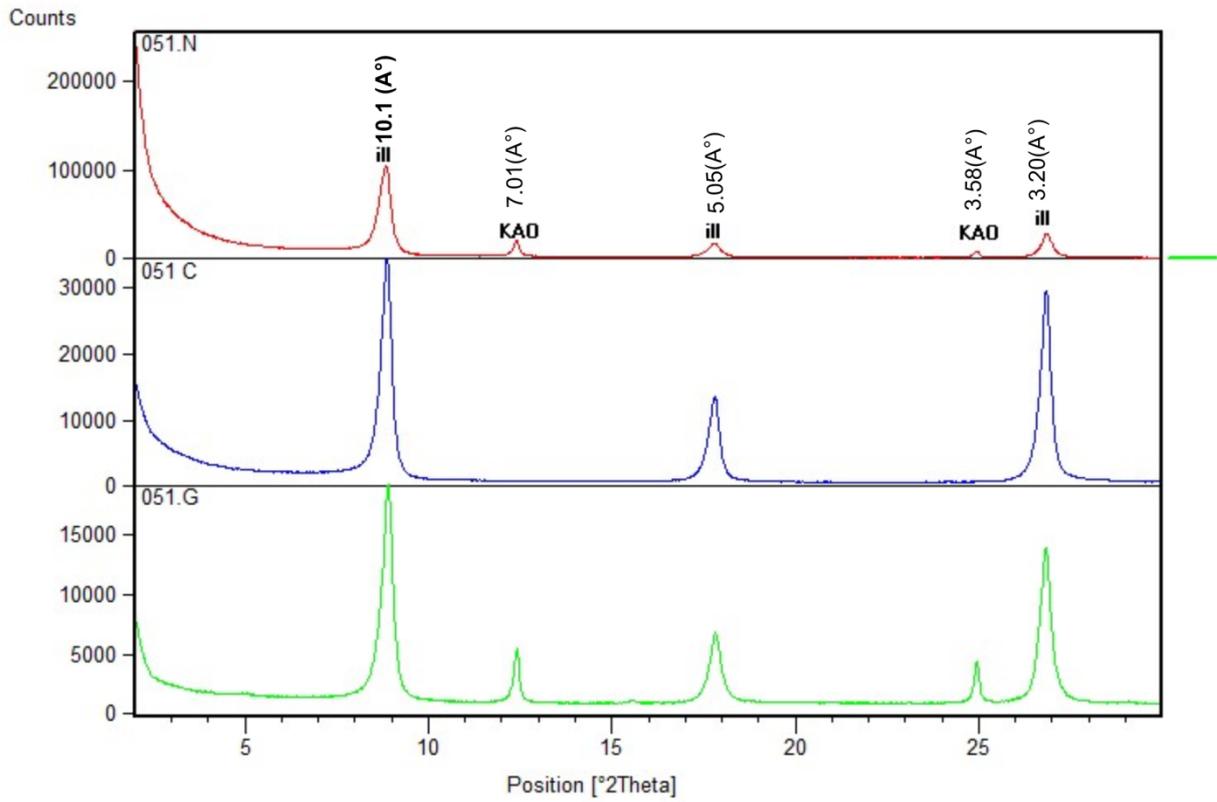


Figure07: DRX sur les lames orientées de la roche totale. L'encassante.

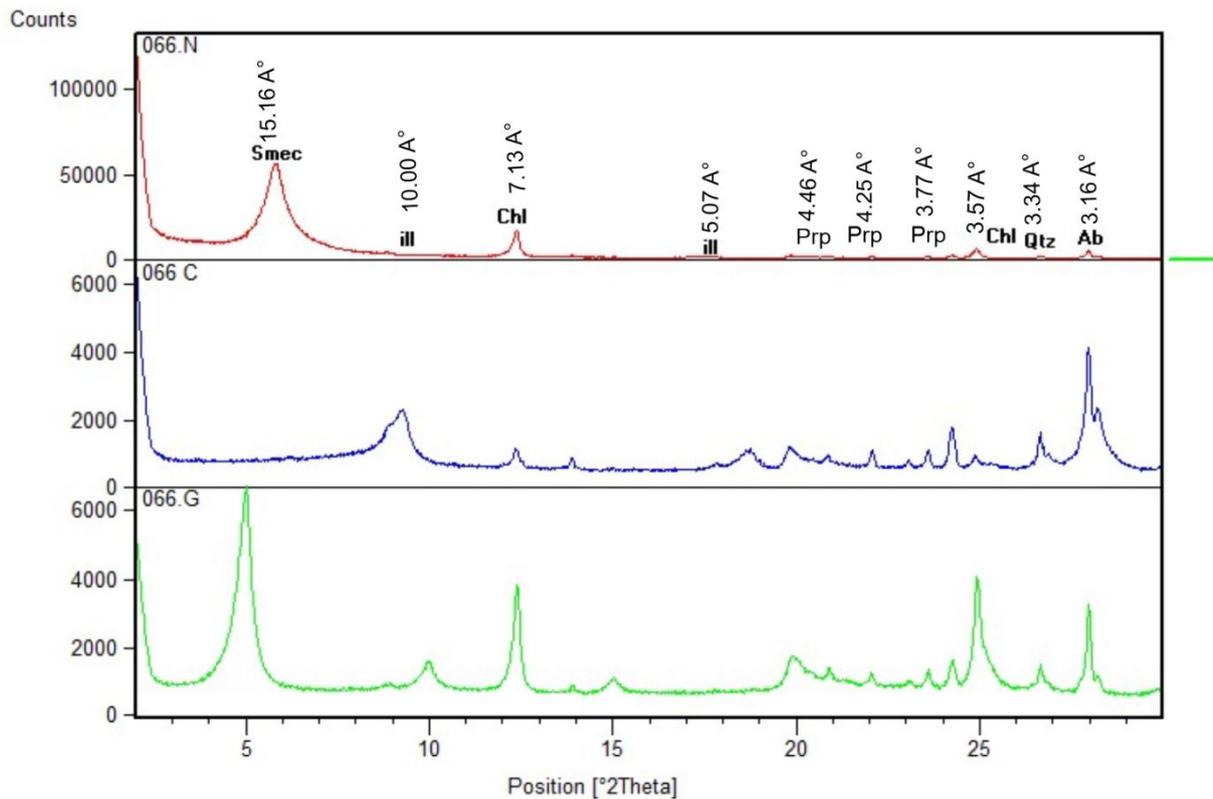


Figure08: DRX sur les lames orientées de la roche totale. L'encaisseante.

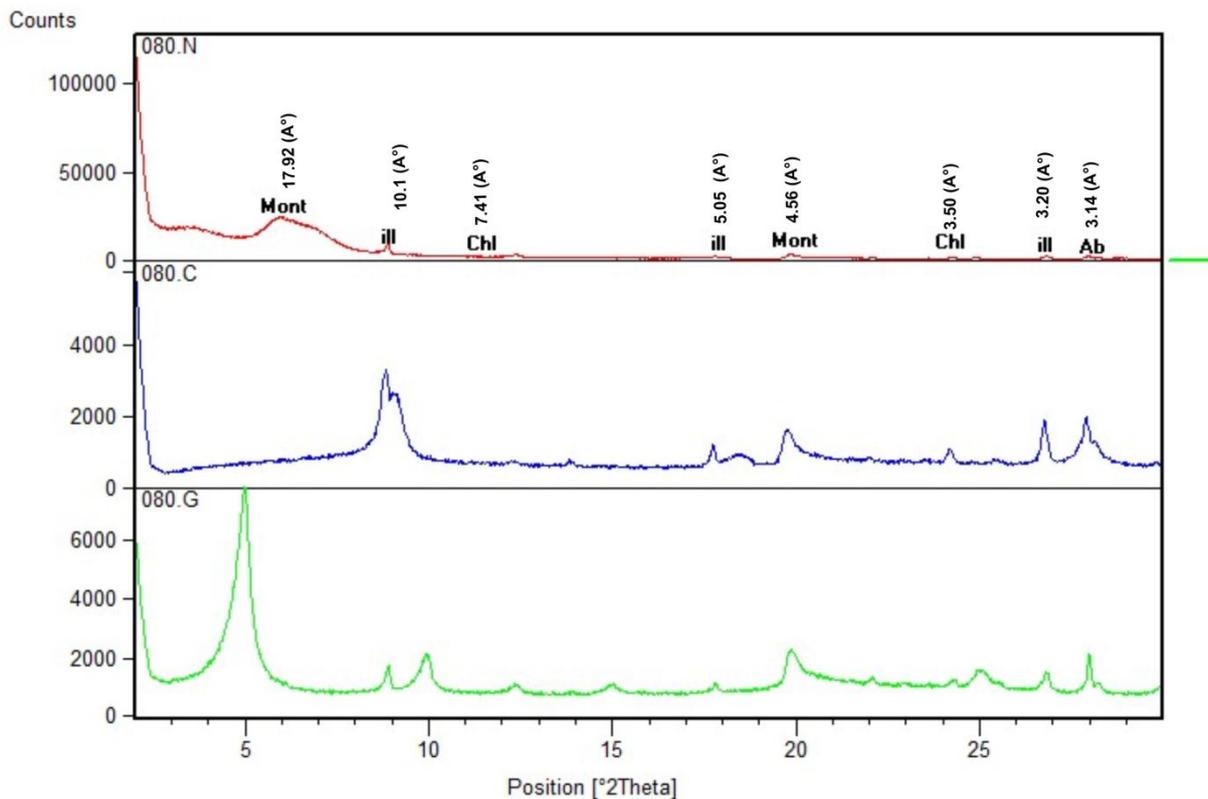


Figure09: DRX sur les lames orientées de la roche totale. L'encaisseante.

Tableau 01 : les principaux pics des minéraux argileux

	Pic primaire	Pic secondaire
illite	9-10 A°	4.47-5 A°
Kaolinite	7 A°	3.57 A°
Chlorite	7- 7.50A°	3.50- 4 A°
Pyrophyllite	4.46 A°	4.25 – 3.77 A°
Smectite (montmorillonite)	14- 18A°	4.50- 5 A°