



## Université Constantine 1, Frères Mentouri

Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et

de L'Aménagement du Territoire

Département des Sciences Géologiques

N° de série

N° d'ordre

# RESSOURCES EN FELDSPATH DES ROCHES MAGMATIQUES DU NORD DE L'ALGÉRIE : LOCALISATION, CONTEXTE GÉOLOGIQUE, ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET INTÉRÊT ÉCONOMIQUE

## THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de doctorat en Ressources Minérales et Géo-  
matériaux

Par

**Hassni BELAIDI**

Devant le jury composé de

<b>Ahcene BOUREFIS</b>	<b>Professeur</b>	<b>Président</b>	<b>Université Constantine 1- frères Mentouri</b>
<b>Smaine CHELLAT</b>	<b>Professeur</b>	<b>Directeur de la thèse</b>	<b>Université Constantine 1- frères Mentouri</b>
<b>Saida KITOUNI</b>	<b>Docteur</b>	<b>Examineur</b>	<b>Université de Constantine 3</b>
<b>Rabah LAOUAR</b>	<b>Professeur</b>	<b>Examineur</b>	<b>Université de Annaba</b>
<b>Azzedine BOUZENOUNE</b>	<b>Professeur</b>	<b>Examineur</b>	<b>Université de Jijel</b>
<b>Mohamed DASSAMIOUR</b>	<b>Docteur</b>	<b>Examineur</b>	<b>Université Constantine 1- frères Mentouri</b>

Soutenue publiquement

Le : 22/10/2024

# REMERCIEMENT

*Ce qui pousse les hommes à s'investir dans l'étude de toutes choses n'est pas simplement le désir de connaître, de former des opinions justes ou de faire des découvertes, mais plutôt la volonté de diffuser leurs propres idées et de les magnifier. La simple possession de la connaissance importe peu ; ce qui compte vraiment, c'est de la partager et de la mettre en lumière. Cet effort résulte de quatre années de sacrifices volontaires et de patience.*

*Tout d'abord je remercie **ALLAH**, le tout puissant qui m'a porté le courage, la force et la patience au cours de toute ma vie et qui m'a dirigé dans le bon sens en éclairant mon cheminement dans les nuits les plus obscures.*

*Je réserve ces lignes en signe de reconnaissance à toute personne qui a contribué directement ou indirectement à la réalisation de cette Thèse :*

*Je veux tout d'abord adresser toute ma gratitude à mon encadreur Monsieur **CHELLAT Smaïne**, professeur au département des sciences géologiques de l'université Constantine 1, je le remercie de m'avoir encadré, orienté, aidé et conseillé, pour sa patience, sa disponibilité et surtout ses judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter ma réflexion.*

*J'adresse mes sincères remerciements à Madame **KITOUNI Saïda** enseignante au département de génie des procédés de l'université de Constantine 3, qui par ses paroles, ses écrits, ses conseils et ses critiques a guidé ma réflexion et a accepté de me rencontrer et répondre à mes questions durant ma recherche.*

*Ma gratitude va également aux membres du jury, Mr **BOUREFIS Ahcene** d'avoir accepté de présider ce jury, messieurs **LAOUAR Rabah**, **BOUZENOUNE Azzedine** et **DASSAMIOUR Mohamed** d'avoir contribué à l'examen de ce modeste travail, ainsi que pour tous les professeurs qui m'ont enseigné pendant mon parcours universitaire.*

*Je tiens également à remercier l'ensemble des responsables, ingénieurs et toute l'équipe administrative du département des sciences géologiques et du laboratoire de géologie et environnement.*

*J'aimerais également remercier l'ensemble des responsables, ingénieurs de laboratoire des Recherches géologiques, université d'Annaba, laboratoire de Géologie de Sahara, université d'Ouargla, laboratoire des Géoressource-Environnement et Risques Naturels et laboratoire LIPE université Salah Boubnider Faculté de génie des procédés.*

*Enfin, mes remerciements sont à tous ceux qui ont de près ou de loin, contribué à la réalisation de cette thèse et surtout à tous mes doctorants collègues.*

## DÉDICACE

*Avec l'expression de ma reconnaissance, je dédie ce modeste travail :*

*À mon pays l'Algérie, reste grand et constant avec son peuple.*

*Je dédie cette thèse à mes chers parents qui ont été toujours à mes côtés et m'ont toujours soutenu tout au long de ces longues années d'études.*

*En signe de reconnaissance, qu'ils trouvent ici, l'expression de ma profonde gratitude pour tout ce qu'ils ont consenti d'efforts et de moyens pour me voir réussir dans mes études.*

*À toute ma famille*

*À toutes mes amies.*

*À tous les gens qui me connaissent et que je connais en particulier.*

*À tous ceux qui aiment le bon travail et ne reculent pas devant les obstacles de la vie.*



**Hassni Belaidi**

**RESSOURCES EN FELDSPATH DES ROCHES MAGMATIQUES DU  
NORD DE L'ALGÉRIE : LOCALISATION, CONTEXTE  
GÉOLOGIQUE, ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET INTÉRÊT  
ÉCONOMIQUE**

**Thèse**

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de doctorat en Ressources  
Minérales et Géo-matériaux

**Résumé**

Le feldspath, le minéral le plus abondant dans la croûte terrestre, est couramment utilisé dans le verre et la céramique. Le feldspath existe en quantités importantes dans les roches granitiques, ces roches sont abondamment disponibles. Les sources industrielles conventionnelles du feldspath sont les aplites et les pegmatites. Les changements technologiques ont amené les producteurs à accorder plus d'attention aux roches granitiques felsiques, y compris les granites alcalins, les roches acides effusives et les tufs connexes, et les accumulations du feldspath sédimentaire. Récemment, les roches granitiques alcalines et calc-alcalines à potassium (K) élevé ont été les principales sources de feldspath. En Algérie, ce type des roches granitiques est très répandu sur le littoral qui contient une diversité des roches magmatiques mises en place essentiellement par deux événements magmatiques : un événement hercynien et un événement tertiaire. Les roches granitiques sont les plus répandues et sont caractérisées par leur affinité calc-alcalin à K élevé et à affinité alcaline. L'étude pétrographique et minéralogique des onze (11) massifs granitiques soigneusement sélectionnés dans le littoral algérien et incluant les granites (4 massifs), les microgranites (4 massifs), les pegmatites (1 massif), les diorites (1 massif) et les anorthosites (1 massif), montrent que tous ces massifs contiennent un pourcentage considérable du feldspath avec un faible taux d'altération. L'étude chimique et la comparaison de ces massifs avec des massifs similaires exploités dans le monde ont montré que les diorites et les anorthosites étudiées ne répondent pas aux conditions d'exploitation des roches intermédiaires. Les autres massifs contiennent une quantité moyenne à élevée des alcalins variant de 6.95 % à 9.24 %, avec un pourcentage de  $\text{Na}_2\text{O}$  variant de 2.61 % à 4.91 % et  $\text{K}_2\text{O}$  variant de 3.4 % à 5.11%. La teneur de la phase magnétique est généralement faible à moyenne, où le  $\text{F}_2\text{O}_3$  varie de 0.34 % à 3.08 % et le  $\text{Ti}_2\text{O}$  varie de 0.02 % à 0.37 %. Les résultats chimiques montrent que ces massifs sont mieux adaptés à la céramique qu'au verre. La disponibilité du feldspath de haute qualité dans ces massifs dépend entièrement de l'élimination des minéraux indésirables grâce au développement technologique ; il semble donc possible de produire du feldspath de la qualité requise, en considérant que les composantes colorées des roches sont inférieures aux valeurs souhaitées.

**Mots clés : Algérie ; Feldspath ; Roches granitiques ; Céramique ; Verre.**

**Directeur de la thèse : Smaïne CHELLAT- Université Constantine 1- frères Mentouri**

**Année Universitaire : 2023/2024**

## **Abstract**

Feldspar, the most abundant mineral in the earth's crust, is commonly used in glass and ceramics. Feldspar exists in large quantities in granite rocks where these rocks are abundantly available. Conventional industrial sources of feldspar are aplites and pegmatites. Technological changes have led producers to pay more attention to felsic granite rocks, including alkaline granites, effusive acid rocks and associated tuffs, and sedimentary feldspar accumulations. Recently, high alkaline and calc-alkaline K granitic rocks have been the main sources of feldspar. In Algeria, this type of granite rocks is widespread on the coast which contains a diversity of magmatic rocks set up essentially by two magmatic events: a Hercynian event and a tertiary event, where granitic rocks of all types are the most frequent and are characterized by their calc-alkaline affinity to high K with alkaline affinity. The petrographic and mineralogical studies of eleven (11) granite massifs in the Algerian coast carefully selected included granites (4 massifs), microgranites (4 massifs) pegmatites (1 massif), diorites (1 massif) and anorthosites (1 massif) shown that all these massifs contain a considerable percentage of feldspar with a low rate of alteration. The chemical study and comparison of these massifs with similar massifs exploited in the world showed that the diorites and anorthosites studied do not meet the conditions of exploitation of intermediate rocks. The other massifs contain a medium to high amount of alkalis ranging from 6.95 wt. % to 9.24 wt. % with a Na<sub>2</sub>O percentage varies between 2.61 wt.% and 4.91 wt. % and K<sub>2</sub>O varies between 3.4 wt.% and 5.11 wt.%. The magnetic phase is generally low to medium, where F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varies between 0.34 wt.% and 3.08 wt.% and Ti<sub>2</sub>O varies between 0.02 wt. % and 0.37 wt. %. Chemical results show that these massifs are better suited to ceramics than glass. The availability of high-quality feldspar in these massifs depends entirely on the elimination of undesirable minerals through technological development; it therefore seems possible to produce feldspar of the required quality, considering that the colored components of the rocks are lower than the desired values.

**Keywords:** Algeria; Feldspar, Granite rocks, Ceramics; Glass.

## ملخص

الفلسبار أكثر المعادن وفرة في القشرة الأرضية وهو أيضا يستخدم عادة في الزجاج والسيراميك؛ يوجد الفلسبار بكميات كبيرة في صخور الجرانيت حيث تتوفر هذه الصخور بكثرة. المصادر الصناعية التقليدية للفلسبار هي الأبلت (aplitites) والبيغماتيت (pegmatites). دفعت التغييرات التكنولوجية المنتجين إلى إيلاء المزيد من الاهتمام لصخور الجرانيت الفلزيك، بما في ذلك الجرانيت القلوي والصخور الحمضية المسربة وما يرتبط بها من رسوم، وتراكمات الفلسبار الرسوبية. في الآونة الأخيرة، أصبحت الصخور الكلسية القلوية ذات بوتاسيوم عالي والقلوية هي المصادر الرئيسية للفلسبار. في الجزائر، ينتشر هذا النوع من صخور الجرانيت على الساحل الذي يحتوي على مجموعة متنوعة من الصخور الصحارية التي أنشأها بشكل أساسي حدثان بركانيان: حدث هرسيني وحدث الحقة الحديثة « سينوزويك »، حيث تكون الصخور الجرانيتية بجميع أنواعها هي الأكثر انتشارا وتتميز بطبيعتها الكلسية القلوية ذات بوتاسيوم مرتفع أو ذات طبيعة قلوية. أظهرت الدراسة البتروغرافية والمعدنية لأحد عشر (11) كتلة صخرية جرانيتية في الساحل الجزائري تم اختيارها بعناية: الجرانيت (4 كتلة صخرية)، الجرانيت الدقيق (4 كتلة صخرية)، بيغماتيت (1 كتلة صخرية)، والديوريت (1 كتلة صخرية) والأنورثوسيت (1 كتلة صخرية)، أن كل هذه الكتل الصخرية تحتوي على نسبة مئوية معتبرة من الفلسبار تقابلها نسبة ضعيفة من التجوية. أظهرت الدراسة الكيميائية وكذلك مقارنة هذه الكتل صخرية مع كتل صخرية مماثلة يتم استغلالها في العالم أن الديوريت والأنورثوسيت التي تمت دراستها لا تستوفي شروط استغلال الصخور الوسيطة. تحتوي الكتل الصخرية الأخرى على كمية متوسطة إلى عالية من القلويات تتراوح من 6.95% إلى 9.24%. تتراوح النسبة المئوية من  $Na_2O$  ما بين 2.61% و 4.91% وتتراوح كمية  $K_2O$  بين 3.4% و 5.11%. بالنسبة للشوائب تكون منخفضة إلى متوسطة بشكل عام، حيث تتراوح كمية  $F_2O_3$  بين 0.34% و 3.08% وتتراوح نسبة  $Ti_2O$  بين 0.02% و 0.37%. تظهر النتائج الكيميائية أن هذه الكتل الصخرية أكثر ملاءمة للسيراميك من الزجاج. ويتوقف توافر الفلسبار عالي الجودة في هذه الكتل الصخرية بالقضاء على المعادن غير المرغوب فيها من خلال التطور التكنولوجي؛ لذلك يبدو من الممكن إنتاج فلسبار بالجودة المطلوبة في حالة جعل المكونات الملونة للصخور أقل من القيم المرغوبة.

**الكلمات المفتاحية:** الجزائر، الفلسبار، الصخور الجرانيتية، السيراميك، الزجاج.

## TABLE DES MATIÈRES

Remerciement	
Dédicace	
Résumé	
Abstract	
ملخص	
Table des matières	
Liste des Figures	
Liste des tableaux	
Liste des abréviations	
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>1</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	<b>1</b>
<b>CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS</b> .....	<b>4</b>
<b>OBJECTIF, CADRE GÉOGRAPHIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS</b> .....	<b>4</b>
I.1 Objectifs.....	4
I.2 Situation géographique des massifs étudiés .....	4
I.2.1 Le massif d'Oued Al Anab.....	7
I.2.2 Le massif d'Ain Barbar.....	7
I.2.3 Le massif de Chetaïbi.....	8
I.2.4 Le massif de Filfila .....	8
I.2.5 Le massif de Collo .....	9
I.2.6 Le massif d'Al Aouana .....	9
I.2.7 Le massif de Maghera .....	10
I.2.8 Le massif de Larba Naith Irathen.....	10
I.2.9 Le massif de Draa El Mizane.....	11
I.2.10 Le massif de Naciria .....	11
I.2.11 Le massif de Nadroma .....	12
I.3 Cadre climatique.....	12
I.4 Travaux antérieurs .....	13
I.4.1 Sur le plan géologique .....	13
I.4.1.1 Les évènements hercyniens .....	13
I.4.1.2 Les évènements tertiaires .....	14
I.4.2 Sur le plan minier.....	14
<b>GÉNÉRALITÉS SUR LES FELDSPATHS</b> .....	<b>14</b>
I.1 Introduction .....	14
I.2 Sources des feldspaths .....	16
I.6.1 Les pegmatites .....	17
I.6.2 Les aplites .....	18
I.6.3 Les roches granitiques.....	18
I.6.4 Les syénites .....	18
I.6.5 Les anorthosites .....	19

I.6.6 Les leptynites .....	19
I.6.7 Les arkoses et les sables feldspathiques.....	19
I.7 Altérations des feldspaths .....	19
I.7.1 Altération hydrothermale (albitisation).....	20
I.7.2 Altération superficielle.....	20
I.8 Ressources et réserves des feldspaths.....	20
I.9 Production des feldspaths .....	21
I.10 Les ressources des feldspaths en Algérie.....	22
I.11 Extraction et traitement des feldspaths .....	23
I.11.1 Le concassage.....	23
I.11.2 Le gravillonnage.....	24
I.11.3 Le broyage.....	24
I.12.1 Utilisation des feldspaths dans l'industrie du verre .....	25
I.12.2 Utilisation des feldspaths dans l'industrie des céramiques.....	25
I.12.3 Utilisation des feldspaths dans les frittes et les émaux .....	26
I.12.4 Autres utilisations des feldspaths .....	26
I.13 La différence entre le kaolin et le feldspath dans l'industrie.....	28
<b>CHAPITRE II : SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU NORD DE L'ALGÉRIE.....</b>	<b>30</b>
II.1 Introduction .....	30
II.2 Le domaine interne : le socle kabyle et ses couvertures sédimentaires.....	31
II.2.1 Le socle kabyle .....	31
II.2.1.1 Le socle de Chenoua .....	31
II.2.1.2 Le Socle du massif d'Alger .....	31
II.2.1.3 Le socle de la grande Kabylie.....	32
II.2.1.4 Le socle de la petite Kabylie.....	32
II.2.1.5 Le socle de l'Edough .....	34
II.2.2 Les couvertures sédimentaires du socle kabyle.....	34
II.2.2.1 La couverture sédimentaire mésozoïque « La dorsale kabyle ou chaîne calcaire ».....	34
II.2.2.1.1 La dorsale de la grande Kabylie.....	34
II.2.2.1.2 La dorsale de la petite Kabylie.....	34
II.2.2.2 La couverture sédimentaire cénozoïque « Oligo-Miocène-Kabyle (OMK) » .....	35
II.3 Le domaine des flyschs .....	36
II.3.1 Le flysch maurétanien .....	36
II.3.2 Le flysch massylien .....	37
II.4 Le domaine externe .....	37
II.4.1 Les séries ultra telliennes.....	37
II.4.2 Les séries telliennes sensu-stricto (s.s.).....	38
II.4.3 Les séries peni-telliennes.....	38
II.5 Les formations numidiennes .....	38
II.6 Les formations post-nappes.....	38

II.7 Les magmatismes du Nord de l'Algérie.....	39
II.7.1 Les événements magmatiques anciens anté-cénozoïques.....	39
II.7.1.1 Les roches magmatiques hercyniennes de la grande Kabylie.....	39
II.7.1.2 Les roches magmatiques hercyniennes d'Oranie.....	40
II.7.2 Les événements magmatiques récents cénozoïques .....	40
II.7.2.1 Le magmatisme tertiaire en petite Kabylie et Algérie orientale.....	41
II.7.2.2 Le magmatisme tertiaire en grande Kabylie et Algérie centrale.....	41
II.7.2.3 Le magmatisme tertiaire en Algérie occidentale (secteur de l'Oranie).....	42
<b>CHAPITRE III MATÉRIELS ET MÉTHODES .....</b>	<b>43</b>
III.1 Les travaux de laboratoire.....	43
III.1.1 Préparation des lames minces.....	43
III.1.2 PREPARATION DES ECHANTILLONS POUR LES ANALYSES MINERALOGIQUES.....	44
III.1.2.1 Les analyses infra-rouges (IR).....	45
III.1.2.1.1 Définition et principe de la spectroscopie infra-rouge.....	45
III.2.2.1.2 Méthodologie .....	45
III.1.2.2 Les analyses par détraction de Rayon X (DRX).....	47
III.1.2.2.1 Principe .....	47
III.2.2.2.2 Méthodologie .....	47
III.1.3 Analyses chimiques .....	48
<b>CHAPITRE IV : ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.....</b>	<b>50</b>
IV.1 Pétrographies des roches des massifs étudiés .....	50
IV.1.1 Les microgranites d'Oued El Anab .....	50
Les minéraux essentiels .....	50
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	50
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	50
<input type="checkbox"/> Biotite .....	50
<input type="checkbox"/> Quartz .....	51
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	52
Les minéraux d'altération.....	52
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	52
<input type="checkbox"/> Calcite.....	52
<input type="checkbox"/> Séricite .....	52
IV.1.2 Les rhyolites d'Ain Barbar .....	52
Les minéraux essentiels .....	52
<input type="checkbox"/> Quartz .....	52
<input type="checkbox"/> Feldspath alcalin.....	53
<input type="checkbox"/> Plagioclase.....	53
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	53
<input type="checkbox"/> Biotite .....	53
Les minéraux d'altération.....	53
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	53

<input type="checkbox"/> Séricite .....	53
<input type="checkbox"/> Calcite .....	54
IV.1.3 Les microdiorites de Chetaibi .....	55
Les minéraux essentiels .....	55
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	55
<input type="checkbox"/> Amphibole .....	55
<input type="checkbox"/> Pyroxène .....	55
<input type="checkbox"/> Biotite .....	55
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	55
Les minéraux secondaires.....	56
<input type="checkbox"/> Calcite .....	56
<input type="checkbox"/> Séricite .....	57
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	57
IV.1.4 Les granites de Filfila .....	57
Les minéraux essentiels .....	57
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	57
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	57
<input type="checkbox"/> Quartz .....	57
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	58
<input type="checkbox"/> Biotite .....	58
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	58
Les minéraux secondaires.....	58
<input type="checkbox"/> Séricite .....	58
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	58
<input type="checkbox"/> Calcite .....	58
IV.1.5 Les microgranites de Collo.....	60
Les minéraux essentiels .....	60
<input type="checkbox"/> Quartz .....	60
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	60
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	60
<input type="checkbox"/> Biotite .....	60
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	61
Les minéraux accessoires .....	62
<input type="checkbox"/> Zircon.....	62
Les minéraux secondaires.....	62
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	62
<input type="checkbox"/> Séricite .....	62
IV.1.6 Les microdiorites d'Al Aouana.....	62
Les minéraux essentiels .....	62
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	62
<input type="checkbox"/> Quartz .....	63
<input type="checkbox"/> Biotite .....	63
<input type="checkbox"/> Amphibole .....	63

<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	63
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	63
Les minéraux secondaires.....	63
<input type="checkbox"/> Calcite.....	63
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	63
<input type="checkbox"/> Séricite .....	64
IV.1.7 Les microgranites de Maghera .....	65
Les minéraux essentiels .....	65
<input type="checkbox"/> Plagioclase.....	65
<input type="checkbox"/> Quartz .....	65
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	65
<input type="checkbox"/> Biotite .....	65
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	66
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	67
Les minéraux secondaires.....	67
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	67
<input type="checkbox"/> Séricite .....	67
<input type="checkbox"/> Calcite.....	67
IV.1.8 Les pegmatites de Larba Naith Irathen.....	67
Les minéraux essentiels .....	67
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	67
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	68
<input type="checkbox"/> Quartz .....	68
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	68
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	68
Les minéraux accessoires .....	68
<input type="checkbox"/> Grenat .....	68
Les minéraux secondaires.....	69
<input type="checkbox"/> Séricite .....	69
IV.1.9 Les granites de Draa El Mizane.....	70
Les minéraux essentiels .....	70
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	70
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	70
<input type="checkbox"/> Quartz .....	70
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	70
<input type="checkbox"/> Biotite .....	71
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques .....	72
Les minéraux secondaires.....	72
<input type="checkbox"/> Séricite .....	72
IV.1.10 Les granites de Naciria .....	72
Les minéraux essentiels .....	72
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	72
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	72

<input type="checkbox"/> Quartz .....	73
<input type="checkbox"/> Biotite .....	73
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	73
Les minéraux secondaires.....	73
<input type="checkbox"/> Séricite .....	73
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	73
IV.1.11 Les granites de Nadroma .....	74
Les minéraux essentiels .....	75
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	75
<input type="checkbox"/> K-Feldspath .....	75
<input type="checkbox"/> Quartz .....	75
<input type="checkbox"/> Muscovite .....	75
<input type="checkbox"/> Biotite .....	75
Les minéraux accessoires .....	76
<input type="checkbox"/> Épidote.....	76
Les minéraux secondaires.....	77
<input type="checkbox"/> Séricite .....	77
<input type="checkbox"/> Calcite.....	77
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	77
IV.2 les altérations.....	77
IV.2.1 La séricitisation.....	77
IV.2.2 La chloritisation.....	77
IV.2.2 La calcitisation.....	78
<b>CHAPITRE V : ÉTUDE MINÉRALOGIQUE .....</b>	<b>79</b>
<b>ÉTUDES PAR LA SPECTROSCOPIE INFRA-ROUGE .....</b>	<b>79</b>
V.1 Résultats de la spectroscopie infra-rouge .....	79
Les feldspaths .....	80
Les micas.....	81
Le quartz.....	81
Les minéraux secondaires .....	81
V.1.1 Le massif d'Oued El-Anab .....	81
V.1.2 Le massif d'Ain Barbar.....	82
V.1.3 Le massif de Chetaibi.....	83
V.1.4 Le massif de Filfila .....	84
V.1.5 Le massif de Collo .....	85
V.1.6 Le massif d'Al Aouana .....	86
V.1.7 Le massif de Maghera.....	87
V.1.8 Le massif de Larba Naith Irathen.....	88
V.1.9 Le massif de Draa El Mizane.....	89
V.1.10 Le massif de Naciria .....	90
V.1.11 Le massif de Nadroma .....	91
<b>ÉTUDE PAR LA DIFFRACTION AUX RAYONS X (DRX).....</b>	<b>93</b>

V.2 Résultats des analyses par la diffraction aux rayons X (DRX) .....	93
V.2.1 Le massif d'Oued El-Anab .....	93
V.2.2 Le massif d'Ain Barbar .....	94
V.2.3 Le massif de Chetaibi.....	95
V.2.4 Le massif de Filfila .....	95
V.2.5 Le massif de Collo .....	96
V.2.6 Le massif d'Al Aouana .....	97
V.2.7 Le massif de Maghera.....	98
V.2.8 Le massif de Larba Naith Irathen.....	98
V.2.9 Le massif de Draa El Mizane.....	99
V.2.10 Le massif de Naciria .....	100
V.2.11 Le massif de Nadroma .....	101
<b>CHAPITRES VI : ÉTUDE GÉOCHIMIQUE.....</b>	<b>102</b>
VI.1 Résultats et discussion .....	102
VI.1.1 Les éléments majeurs .....	102
VI.1.1.1 Classification et nomenclature des roches étudiées .....	102
VI.1.2 les éléments en traces .....	108
VI.2 Critères et alcalinité du magma des roches étudiées.....	108
VI.3 Source des magmas.....	112
VI.4 Environnement géotectonique .....	113
VI.5.1 Les magmatismes hercyniens.....	115
VI.5.2 Les magmatismes miocènes.....	117
<b>CHAPITRE VII : ÉVALUATION DES RESSOURCES EN FELDSPATH.....</b>	<b>119</b>
VII.1 Classification et type de feldspath des massifs étudiés .....	119
VII.2.1 Evaluation des ressources en feldspath.....	120
VII.2.1 Les roches granitiques .....	120
VII.2.1.1 Les granite de Naciria .....	122
VII.2.1.2 Les granites de Draa El Mizane .....	122
VII.2.1.3 Les granites de Filfila.....	122
VII.2.1.4 Les microgranites de Collo .....	123
VII.2.1.5 les granites de Nadroma .....	123
VII.2.1.6 Les microgranites de Maghera .....	123
VII.2.1.7 Les rhyolites d'Ain Barbar .....	123
VII.2.1.8 Les pegmatites de Larba Naith Irathen .....	123
VII.2.1.9 Les microgranites d'Oued Al Anab.....	124
VII.2.2 Les diorites .....	125
VII.2.2.1 Les microdiorites de Chetaibi .....	125
VII.2.5 Les microdiorites.....	125
VII.3 Propriétés et caractérisation des ressources de feldspaths.....	126
Le potassium (K <sub>2</sub> O) .....	127
Le sodium (Na <sub>2</sub> O).....	127

Le fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) .....	128
Le titane ( $\text{TiO}_2$ ).....	128
VII.4 Comparaison de la composition chimique des feldspaths des massifs étudiés avec celle des composants utilisés dans les industries des céramiques et du verre.....	129
VII.4.1 Le massif d'Oued El-Anab .....	130
VII.4.2 Le massif d'Ain Barbar.....	130
VII.4.3 Massif de Filfila .....	131
VII.4.4 Massif de Collo .....	132
VII.4.5 Le Massif de Maghera .....	132
VII.4.6 Le Massif de Larba Naith Irathen .....	133
VII.4.7 Massif de Draa El Mizane .....	134
VII.4.8 Massif de Naciria .....	134
VII.4.9 Massif de Nadroma .....	135
VII.5 Méthodes et technique pour la valorisation des flux céramiques.....	137
VII.6 Température de ramollissement et de fusion de flux céramiques.....	138
VII.7 Types des techniques de cuisson .....	138
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS .....</b>	<b>140</b>
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>142</b>

# LISTE DES FIGURES

## CHAPITRE I GÉNÉRALITÉS

<b>Figure I. 1</b> Localisation des massifs étudiés : 1 – Oued Al Anab, 2- Ain Barbar, 3- Chetaibi, 4- Filfila, 5- Collo, 6- El Aouana, 7- Maghera, 8- Larba Nait Irathen, 9- Draa El Mizane, 10- Naciria, 11- Nadroma. (Google Earth, 2024).....	6
<b>Figure I. 2</b> Localisation géographique du massif d'Oudb El Anab, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	7
<b>Figure I. 3</b> Localisation géographique du massif d'Ain Barbar, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	7
<b>Figure I. 4</b> Localisation géographique du massif de Chetaibi, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	8
<b>Figure I. 5</b> Localisation géographique du massif de Filfila, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	8
<b>Figure I. 6</b> Localisation géographique du massif de Collo, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	9
<b>Figure I. 7</b> Localisation géographique du massif d'Al Aouana, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	9
<b>Figure I. 8</b> Localisation géographique du massif de Maghera, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	10
<b>Figure I. 9</b> Localisation géographique du massif de Larba Nait Irathen, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024) .....	10
<b>Figure I. 10</b> Localisation géographique du massif de Draa El Mizane, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024) .....	11
<b>Figure I. 11</b> Localisation géographique du massif de Naciria, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	11
<b>Figure I. 12</b> Localisation géographique du massif de Nadroma, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024).....	12
<b>Figure I. 13</b> Diagramme ternaire de classification des feldspaths. Les chiffres sont les contributions des minéraux de l'élément final (%)(d'après Greenwood & Earnshaw, 1988) .	16

<b>Figure I. 14</b> Répartition des principaux districts miniers de matières premières feldspathiques actuellement en exploitation (Dondi, 2018).....	17
<b>Figure I. 15</b> Principales sources des feldspaths pour les mines actives en 2016 (Dondi, 2018). .....	17
<b>Figure I. 16</b> Les principaux pays qui ont les réserves de feldspaths en 2023 (d'après Ghalayini, 2024).....	21
<b>Figure I. 17</b> Les principaux pays producteurs de feldspaths en 2022, 2023 (d'après Ghalayini, 2024).....	22
<b>Figure I. 18</b> Utilisation industrielle des feldspaths (in : Rocas y Minérales, 1987).....	27

## **CHAPITRE II SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU NORD DE L'ALGÉRIE**

<b>Figure II. 1</b> Carte schématique générale du nord de l'Algérie montrant les principaux domaines structuraux du Nord de l'Algérie (d'après Mahdjoub et al., 1997; Maury et al., 2000; Vila, 1980).....	33
--	----

## **CHAPITRE III MATERIELS ET MÉTHODES**

<b>Figure III. 1</b> Les équipements utilisés pour le broyage des échantillons ; a : Mini-concasseur à mâchoire ; b : broyeur « HUMBOLDT WEDAG ».....	44
<b>Figure III. 2</b> Préparation des échantillons pour les analyses minéralogiques : a : échantillon obtenu après le concassage (taille < 1cm) ; b : échantillon obtenu après le broyage (taille=1µm). .....	45
<b>Figure III. 3</b> Différentes étapes de réalisation de l'analyse infra-rouge .....	46
<b>Figure III. 4</b> Les équipements utilisés pour les analyses des rayons X. <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	

## **CHAPITRE IV ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE**

<b>Figure IV. 1 a</b> : photographies des microgranites d'Oued El Anab ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique. ....	51
<b>Figure IV. 2</b> Photographies des rhyolites d'Ain Barbar ; a : aspect macroscopique ; b, c, d, e et f : aspect microscopique.....	54
<b>Figure IV. 3 a</b> : photographies du massif de Chetaibi ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique .....	56

<b>Figure IV. 4 a</b> : photographies du massif de Filfila ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique .....	59
<b>Figure IV. 5 a</b> : photographies du massif de Collo ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique. ....	61
<b>Figure IV. 6 a</b> : photographies du massif d'Al Aouana ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique .....	64
<b>Figure IV. 7 a</b> : photographies du massif de Moghera ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique .....	66
<b>Figure IV. 8 a</b> : photographies du massif Larba Naith Irathen ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique. ....	69
<b>Figure IV. 9 a</b> : photographies du massif du Draa El Mizane ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h: aspect microscopique. ....	71
<b>Figure IV. 10 a</b> : photographies du massif de Naciria ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f: aspect microscopique. ....	74
<b>Figure IV. 11 a</b> : photographies du massif de Nadroma ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f: aspect microscopique. ....	76

## CHAPITRE V ÉTUDE MINÉRALOGIQUE

<b>Figure V. 1</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab.. <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	
<b>Figure V. 2</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Ain Barber .....	83
<b>Figure V. 3</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Chetaibi..... <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	
<b>Figure V. 4</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Filfila.....	85
<b>Figure V. 5</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Collo... <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	
<b>Figure V. 6</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif d'El Aouana. .... <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	
<b>Figure V. 7</b> La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Moghera. .... <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	

**Figure V. 9** La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Draa El-Mizane.  
..... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 10** La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Naciria..... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 11** La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Nadroma. .... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 12** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab.  
..... 93

**Figure V. 13** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif d'Ain Barbar. .. 94

**Figure V. 14** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Chetaibi..... 95

**Figure V. 15** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Filfila.  
..... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 16** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Collo. **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 17** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif d'Al Aouana.  
..... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 18** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Moghera.  
..... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 19** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Larba Naith  
Irathen..... 99

**Figure V. 21** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Naciria.  
..... **Erreur ! Signet non défini.**

**Figure V. 22** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Nadroma.  
..... **Erreur ! Signet non défini.**

## CHAPITRE VI ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

**Figure VI. 1** Diagramme de classification chimique et de nomenclature de roches magmatiques du type Total Alkali Silica (TAS) (Middelmost, 1994) montrant la position des échantillons des roches étudiées (même symbole de Figure VI.1)..... 107

<b>Figure VI. 2</b> Diagramme de classification chimique et de nomenclature des roches magmatiques de R <sub>1</sub> -R <sub>2</sub> De la roche et al, 1975) montrant la position des échantillons des roches étudiées (même symbole de Figure VI.1).....	107
<b>Figure VI. 3</b> Diagramme binaire K <sub>2</sub> O (% en poids) vs SiO <sub>2</sub> (% en poids) montrant les différentes séries des roches étudiées projetées dans le diagramme de Peccerillo & Taylor (1976) (même symbole de la Figure V.1).....	109
<b>Figure VI. 4</b> Diagramme binaire Th/Yb vs Zr/Y montrant les différentes séries des roches étudiées projetées dans le diagramme de Ross & Bédard (2009) (même symbole de la Figure VI.1).....	110
<b>Figure VI. 5</b> Diagramme binaire montrant les différents critères du magma. a: Diagramme A/CNK (mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)) vs A/NK (mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) d'après Maniar & Piccoli (1989). b: Diagramme B-A (mol. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO+TiO <sub>2</sub> ) vs (mol. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(2CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) d'après Debon & Le Fort (1983) (même symbole de la Figure VI.1).....	111
<b>Figure VI. 6</b> Diagramme de discrimination A/CNK (mole Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO+ Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) vs SiO <sub>2</sub> (Chappell & white, 1992) ; (Même symbole de la Figure VI.1) .....	112
<b>Figure VI. 7</b> Diagrammes de discrimination géotectonique. a : R <sub>2</sub> -R <sub>1</sub> (R <sub>1</sub> =4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti), R <sub>2</sub> =6Ca+2Mg+Al) (Batchelor & Bowden,1985) ; b : Rb/Zr vs SiO <sub>2</sub> Thieblemont & Tegye (1994); c : Rb vs Yt+Nb Pearce (1984); d : Nb/Zr vs Zr Harris et al. (1986) (Même symbole de la Figure VI.1).....	114
<b>Figure VI. 8</b> a : Modèle de subduction et collision entre plaque de Gondwana et la plaque de Laurasia. b : Modèle pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes hercyniens (d'après Matte, 1986).....	116
<b>Figure VI. 9</b> Modèle pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes du nord-Est algérien durant le miocène (Laouar et al., 2005).....	118

## CHAPITRE VII ÉVALUATION DES RESSOURCES EN FELDSPATHS

<b>Figure VII. 1</b> Comparaison de la composition des roches du massif d'Oued Al Anab avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure VII. 2</b> Comparaison de la composition du massif d'Ain Barbar avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b). .....	131
<b>Figure VII. 3</b> Comparaison de la composition des roches du massif de Filfila avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).....	131

- Figure VII. 4** Comparaison de la composition des roches du massif de Collo avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques desinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)..... 132
- Figure VII. 5** Comparaison de la composition des roches du massif de Moghera avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques desinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)..... 133
- Figure VII. 6** Comparaison de la composition des roches du massif de Larba Naith Irathen avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques desinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)..... 133
- Figure VII. 7** Comparaison de la composition des roches du massif de Draa El Mizane avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques desinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)..... 134
- Figure VII. 8** Comparaison de la composition des roches du massif de Naciria avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques desinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)..... 135
- Figure VII. 9** Comparaison de la composition des roches du massif de Nadroma avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques desinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)..... 135

## **LISTE DES TABLEAUX**

### **CHAPITRE I GÉNÉRALITÉS**

<b>Tableau I. 1</b> Localisation et coordonnées géographiques des massifs étudiés.....	5
<b>Tableau I. 2</b> Différentes caractéristiques du kaolin et feldspath (d'après Glover et al., 2012; King, 2009).....	29

### **CHAPITRE V ÉTUDE MINÉRALOGIQUE**

<b>Tableau V. 1</b> Nombre d'onde d'absorption IR de K-feldspath et les plagioclases (cm-1) ((1) : d'après Iiishi et al., 1971 ; (2) : d'après Matteson & Herron, 1993, et (3) : d'après Hlavay, 1978). .....	80
<b>Tableau V. 2</b> Les pics observés de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab.....	82
<b>Tableau V. 3</b> Les pics observés de l'échantillon du massif d'Ain Barbar. ....	83
<b>Tableau V. 4</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Chetaibi. ....	84
<b>Tableau V. 5</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Filfila.....	85
<b>Tableau V. 6</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Collo.....	86
<b>Tableau V. 7</b> Les pics observés de l'échantillon du massif d'Al Aouana.....	87

<b>Tableau V. 8</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Maghera. ....	88
<b>Tableau V. 9</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Larba Naith Irathen. ....	89
<b>Tableau V. 10</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Draa El Mizane. ....	90
<b>Tableau V. 11</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Naciria. ....	91
<b>Tableau V. 12</b> Les pics observés de l'échantillon du massif de Nadroma. ....	92
<b>Tableau V. 13</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massifs d'Oued El-Anab .....	93
<b>Tableau V. 14</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Ain Barbar .....	94
<b>Tableau V. 15</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Chetaibi .....	95
<b>Tableau V. 16</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Filfila. ....	96
<b>Tableau V. 17</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Collo. ....	97
<b>Tableau V. 18</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif d'Aouana. ....	97
<b>Tableau V. 19</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Maghera .....	98
<b>Tableau V. 20</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Larba Naith Irathen ...	99
<b>Tableau V. 21</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Draa El Mizane .....	100
<b>Tableau V. 22</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Naciria. ....	100
<b>Tableau V. 23</b> Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab. ....	101

## **CHAPITRE VI ÉTUDE GÉOCHIMIQUE**

<b>Tableau VI. 1</b> Teneurs en éléments majeurs (en poids %) et en éléments en trace (ppm) des roches étudiées. ....	103
---	-----

## **CHAPITRE VII ÉVALUATION DES RESSOURCES DU FELDSPATHS**

<b>Tableau VII. 1</b> Comparaison de la composition chimique moyenne des roches granitiques étudiées avec quelques exemples de roches granitiques mondiales. ....	121
<b>Tableau VII. 2</b> Comparaison de la composition chimique moyenne des roches granitiques étudiées avec la composition chimique de la roche standard (d'après Dondi, 2018). ....	127
<b>Tableau VII. 3</b> Composition chimique nécessaire des roches pour la céramique et le verre (Amaireh & Aljaradin, 2014). ....	129

**Tableau VII. 4** Comparaison de la composition des roches des massifs étudiés avec les compositions chimiques requises pour la fabrication des trois classes de céramique définies par les normes Turquies (d'après Deniz & Kadioğlu, 2019)..... 137

### **LISTE DES ABRÉVIATIONS**

Amp	Amphibole
Bi	Biotite
Cal	Calcite
Chl	Chlorite
Cpx	Clinopyroxène
Epd	Épidote
Gr	Grenat
Kf	K-feldspath
Mc	Microcline
Ms	Muscovite
Op	Opaque
Opx	Orthopyroxène
Or	Orthose
Pl	Plagioclase
Qz	Quartz
Ser	Séricite
Zr	Zircon



# **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

### **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

Les feldspaths sont des minéraux silicatés qui se trouvent en grande quantité dans la croûte terrestre et qui sont cruciaux pour de nombreuses industries différentes. Ils sont utilisés comme éléments essentiels dans l'industrie céramique pour améliorer la flexibilité et la rétention d'eau de la pâte céramique, améliorer les caractéristiques thermiques et mécaniques de la céramique finie, et donner de la couleur et de la transparence à la céramique. En raison de ces caractéristiques, le feldspath est fréquemment utilisé dans la création de céramiques, y compris la céramique technique, la porcelaine et les carreaux. Ils sont utilisés comme flux dans l'industrie du verre pour réduire la température de fusion du mélange, améliorer la qualité du verre en contribuant à des caractéristiques telles que la résistance à la déformation et à la décoloration. En outre, les feldspaths sont utilisés dans la fabrication de verres de construction pour fournir la transparence, la résistance aux chocs et la résistance à la chaleur. Ils servent d'éléments essentiels dans les ciments, les bétons et les mortiers utilisés dans le secteur du bâtiment. Le feldspath est également utilisé dans les secteurs de la peinture, des cosmétiques et des produits pharmaceutiques, ainsi que dans l'agriculture (Aliatis, 2016; Fuertes et al., 2022; Silva et al., 2019).

Pour un usage industriel, le feldspath est principalement extrait de formations minérales, de granites, de syénites, de gneiss et de pegmatites. Des feldspaths de haute qualité pour les secteurs du verre, de la céramique et des produits de construction peuvent être trouvés en quantités importantes dans les pegmatites et les aplites. En outre, riches en feldspath, les syénites peuvent être utilisées comme source de matières premières pour les industries du ciment et de la céramique. Les feldspaths peuvent être présents dans le gneiss, qui est utilisé dans les industries du bâtiment et de la céramique. Les pegmatites sont utilisées pour créer des matières premières spécialisées pour les secteurs du verre et sont souvent considérées comme des sources rares de feldspath (Silva et al., 2019; Taboada et al., 2002).

Il est essentiel de se rappeler que la disponibilité et la qualité du feldspath varient considérablement en fonction des ressources minérales. Les feldspaths peuvent être traités davantage (par exemple, flottation, séparation magnétique) pour augmenter leur qualité et leur pureté pour une utilisation dans l'industrie.

Les réserves connues de feldspath sont suffisantes pour répondre à la demande à long terme, et la ressource est considérée comme abondante dans le monde entier. Il y a des feldspaths dans diverses régions du monde, comme l'Europe, l'Asie, l'Afrique, l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud. Iran, l'Inde, Turquie, Thaïlande et Mexique sont les pays qui possèdent les plus grandes réserves de feldspath (Ghalayini, 2024).

Le feldspath est produit dans le monde entier, couvrant plusieurs pays, et est une industrie très importante. La Turquie, l'Inde, La Chine, Iran, L'Italie et les États-Unis sont les principaux producteurs. La production de feldspath est influencée par la demande dans les secteurs du bâtiment, du verre, de la céramique et de l'agriculture. L'expansion de ces secteurs et l'augmentation de la production de feldspath, y compris le verre et les carreaux de céramique, ont augmenté la demande de feldspath. La production mondiale de feldspath continue d'augmenter pour répondre à la demande croissante de ces produits (Ghalayini, 2024).

En Algérie, les feldspaths ont été exploités pendant la période 1984 – 1990 dans la région de Ain Barbar. La réserve de ce gisement n'a pas été estimée, mais ce gisement, depuis 1990, n'a pas encore été réexploité (Chaib, 2017; Djouama et al., 2005). Le Nord algérien est caractérisé par une grande diversité des roches magmatiques surtout granitiques et métamorphiques avec des superficies importantes qui peuvent représenter une source importante de feldspaths.

Ce travail s'organise autour de sept chapitres :

- Le premier chapitre intitulé « généralités » regroupe l'objectif de ce travail, la situation géographique des massifs étudiés, le cadre climatique et des généralités sur les feldspaths.
- Le deuxième chapitre est une synthèse géologique sur la géologie du Nord de l'Algérie, et aussi les caractéristiques minéralogiques, géochimiques, les origines, l'évolution tectonique des roches magmatiques hercyniennes et tertiaires.
- Le troisième chapitre est consacré aux matériels et méthodes utilisés pour faire ce travail soit dans les sorties sur terrain ou dans le laboratoire.
- Le quatrième chapitre est consacré à l'étude pétrographique des roches étudiées de chaque massif. Il inclut l'étude pétrographique détaillée des roches ainsi que l'étude des minéraux essentiels et secondaires formant ces roches.

- Le cinquième chapitre se focalise sur une analyse minéralogique approfondie de chaque roche en utilisant les analyses infra-rouges (IR) et les rayons X (DRX). Ce chapitre inclut une étude minéralogique détaillée pour obtenir les types des minéraux essentiels et déterminer les autres minéraux secondaires qui n'apparaissent pas dans les études pétrographiques.
- Le sixième chapitre traite une étude géochimique des roches en utilisant l'analyse ICP-MS comprenant les éléments majeurs, les éléments en trace et les éléments de terre rare pour déterminer les caractéristiques géochimiques, l'origine, l'évolution tectonique et mode de mise en place des roches étudiées.
- Le septième chapitre traite l'évaluation des ressources des feldspaths dans les roches étudiées en comparant les résultats obtenus avec les résultats des roches similaires dans le monde entier et en identifiant le domaine industriel approprié pour chaque roche.

# CHAPITRE I GÉNÉRALITÉS

**CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS****OBJECTIF, CADRE GÉOGRAPHIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS****I.1 Objectifs**

Les feldspaths constituent un groupe des minéraux abondant et représentent environ 51% de la croûte terrestre. Ils sont présents dans de nombreux dépôts sédimentaires et se trouvent dans presque toutes les roches ignées et métamorphiques dans la plupart des pays (Deer et al., 2013; Smith, 2012).

Dans ce travail de recherche, nous ne cherchons pas à être exhaustifs, mais à apporter, à travers un plan de recherche utile, on va étudier quelques différentes roches magmatiques généralement des granitoïdes et soulever des points essentiels de la recherche pour valoriser le feldspath. Les sources des feldspaths sont très nombreuses et variées, mais les roches granitiques sont actuellement la première source de feldspath. Dans ce travail de recherche, on va étudier seulement les roches granitiques facilement accessibles avec des superficies importantes dans le littoral algérien. Notre démarche est donc basée sur des cartes géologiques localisant les différents granitoïdes en Nord de l'Algérie.

L'objectif de ce travail est la localisation des différents gisements, une étude géologique et des techniques d'analyse pour identifier la composition chimique, la composition minéralogique des feldspaths seront effectuées. Le contexte géologique spécifique à chaque gisement confère aux produits des propriétés physico-chimiques particulières, permettant ainsi de fournir l'ensemble des applications industrielles. Cette préoccupation est toujours restée au cœur de notre activité de recherche sur la valorisation des ressources minérales locales.

**I.2 Situation géographique des massifs étudiés**

Les onze (11) massifs étudiés sont localisés dans le littoral algérien près de la mer Méditerranée. Ces massifs sont répartis dans sept wilayas d'Est en Ouest (Figure 1). A l'Est, on a les massifs d'Oued El-Anab, Chetaibi et Ain Barbar dans la wilaya de Annaba ; les massifs de Collo et Filfila dans la wilaya de Skikda et le massif d'Al-Aouana dans la wilaya de Jijel. Dans la partie centrale de l'Algérie, les massifs étudiés sont : le massif de Maghera (Bejaia), les massifs de Larba Naith Irathen, Draa El Mizane (Tizi Ouzou) et le massif de Naciria (Boumerdès). Dans l'Ouest de l'Algérie, un seul massif a été étudié qu'est le massif de

Nadroma (Tlemcen). La localisation exacte des massifs avec les coordonnées des points d'échantillonnage sont présentées dans le Tableau I.1.

**Tableau I. 1** Localisation et coordonnées géographiques des massifs étudiés.

Massif	Coordonnées géographiques	Surface approximative	Profondeur approximative
Oued El-Anab (Annaba)	X=7°33'35.10"E Y=36°55'1.76"N	6 Km <sup>2</sup>	120 m
Ain Barbar (Annaba)	X=7°23'14.08"E Y=37° 4'8.67"N	4 Km <sup>2</sup>	50 m
Chetaibi (Annaba)	X=7°33'30.00"E Y=36°59'31.18"N	5 Km <sup>2</sup>	150 m
Filfila (Skikda)	X=7° 1'39.13"E Y=36°53'13.50"N	3 Km <sup>2</sup>	50 m
Collo (Skikda)	X=6°33'40.90"E Y=37° 0'48.50"N	4 Km <sup>2</sup>	100 m
Al-Aouana (Jijel)	X=5°35'40.8"E Y=36°46'10.74"N	5 Km <sup>2</sup>	150 m
Maghera (Bejaia)	X=5° 6'35.82"E Y=36°40'44.80"N	7 Km <sup>2</sup>	100 m
Larba Nait Irathen (Tizi Ouzou)	X=4°11'53.13"E Y=36°38'26.40"N	10 Km <sup>2</sup>	120 m
Draa El Mizane (Tizi Ouzou)	X=3°52'50.63"E Y=36°37'51.00"N	8 Km <sup>2</sup>	100 m
Naciria (Boumerdès)	X=3°49'54.23"E Y=36°44'43.12"N	5 Km <sup>2</sup>	80 m
Nadroma (Tlemcen)	X=1°44'46.65"O Y=35° 0'11.61"N	10 Km <sup>2</sup>	100 m

Les massifs étudiés sont subdivisés en granites, microgranites, rhyolites, pegmatites, anorthosites et diorites. Les granites se trouvent dans les massifs de Filfila, Draa El Mizane, Naciria et Nadroma. Ces roches présentent des grains moyens à grossiers de couleur blanche à grisâtre. Les microgranites affleurent dans les massifs d'Oud Al Anab, Collo et Maghera. Ces roches sont caractérisées par une texture microlitique et de couleur grisâtre à blanchâtre. Les pegmatites sont présentées seulement dans le massif de Larba Naith Irathen, leurs grains sont trop grossiers et de couleur blanchâtre. Les rhyolites affleurent dans le massif d'Ain Barbar, leurs grains sont très fins et de couleur blanchâtre. Les microdiorites sont représentées dans le massif de Chetaibi Al Aouana. Les grains des microdiorites sont fins avec des phénocristaux de plagioclase et montrent un aspect leucocrate à mésocrate.

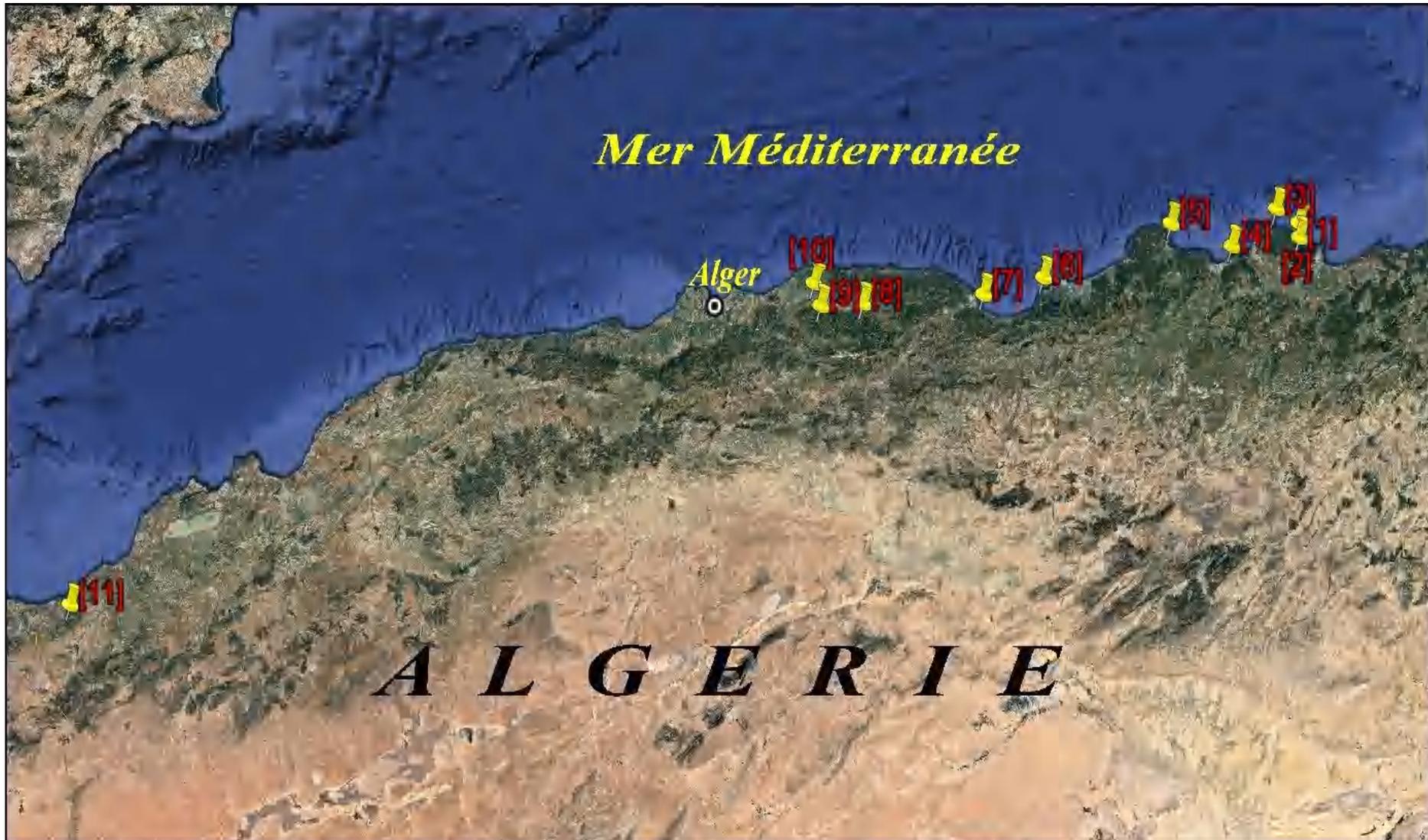


Figure I. 1 Localisation des massifs étudiés : 1 – Oued Al Anab, 2- Ain Barbar, 3- Chetaibi, 4- Filfila, 5- Collo, 6- El Aouana, 7- Maghera, 8- Larba Nait Irathen, 9- Draa El Mizane, 10- Naciria, 11- Nadroma. (Google Earth, 2024).

### I.2.1 Le massif d'Oued Al Anab

Le massif d'Oued Al Anab se trouve la commune de Berrahal, Wilaya de Annaba. Il est situé à 18 km W de chef-lieu d'Annaba (Figure I.2).



Figure I. 2 Localisation géographique du massif d'Oueb El Anab, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)

### I.2.2 Le massif d'Ain Barbar

Le massif d'Ain Barbar se trouve la commune de Seraidi I, Wilaya de Annaba. Il est situé à 20 Km NW de chef-lieu d'Annaba (Figure I.3).



Figure I. 3 Localisation géographique du massif d'Ain Barbar, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)

### I.2.3 Le massif de Chetaibi

Le massif de Chetaibi se trouve dans la région de Cap Takouch à la commune de Chetaibi, Wilaya de Annaba. Il est situé à 40 Km NW de chef-lieu d'Annaba (Figure I.4).



Figure I. 4 Localisation géographique du massif de Chetaibi, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)

### I.2.4 Le massif de Filfila

Le massif de Filfila se trouve dans la commune de Filfila, Wilaya de Skikda. Il est situé à 12 Km E de chef-lieu de Skikda (Figure I.5).



Figure I. 5 Localisation géographique du massif de Filfila, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)

### I.2.5 Le massif de Collo

Le massif de Collo se trouve dans la région Sidi Achour, Cap Bougaroun à la commune de Collo, Wilaya de Skikda. Il est situé à 36 Km NW chef-lieu de Skikda (Figure I.6).

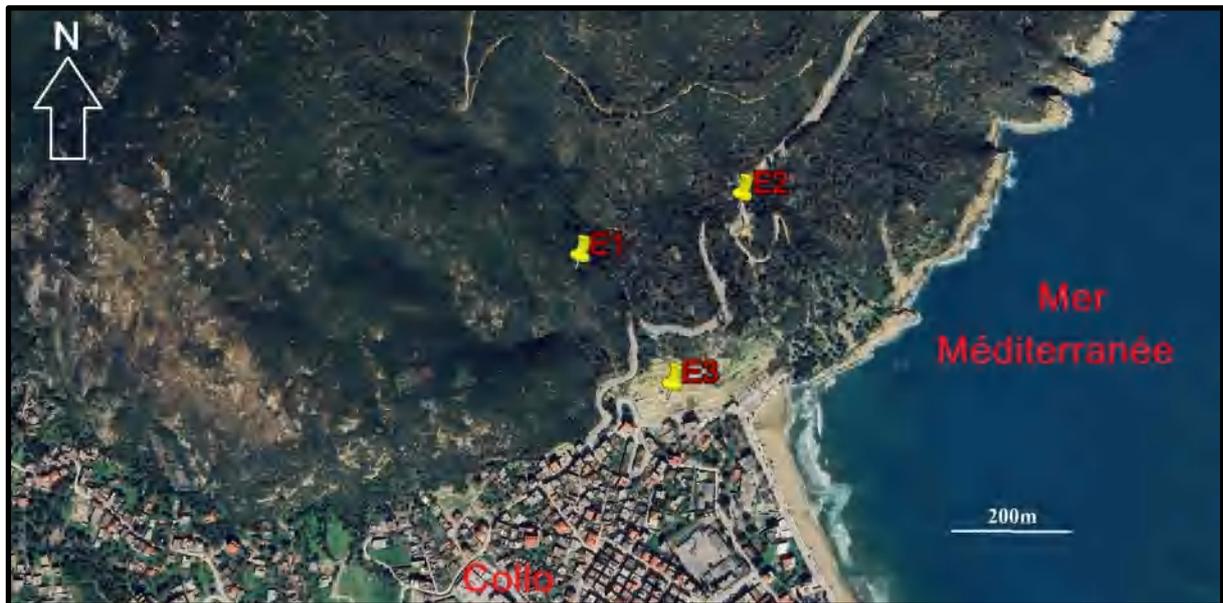


Figure I. 6 Localisation géographique du massif de Collo, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)

### I.2.6 Le massif d'Al Aouana

Le massif d'Al Aouana se trouve dans la commune d'Al Aouana, Wilaya de Jijel. Il est situé à 20 Km W chef-lieu de Jijel (Figure I.7).



Figure I. 7 Localisation géographique du massif d'Al Aouana, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)

### I.2.7 Le massif de Maghera

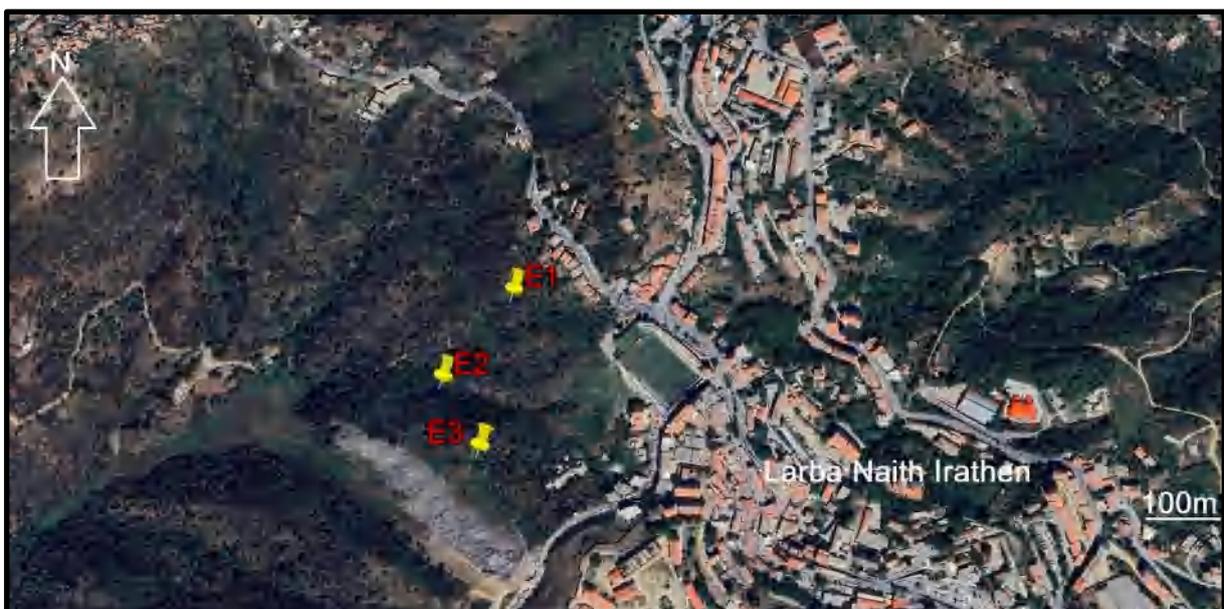
Le massif de Maghera se trouve dans la région de Boukhelifa à la commune de Tichy, Wilaya de Bejaia. Il est situé à 10 Km SE chef-lieu de Bejaia (Figure I.8).



*Figure I. 8 Localisation géographique du massif de Maghera, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)*

### I.2.8 Le massif de Larba Naith Irathen

Le massif de Larba Nait Irathen se trouve dans la commune de Larba Nait Irathen, Wilaya de Tizi Ouzou. Il est situé à 16 Km SE chef-lieu de Tizi Ouzou (Figure I.9).



*Figure I. 9 Localisation géographique du massif de Larba Nait Irathen, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)*

### I.2.9 Le massif de Draa El Mizane

Le massif de Draa El Mizane se trouve dans la commune de Draa El Mizane, Wilaya de Tizi Ouzou. Il est situé à 18Km SW chef-lieu de Tizi Ouzou (Figure I.10).



*Figure I. 10 Localisation géographique du massif de Draa El Mizane, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)*

### I.2.10 Le massif de Naciria

Le massif de Naciria se trouve dans la commune de Naciria, Wilaya de Boumerdès. Il est situé à 33 Km E chef-lieu de Boumerdès (Figure I.11).



*Figure I. 11 Localisation géographique du massif de Naciria, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)*

### I.2.11 Le massif de Nadroma

Le massif de Naciria se trouve dans la commune de Nadroma, Wilaya de Tlemcen. Il est situé à 45 Km NW chef-lieu de Tlemcen (Figure I.12).



*Figure I. 12 Localisation géographique du massif de Nadroma, E : Point d'échantillonnage (Google Earth, 2024)*

### I.3 Cadre climatique

Selon la classification de Koppen (1936), le littoral algérien est caractérisé par un climat méditerranéen périodique : une période humide à subhumide et une période sèche. La période humide-subhumide est caractérisée par un taux de précipitation important de 700 à 1200 mm. La période sèche est caractérisée par une température moyenne à élevée de 30 à 40° C. Le littoral algérien est caractérisé aussi par un réseau hydrographique important avec un couvert végétal dense.

Les variations saisonnières marquées du climat méditerranéen sont des étés chauds et secs suivis de périodes plus fraîches et humides en hiver. Ces fluctuations peuvent entraîner des cycles d'altération chimique et mécanique sur les roches magmatiques. Les températures élevées et les périodes de sécheresse favorisent la formation de fissures, tandis que les précipitations hivernales peuvent conduire à une érosion accrue et la dissolution des minéraux (Daneshvar & Worden, 2018).

Les roches magmatiques dans le Nord de l'Algérie sont affectées par une altération superficielle qui augmente surtout dans les zones couvertes par une végétation dense. Les

feldspaths sont les minéraux les plus altérables dans les granitoïdes où les plagioclases s'altèrent les premiers tandis que les feldspaths potassiques se dégradent plus tardivement. L'altération des feldspaths aboutit à la formation de diverses argiles, notamment le kaolin (Penven, 1980).

## **I.4 Travaux antérieurs**

### **I.4.1 Sur le plan géologique**

Le nord de l'Algérie a été affecté principalement par plusieurs événements magmatiques les plus importants sont : les événements hercyniens et les événements tertiaires. Ces deux événements ont permis de la mise en place de plusieurs roches magmatiques, notamment des granitoïdes. Les événements tertiaires ont reçu beaucoup d'intérêt des géologues tandis que les événements hercyniens n'ont pas reçu autant d'attention. Cette partie passera en revue des travaux les plus importants sur les granitoïdes liés à ces événements.

#### **I.4.1.1 Les événements hercyniens**

Les événements hercyniens ont considérablement affecté la partie centrale et occidentale du Nord de l'Algérie actuel, surtout la grande Kabylie et le secteur d'Oranie (ils ont un faible effet sur la petite Kabylie). Les études les plus importantes sur ces événements celle de G. Bossière & J.-J. Peucat (1985) et de J.-J. Peucat (1982) qui ont donné l'âge feni-hercynien des granitoïdes de la grande Kabylie et ont montré que ces granitoïdes sont liés à une zone de cisaillement à haute température datée  $271 \pm 12$  Ma par la datation du zircon. Dans le secteur d'Oranie G. Lucas (1952) a trouvé que la majorité des granitoïdes sont d'âge Westphalien et l'apparition de ces granitoïdes est associée à la déformation tardi-hercynienne, tandis que N. Remaci-Benaouda et al. (1996) ont donné un âge Stéphanie de  $297 \pm 1$  Ma. N. Remaci-Benaouda (2005) ont déterminé la faible extension de ces complexes hercyniens oranais et l'ont liée à la tectonique transcaurrente qui ne provoque pas un important épaissement crustal.

Les travaux récents sur le magmatisme hercynien correspondent à une étude universitaire faite dans le cadre de la thèse de doctorat de F. Beniken (2010) qui a fait une étude pétrographique et chimique détaillée sur les granitoïdes de la grande Kabylie permettant de déterminer un contexte géodynamique syn-collisionnel à post-collisionnel.

**I.4.1.2 Les évènements tertiaires**

La littérature se rapportant aux événements magmatiques tertiaires est trop importante pour être contenue dans cette modeste contribution. Dans cette partie on va citer brièvement les travaux les plus récents sur l'âge et la source des magmas liés aux granitoïdes.

S. Fourcade et al. (2001) et R.-C. Maury et al. (2000) ont trouvé que le magmatisme tertiaire débute dans l'Algérie centrale et orientale au Langhien (~15-16 Ma) par un magmatisme calco-alcalin, à 7-12 Ma, il s'étend à l'Oranie par un magmatisme alcalin.

Les recherches menées par plusieurs auteurs (Coulon et al., 2002; Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2005; Maury et al., 2000) ont démontré que la fusion d'un manteau lithosphérique métasomatisé par des fluides provenant d'une plaque océanique est le résultat du magmatisme potassique calco-alcalin. Selon Fourcade et ses collègues (2001), les granitoïdes pérallumineux sont dus à l'assimilation de métasédiments par des magmas intermédiaires à felsiques associés à ce magmatisme calco-alcalin, tandis que les granitoïdes métallumineux sont principalement crustaux. Le magma alcalin dérivait de faibles taux de fusion (1 à 8%) d'un manteau (El Azzouzi et al., 2003)

**I.4.2 Sur le plan minier**

Sur la base de l'ensemble des documents consultés, on a relevé que le feldspath en Algérie n'a pas eu l'attention nécessaire. Contrairement à la plupart des pays du monde, l'intérêt de l'Algérie pour le feldspath était très faible malgré l'existence de la mine d'Ain Barber dont l'exploitation a cessé depuis 1990. L'exploitation de feldspath dans cette mine est estimée à 7 millions de tonnes entre 1984 et 1990 (Chaib, 2017; Djouama et al., 2005).

Les recherches et les travaux universitaires sur les feldspaths sont aussi très rares et ils correspondent à une seule étude universitaire faite dans le cadre de la thèse de doctorat de A. Chaib (2017) sur les caractéristiques physico-chimiques et les méthodes d'enrichissement de feldspath d'Ain Barbar.

**GÉNÉRALITÉS SUR LES FELDSPATHS****I.1 Introduction**

Les feldspaths constituent un groupe minéral abondant et représentent environ 51% de la croûte terrestre. Ils sont présents dans de nombreux dépôts sédimentaires et se trouvent dans

presque toutes les roches ignées et métamorphiques dans la plupart des pays. Chimiquement, les feldspaths sont des silicates d'alumine contenant du sodium, du potassium, du fer, du calcium ou du baryum ou des combinaisons de ces éléments (Bernasconi et al., 2014; Smith, 2012; Smith & Brown, 1988).

Les feldspaths présentent une structure cristalline tectosilicate, avec un mélange tridimensionnel de tétraèdres  $\text{SiO}_4$  et  $\text{AlO}_4$  (Deer et al., 2013 ; Perkins et al., 2019; Smith, 2012; Smith & Brown, 1988). Deux grandes familles de feldspaths sont présentes : les feldspaths alcalins et les feldspaths calco-sodiques, également connus sous le nom de plagioclases (Figure I.2). Selon Greenwood & Earnshaw (1988) et Van Der Plas (2011), les feldspaths alcalins sont composés d'une série polymorphe comprenant un pôle potassique ( $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ) et un pôle sodique ( $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ). Les minéraux les plus courants de cette série sont la microcline, l'orthose et la sanidine, qui se forment respectivement à basse, moyenne et haute température. Les plagioclases, également appelés feldspaths calco-sodiques, sont composés d'une série isomorphe entre un pôle sodique, l'albite ( $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ ), et un pôle calcique, l'anorthite ( $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8]$ ). La buddingtonite ( $\text{Na}_4\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$ ) (feldspath d'ammonium), la banalsite ( $\text{BaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ ) et le celsiane ( $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) (feldspaths de baryum rares), et la rubicline ( $\text{RbAlSi}_3\text{O}_8$ ) (feldspath de rubidium rare) sont des minéraux du groupe des feldspaths qui sont rarement trouvés dans la nature.

Dans les roches magmatiques, les feldspaths sont généralement les plus abondants dans les roches acides plutoniques (granites, diorites quartzitiques granodiorites...) et volcaniques (rhyolites, dacites...). Leurs teneurs peuvent atteindre jusqu'à 90% dans les anorthosites. Dans les roches métamorphiques, ils se trouvent avec de bonnes teneurs dans les gneiss et les amphibolites issus du métamorphisme des argiles (Deer et al., 2013; Smith & Brown, 1988).

Dans les roches sédimentaires, les feldspaths sont moins présents à cause de leur faible résistance à l'altération superficielle. Les feldspaths potassiques sont les plus résistants et se trouvent dans certaines roches détritiques comme les grès arkosiques et sables feldspathiques qui peuvent atteindre jusqu'à 90%. Les teneurs des feldspaths peuvent augmenter dans les roches par des processus hydrothermaux comme l'albitisation par la circulation des fluides riches en sodium (Henderson, 1979; Mason, 1980).

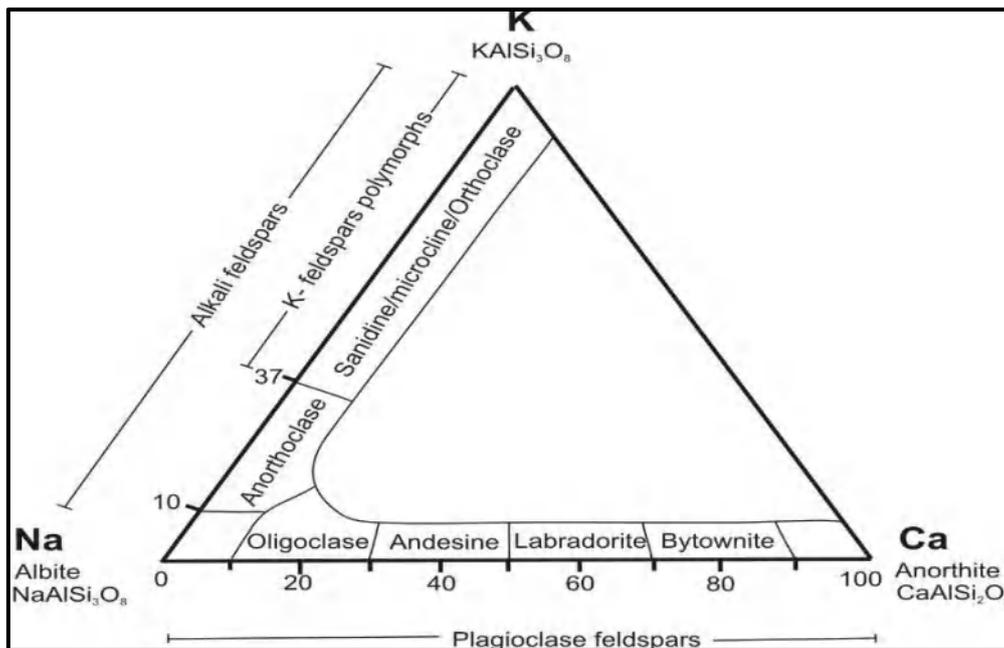


Figure I. 13 Diagramme ternaire de classification des feldspaths. Les chiffres sont les contributions des minéraux de l'élément final (%) (d'après Greenwood & Earnshaw, 1988)

## I.2 Sources des feldspaths

Traditionnellement, les pegmatites étaient la seule source de feldspath où il était extrait par le tri manuel. Actuellement, avec le développement de la technologie, l'extraction du feldspath est devenue possible à partir de plusieurs types de roches comme les granitoïdes, les aplites, les syénites, les arkoses ...etc. (Figure I.3, Figure I.4).

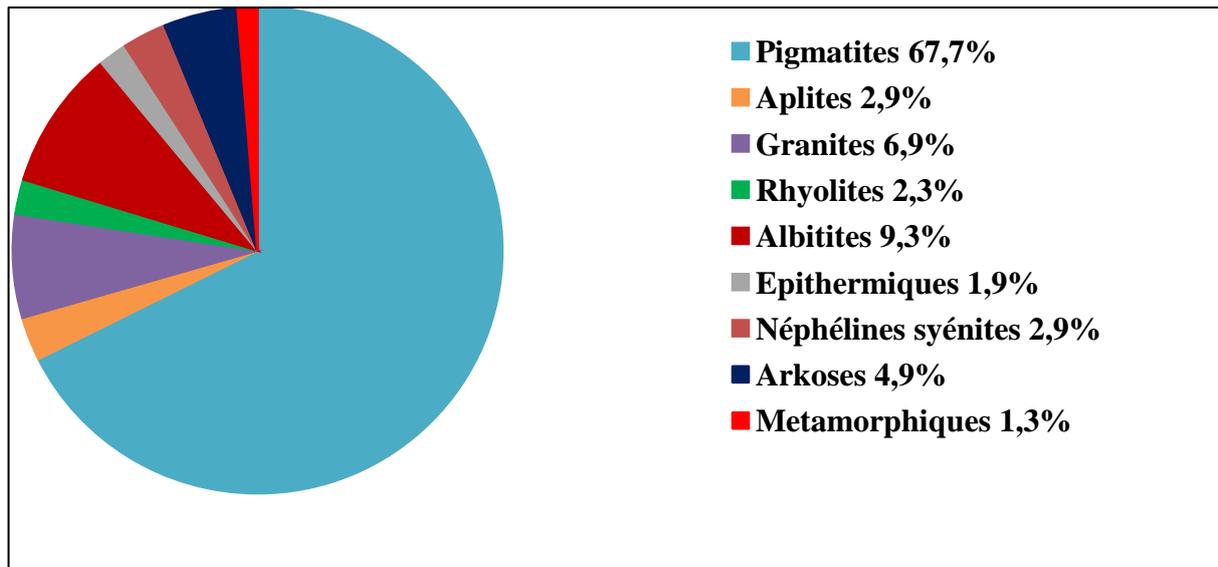


Figure I. 15 Principales sources des feldspaths pour les mines actives en 2016 (Dondi, 2018).

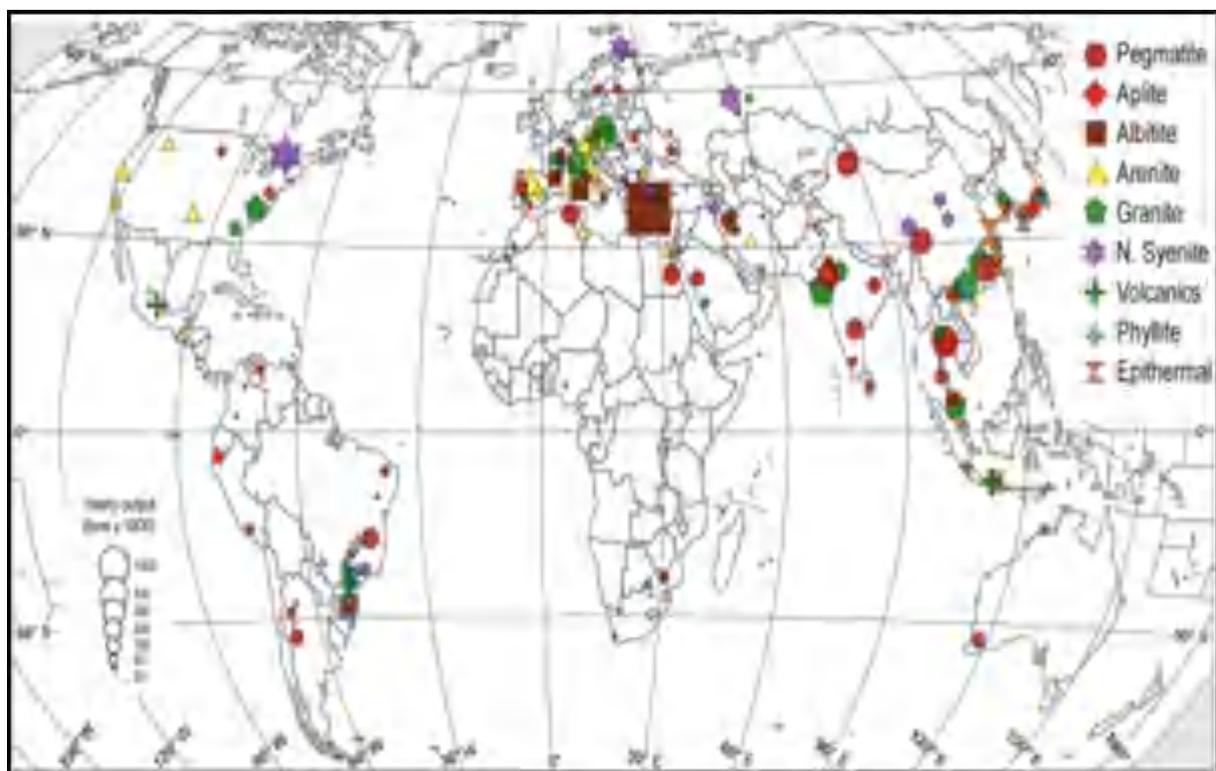


Figure I. 14 Répartition des principaux districts miniers de matières premières feldspathiques actuellement en exploitation (Dondi, 2018).

### I.6.1 Les pegmatites

Les pegmatites sont des roches silicatées magmatiques avec des cristaux très grands, de quelques centimètres à plus d'un mètre de long, qui peuvent être sélectionnés manuellement. Ce sont des amas ou des filons qui se forment à la périphérie des massifs granitiques, avec des compositions aussi variées que celles de ces derniers. Le quartz, les feldspaths (microcline,

albite, plagioclase) et les micas (muscovite) en sont les principaux constituants, auxquels s'ajoute une gamme variée de minéraux accessoires (tourmaline, spodumène, lépidolite, pétalite...). La principale source de feldspaths potassiques de haute qualité demeure les pegmatites (10 à 12 % de  $K_2O$ ), qui sont obtenus soit par tri manuel, soit par traitement (Černý & Ercit, 2005; Dill, 2015).

### **I.6.2 Les aplites**

Il s'agit de roches magmatiques à grain fin d'aspect saccharoïde, de composition et de dépôts aplitiques similaires aux pegmatites auxquelles elles sont typiquement associées. Le quartz, le microcline et l'oligoclase dominant, la muscovite et la tourmaline venant en deuxième et troisième position. Ce sont des blocs transparents avec une rugosité délicate qui empêche une sélection directe. Ils sont utilisés non cuits, avec une faible concentration d'alcali (8%) et une faible teneur en alumine (14 à 16%). Elles peuvent être un complément fascinant à un processus industriel, et elles peuvent être un complément fascinant à un corps céramique, En dépit de leur faible résistance à la fusibilité et de leur teneur moyenne en fer (0,3 à 0,8 % de  $Fe_2O_3$ ). Les principaux gisements sont situés en Italie (Campiglia, île d'Elbe) et aux États-Unis (Virginie) (Dill, 2015).

### **I.6.3 Les roches granitiques**

Les roches magmatiques silicatées se trouvent en massifs importants dans les ceintures orogéniques, offrant ainsi un accès facile et des ressources importantes. Cependant, le critère de blanchiment à un coût économiquement raisonnable réduit le nombre de gisements exploitables. Les seules roches granitiques exploitables sont les granites alcalins, les granites à métaux rares et certains granites calco-alcalins ou monzonitiques. Généralement ces gisements sont exploités pour l'industrie de la céramique (Černý & Ercit, 2005; Taboada et al., 2002).

### **I.6.4 Les syénites**

Elles sont des roches riches en alumine avec une teneur plus élevée en ferromagnésien. Les syénites alcalines ont une forte teneur d'albite, du microcline, de la biotite et de la hornblende, ainsi que l'augite. Elles peuvent être traitées par traitement magnétique après broyage afin d'extraire les minéraux colorés et de concentrer les feldspaths. La valeur d'une telle opération est déterminée par sa rentabilité. Les feldspaths extraits de ce type de roches sont généralement utilisés pour la fabrication de verre et de céramique (Demange et al., 1999; Gillet & Houot, 1978).

**I.6.5 Les anorthosites**

Les anorthosites sont des roches magmatiques intermédiaires riches en alumine avec aussi des ferromagnésiens. Elles sont principalement constituées de plagioclases basiques (andésine et labrador), avec des concentrations pouvant atteindre jusqu'à 90%, avec de faibles proportions de pyroxènes (hypersthène, augite), d'amphiboles, d'ilménite et de titano-magnetite. Ce type de roche peut constituer une source des feldspaths après l'extraction de la phase magnétique. L'exemple type de ces gisements et le gisement de Rogaland au Sud de la Norvège (Demange et al., 1999).

**I.6.6 Les leptynites**

Les leptynites sont des roches leucocrates à grain fin et à structure rubanée, principalement constituées de quartz et de feldspaths alcalins, avec des minéraux colorés tels que le grenat, les micas et l'amphibole qui peuvent être facilement séparés par séparation magnétique à haute intensité (SMHI). Ces roches sont abondantes dans les anciens socles. L'exemple de ce type de gisement est le gisement de Pont-de-Labeaume en Ardèche qu'est déjà exploité (Didier & Fernandez, 1989).

**I.6.7 Les arkoses et les sables feldspathiques**

Sont des roches sédimentaires détritiques constituées essentiellement par des feldspaths potassiques s'accumulent avec le quartz avec un peu de muscovite et quelques minéraux accessoires (tourmaline, zircon, ilménite...). Elles sont caractérisées par la fragilité des plagioclases et les grains grossiers. L'exploitation des gisements arkosiques reste assez rare à cause des teneurs faibles (10 à 15%) et le critère de blancheur qui doit être élevée. On peut utiliser les arkoses directement pour la fabrication de carrelage comme le cas de gisements de Cuencas-Teruel en Espagne ou traités par la flottation pour élever la concentration des feldspaths pour la fabrication de verre, des frites, et des émaux (Klyachin et al., 1978; Pavlunenko, 2010).

**I.7 Altérations des feldspaths**

Les feldspaths peuvent être exposés à deux types d'altération : une altération hydrothermale à cause des fluides chauds, et une altération superficielle où les feldspaths réagissent à l'altération chimique, biologique et mécanique. Ils libèrent des minéraux argileux secondaires. C'est comme les feldspaths sont très importants sur le plan économique, les

minéraux d'altération des feldspaths ont aussi plusieurs intérêts économiques, agricoles et même aussi médicaux.

### **I.7.1 Altération hydrothermale (albitisation)**

L'albitisation consiste à remplacer les minéraux essentiels des roches ignées, quartz, micas et feldspaths potassiques par l'albite néoformée en utilisant des fluides contenant du Na, du F, du Cl, du CO<sub>2</sub> et du S. Les albitites sont des formations rocheuses granulaires formées d'albite issu de l'albitisation. Les albitites sont habituellement de forme filonienne ou lenticulaire et leur teinte varie en fonction de la composition chimique de la roche mère. Au cours des dernières années, les albitites sont devenues une source importante pour les feldspaths sodiques (40 à 50%) utilisés dans la fabrication du carrelage (Clavières, 1990).

### **I.7.2 Altération superficielle**

Les feldspaths sont altérés en remplaçant Al par Si dans le réseau. Il nécessite un déséquilibre des charges qui nécessite la présence d'ions alcalins, Ca, Na, ou K pour rétablir l'équilibre. L'alcalinisation sera réalisée par hydrolyse : les bases seront enlevées et les liaisons Al-O-Si, seront rompues. La présence de fer dans le réseau limite la capacité d'intervention des phénomènes d'oxydo-réduction. Le reste est essentiellement alumineux ou silico-alumineux (Heurteaux, 1964).

L'altération des feldspaths donne plusieurs minéraux secondaires (Eggleton, 1980; Eswaran & Bin, 1978) comme la kaolinite (Hughes & Brown, 1977), la gibbsite (Lodding, 1972), la montmorillonite (Wilson, 1975). L'acidité est nécessaire pour la formation des minéraux argileux comme la kaolinite, qui nécessitent des ions H<sup>+</sup> pour produire de l'hydroxyde à partir de l'oxygène structurel. Les réactions d'hydrolyse de silicate sont le nom de ces types de réactions. L'altération des feldspaths alcalins (Na et K) libère de la silice en solution, mais pas l'altération de l'anorthite, dans laquelle un Al<sup>3+</sup> supplémentaire remplace un Si<sup>4+</sup> pour préserver l'équilibre de charge avec le Ca<sup>2+</sup> divalent. Ces minéraux argileux sont très importants dans l'agriculture (augmentent la fertilisation du sol), l'industrie (surtout la kaolinite pour la fabrication de céramique) ainsi que dans le domaine médical (smectite pour le médicament Smecta).

## **I.8 Ressources et réserves des feldspaths**

D'après les dernières globales statistiques publiées par (Ghalayini, 2024), les ressources mondiales en feldspath, connues et inconnues, sont plus que suffisantes pour répondre à la

demande mondiale prévue. Les données quantitatives concernant les ressources en feldspath dans les sables feldspathiques, les granites ou les pegmatites ne sont pas disponibles.

L'abondance des preuves géologiques suggère que les ressources sont abondantes, mais pas toujours facilement accessibles aux grands centres de consommation. Pour les réserves mondiales, il n'y a pas des chiffres exacts qui déterminent les réserves, mais généralement sont importants. À partir des données disponibles sur les mines actives, les pays qui ont les plus grandes réserves sont : Iran avec une réserve de 630 Millions de tonnes, suivi par l'Inde 320 Millions de tonnes, Turquie : 240 Millions de tonnes, Thaïlande : 220 Millions de tonnes et Mexique 180 Millions de tonnes (Figure I.5).

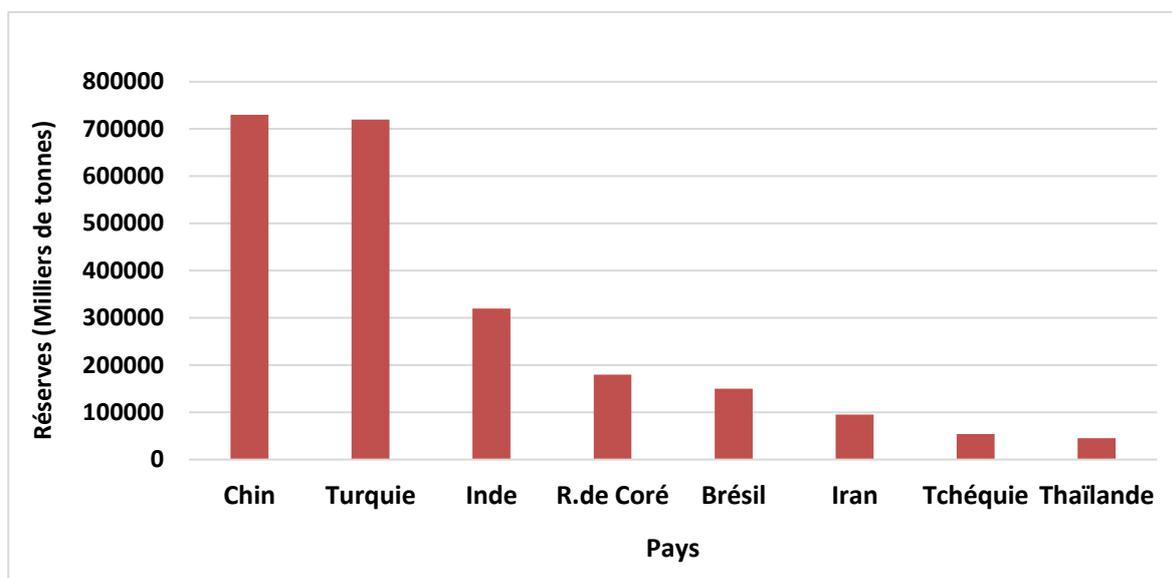


Figure I. 16 Les principaux pays qui ont les réserves de feldspaths en 2023 (d'après Ghalayini, 2024).

### I.9 Production des feldspaths

La production mondiale des feldspaths a légèrement augmenté d'environ 0.6 Mt en 2023 par rapport à l'année 2022, avec une valeur de production de 27Mt. La Turquie se classe au premier rang du plus grand producteur des feldspaths avec un taux de production de 6.2 Mt avec une augmentation de 0.1 Mt par rapport au 2022. Le deuxième pays producteur des feldspaths et l'Inde avec 5 Mt qui a connu le même taux de la production par rapport au 2022. En troisième place la Chine avec 2.5 Mt de production suivie par l'Italie: 2.2 Mt et : Iran 2 Mt.

Tous les pays producteurs, sauf les États-Unis et la Turquie, ont enregistré une stabilisation du taux de la production de feldspaths en 2022 par rapport à 2023 (Figure I.6) (Ghalayini, 2024).

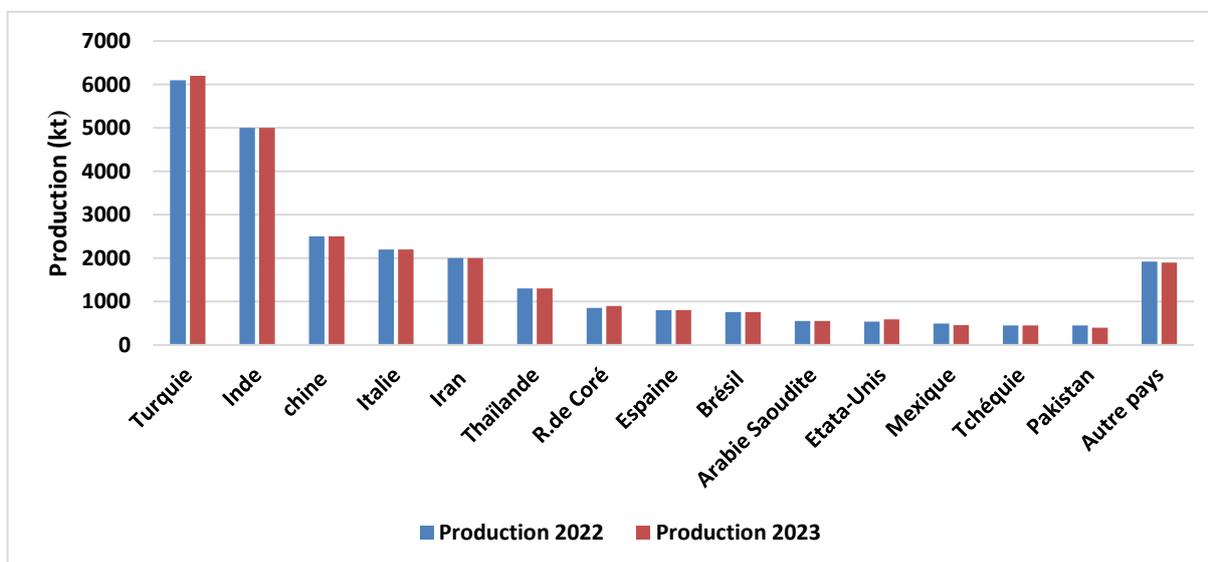


Figure I. 17 Les principaux pays producteurs de feldspaths en 2022, 2023 (d'après Ghalayini, 2024).

### I.10 Les ressources des feldspaths en Algérie

Actuellement, il y a seulement deux gisements de feldspath en Algérie : le gisement d'Ain Barbar (Annaba) et le gisement de Beni Toufout (Skikda) . La carrière de Feldspath de Ain Barbar a une superficie de 33 hectares. En 1984, la production au niveau de cette carrière a commencé puis abandonnée au début des années 1990 à cause des problèmes sécuritaires. L'exploitation de ce gisement est estimée à 7 millions de tonnes. Cette carrière est restée inactive plus de 20 ans. Elle a été rouverte en 2016, mais elle a été vite refermée (Chaïb, 2017; Djouama et al., 2005).

Selon les services de la direction de l'industrie et des mines, la capacité de production théorique de la mine de feldspath d'Ain Babar est estimée à plus de 50 000 tonnes par an. Cette mine, située au cœur du massif de l'Edough, contient d'importantes réserves de feldspath, utilisé notamment dans la fabrication de céramique et de carrelage. Il est également utilisé par de nombreuses industries et entre aussi dans la composition de l'emballage en verre (bouteille) et de la faïence. Le secteur de l'industrie et des mines s'attend « à voir l'arrivée de nombreux investisseurs en 2019 », pour développer et valoriser l'exploitation du gisement d'Aïn Babar

afin de satisfaire d'abord la demande nationale, « actuellement de l'ordre de 10 000 tonnes/an puis investir le marché international » (<https://www.energy.gov.dz/>.)

L'Algérie s'est lancée officiellement depuis 2020/2021 dans l'exploitation de plusieurs mines et minerais. Parmi ces projets, le gisement de Béni Toufout (Au N d'Ain Kerchra (Wilaya de Skikda) est rentré en exploitation en 2022.

Pour le projet d'exploitation du gisement de feldspath de l'ancienne carrière d'Ain Barbar. Le groupe industriel minier, Manadjim Al Djazair (MANAL) a annoncé pompeusement que le projet était scindé en deux phases, l'installation d'une chaîne neuve de traitement de feldspath au niveau de l'ancienne carrière ; quant aux équipements, leur acquisition se fera auprès de fournisseurs étrangers spécialisés. La seconde phase permettra le passage à l'extraction du feldspath. Il était prévu l'extraction de 20.000 t/an dans un premier temps avant d'aboutir à un rythme de croisière de 100.000 t/an, sachant que l'Algérie en importe plus de 80.000 t annuellement. Cela coûte annuellement l'équivalent d'une dizaine de millions de dollars au trésor public (<https://www.energy.gov.dz/>).

### **I.11 Extraction et traitement des feldspaths**

À quelques exceptions près, l'extraction des feldspaths se fait en extérieur. Les méthodes et les matériaux employés sont adaptés à une grande diversité de gisements, en privilégiant la sélectivité des pegmatites et des albitites à l'aspect filonien, ainsi que sur la diminution des coûts dans les gisements de plus grande taille et de faibles teneurs. L'explosif est le type d'abattage le plus répandu. Outre la rupture, les tirs contribuent à la libération des minéraux.

D'après Le Doussal & Vouillemet (1995), les traitements des feldspaths varient selon la composition du minerai et l'utilisation industrielle prévue. La réduction de la taille des particules est couramment utilisée dans les masses des céramiques et du verre pour améliorer la dispersion et l'homogénéité relative. Généralement le traitement des feldspaths se fait selon les étapes suivantes :

#### **I.11.1 Le concassage**

Il comprend un concassage primaire et secondaire. Ils sont effectués à l'aide des concasseurs à mâchoires, des concasseurs à percussion et des concasseurs à impact. Dans les situations fortement industrialisées, ces opérations peuvent être utilisées pour enrichir le minerai par criblage, tri manuel, ou tri optique.

**I.11.2 Le gravillonnage**

Afin de diminuer la taille du minerai, on procède à cette étape en utilisant des concasseurs giratoires ou à axe vertical. Il est possible de fournir directement à l'industrie du carrelage le produit de gravier, de taille comprise entre 5 et 10 mm, en le broyant après avoir été mélangé avec l'argile pour d'autres industries. Ensuite, on sèche les particules dans un tube rotatif alimenté par différents combustibles tels que le gaz, le fioul ou le bois. Les particules de taille comprise entre 0,1 et 1 mm peuvent être directement utilisées dans l'industrie des céramiques et du verre.

**I.11.3 Le broyage**

Cette opération représente l'étape finale de la fragmentation, elle est effectuée à l'aide d'un broyeur à boulets d'alumine ou de silex, dans le cas des produits réservés pour l'industrie céramique, on ajoute un revêtement d'alumine ou de silex. La classification des particules se fait par des tamis, sélecteurs d'air, statiques ou dynamiques et cyclones. Ils sont employés pour les particules de taille comprise entre 60 et 80  $\mu$ . L'industrie sanitaire, la vaisselle, les frites et les émaux utilisent ce genre de particules, tandis que les charges minérales nécessitent des particules ultrafines inférieures à 25  $\mu$ m.

Dans les cas des gisements à faibles teneurs, ces opérations sont complétées par d'autres techniques de traitement. Les techniques les plus utilisées sont :

- **La séparation magnétique à haute intensité (SMHI) :** Elle est employée afin de retirer les minéraux colorants (Fe, Mn, Ti et Mg). En général, cette méthode est effectuée en deux étapes : la première à faible intensité pour éliminer les minéraux les plus magnétiques (magnétite, hématite, goethite, ilménite et oxydes de Mn) et la deuxième pour éliminer les minéraux paramagnétiques (biotite, muscovite, tourmaline, grenats, pyroxènes, amphiboles et chlorites). Le SMHI est extrêmement bénéfique pour purifier les céramiques et les charges, et il offre également de bons résultats dans le domaine de la verrière.

- **La flottation :** Cette méthode est employée pour les minéraux colorants peu magnétiques. L'élimination des fractions quartzeuses permet également d'enrichir les feldspaths dans les minerais à quartz tels que les granitoïdes, les pegmatites et les arkoses. L'acide fluorhydrique est utilisé pour flotter le quartz, le feldspath flotte avec un collecteur cationique, puis les amines sont utilisées pour séparer les plagioclases de l'orthoclase. En ce qui concerne les gisements sans quartz, on utilise la flottation pour éliminer les minéraux ferromagnésiens, en particulier

les micas, ainsi que les oxydes colorants tels que l'hématite, la goethite et le rutile. La libération de minéraux lors du broyage humide au maillage entraîne des dépenses qui ne peuvent être compensées qu'en ajoutant des applications de grande valeur (comme les beignets, les émaux, le verre blanc).

- **La séparation électrostatique** : La séparation électrostatique permet de séparer le quartz du feldspath en raison de la différence de conductivité électrique. Les sables traités par SMHI qui ont déjà été pulvérisés présentent une concentration particulièrement captivante. Toutefois, la productivité reste en réalité faible et la stratégie est rarement mise en œuvre.

## **I.12 Utilisation des feldspaths**

Le groupe des feldspaths a un grand intérêt industriel. Les feldspaths sont utilisés dans de nombreux produits nécessaires pour la vie quotidienne. L'industrie de verre et de céramique est le principal consommateur des feldspaths. Cette industrie consomme environ 90% des feldspaths produits alors que les 10% restants sont utilisés comme charge dans la peinture, en caoutchouc et en plastique, dans le ménage (revêtements de sol et vaisselle), en mousse de latex, glaçure et les abrasives. Ils sont utilisés aussi dans les électrodes et l'agrégat routier (Figure I.7).

### **I.12.1 Utilisation des feldspaths dans l'industrie du verre**

Le feldspath facilite le mélange des composants de la masse fondue dans le processus de fabrication du verre en fluidifiant le système (en abaissant la viscosité de la masse fondue et la température de fusion). Les alcalis contenus dans le feldspath (en particulier les ions potassium et sodium) abaissent la température de fusion du mélange et facilitent la fusion et la liaison chimique des autres minéraux de la composition du verre, tels que le quartz, pour former un verre ce qui réduit par conséquent les frais de production. Les ions d'alumine et du calcium du feldspath renforcent la résistance du verre à la dégradation physique et chimique (Bernasconi et al., 2014; Kara et al., 2006; Lee & Iqbal, 2001; Martín-Márquez et al., 2010).

### **I.12.2 Utilisation des feldspaths dans l'industrie des céramiques**

Le feldspath est le deuxième élément le plus important après l'argile dans l'industrie des céramiques. Il est utilisé dans les carreaux de céramique et de porcelaine, les isolants électriques, les appareils sanitaires et la vaisselle. Ils augmentent la résistance, la dureté et la durabilité de la pâte céramique tout en cimentant la phase cristalline d'autres matériaux. Comme

dans le cas de la verrerie, les alcalis (calcium, potassium et sodium) contenus dans le feldspath servent de fondant dans la céramique, en interagissant avec le carbonate de soude pour réduire la température de fusion de la combinaison tout en augmentant la fusibilité des matériaux de la charge. Le feldspath régule également le degré de vitrification du corps céramique pendant la cuisson (Bernasconi et al., 2014; Kara et al., 2006; Lee & Iqbal, 2001; Martín-Márquez et al., 2010).

### **I.12.3 Utilisation des feldspaths dans les frites et les émaux**

Les frites sont des échantillons de verres broyés employés dans la production d'émaux, de vernis utilisés pour dissimuler la porosité des produits en céramique (faïence, parties sanitaires). En ajoutant des pigments, l'émail peut aussi servir à la décoration. La composition de l'émail est influencée par la température de fonctionnement ainsi que le mode (sec ou en suspension). Les glaçures à basse température sont conçues à partir de minéraux alcalins et d'oxydes métalliques (sel, borax et plomb) ; les frites sont préparées à partir de silice, de feldspath alcalin (25 35 %), d'alumine sous forme de kaolin, de colorants et d'opacifiants (Bernasconi et al., 2014; Kara et al., 2006; Lee & Iqbal, 2001; Martín-Márquez et al., 2010).

### **I.12.4 Autres utilisations des feldspaths**

Selon (Ansari et al., 2009; Ismail et al., 2005, 2007; Kouloumbi et al., 2005; Mansour et al., 2006; Raszewski et al., 2020; Razak et al., 2007; Rothon, 2017; Zhang et al., 2018), les feldspaths ont plusieurs domaines d'utilisation :

- Charges dans les caoutchoucs, les plastiques et les pigments
- Dans les abrasifs doux
- Liant dans le réfractaire, la vitrification des meules
- Poudre de couverture, en sidérurgie sur les coulées continuées
- Amendements siliceux et potassiques
- Enrobage des baguettes pour soudures à l'arc



**I.13 La différence entre le kaolin et le feldspath dans l'industrie**

La formation de la kaolinite est souvent causée par l'hydrolyse de cristaux du feldspath et de certains minéraux ferromagnésiens silicatés, tels que la biotite. Le kaolin et le feldspath sont utilisés dans les mêmes domaines d'industrie, dans tous ces domaines, le kaolin représente le principal ingrédient et le feldspath, le flux indispensable surtout dans le verre et la céramique (King, 2009).

Le feldspath est « l'ami du potier », surtout pour les céramiques à feu moyen et élevé. Un feldspath peut être un glaçage blanc aux températures du grès. Les potiers considèrent les feldspaths comme des « entrepôts d'oxydes » qui fournissent du  $K_2O$ , du  $Na_2O$ , de l' $Al_2O_3$  et du  $SiO_2$  pour créer la glaçure et en faire un eutectique pour la faire fondre.

Le feldspath est broyé en poudre et il est utilisé comme ingrédient de glaçage et comme ingrédient corporel en argile. Les feldspaths contiennent normalement 10 à 15 % d'alcali ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ). Ils fondent bien à des températures moyennes à élevées. Ils ont une large gamme de températures de fusion. Ils commencent à fondre au cône 4 et continuent à fusionner au-delà du cône 10. En raison de leur teneur en alumine, ils peuvent également être utilisés pour rendre les glaçures moins liquides pour les raidir.

Ils sont généralement divisés en deux groupes : le feldspath potassique et le feldspath sodique. Les feldspaths sodiques ont relativement plus de sodium et fondent à une température plus élevée que les feldspaths potassiques. La soude et la potasse ont le taux de dilatation et de contraction thermique le plus élevé de tous les oxydes utilisés comme flux dans la céramique. Les deux peuvent promouvoir des couleurs particulières et les deux augmentent la brillance. Lorsque les feldspaths sodiques commencent à fondre, ils sont plus fluides et moins visqueux que les feldspaths potassiques.

De nombreuses argiles sont faites de l'altération chimique et de la dégradation physique des roches à feldspath. Le feldspath a été très souvent ajouté dans les produits d'argile. Les feldspaths potassiques sont utilisés dans les produits argileux pour favoriser la vitrification et former une phase vitreuse qui cimente plus de particules réfractaires. Il provoque la formation de la mullite à partir des minéraux argileux (Glover et al., 2012; Jepson, 1984; King, 2009).

**Tableau I. 2** Différentes caractéristiques du kaolin et feldspath (d'après Glover et al., 2012; King, 2009).

Caractéristiques	Kaolin	Feldspath
Composition	Minéral argileux blanc, principalement composé de kaolinite ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ). On le trouve souvent en association avec d'autres minéraux comme le quartz, le mica et le feldspath.	Groupe de minéraux qui comprend une gamme de silicates d'aluminium avec des quantités variables de potassium, de sodium et de calcium. Les types courants de feldspath utilisés dans la céramique comprennent le feldspath potassique (K-feldspath) et le feldspath sodique (Na-feldspath).
Couleur et Apparence	Le kaolin est généralement blanc ou de couleur claire. Sa granulométrie fine contribue à sa texture lisse et crémeuse.	Les minéraux de feldspath peuvent présenter une gamme de couleurs, y compris le blanc, le rose, le brun ou le gris, selon le type spécifique. La couleur peut être influencée par la présence d'impuretés.
Plasticité	Le kaolin est connu pour sa faible plasticité, ce qui signifie qu'il est moins capable de se déformer sous pression. Il a tendance à être plus réfractaire et est souvent utilisé pour contrôler le retrait et améliorer les propriétés de cuisson des corps d'argile.	Le feldspath est plus plastique que le kaolin. Il contribue à la plasticité des corps argileux, les rendant plus faciles à façonner et à former.
Température de cuisson	Le kaolin a un point de fusion élevé et est souvent utilisé dans la production de la porcelaine. Il contribue à la vitrification et à la translucidité de la porcelaine.	Le feldspath est un agent fluxant, ce qui signifie qu'il abaisse la température de fusion d'autres matériaux. Il est couramment utilisé comme flux dans les glaçures et les produits en céramique pour améliorer leur vitrification pendant la cuisson.
Application	Le kaolin est largement utilisé comme principal constituant dans l'industrie de la céramique (porcelaine, sanitaire et de porcelaine fine). Il est également utilisé dans les industries du papier, du caoutchouc et de la peinture.	Le feldspath est utilisé dans l'industrie céramique comme un flux dans la production de glaçures et de verre. Il contribue également à la composition des corps argileux, améliorant la plasticité et facilitant le processus de vitrification lors de la cuisson.

**CHAPITRE II**

**SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU**

**NORD DE L'ALGÉRIE**

**CHAPITRE II : SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU NORD DE L'ALGÉRIE****II.1 Introduction**

L'expansion de la chaîne alpine au nord de l'Algérie connue sous le nom de Maghrebides, qui est le produit d'un contexte tectonique compressif alpin euro-africain et d'autres microplaques, constitue la structure existante du Nord de l'Algérie (Biju & L, 1977; Biju-Duval & Montadert, 1977; Carminati et al., 2012; Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 1997; Ricou et al., 1986; Rosenbaum et al., 2002; Wortel & Spakman, 2000)

La structure des Maghrébides a été divisée en trois domaines : (1) interne, (2) flyschs, et (3) externe ou tellien (Bouillin, 1977; Vila, 1980; Wildi, 1983). Le domaine interne où le socle kabyle regroupe des terrains cristallophylliens anciens ; qui affleurent uniquement dans la partie centrale et orientale de l'Algérie. Le socle kabyle était recouvert au sud par une chaîne calcaire ou « dorsal kabyle » et les séries transgressives de l'Oligo-Miocène-Kabyle (OMK) dont l'ensemble est surmonté par les olistostromes tandis que la nappe du flysch numidien couvre le tout.

Le domaine des flyschs regroupe deux types de flyschs : massylien ( Raoult, 1974) et maurétanien (Gélard, 1969).

Le domaine externe ou domaine tellien regroupe les séries telliennes, des terrains de l'avant pays autochtone et des terrains de l'avant pays allochtone (Vila, 1980). Le socle et les nappes des flyschs sont charriés vers le sud sur les nappes telliennes.

De nombreuses occurrences magmatiques de diverses époques géologiques ont été enregistrées sur le Nord algérien. Ces occurrences permettent la mise en place de nombreux types de roches magmatiques qui peuvent se former le long du littoral, de l'ouest à l'est. Les événements magmatiques les plus importants sont ceux liés à la genèse des Maghrébides appelés post-collision. Ces événements magmatiques se sont développés dans le temps et dans l'espace. Ils débutent au Miocène dans la partie centro-oriental de l'Algérie par des produits calco-alcalins riches en potassium (Fourcade et al., 2001; Maury et al., 2000). À la fin du Miocène, ces événements se propagent à la partie occidentale de l'Algérie (secteur d'Oranie) et sont caractérisés par des produits alcalins.

Dans cette partie, on rappellera les différentes caractéristiques de ces domaines structuraux de la chaîne des Maghrébides du Nord de l'Algérie en se basant sur les travaux réalisés sur cette chaîne.

## **II.2 Le domaine interne : le socle kabyle et ses couvertures sédimentaires**

À l'exception du massif de Nadroma qui fait partie du domaine externe, tous les massifs étudiés font partie du domaine interne.

Le domaine interne est composé par des terrains métamorphiques de l'Ordovicien à la période carbonifère et de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes). Dans certains endroits, le socle kabyle est recouvert par une couverture sédimentaire détritique appelée Oligo-Miocène Kabyle. Le côté sud du socle est bordé par des unités du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque de la dorsale kabylie, également appelée "chaîne calcaire" (Bouillin, 1977; Djellit, 1987; Durand-Delga, 1955; Vila, 1980; Wildi, 1983).

### **II.2.1 Le socle kabyle**

Ce socle affleure dans les massifs de Chenoua (ouest d'Alger), Alger, Grande Kabylie, et Petite Kabylie d'Ouest en Est et probablement l'Edough (Figure II.1).

#### **II.2.1.1 Le socle de Chenoua**

La base affleure doucement sur quelques dizaines de mètres dans le littoral à la pointe Berinshell, qui se trouve dans la partie nord du massif. Il présente trois types de roches : (1) marbres bleus à pyrites en barres métriques alternantes avec des calcschistes ; (2) schistes de chlorite verdâtres avec des couches centimétriques à métriques de quartzites ocre avec du quartz d'exsudation ; et (3) schistes de quartz graphite d'exsudation noir, qui sont des schistes satinés (Saadallah, 1981).

#### **II.2.1.2 Le Socle du massif d'Alger**

Le massif d'Alger constitué principalement de six (6) unités tectoniques: la première unité se compose de marbre et de schistes (schistes de chlorite et de graphite) qui ont été satinés, avec un des porphyroïdes ajoutés. La deuxième unité comporte des roches micaschisteuses à biotite suivies par des schistes bleus à travers des marbres constituant la troisième unité. La quatrième unité généralement paragneissique à grains fins. La cinquième regroupe des micaschistes quartzo-feldspathiques et la sixième micaschisteuse à grenat (Saadallah, 1981).

**II.2.1.3 Le socle de la grande Kabylie**

Le socle cristallophyllien de la grande Kabylie affleure entre Tizi Ouzou et Béjaïa. Dans la région de Tizi Ouzou, il est formé essentiellement par quatre unités tectoniques superposées les unes sur les autres (Benkerrou, 1989; Bettahar, 1990; Loumi, 1989; Saadallah, 1992). À la base on a une unité à kinzigites (Gani, 1988) suivie par « la nappe de crocodile » de Sidi-Ali Bounab constituant la deuxième unité (Bettahar, 1990). La troisième unité regroupe des micaschistes et la quatrième renferme des schistes satinés. Cette structure du socle de la grande Kabylie est le résultat des unités métamorphiques mises en œuvre en plusieurs phases (Saadallah, 1992). Dans la région de Béjaïa, le socle métamorphique regroupe des gneiss, micaschistes et marbres d'âge paléozoïque (Benali, 2007; Hassissene, 1989; Leikine, 1974; Obert, 1984).

**II.2.1.4 Le socle de la petite Kabylie**

Le socle métamorphique de la petite Kabylie (la région entre Jijel et Skikda) constitue l'affleurement le plus large du socle kabyle en Algérie avec 120 km de long et 30 km de large. Au niveau de Jijel, le socle kabyle formé par deux complexes : un complexe inférieur gneissique et un complexe supérieur phylladique. Le complexe inférieur est composé de gneiss fin, parfois polymétamorphique qui a atteint les conditions de granulite facies. Il contient des amphibolites feldspathiques, des leptynites et des cipolins. Le complexe supérieur est composé d'une base de micaschistes épaisse avec une métamorphose biotite mineure (schistes à séricites ou phyllades), qui est surmontée de micaschistes avec biotite et muscovite (Bouillin, 1977; Djellit, 1987; Durand-Delga, 1955).

Dans la région de Skikda, le socle métamorphique regroupe trois unités : Beni Fergène, unité de socle au sens strict et Cap Bougaroun (Mahdjoub, 1991). L'unité de Beni Fergène est généralement gneissique recoupée par des sills d'amphibolite (Mahdjoub, 1991). L'unité de socle au sens strict est formée d'une base paragneissique parfois migmatitique surmontée par des phyllades (Mahdjoub, 1991). Le socle du Cap Bougaroun affleure sur une vingtaine de Km<sup>2</sup> (Bouillin & Kornprobst, 1974) et regroupe essentiellement des péridotites serpentinisées du Cap Bougaroun et des kinzigites est affecté par une métamorphisme de facies granulite (Bouillin & Kornprobst, 1974; Misseri, 1987).

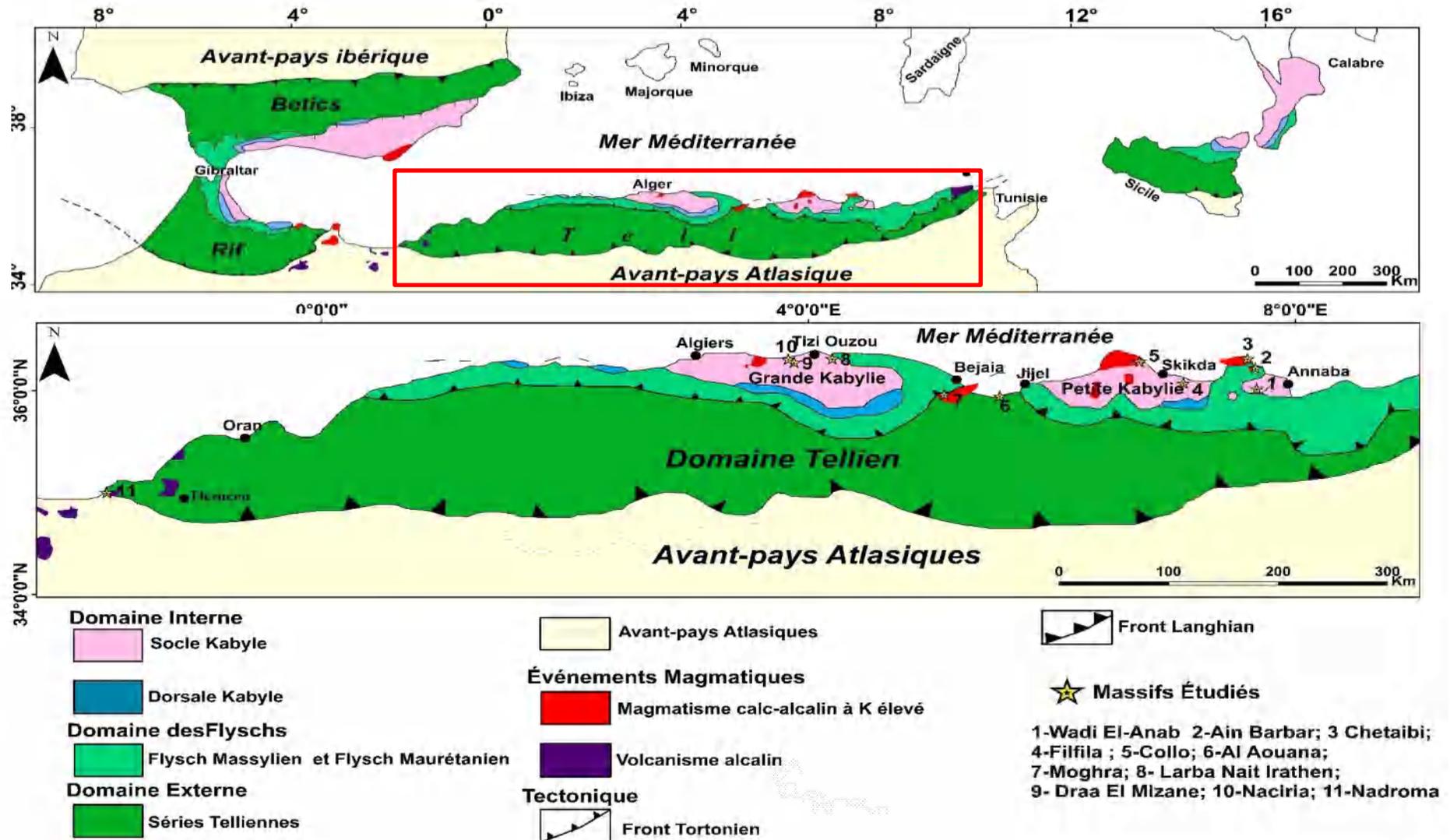


Figure II. 1 Carte schématique générale du nord de l'Algérie montrant les principaux domaines structuraux du Nord de l'Algérie (d'après Mahdjoub et al., 1997; Maury et al., 2000; Vila, 1980).

**II.2.1.5 Le socle de l'Edough**

Le socle métamorphique de l'Edough est encore un point de discordance entre ceux qui le considèrent interne (Saadallah, 1981, 1992) et ceux qui le considèrent externe (Bossière, 1980; Bouillin, 1977; Vila, 1980). Le mont Edough est décrit comme un dôme métamorphique composé de deux unités (Gleizes et al., 1988): une unité inférieure regroupant des gneiss œillés, des migmatites et certains niveaux de micaschistes et marbres. Une unité supérieure constituée d'un ensemble de micaschistes alumineux, gneiss leucogranitiques et marbres.

**II.2.2 Les couvertures sédimentaires du socle kabyle****II.2.2.1 La couverture sédimentaire mésozoïque « La dorsale kabyle ou chaîne calcaire »**

En Algérie, la dorsale kabyle affleure premièrement au Cap de Ténès (Lepvrier, 1970). On la retrouve ensuite dans la chaîne de Chenoua (Lepvrier, 1970) et dans la partie Sud-Est d'Alger, où elle forme des reliefs importants sur une longueur de plus de 125 km (massifs de Larba, du Bou Zegza et du Djurdjura) (Coutelle, 1979; Gelard, 1979). Elle apparaît ensuite au Nord de Constantine (Dj. Sidi Dris), et est poursuivie pendant 90 kilomètres jusqu'à Annaba (Raoult, 1974; Vila, 1980). D'un point de vue lithologique, ces formations comprennent les roches calcaires du Lias et de l'Éocène, les dolomies du Trias sous le Lias et les grès du Permo-Trias. La dorsale kabyle affleure principalement dans la grande Kabylie et la petite Kabylie.

**II.2.2.1.1 La dorsale de la grande Kabylie**

La dorsale de la grande Kabylie est représentée par les affleurements du Djurdjura l'Ouest (Coutelle, 1979) et le massif de Chellata à l'Est (Gelard, 1979). Ces affleurements regroupent les unités interne, médiane et externe où les séries de l'unité externe comportent des formations du Rhétien au Priabonien. A la base des unités de dorsale médiane, il y a une écaille cristalline des formations paléozoïque (Coutelle, 1979). La dorsale médiane est chevauchée systématiquement par les terrains paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques qui sont restés « coulés » sur le socle métamorphique (Coutelle, 1979).

**II.2.2.1.2 La dorsale de la petite Kabylie**

En petite Kabylie, la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle est représentée par les formations de la chaîne calcaire, avec des âges allant du Permo-Trias à l'Éocène (Raoult, 1974). La dorsale de la petite Kabylie a été subdivisée en trois unités : interne, médiane et externe (Delga, 1969; Lahondère, 1987; Raoult, 1974; Vila, 1980).

- La dorsale interne : elle est caractérisée par un calcaire au sommet et une succession sédimentaire conglomératique à la base, s'étendant du Permo-Trias au Néocomien. Elle est surmontée par des calcaires biogéniques épicontinentale de l'Éocène inférieur d'âge éocène.

- La dorsale médiane : la partie basale de la dorsale médiane constitue une série identique à celle de la dorsale interne, qui peut néanmoins atteindre le Barrémien. La partie basale est suivie par des marnes calcaires à microfaunes pélagiques du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Éocène (jusqu'au Lutétien). Il existe aussi des formations Nummulitiques du Lutétien supérieur.

- La dorsale externe : la série se distingue par un Crétacé supérieur et un Éocène détritique et lacunaire. Elle a des calcaires silicifiés qui sont surmontés par des conglomérats du Campanien. Ces derniers présentent une érosion sénonienne sévère. Cette série repose en contact anormal sur les formations des flyschs.

#### **II.2.2.2 La couverture sédimentaire cénozoïque « Oligo-Miocène-Kabyle (OMK) »**

Les séries sédimentaires de l'Oligo-Miocène-Kabyle (OMK) (Bouillin & Raoult, 1971) représentent des formations détritiques conglomératiques et gréseuses transgressives sur le socle métamorphique de grande et petite Kabylie. L'OMK regroupe généralement trois termes (Bouillin, 1977; Raoult, 1974):

- À la base des conglomérats hétérogènes comprenant des galets du socle kabyle avec une épaisseur pouvant aller jusqu'à 50 mètres d'âge Oligocène terminal-Aquitaniens basal (Bizon & Gelard, 1975).

- Le niveau médian avec une épaisseur supérieure à 350 mètres est composé principalement de grès lithique micacé et de débris de socle où la partie supérieure comporte des silexites d'âge Aquitaniens terminal-Burdigaliens moyen (Géry et al., 1981).

- Le dernier niveau contient des pélites, des silices radiolarites et des diatomites son épaisseur peut atteindre 50 mètres. Ce niveau est complètement remplacé par les formations olistostromique avec des bandes d'olistolites à débris de flyschs massyliens, maurétaniens et/ou numidiens de taille variable d'âge Burdigaliens supérieur (Bouillin, 1977).

**II.3 Le domaine des flyschs**

En Algérie, le domaine des flyschs est constitué par des nappes de flyschs d'âge allant du Crétacé à l'Oligocène (Coutelle & Gélard, 1968; Tefiani, 1969) qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, depuis Mostaganem jusqu'à la frontière Algéro-Tunisienne (Figure II.1). Du point de vue stratigraphique, le domaine de flyschs regroupe deux grands types de flyschs : un flysch massylien (Raoult, 1969) et un flysch maurétanien (Gelard, 1969).

**II.3.1 Le flysch maurétanien**

Selon (Gelard, 1969; Neumann & Vila, 1967; Raoult, 1969; Tefiani, 1969) le flysch maurétanien montre des formations allant de Néocomien à l'Oligocène regroupées de bas en haut en sept termes :

- Le premier terme : représente la partie basale constituée d'une alternance hectométrique des bancs calcaires fins à couleur vert foncé avec des marnes schisteuses verdâtres d'âge Néocomien- surmontées par des alternances décimétriques à métriques des marnes schisteuses avec des calcaires fins bleutés sableux au sommet avec des faciès argileux. Ce terme est d'âge Barrisien-Barrémien.
- Le deuxième terme : montre des formations gréseuses et pélitiques fines verdâtres souvent micacées à épaisseur décimétrique à métrique.
- Le troisième terme : montre une formation à extension kilométrique constituée d'une alternance d'argiles rougeâtres avec des bancs de grès métriques grossiers suivies par un faciès gréseux métrique à base conglomératique. Ce terme est d'âge Barrémo-Albo-Aptien.
- Le quatrième terme : constitué de pélites verdâtres et des bancs de quartzites verts d'âge Albien moyen.
- Le cinquième terme : composé d'un faciès marno-calcaire blanchâtre jaunâtre avec des pélites traversées par des lits de quartzites centimétriques durs. Cet ensemble est d'âge Cénomano-Turonien.
- Le sixième terme : constitué d'une unité marno-calcaire du Crétacé supérieur regroupe quatre niveaux : un niveau du Sénonien gréso-calcaire en alternance avec des marnes schisteuses à épaisseur avoisinant des dizaines des mètres. Un niveau du Paléocène constitué d'une alternance de calcaire gréseux sous forme de lits décimétriques avec des marnes argileuses verdâtres ou rougeâtres. Un niveau d'Éocène inférieur regroupant de petits bancs de calcaire sombre à silex, tandis qu'une alternance de grès, marnes schisteuses de couleurs variées,

calcaires béchiques riches en algues et Nummulites forme le dernier niveau d'âge Lutétien-Éocène supérieur.

- Le septième terme : formé par Eo-Oligocène marno-gréseux micacé contenant des blocs d'âge albo-aptien.

### **II.3.2 Le flysch massylien**

Selon (Gelard, 1969; Neumann & Vila, 1967; Raoult, 1969; Tefiani, 1969) le flysch massylien regroupe des séries sédimentaires allant de Néocomien au Paléogène. Le Néocomien est constitué d'un faciès calcaire-gréseux gris-bleutés à *Ammonites* (Bouillin, 1977). La série lithologique continue avec des grès, des quartzites et des pélites, avant de se transformer en phanites datant du Cénomaniens, puis en flysch sénonien comprenant des microbrèches. Le Crétacé supérieur -Paléogène est caractérisé par une alternance des argiles et une microbrèche friable en petits bancs.

### **II.4 Le domaine externe**

Contrairement au domaine interne et domaine des flyschs, le domaine externe ou le domaine tellien est beaucoup plus grand et s'étend sur toute la partie tellienne de l'Algérie depuis la frontière tunisienne au Maroc. Le domaine tellien est limité au Sud par le début des hauts plateaux et limité au nord par l'accident sud Kabyle (Figure II.1).

Le domaine externe est constitué d'un groupe de nappes d'allochtone pelliculaire constituées principalement de marnes du Crétacé au Néogène qui ont été poussées à plusieurs centaines de kilomètres au sud (Durand Delga, 1969; Vila, 1980; Wildi, 1983). Dans le secteur de l'Oranie, le domaine tellien regroupe des terrains paléozoïques et cénozoïques (Guardia, 1975). En Algérie, le domaine externe est représenté par les nappes des séries telliennes et constitué du Nord au Sud des séries suivantes :

#### **II.4.1 Les séries ultra telliennes**

Les séries ultra telliennes sont généralement caractérisées par un faciès carbonaté du Crétacé à l'Éocène. Le Crétacé regroupe des formations marneuses à *Ammonites* suivies par un Sénonien détritique. L'Éocène comporte trois faciès : un faciès marneux à boules jaunes du Dano-Paléocène, un faciès composé de calcaire à silex noir de l'Yprésien-Lutétien et un faciès des marnes sombres du Lutétien supérieur (Durand Delga, 1969 ; Vila, 1980).

**II.4.2 Les séries telliennes sensu-stricto (s.s.)**

Les séries telliennes (s.s.) sont constituées d'une série lithostratigraphique allant du Lias à l'Éocène supérieur. Elles sont composées de calcaires avec un faciès de plate-forme carbonatée du Lias moyen inférieur, et de calcaires à silex dans de Lias supérieur. Des calcaires avec des radiolarites argileuses et des intercalations de plate-forme carbonatée du Malm. Le Néocomien-Barrémien est marno-pelitique à Ammonites, et est suivi par un Aptien-Albien détritique gréseux, argileux, et pélitiques. L'Albien supérieur-Lutétien final regroupe des séries marneuses et marno-calcaires, parfois avec une épaisseur significative (Vila, 1980).

**II.4.3 Les séries peni-telliennes**

Les séries peni-telliennes sont généralement carbonatées du Lias au Sénonien. Le jurassique est carbonaté et proche des formations néritiques, mais le Crétacé est souvent marneux et marno-calcaire avec la présence de dépôts détritiques, en particulier conglomératiques (Vila, 1980).

**II.5 Les formations numidiennes**

Le Numidien constitué de base en haute par trois termes :

- Un terme basal renferme des argiles sous-numidien vertes, rouges, grises ou violacées à *Tubotomaculum* d'âge Oligocène moyen à supérieur (Magné et al., 1972).
- Un terme médian est constitué de grès numidiennes de couleur jaunâtre ou blanchâtre en bancs épais à grains de quartz roulés grossir d'âge Aquitanien à Burdigalien inférieur (Magné et al., 1972; Raoult, 1974).
- Un terme supérieur dit supra-numidien regroupe des argilites et marnes claires, à silexites du Burdigalien inférieur (Magné et al., 1972; Raoult, 1974).

**II.6 Les formations post-nappes**

Ce sont des formations détritiques d'âge Mio-Plio-Quaternaire, mise en place après le placement des nappes de charriage. Les formations post-nappes regroupent de bas en haute :

- Un niveau inférieur constitué des marnes bleues ou grises discordantes sur le flysch numidien, les olistostromes ou les formations d'OMK datées de Burdigalien inférieur (Ferrandini et al., 2003).
- Un niveau supérieur Plio-quaternaire gréseux transgressif sur le niveau inférieur ou sur le Numidien de Burdigalien supérieur-Tortonien (Courme-Rault & Coutelle, 1982).

**II.7 Les magmatismes du Nord de l'Algérie**

Le littoral algérien a connu plusieurs événements magmatiques à différentes périodes géologiques. Ces événements permettent l'établissement de nombreux types de roches magmatiques le long du littoral d'Ouest en Est. Ces roches peuvent être divisées en roches magmatiques anciennes : anté-cénozoïques et récentes d'âge Cénozoïque. Les massifs étudiés appartiennent à chacun de ces deux types où les massifs de Larba Naïth Irathen, Draa El Mizane, Naciria et Nadroma appartiennent aux roches magmatiques anciennes, tandis que les massifs d'Oued El-Anab, Ain Barbar, Chetaïbi, Filfila, Collo, El Aouana et Maghera appartiennent aux roches magmatiques récentes.

**II.7.1 Les événements magmatiques anciens anté-cénozoïques**

Les roches magmatiques anté-cénozoïques ne sont pas très répandues et n'ont pas eu beaucoup d'attention par les auteurs. La plupart de ces roches sont partiellement ou complètement métamorphisées. Ce type d'événement regroupe les roches magmatiques hercyniennes (Beniken, 2010; Bossière, 1980; Bossière & Peucat, 1985, 1986), les roches magmatiques liées aux formations triasiques (Durand-Delga, 1955) et les roches vertes post-jurassiques (Durand-Delga, 1955). Selon G. Bossière & J.-J. Peucat (1985, 1986) les événements magmatiques hercyniens seraient liés à la subduction.

Dans cette partie, on se concentre uniquement sur les roches magmatiques hercyniennes tardi-hercyniennes car elles sont les plus importantes et ont une relation avec les massifs étudiés qui appartiennent aux roches magmatiques anciennes. En Algérie ces événements ont affectés particulièrement la région de la grande Kabylie et le secteur de l'Oranie.

**II.7.1.1 Les roches magmatiques hercyniennes de la grande Kabylie**

Les événements magmatiques hercyniens de la grande Kabylie se sont traduits par la mise en place des roches plutoniques essentiellement granitiques avec parfois des dolérites sur une extension de trentaine de kilomètres (Beniken, 2010; Bossière, 1980; Bossière & Peucat, 1985; Gelard, 1979). Ces granites présentent une étroite relation avec une zone de fracturation régionale liée à une phase de structuration hercynienne précoce (Beniken, 2010; Bossière, 1980; Bossière & Peucat, 1985; Gelard, 1979).

Les principaux massifs qui sont constitués de roches granitiques hercyniennes sont le massif de Sidi Ali Bou Neb de type monzonitique à sillimanite et grenat, le granite leucocrate,

non folié à feldspaths et quartz de Tablabalt, le granite en amas non folié de Taboudrist, le granite de Naciria avec des grains développés, des granites allant de l'aplite à un faciès pegmatitique en contact avec les micaschistes (Beniken, 2010; Bossière & Peucat, 1985).

D'autres massifs formés par des pegmatites représentées principalement par la pegmatite avec des grains grossiers à grenat-almandin, tourmaline et sillimanite de Larba Naïth Irathen, Djemaa-Saharidj et de l'Oued Ksari (Benkerrou, 1989; Gani, 1988; Saadallah, 1992). D'autres pegmatites sont observées dans la région de Tablabalt, Naciria et Ain El Hammam (Beniken, 2010).

D'autres massifs de nature doléritiques sont observés dans la région d'Ait Mimoun en filon décimétrique ou en roches massives traversées par des filons de quartz ou de feldspath. D'autres affleurements doléritiques, moins importants observés dans la région de Tiroual sous forme de filons centimétriques (Beniken, 2010).

#### **II.7.1.2 Les roches magmatiques hercyniennes d'Oranie**

Les roches magmatiques hercyniennes de l'Oranie sont représentées principalement par les intrusions monzogranitiques calco-alcalines de Nadroma et Beni Snouss, les microdiorites quartziques de Tifrit (Lucas, 1952). N. Remaci-Benaouda et al., (1996) ont montré que les granodiorites de Tifrit sont aussi liées aux événements magmatiques hercyniens. Selon L.-P. Liegeois et al. (1998) et N. Remaci-Benaouda (2005) ces roches magmatiques sont post-collisionnelles.

#### **II.7.2 Les événements magmatiques récents cénozoïques**

Plusieurs événements magmatiques post-collisionnels d'âge tertiaire sont enregistrés sur toute la marge méditerranéenne. Ce magmatisme a évolué de magmatisme orogénique à produits calco-alcalins riches en potassium d'âge miocène au magmatisme anorogénique alcalin d'âge plio-quadernaire (Coulon et al., 2002; Duggen et al., 2005; El Azzouzi et al., 1999; El Bakkali et al., 1998; Louni-Hacini et al., 1995; Maury et al., 2000).

En Algérie, les événements magmatiques tertiaires ont commencé dans la partie centrale-orientale. Les roches qui les constituent sont plutoniques et volcaniques, avec une affinité calco-alcaline riche en potassium consistant principalement en granitoïdes métallumineux et pérallumineux avec andésites et dacites et quelques roches mafiques (gabbros

et basaltes) (Fourcade et al., 2001; Maury et al., 2000). À la fin du Miocène, ces événements magmatiques calco-alcalins s'étendent au secteur de l'Oranie à l'Ouest et se transforment en produits alcalins (Maury et al., 2000).

### **II.7.2.1 Le magmatisme tertiaire en petite Kabylie et Algérie orientale**

Dans la partie orientale de l'Algérie, le magmatisme tertiaire montre une affinité calco-alcaline riche en potassium parfois shoshonitique. Ce magmatisme s'est manifesté principalement dans les régions du Cap de fer et de l'Edough, Collo- Cap Bougaroun, Filfila, Al-Aouana et Bejaia-Amizour. Dans la région de Cap de fer et de l'Edough se manifestent des diorites et des microdiorites (Abbassene, 2016; Abbassene et al., 2019; Laouar et al., 2002, 2005). Il est représenté par des granites, microgranites, rhyolites et gabbros dans la région de Collo- Cap Bougaroun (Bouftouha & Bourefis, 2010; Ouabadi, 1994; Ouabadi et al., 1992), les granites à cordiérite au niveau de Filfila (Bouabsa et al., 2010; Semroud, 1970) et enfin les granites, les microgranites, les andésites et les rhyolites d'Aouana et Bejaïa-Amizour (Hamlaoui, 2019; Hamlaoui et al., 2020; Laouar et al., 2018; Lekoui, 2019).

Le magmatisme tertiaire a commencé premièrement dans la partie orientale de l'Algérie au niveau du Cap-Bougaroun il a 17 Ma (Abbassene, 2016). Ce magmatisme est lié à une zone de subduction, résultat d'une fusion partielle du manteau métasomatisé (Chazot et al., 2017; Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2005; Maury et al., 2000).

### **II.7.2.2 Le magmatisme tertiaire en grande Kabylie et Algérie centrale**

La région centrale de l'Algérie est caractérisée par un magmatisme à affinité calco-alcaline fortement potassique. Elle regroupe des tuffites associées à des silexites faisant partie des formations oligo-miocènes kabyles enregistrées dans la grande Kabylie (Riviere et al., 1977). Plus à l'Ouest entre Dellys et Cherchell, il se manifeste par des laves basaltiques, andésitiques et rhyolitiques avec aussi des intrusions granitiques, granodioritiques et monzonitiques sur un tronçon de quarante kilomètres (Belanteur et al., 1995; Hernandez & Lepvrier, 1979; Raymond, 1976).

Le magmatisme tertiaire de la grande Kabylie et l'Algérie centrale est polyphasé daté de  $16 \pm 0,4$  à  $8 \pm 0,4$  (Belanteur et al., 1995; Bellon et al., 1977). Selon O. Belanteur et al. (1995), la contamination de la croûte supérieure a causé la caractéristique crustale des magmas acides.

**II.7.2.3 Le magmatisme tertiaire en Algérie occidentale (secteur de l'Oranie)**

Le secteur de l'Oranie dans la partie occidentale de l'Algérie est caractérisé par des roches magmatiques effusives basaltiques, andésitiques et rhyolitiques (Louni-Hacini et al., 1995; Megartsi, 1982; Megartsi, 1985).

Selon M. Megartsi (1985), le magmatisme du secteur de l'Oranie a commencé au Miocène dans trois régions : dans la moyenne Tafna à 15Ma par la mise en place des rhyolites puis les andésites, dacites et rhyolites dans le Sahel de l'Oranie à 11.7 et 9Ma et enfin au niveau de M'sirda à 7.5Ma par des émissions basaltiques et andésitiques. Ce magmatisme est caractérisé par une affinité calco-alcaline et est lié l'orogénèse alpine.

Le volcanisme plio-quadernaire est caractérisé par la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin à partir de Pliocène (Louni-Hacini, 2002).

# **CHAPITRE III**

## **MATÉRIELS ET MÉTHODES**

## **CHAPITRE III MATÉRIELS ET MÉTHODES**

Trois étapes et approches ont été suivies et respectées pour atteindre nos objectifs :

- **Recherches bibliographiques** : une recherche bibliographique très approfondie sur le plan national et mondial sur les feldspaths comprend l'utilisation, les ressources, la production ... ainsi que sur la géologie d'Algérie du Nord.

- **Les sorties de terrain** : durant les sorties sur terrain, des échantillons de roches ont été prélevés à partir des affleurements de roches granitiques et les coordonnées de l'emplacement des échantillons ont été recueillies à l'aide d'un système de positionnement global (GPS) (Figure I.1 ; Tableau I.1). Les échantillons ont été prélevés principalement sur les roches qui montrent la présence du minéral (feldspath). Un échantillonnage ciblé a été fait et chaque échantillon a été étiqueté et attribué à un numéro d'emplacement. L'échantillonnage s'est fait dans les différents types des granitoïdes regroupant les granites, les microgranites, les rhyolites, les pegmatites, les anorthosites et les microdiorites.

Les échantillons prélevés ont été envoyés au laboratoire de géologie et environnement de l'Université des Frères Mentouri Constantine 1.

Pour faire une étude pétrographique, minéralogique et géochimique détaillée sur les massifs étudiés pour identifier les différentes caractéristiques des différents faciès, une campagne d'échantillonnage a été menée sur ces massifs. Le nombre des échantillons pour chaque massif est 3 échantillons. On a essayé le plus possible de faire le prélèvement sur les roches fraîches, mais malheureusement on a obtenu des échantillons un peu altérés dans le massif d'Al Aouana et Maghera à cause du dense couvert végétal.

### **III.1 Les travaux de laboratoire**

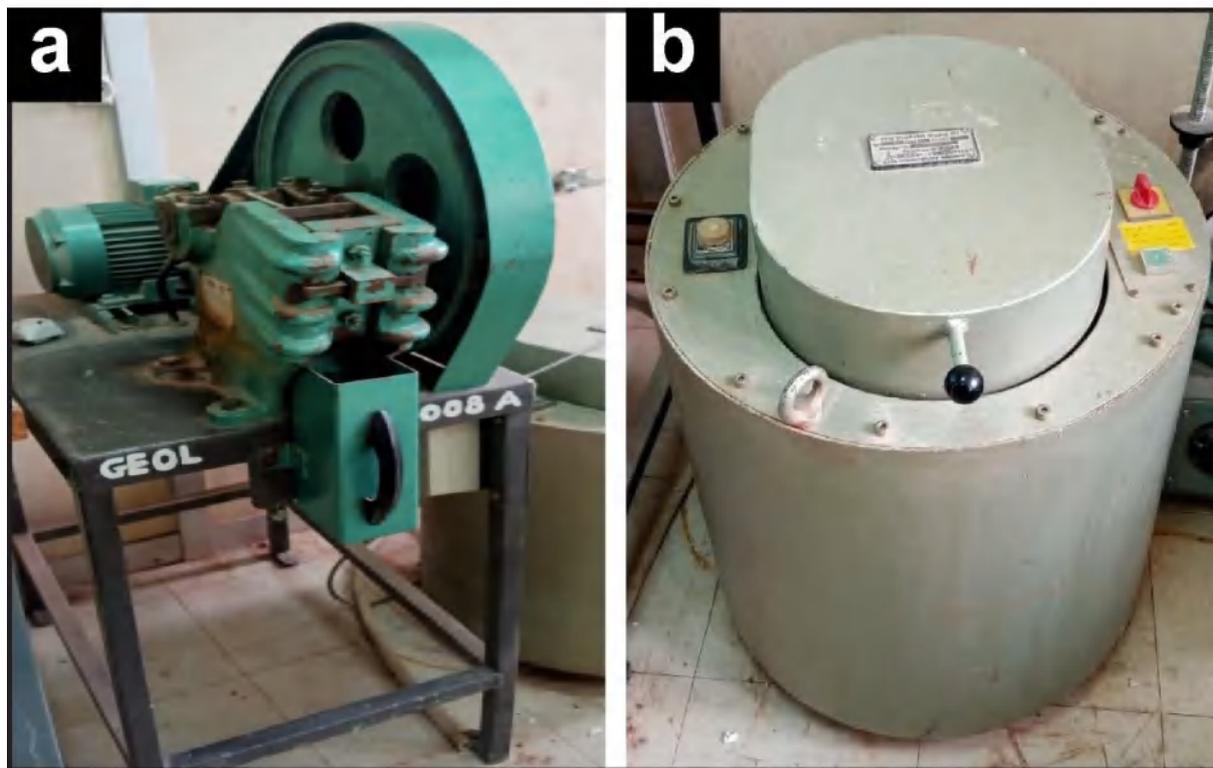
#### **III.1.1 Préparation des lames minces**

Une partie des échantillons prélevés a été découpée sous forme de sucres d'environ 25 mm x environ 45 mm x environ 15 mm selon la taille standard des lames minces. Les sucres des lames minces ont été préparés au niveau du laboratoire de Génie Géologie (LGG), Université de Jijel. Ils ont subi un rodage par abrasifs au niveau du laboratoire de Géologie et Environnement de l'Université des Frères Mentouri Constantin 1. La confection des lames

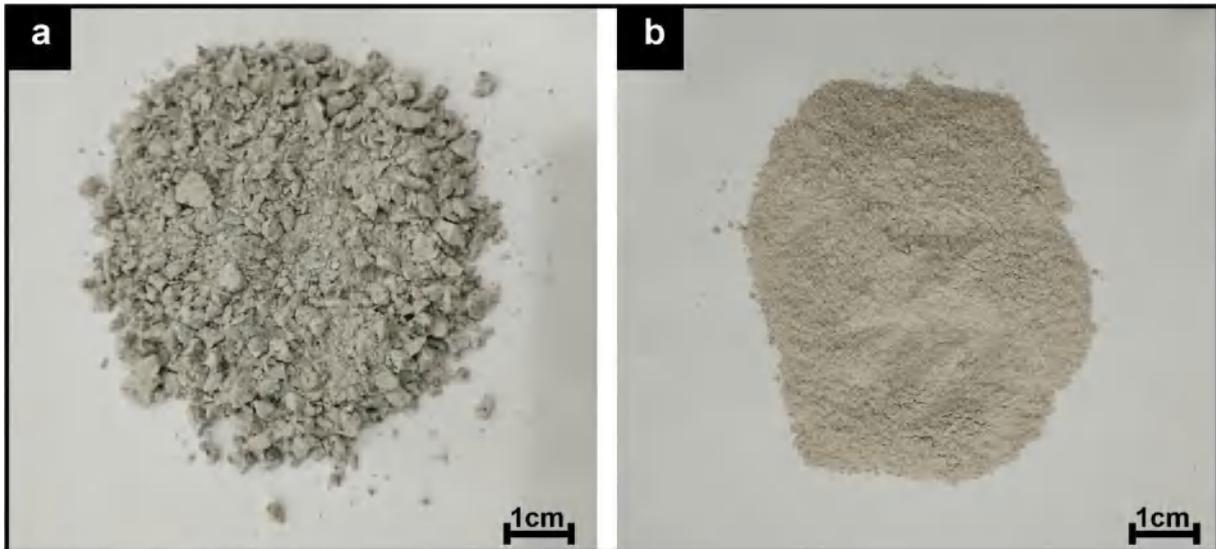
minces a été effectuée au niveau du laboratoire de Géoressources- Environnement et Risques Naturels de l'université d'Oran 2 (11 d'échantillon). la confection des lame mince se fait d'autre fois au niveau du laboratoire de Recherche de géologie, université Badji Mokhtar Annaba (11 d'échantillon).

### III.1.2 Préparation des échantillons pour les analyses minéralogiques

Pour les analyses minéralogiques, il est nécessaire de broyer ces échantillons solides. Les échantillons ont été broyés au niveau du laboratoire de Géologie et Environnement à l'Université de Constantine 1. Nous avons commencé par réduire la taille des échantillons avec le marteau pour obtenir une taille <7 cm. Les échantillons obtenus ont ensuite été broyés par un Mini-Concasseur à mâchoire (Figure III.1a) jusqu'à une taille <1 cm (Figure III.2a). Ensuite nous avons broyé ces échantillons dans le broyeur « HUMBOLDT WEDAG » (Figure III.1b). La taille finale des échantillons est 100  $\mu\text{m}$  (Figure III.2b). Chaque fois que nous complétons le broyage d'un échantillon, le broyeur doit être lavé puis séché à l'aide d'un compresseur.



*Figure III. 1 Les équipements utilisés pour le broyage des échantillons ; a : Mini-concasseur à mâchoire ; b : broyeur « HUMBOLDT WEDAG ».*



*Figure III. 2 Préparation des échantillons pour les analyses minéralogiques : a : échantillon obtenu après le concassage (taille < 1cm) ; b : échantillon obtenu après le broyage (taille=1µm).*

### III.1.2.1 Les analyses infra-rouges (IR)

#### III.1.2.1.1 Définition et principe de la spectroscopie infra-rouge

L'étude de la spectroscopie infra-rouge se concentre sur la région infra-rouge du spectre électromagnétique. Elle englobe diverses techniques, la plus couramment utilisée étant une technique de spectroscopie d'absorption.

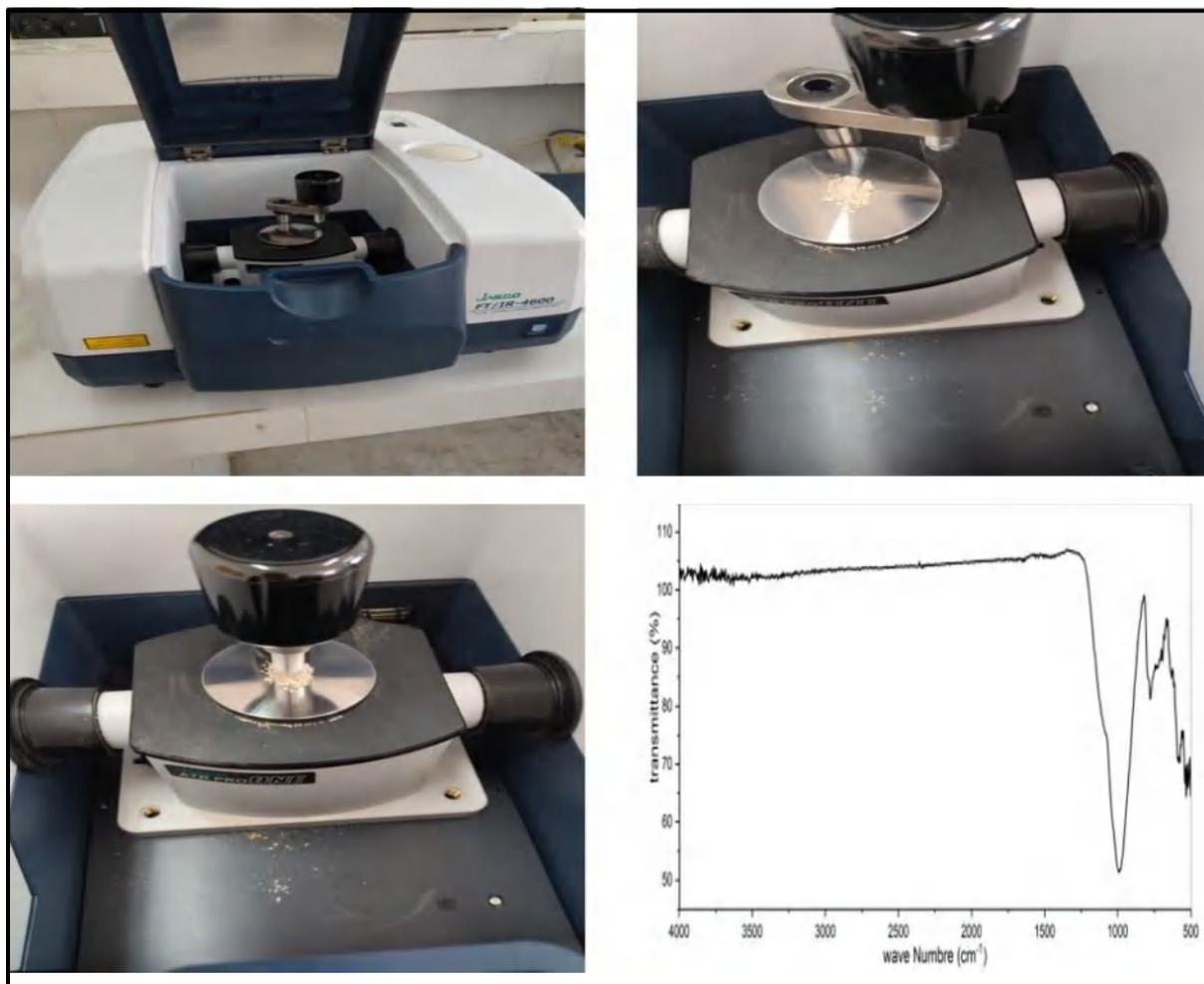
La spectroscopie infrarouge (IR) repose sur l'absorption de la lumière par la majorité des molécules dans la région infrarouge du spectre électromagnétique, ce qui entraîne une vibration moléculaire. Cette absorption concerne spécifiquement les liaisons constitutives de la molécule. Le spectromètre permet de mesurer l'absorption de la lumière infrarouge par le matériau de l'échantillon en fonction de la longueur d'onde (en nombres d'ondes, généralement de 4000 à 600  $\text{cm}^{-1}$ ). Par conséquent, on a développé un spectre avec une « empreinte chimique » différente qui permet de visualiser et de différencier les matériaux organiques et inorganiques.

#### III.2.2.1.2 Méthodologie

La réalisation des analyses infra-rouge (IR) a été faite au niveau du laboratoire LIPE de la faculté de génie de procédé à l'université de Constantine 3 à l'aide de l'appareil « JASCO FT/IR-4600 » selon les étapes suivantes (Figure III.3) :

- ❖ Nous avons mis la poudre sur le diamant.

- ❖ Nous avons abaissé la pointe jusqu'à la production d'un contact visuel avec le diamant, le diamant doit être complètement recouvert de l'échantillon lorsque nous commençons à exercer une pression.
- ❖ Nous saisissons le bouton pour le réglage de la pression avec la main gauche et nous regardons l'aperçu de l'échantillon.
- ❖ Nous attendons jusqu'à ce que le prochain balayage soit enregistré et le spectre affiché.
- ❖ Après chaque opération il faut nettoyer l'appareil pour éviter la contamination.



*Figure III. 3 Différentes étapes de réalisation de l'analyse infra-rouge*

Le traitement des spectres des infra-rouges obtenus est effectué à l'aide du logiciel Origin Lap. Pour les analyses infra-rouge la détermination des minéraux dans notre analyse est basée sur plusieurs études antérieures.

**III.1.2.2 Les analyses par détection de Rayon X (DRX)****III.1.2.2.1 Principe**

La diffraction des rayons X sur des poudres est une méthode universelle. On l'utilise principalement pour identifier les phases minérales cristallisées. On utilise cette méthode non destructive pour analyser de manière qualitative les échantillons polycristallins. Cette approche repose sur la composition cristalline d'un échantillon qui est exposé à des radiations de courte longueur d'onde.

La méthode repose sur l'utilisation de la diffraction des rayons X par une famille de structures planaires réticulaires (hkl). Il est possible de le constater dans le diffractogramme, qui illustre l'intensité en fonction de l'angle de diffraction, en observant les augmentations à partir desquelles on peut déterminer les distances  $d_{hkl}$ , ou distances rectilinéaires, d'un certain composé cristallin en utilisant la loi de Bragg :  $2 d_{hkl} \sin\theta = n \lambda$ .

Où :

- $d_{hkl}$  : distance entre les plans (h, k, l).
- $\theta$  : angle d'incidence du rayonnement.
- $\lambda$  : longueur d'onde du rayonnement incident.
- $n$  : ordre de diffraction « entier naturel ».

**III.2.2.2.2 Méthodologie**

Afin de vérifier davantage la composition minéralogique des échantillons, une analyse par diffraction des rayons X (DRX) a été effectuée au laboratoire Géologie du Sahara de l'Université de Ouargla.

Une portion de 10 g de l'échantillon en poudre, d'une taille inférieure à 100  $\mu\text{m}$ , est compactée en granulés pour favoriser une orientation aléatoire appropriée des cristaux. Ensuite, on examine ces pastilles préparées à l'aide d'un diffractomètre à rayons X Olympus, modèle BTX-716, équipé d'une cible en cuivre. Une caractéristique innovante du BTX-716 est l'utilisation d'un petit porte-échantillon vibrant qui induit un mouvement convectif des particules dans la chambre d'analyse, minimisant ainsi l'influence des effets d'orientation sur les données collectées.

Les spectres XRD obtenus sont analysés en utilisant le logiciel X'pert Highscore, qui est intégré dans les bases de données du fichier de diffraction de poudre 2 (PDF2) pour permettre une interprétation détaillée de la composante minéralogique.



*Figure III. 4 Les équipements utilisés pour les analyses des rayons X.*

### **III.1.3 Analyses chimiques**

L'analyse géochimique a été réalisée pour 11 échantillons représentatifs et frais (les éléments majeurs, les éléments en trace et les éléments de terres rares). On a procédé au nettoyage et au brossage des échantillons à une taille d'environ 1 cm<sup>3</sup>, puis on les a lavés avec de l'eau distillée avant de les envoyer au laboratoire ALS Minerals, à Séville, en Espagne, pour des analyses chimiques.

La méthode employée se nomme « ME-MS61r », qui combine le plasma à couplage inductif avec la spectrométrie de masse (ICP-MS) et la spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES). En pratique, on dissout 0,25 g de l'échantillon préparé par fusion à haute température à 1000 °C dans des proportions de 0,90 g à l'aide d'un flux mixte de métaborate de lithium et de tétraborate de lithium. Ensuite, on digère soigneusement la fusion résultante avec une combinaison d'acides : acide perchlorique, acide nitrique à 4%, acide fluorhydrique et acide chlorhydrique à 2% afin de garantir une dissolution complète pour une analyse ultérieure. Le résidu est préparé en utilisant de l'acide chlorhydrique dilué et étudié à l'aide d'une technique ICP-AES. Une fois cette analyse terminée, les résultats sont analysés pour les concentrations

élevées de bismuth, de mercure, de molybdène, d'argent et de tungstène et sont ensuite divisés en fonction de ces concentrations. Ensuite, les échantillons qui satisfont à ce critère sont soumis à une analyse par ICP-MS.

Le traitement des analyses a été réalisé par le logiciel GCDKit (GeoChemical Data Toolkit) (est un système de manipulation et de recalcul des analyses de roches entières à partir de roches ignées. Il est écrit en R, un langage et un environnement de calcul statistique et graphique).

**CHAPITRE IV**

**ÉTUDE**

**PÉTROGRAPHIQUE**

**CHAPITRE IV : ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE****IV.1 Pétrographies des roches des massifs étudiés****IV.1.1 Les microgranites d'Oued El Anab**

La partie affleurante du microgranite d'Oued El Anab occupe plus de 6 km<sup>2</sup> de superficie. Ce massif se présente généralement sous forme massive (Figure IV.1a). Ces roches sont de couleur blanche contenant des cristaux visibles à l'œil nu (Figure IV.1b). L'étude microscopique montre que ces roches sont généralement de texture microlitique et sont constituées principalement de K-feldspath (orthose), plagioclase, biotite et quartz sous forme de phénocristaux.

**Les minéraux essentiels****❖ Plagioclase**

Le minéral le plus répandu dans le massif d'Oued El Anab est le plagioclase, qui représente environ 25% de la roche. Les phénocristaux automorphes allongés sont les plus sauvants, maclés polysynthétiques et parfois zonés, de taille comprise entre 1 à 4 mm. La composition des plagioclases est généralement sodique qui indique l'albite avec une faible présence de l'oligoclase (Figure IV.1c, d, f).

**❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est le deuxième minéral le plus abondant dans le microgranite d'Oued El Anab où il représente ~22% de la roche. La majorité des phénocristaux de K-feldspath sont composés d'orthose, qui se manifeste principalement sous la forme de cristaux automorphes allongés visibles à l'œil nu, le plus souvent à macle simple de Carlsbad, de taille allant de 1 à 3 mm. Le K-feldspath est constitué aussi par des microlithes de myrméckite (Figure IV.1c, d, e, f).

**❖ Biotite**

La biotite occupe une place importante dans les microgranites d'Oued El-Anab, où elle constitue environ 20% de la roche. La biotite se manifeste sous la forme de cristaux lamellaires automorphes de tailles allant de 0,5 à 3 mm. L'altération de la biotite en chlorite se produit le long du clivage ou au niveau des bordures de la biotite. Parfois les oxydes sont aussi observés avec le chlorite dans les bordures de la biotite (Figure IV.1c, d, e, f).

❖ Quartz

Le quartz est l'un des minéraux essentiels les moins présents dans le microgranite d'Oued El Anab, où il représente environ 20% de la roche. Sa morphologie est principalement sphérolitique et parfois xénomorphe. Les cristaux ont une taille comprise entre 1 et 3 mm. (Figure IV.1d, e, f).

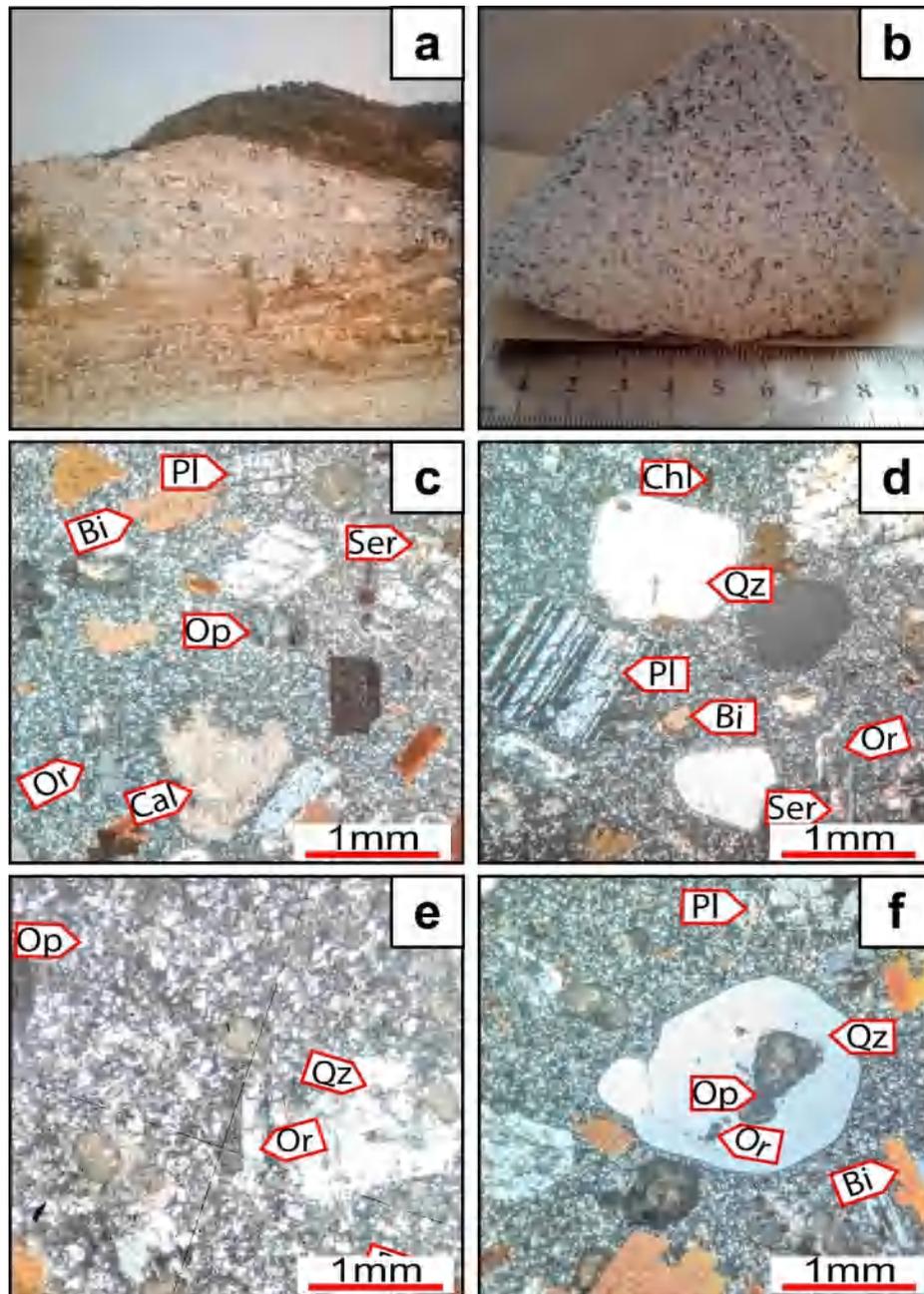


Figure IV. 1 a : photographies des microgranites d'Oued El Anab ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique.

**❖ Les minéraux opaques**

Ils sont souvent constitués d'oxydes de fer, ils sont généralement xénomorphes de taille allant jusqu'à 1 mm. Ces minéraux se trouvent le long des clivages au niveau des bordures de la biotite ainsi qu'en inclusion dans le quartz ou les plagioclases (Figure IV.1d, e, f).

**Les minéraux d'altération****❖ Chlorite**

C'est un minéral secondaire très répandu dans le microgranite d'Oued El Anab, elle est généralement le résultat de l'altération de la biotite. Elle se trouve le long des clivages ou des bordures de la biotite sous forme de lamelles très fines (Figure IV.1d,).

**❖ Calcite**

L'une des phases d'altération majeures est la calcite, qui est principalement le résultat de l'altération des plagioclases calciques. Elle est habituellement présente sous la forme de cristaux xénomorphes à l'intérieur des cristaux des plagioclases. (Figure IV.1c).

**❖ Séricite**

La séricite est un minéral secondaire, résultat de l'altération des plagioclases ou des K-feldspaths, elle se trouve sous forme des petites paillettes dans le microgranite d'Oued El Anab (Figure III.1c, d).

**IV.1.2 Les rhyolites d'Ain Barbar**

Les rhyolites de Ain Barbar se présentent généralement sous forme massive, leur couleur est blanchâtre. Elles présentent une texture microlitique à vitreuse, mais elles montrent parfois des phénocristaux visibles à l'œil nu de quartz, de plagioclase et de f K-feldspath ainsi que de la biotite. Ces minéraux sont les minéraux essentiels de ce massif avec un peu de muscovite (Figure IV.2).

**Les minéraux essentiels****❖ Quartz**

Le minéral le plus répandu du massif d'Ain Barbar est le quartz, qui se manifeste sous la forme de cristaux arrondis ou xénomorphes de tailles allant de 1 à 2 mm. Il arrive parfois que les cristaux de quartz contiennent des minéraux opaques (Figure IV.2d, e, f).

**❖ Feldspath alcalin**

Les K-feldspath sont deux types : les phénocristaux et les microlithes. Les phénocristaux sont constitués principalement de l'orthose le plus souvent à macle simple de Carlsbad qui montre une forme automorphe de taille comprise entre 1 et 1.5mm. Les microlithes sont constitués par la myrméckite qui se trouve généralement autour de l'orthose ou le quartz (Figure IV.2b, d).

**❖ Plagioclase**

Le plagioclase est l'un des minéraux les plus abondants dans le massif d'Ain Barbar. Il montre des cristaux automorphes allongés le plus souvent à macle polysynthétique ou zonés. Le plagioclase a une taille variant de 1 à 3mm. La composition de plagioclase est sodique indiquant le pôle d'albite (Figure IV.2b, d).

**❖ Muscovite**

On retrouve également la muscovite dans le massif d'Ain Barber. On la retrouve sous la forme de cristaux lamellaires de taille inférieure à 1 mm (Figure IV.2b, c, e).

**❖ Biotite**

Elle est rare dans le massif d'Ain Barbar. Elle se présente sous forme des petits cristaux <1mm. La biotite montre une altération importante en chlorite que se trouve dans les bordures (Figure IV.2c, f).

**Les minéraux d'altération****❖ Chlorite**

C'est le minéral d'altération le plus répandu dans les rhyolites d'Ain Barbar. Elle est résultat de l'altération de la biotite au niveau des bordures de laquelle elle se trouve sous forme des petites lamelles où donne parfois sous forme sphérolitique (Figure IV.2b, c, d, f).

**❖ Séricite**

Elle est le résultat de l'altération des plagioclases ou des K-feldspaths, elle se trouve à l'intérieur des cristaux en petites paillettes très fins.

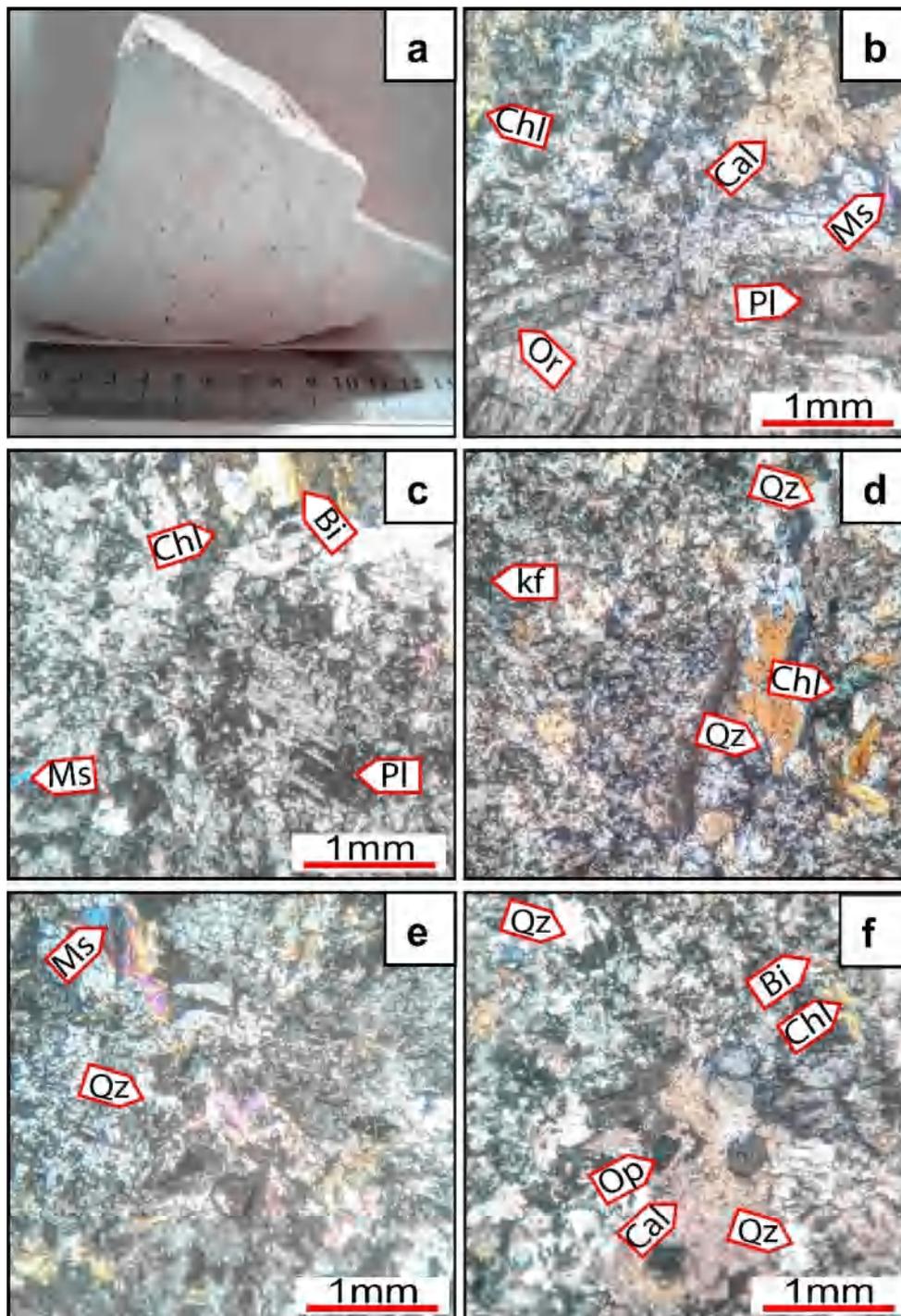


Figure IV. 2 Photographies des rhyolites d'Ain Barbar ; a : aspect macroscopique ; b, c, d, e et f : aspect microscopique

❖ Calcite

La calcite est très rare dans les rhyolites d'Ain Barbar, elle se trouve dans des microfissures ou avec les plagioclases (Figure IV.2b, f).

**IV.1.3 Les microdiorites de Chetaibi**

Les microdiorites de Chetaibi se présentent généralement sous forme massive. Ces roches sont de couleur grisâtre contenant des phénocristaux transparents de plagioclase visible à l'œil nu. L'étude microscopique montre que ces roches sont généralement de texture doléritique et elles sont constituées principalement de plagioclase prismatique (~85%), amphibole et pyroxène et faible quantité de la biotite (Figure IV.3).

**Les minéraux essentiels****❖ Plagioclase**

Le minéral le plus répandu dans les microdiorites de Chetaibi est le plagioclase (~85%). Il a une forme automorphe plus ou moins prismatique à macle simple ou polysynthétique. La taille des cristaux varie de 0.5mm à 3mm avec des compositions intermédiaires à calcique qui indiquent l'andésine et la labradorite (Figure IV.3 c, d, e, f).

**❖ Amphibole**

Elle existe dans ces roches avec de faibles pourcentages de l'ordre de 5%, il est représenté essentiellement par la hornblende. Il s'agit des cristaux automorphes à subautomorphes de taille comprise entre 0.5 et 2mm (Figure IV.3 d, e).

**❖ Pyroxène**

Il se trouve aussi dans ce facies, il est représenté surtout par les cristaux de clinopyroxène (augite) et rarement orthopyroxène (hypersthène). Les cristaux de pyroxène sont généralement subautomorphes de petite taille qui ne dépasse pas 1mm (Figure IV.3 c, d, e, f).

**❖ Biotite**

Elle se présente aussi dans ce facies, mais elle est de moindre abondance. Elle montre des cristaux moins développés de taille variant de 0.2 à 0.5mm.

**❖ Les minéraux opaques**

Les oxydes de fer (magnétite) sont principalement des minéraux opaques qui se manifestent sous la forme de cristaux xénomorphes mesurant jusqu'à 1 mm, qui se trouvent dans les plagioclases ou les minéraux ferromagnésiens (Figure IV.3e, f).

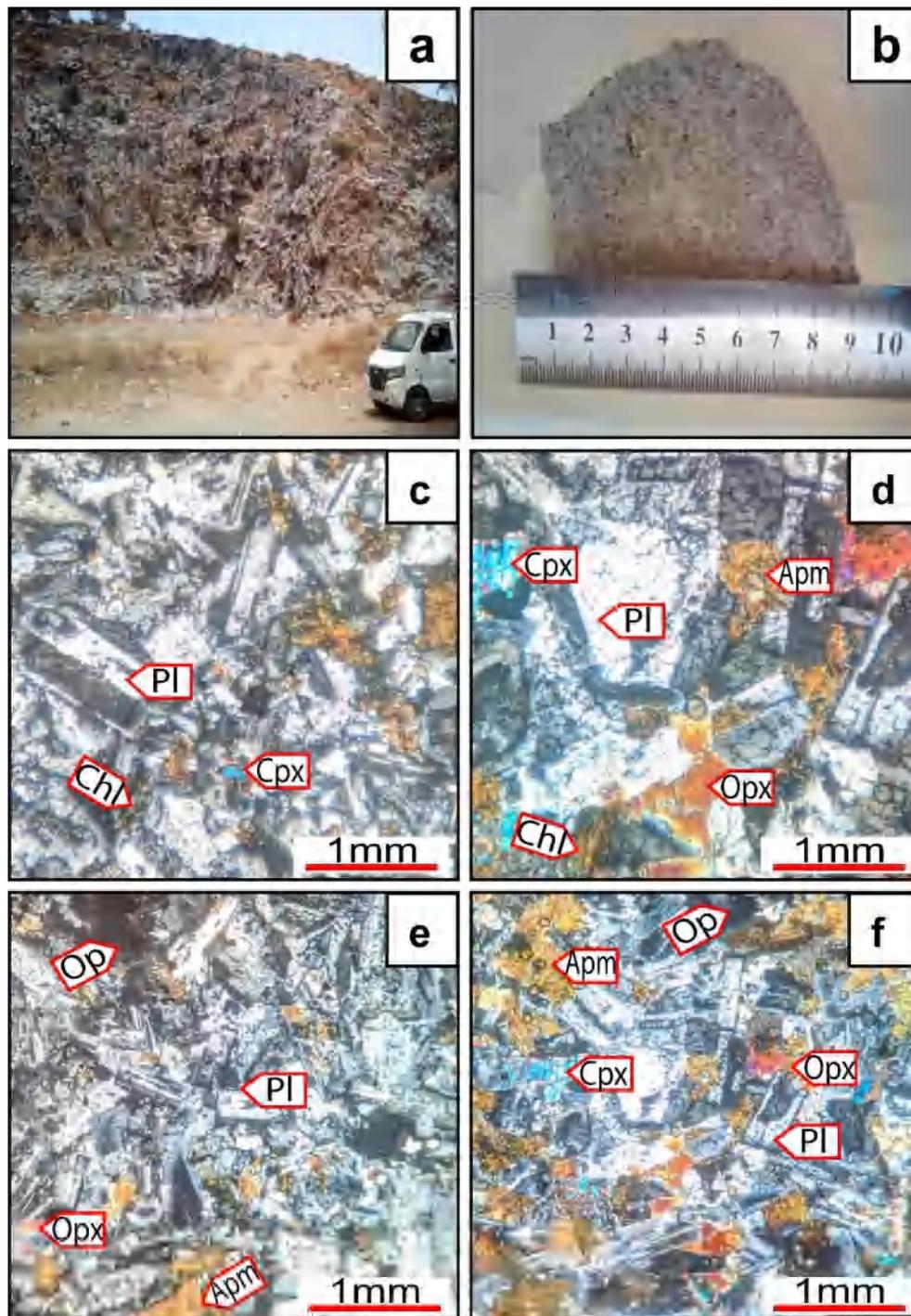


Figure IV. 3 a : photographies du massif de Chetaibi ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique

### Les minéraux secondaires

#### ❖ Calcite

La calcite est très répandue dans les microdiorites de Chetaibi. Elle résulte de l'altération des plagioclases qui s'exprime par des plages.

**❖ Séricite**

La séricite est bien répandue dans ce facies, il s'agit de petites paillettes, résultant de l'altération des plagioclases.

**❖ Chlorite**

La chlorite est résultat de l'altération d'amphibole et de biotite, elle se trouve en petites lamelles très fines (Figure IV.3 c, d).

**IV.1.4 Les granites de Filfila**

Les granites de Filfila se trouvent sous forme massive de couleur blanchâtre dont les grains sont visibles à l'œil nu. L'étude microscopique montre que les granites de Filfila ont une texture grenue constituée par le K-feldspath (orthoclase et microcline), le plagioclase (albite et oligoclase) le quartz et les micas (biotite et muscovite), tandis que les minéraux secondaires sont le chlorite et la séricite (Figure IV.4).

**Les minéraux essentiels****❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est le minéral le plus abondant dans le granite de Filfila où il représente ~30% de la roche. Il regroupe principalement l'orthose, le microcline et rarement la sanidine. L'orthose se présente sous forme des cristaux automorphes allongés de taille variant de 1 à 4 mm, le plus souvent à macle simple de Carlsbad. Le microcline a une forme xénomorphe de taille variante entre 2 et 4 mm (Figure IV.4c, d, e, f, g, h).

**❖ Plagioclase**

Le plagioclase est le deuxième minéral le plus abondant dans les granites de Filfila, il représente ~25% de la roche. Le plagioclase montre des cristaux automorphes allongés principalement à macle polysynthétique de taille qui variant entre 2 à 4 mm. La composition du plagioclase est essentiellement sodique (albite avec un peu d'oligoclase) (Figure IV.4c, d, e, f, h).

**❖ Quartz**

Le quartz est aussi très répandu dans les granites de Filfila, il représente ~22% de la roche. Il présente des formes variables le plus souvent xénomorphes avec des tailles variables

comprises entre 1 et 3 mm. Dans certains cas, le quartz renferme des inclusions d'orthose, de plagioclase ou des minéraux opaques (Figure IV.4c, d, e, f, g, h).

❖ **Muscovite**

La muscovite est le minéral essentiel abondant aussi dans les granites de Filfila où il représente ~10% de la roche. Les cristaux sont allongés lamellaires avec une biréfringence forte. La muscovite se trouve parfois à l'intérieur des plagioclases (Figure IV.4c, d, f, g, h).

❖ **Biotite**

La biotite est moins abondante, elle est constituée environ ~2% de la roche, et caractérisée par des cristaux lamellaires de taille variant de 1 à 3mm. Elle montre une altération en chlorite sur les bordures (Figure IV.4c).

❖ **Les minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont très rares dans les granites de Filfila, ils se présentent par les oxydes de fer probablement la magnétite, ces minéraux apparaissent en très petite taille et ne dépasse pas 0.5mm (Figure IV.4 c, d, e, f, g, h).

**Les minéraux secondaires**

❖ **Séricite**

Minéral secondaire, résultat de l'altération des plagioclases et K-feldspaths, elle est souvent disposée à l'intérieur des cristaux sous forme de paillettes très fines (Figure IV.4 d, e, g).

❖ **Chlorite**

La chlorite est généralement le résultat de l'altération de la biotite, elle est très rare, elle se trouve surtout dans les bordures des cristaux de la biotite sous forme des lamelles très fines.

❖ **Calcite**

La calcite est très rare aussi dans les granites de Filfila, elle est le résultat de l'altération des plagioclases et se trouve sous forme des cristaux xénomorphes très petits.

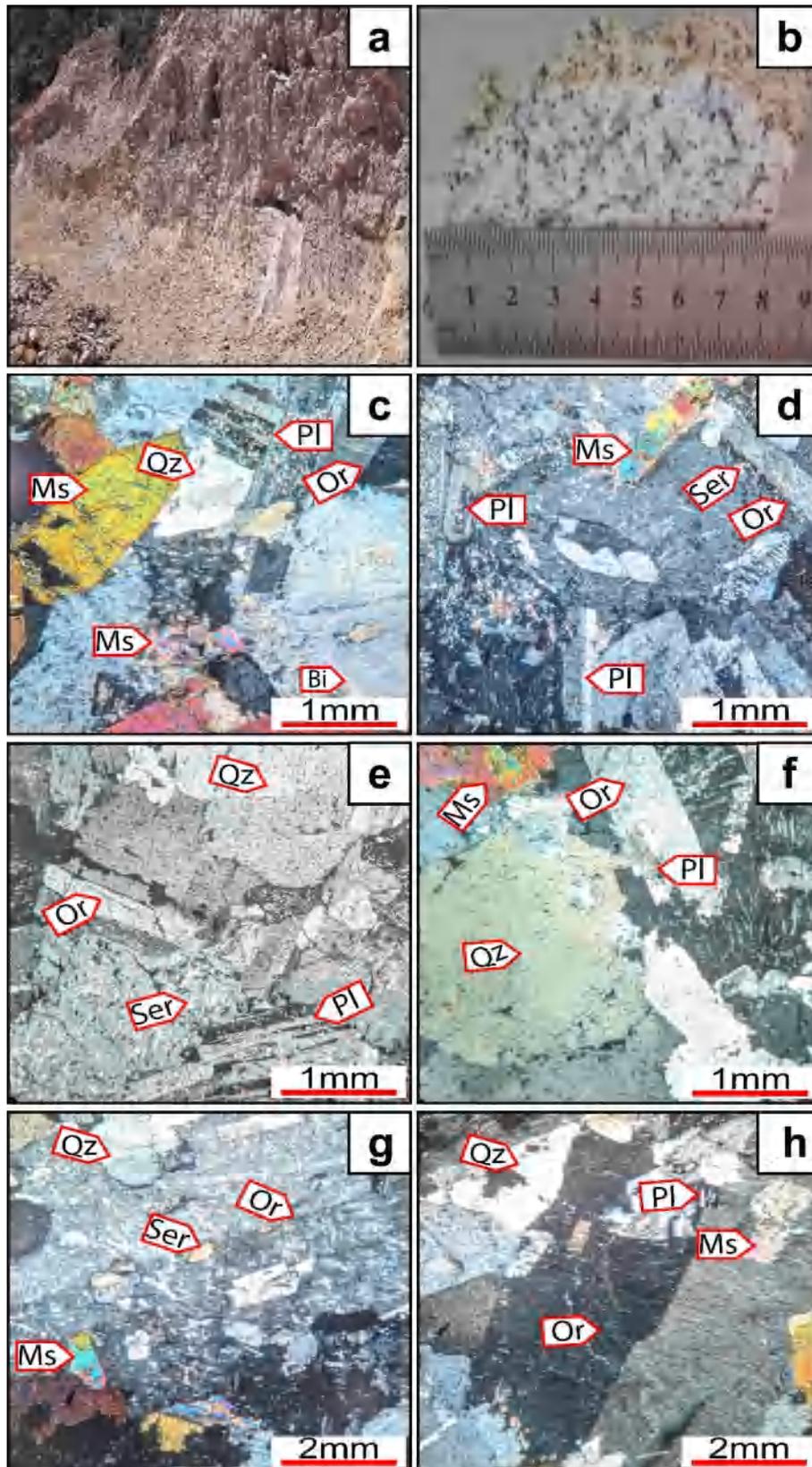


Figure IV. 4 a : photographies du massif de Filfila ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique

**IV.1.5 Les microgranites de Collo**

Les microgranites de Collo se présentent en massive où ces roches sont de couleur blanchâtre contenant des phénocristaux visibles de plagioclase et biotite. Au microscope, ces roches montrent une texture microgrenue constituée essentiellement par du quartz, K-feldspath, plagioclase, biotite et muscovite (Figure IV.5).

**Les minéraux essentiels****❖ Quartz**

Le quartz est le minéral le plus abondant dans les microgranites de Collo, il représente plus de 25%. Il se trouve sous forme de phénocristaux généralement arrondis de taille très variable comprise entre 0.5 et 3 mm. Le quartz des microgranites du Collo renferme parfois des cristaux de feldspath alcalin, du zircon ou des minéraux opaques (Figure IV.5c, d, e, f, g, h).

**❖ K-Feldspath**

C'est le deuxième minéral le plus répandu dans les microgranites du Collo où il représente plus de 20% de la roche. Le K-feldspath des microgranites du Collo est constitué principalement de l'orthose avec un peu de myrméckite. L'orthose se trouve en phénocristaux automorphe généralement à macle simple, il montre une taille variable comprise entre 1 et 2 mm (Figure IV.5c, d, e, f, g).

**❖ Plagioclase**

Le plagioclase l'un des minéraux les plus répandus dans les microgranites de Collo, constitue ~20% de la roche. Il montre des phénocristaux automorphes allongés avec une taille variant de 1 à 3 mm. La composition des plagioclases est essentiellement sodique (albite) (Figure III.5c, d, h).

**❖ Biotite**

La biotite est un minéral répandu dans les microgranites de Collo, elle constitue ~10% de la roche. Les cristaux sont lamellaires allongés de taille variant de 0.5 à 2 mm. Parfois la biotite est fortement altérée en chlorite (Figure IV.5e, h).

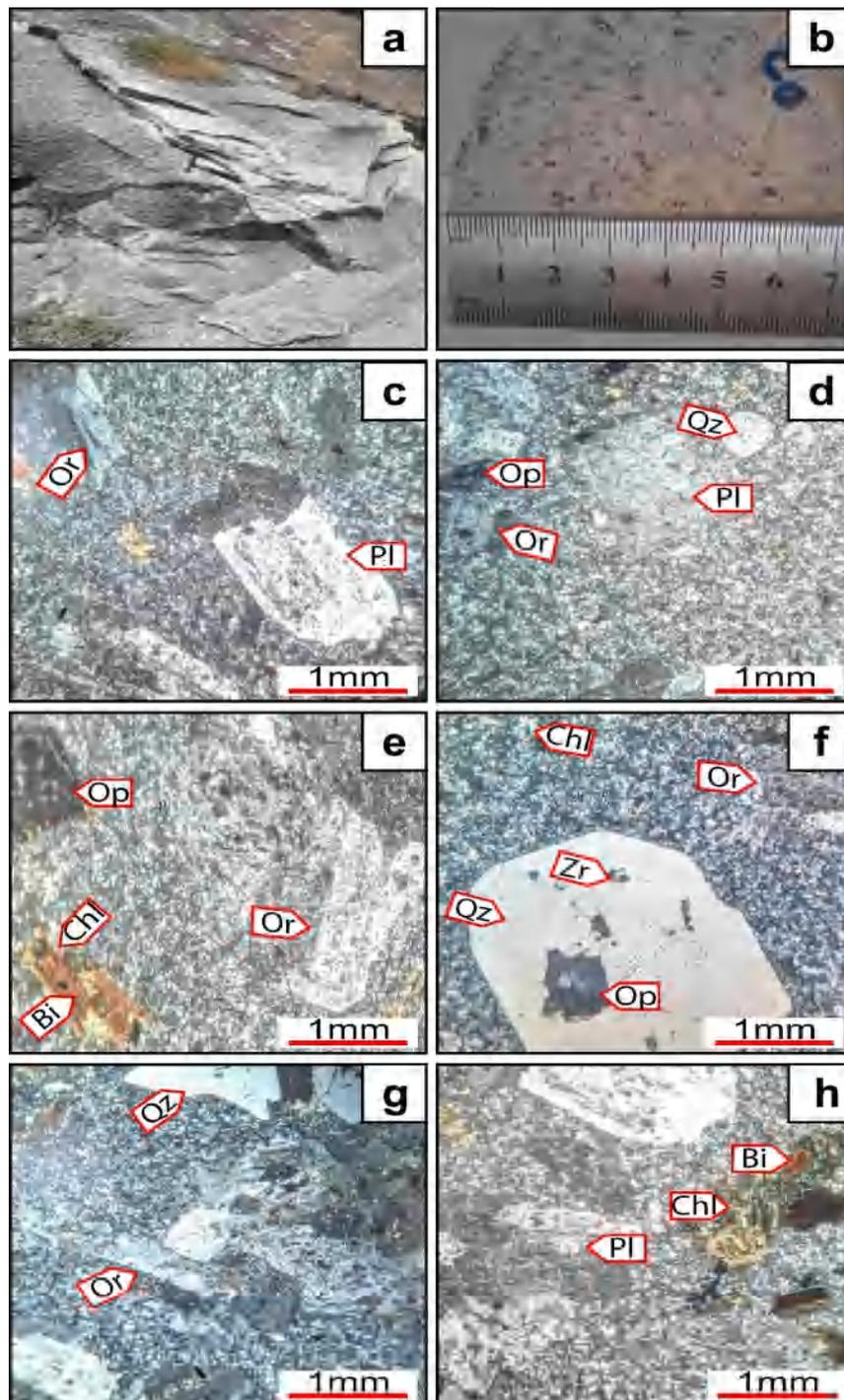


Figure IV. 5 a : photographies du massif de Collo ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique.

❖ Les minéraux opaques

Les minéraux opaques (oxydes de fer) se forment généralement par des cristaux automorphes inclus dans les cristaux de quartz ou par des cristaux xénomorphes associés généralement avec la biotite (Figure IV.5d, f).

**Les minéraux accessoires****❖ Zircon**

Le zircon est un minéral accessoire très biréfringent qui se trouve dans les granites de Collo inclus dans le quartz (Figure IV.5f).

**Les minéraux secondaires****❖ Chlorite**

La chlorite est largement répandue, constituant une phase d'altération fréquente qui résulte généralement de l'altération de la biotite. Elle se présente sous la forme de fines lamelles ou montre une forme sphérolitique (Figure IV.5f, h).

**❖ Séricite**

La séricite minérale d'altération est un peu répandue dans les microgranites de Collo, elle est le résultat de l'altération des plagioclases et des K-feldspaths. Elle se trouve en petites paillettes très fines.

**IV.1.6 Les microdiorites d'Al Aouana**

Les microdiorites d'Al Aouana se présentent sous forme de dômes très altérés en surface. Les microdiorites fraîches d'Al Aouana sont de couleur grisâtre et montrent des cristaux prismatiques visibles de plagioclases et amphiboles. Au microscope, elles montrent une texture microgrenue contenant des phénocristaux de plagioclase et amphibole, avec aussi biotite quartz et très rarement le K-feldspath (Figure IV.6).

**Les minéraux essentiels****❖ Plagioclase**

Le plagioclase est le minéral le plus répandu dans les microdiorites d'Al Aouana, il représente plus de 35% de la roche. Il apparait en phénocristaux allongés de taille variant de 1 à 4mm, le plus souvent maclé polysynthétique ou zoné. La composition des plagioclases est intermédiaire à calcique (andésine et labradorite) (Figure IV.6c, d, e, f).

**❖ Quartz**

Le quartz aussi est minéral très répandu dans les microdiorites d'Al Aouana. Il constitue plus de 25% de la roche. Il montre généralement des cristaux xénomorphes ou arrondis avec une taille variant de 1 à 2mm (Figure IV.6c, d, e, f).

**❖ Biotite**

La biotite est un minéral répandu dans les microdiorites d'Al Aouana, elle représente ~5% de la roche. Elle est constituée par des cristaux automorphes lamellaires allongés de taille plus ou moins petite comprise entre 0.5 et 1.5 mm. Elle montre une altération en chlorite ou oxyde de fer.

**❖ Amphibole**

L'amphibole est un minéral un peu répandu (<3%) dans les microdiorites d'Al Aouana. Il montre des cristaux automorphes très petits qui ne dépassent pas 1mm.

**❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est très rare dans les microdiorites d'Al Aouana, il se présente en petits cristaux de l'orthose avec une taille qui ne dépassant pas 0.5 mm.

**❖ Les minéraux opaques**

Les minéraux opaques souvent répandus dans les microdiorites d'Al Aouana. Ils sont des oxydes de fer et se trouvent généralement dans les cristaux de plagioclases.

**Les minéraux secondaires****❖ Calcite**

La calcite est largement répandue, constituant une phase d'altération fréquente qui résulte généralement de l'altération des plagioclases où elle remplit des microfissures (Figure IV.6c, e, f).

**❖ Chlorite**

Le chlorite est minéral secondaire aussi répandu dans les microdiorites d'Al Aouana sous forme des lamelles très fines résulte de l'altération des amphiboles et biotite.

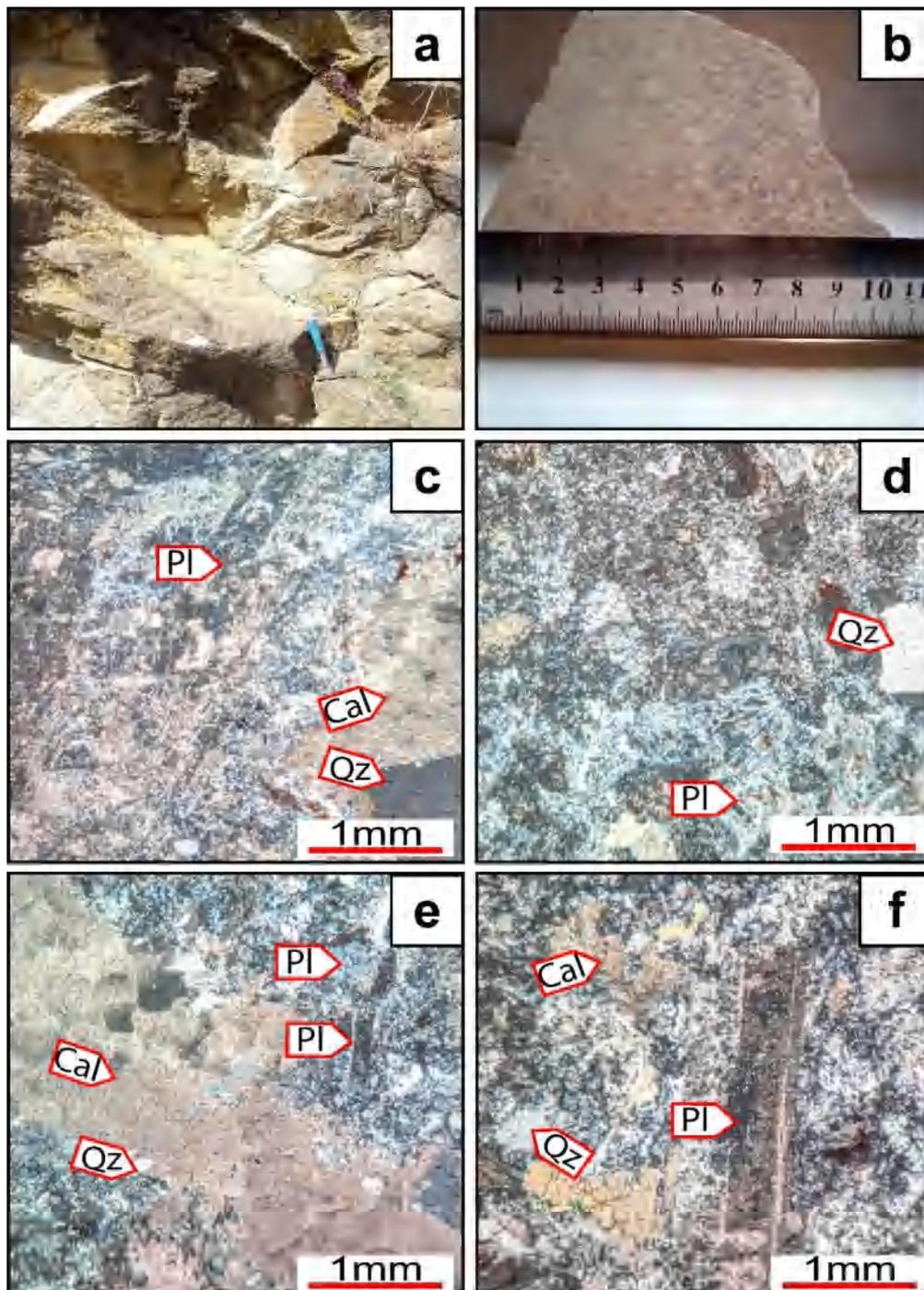


Figure IV. 6 a : photographies du massif d'Al Aouana ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique

❖ Séricite

La séricite se présente en petites paillettes, elle résulte de l'altération des plagioclases.

**IV.1.7 Les microgranites de Maghera**

Le massif de Maghera est constitué par des roches microgranitiques fortement altérées à la surface jusqu'à des épaisseurs importantes (plus de 5 m). Les microgranites frais de Maghera sont de couleur blanchâtre et montrent des cristaux visibles de plagioclase. L'étude microscopique indique que ces microgranites montrent une texture microgrenue avec essentiellement des cristaux de plagioclase, K-feldspath, biotite et muscovite (Figure IV.7).

**Les minéraux essentiels****❖ Plagioclase**

Le plagioclase est le minéral le plus abondant dans les microgranites de Maghera, il représente plus de 25%. Il se trouve en phénocristaux automorphes allongés dont leur taille varie entre 1 et 3mm. La composition des plagioclases varie entre l'andésine et l'albite où le plus répandu est l'albite. Les cristaux de plagioclase renferment parfois des cristaux de muscovite (Figure IV.7c, d, e, f).

**❖ Quartz**

Le quartz est un minéral très répandu dans les microgranites de Maghera où il représente plus de 20% de la roche. Le quartz apparaît sous forme des phénocristaux xénomorphes rarement arrondis de taille ne dépassant pas 1mm (Figure IV.7c, d, e, f).

**❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est un minéral aussi répandu dans les microgranites de Maghera, il représente ~20% de la roche. Le K-feldspath regroupe principalement deux minéraux : l'orthose et le microcline. L'orthose est le plus abondant, il montre des cristaux automorphes à macle simple de taille variant entre 1 et 2mm. Le microcline montre des cristaux xénomorphes de taille et variant entre 1 et 3mm (Figure IV.7c, d).

**❖ Biotite**

La biotite est également présente dans les microgranites de Maghera, elle représente ~10% de la roche. La biotite est fortement altérée en oxyde de fer et en chlorite (Figure IV.7d, e, f).

❖ **Muscovite**

La muscovite est aussi présente dans les microgranites de Maghera, mais à faible quantité (~3%). Elle montre des cristaux lamellaires parfois à très faible largeur avec une longueur comprise entre 0.5 et 2mm (Figure IV.7e, f).

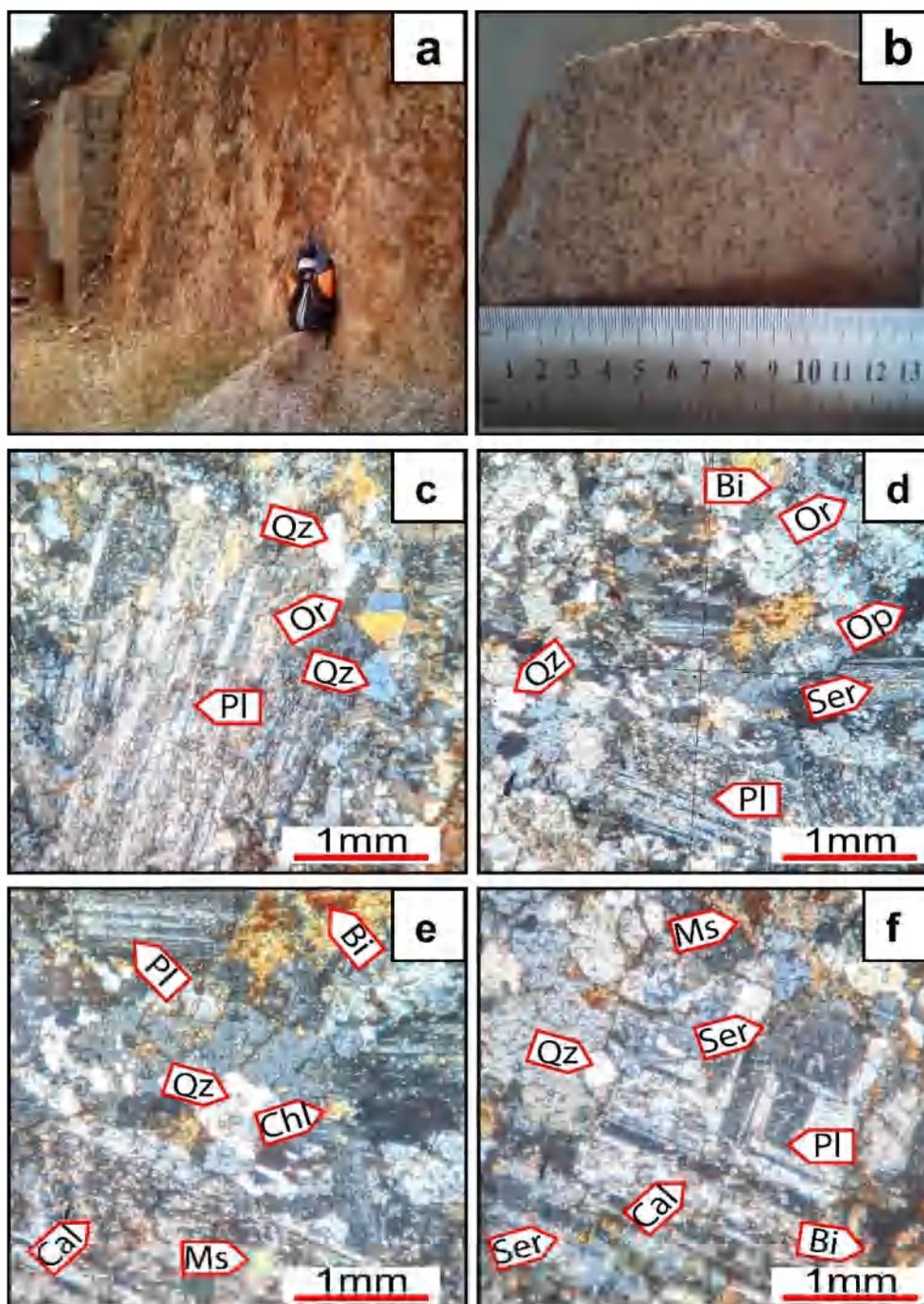


Figure IV. 7 a : photographies du massif de Moghera ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f : aspect microscopique

**❖ Les minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont souvent répandus dans les microgranites de Maghera. Ils sont représentés par des oxydes de fer qui se trouvent généralement sous forme des petits cristaux xénomorphes (Figure IV.7d).

**Les minéraux secondaires****❖ Chlorite**

La chlorite est un minéral bien répandu dans les microdiorites de Maghera, elle est le résultat de l'altération de biotite et elle se présente en petites lamelles (Figure IV.7e).

**❖ Séricite**

La séricite aussi bien répandue dans les microgranites de Maghera, elle résulte de l'altération des plagioclases et du K-feldspath et elle se trouve généralement à l'intérieur ou dans les bordures de ses cristaux (Figure IV.7d, f).

**❖ Calcite**

La calcite se trouve aussi dans les microgranites de Maghera avec de très petits cristaux. Elle est résultat de l'altération des plagioclases (Figure IV.7e, f).

**IV.1.8 Les pegmatites de Larba Naith Irathen**

Les pegmatites de Larba Naith Irathen sont caractérisées par une couleur gris-blanchâtre, elles montrent une texture porphyrique dont certains endroits où la taille des cristaux dépasse 5 cm. Les pegmatites de Larba Naith Irathen sont caractérisées par une dominance des feldspaths et renferment parfois des cristaux de grenat. Au microscope elles sont constituées de plagioclase, K-feldspath, quartz et muscovite comme minéraux essentiels et le grenat comme minéral accessoire et la séricite comme minéral secondaire (Figure IV.8).

**Les minéraux essentiels****❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est très répandu aussi dans les pegmatites de Larba Naith Irathen, il constitue plus de 30% de la roche. Le feldspath alcalin regroupe plus de minéraux (la microcline et l'orthose). Le microcline est le plus abondant se caractérisant par des cristaux xénomorphes

à macle croisée et de taille moyenne variant entre 2 à 5mm. L'orthose montre des cristaux automorphes allongés à macle simple de taille moyenne variant entre 1 et 4 mm (Figure IV.8c, d, f, g, h).

#### ❖ **Plagioclase**

Le plagioclase est un minéral très répandu dans les pegmatites de Larba Naith Irathen et il constitue ~25% de la roche. Il se caractérise par une composition sodique (albite). Le plagioclase montre des cristaux xénomorphes ou automorphes tabulaires avec une taille moyenne comprise entre 3 et 6mm. Les cristaux de plagioclase renferment des cristaux de muscovite (Figure IV.8d).

#### ❖ **Quartz**

Le quartz est un minéral abondant aussi dans les pegmatites de Larba Naith Irathen, il représente ~25% de la roche. Il est caractérisé par des cristaux xénomorphes de taille moyenne comprise entre 1 et 3mm (Figure IV. 8d, e).

#### ❖ **Muscovite**

La muscovite est aussi très répandue dans les pegmatites de Larba Naith Irathen où elle représente ~15% de la roche. La muscovite apparaît sous forme de cristaux lamellaires allongés de taille moyenne variant de 1 à 7 mm. Elle se trouve aussi dans des microfissures sous forme de cristaux aciculaires de taille ne dépassant pas 1mm (Figure IV. 8e, f, g).

#### ❖ **Les minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont très rares dans les pegmatites de Larba Naith Irathen, ils englobent les oxydes de fer, ces minéraux apparaissent sous forme de cristaux xénomorphes en petite taille qui se trouvent généralement dans les microfissures (Figure IV. 8h).

### **Les minéraux accessoires**

#### ❖ **Grenat**

Le grenat est un minéral accessoire souvent répandu dans les pegmatites de Larba Naith Irathen inclus dans les cristaux de feldspath alcalin ou plagioclase sous forme des petits cristaux automorphes (Figure IV. 8h).

Les minéraux secondaires

❖ Séricite

La séricite est le minéral secondaire le plus répandu dans les pegmatites de Larba Naith Irathen. Elle se trouve en petites paillettes résultant de l'altération des plagioclases et le K-feldspath ainsi que la muscovite (Figure IV.8c).

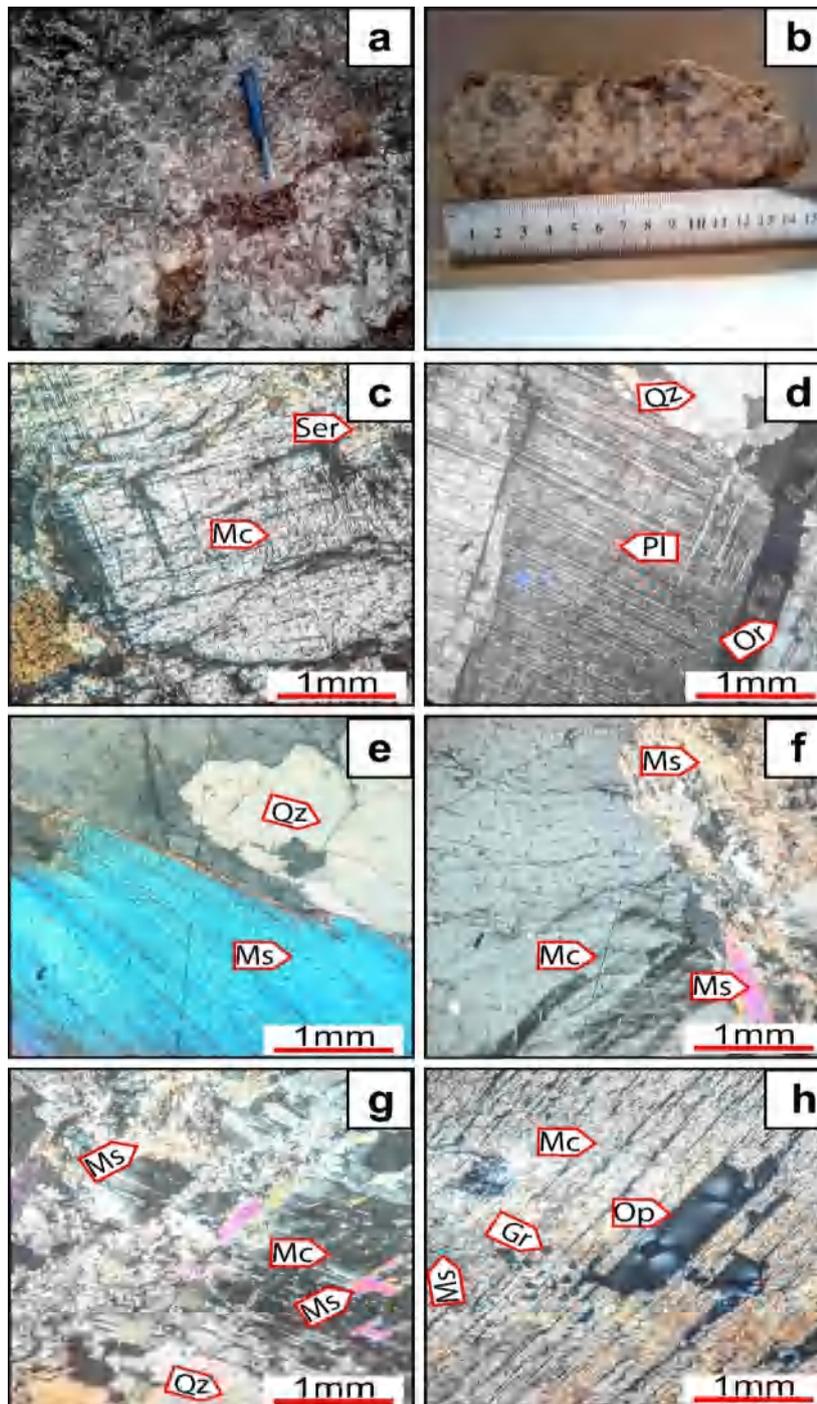


Figure IV. 8 a : photographies du massif Larba Naith Irathen ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique.

**IV.1.9 Les granites de Draa El Mizane**

Les granites de Draa El Mizane se présentent généralement sous forme des massives. Ces roches sont de couleur blanche contenant des cristaux bien visibles à l'œil nu de quartz et feldspath. Au microscope, les granites de Draa El Mizane montrent une texture grenue et constituée principalement de K-feldspath, plagioclase, quartz et rarement micas (biotite et muscovite) (Figure IV.9).

**Les minéraux essentiels****❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est le minéral le plus répandu dans les granites de Draa El Mizane où il représente ~35% de la roche. Le K-feldspath regroupe trois minéraux : le microcline, l'orthose et la sanidine. Le microcline est le plus abondant se caractérisant par des cristaux xénomorphes le plus souvent à macle croisée, leur taille varie de 1 à 4 mm. L'orthose se présente sous forme des cristaux automorphes allongés à macle simple de taille variant entre 1 et 4 mm. La sanidine apparait aussi sous forme des cristaux automorphes allongés parfois à macle simple de taille comprise entre 1 et 4 mm (Figure IV.9c, d, f).

**❖ Plagioclase**

Le plagioclase est le deuxième minéral le plus abondant dans les granites de Draa El Mizane et il présente plus de 30% de la roche. Il apparait sous forme des cristaux automorphes allongés de taille variant de 1 à 4 mm, le plus souvent maclés polysynthétiques. Ces cristaux des plagioclases renferment parfois des cristaux de la muscovite. La composition de plagioclase est essentiellement sodique (Figure IV.9e).

**❖ Quartz**

Le quartz est un minéral très répandu aussi dans les granites de Draa El Mizane, il constitue plus de 25% de la roche. Le quartz présente généralement des cristaux xénomorphes rarement arrondis de taille variante entre 1 et 3mm (Figure IV.9c).

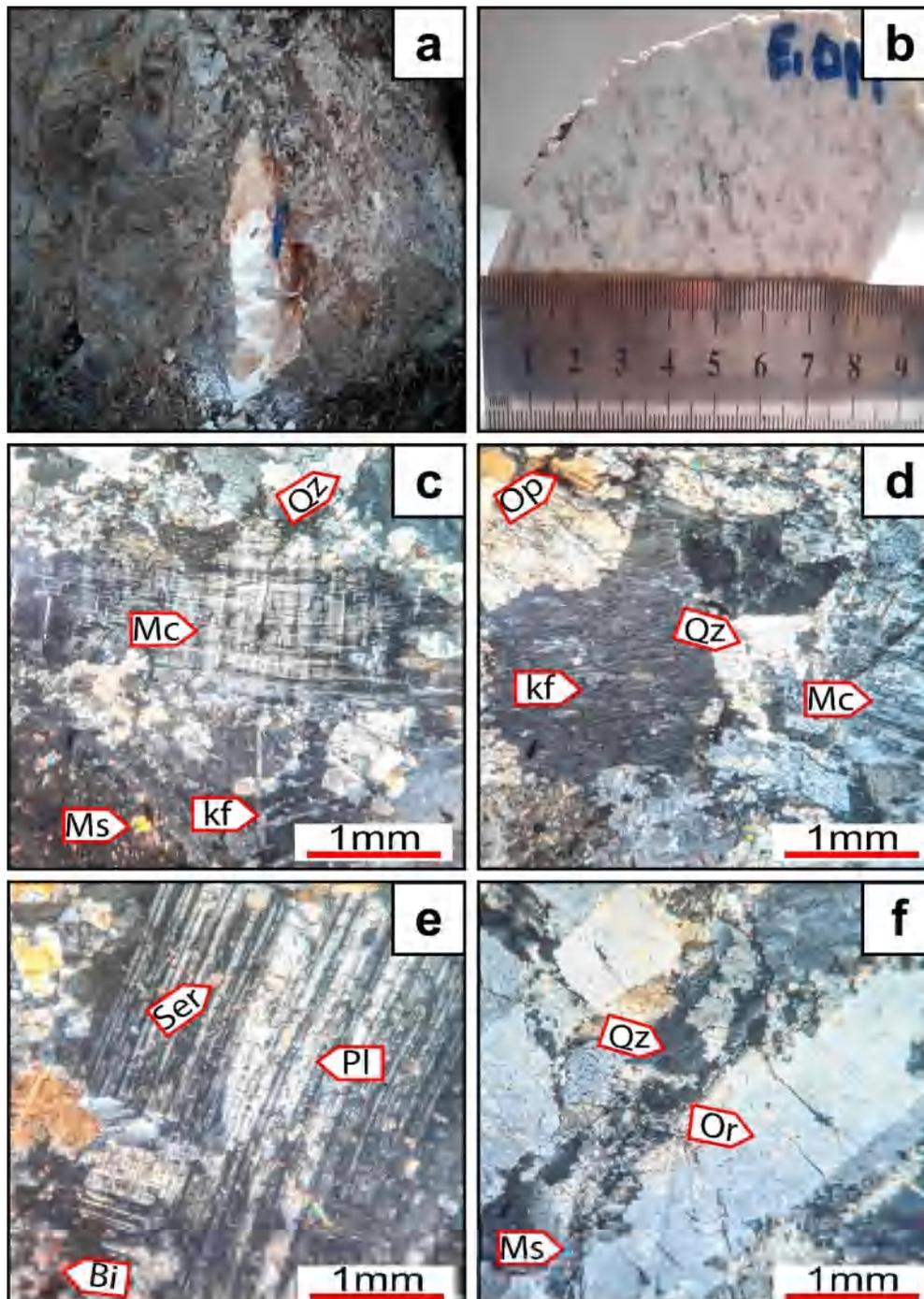
**❖ Muscovite**

La muscovite se trouve dans les granites de Draa El Mizane, mais à très faible quantité (<2%). Elle se trouve généralement sous forme des cristaux lamellaires inclus dans les

plagioclases ou sous forme des cristaux aciculaires remplis dans les microfissures. La taille des cristaux de muscovite ne dépasse pas 0.5mm (Figure IV.9c, f).

❖ **Biotite**

La biotite est très rare dans les granites de Draa El Mizane, elle se trouve seulement dans les microfissures avec des cristaux qui ne dépasse pas 0.5mm (Figure IV.9e).



*Figure IV. 23 a : photographies du massif du Draa El Mizane ; b : aspect macroscopique ; c, d, e, f, g et h : aspect microscopique.*

**❖ Les minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont très rares dans les granites de Draa El Mizane, ils sont des oxydes de fer, ces minéraux se présentent en cristaux xénomorphes en petite taille qui se trouvent généralement dans les microfissures (Figure IV.9d).

**Les minéraux secondaires****❖ Séricite**

La séricite est un minéral secondaire, résultat de l'altération des plagioclases et K-feldspath, elle se trouve à l'intérieur des cristaux sous forme des paillettes très fines (Figure IV.9e).

**IV.1.10 Les granites de Naciria**

Les granites de Naciria se présentent généralement sous forme des massives un peu métamorphisée où ils montrent une légère foliation. Les roches du massif de Naciria sont de couleur blanchâtre avec des grains visibles à l'œil nu. L'étude microscopique de ces granites montre que ces roches sont généralement de texture grenue constituées principalement de K-feldspath, plagioclase, quartz, biotite et un peu de muscovite comme minéraux essentiels, séricite et chlorite comme minéraux secondaire (Figure IV.10).

**Les minéraux essentiels****❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath représente ~30% de la roche, il est constitué principalement du microcline et l'orthose. Le microcline est le plus abondant montrant des cristaux xénomorphes le plus souvent à macle croisée, leur taille est comprise entre 1 et 4mm. L'orthose se trouve sous forme des cristaux automorphes allongés à macle simple et de taille variant de 1 à 2mm (Figure IV.10c, d, e, f).

**❖ Plagioclase**

Le plagioclase est très répandu dans les granites de Naciria et il constitue ~25% de la roche. Il forme des cristaux automorphes à macle polysynthétique de taille variant de 1 à 3 mm. La composition des plagioclases est essentiellement sodique (albite) (Figure IV.10d).

**❖ Quartz**

Le quartz est aussi largement répandu dans les granites de Naciria (~25%), il présente en forme xénomorphe de taille très variable comprise entre 0.5 et 3mm (Figure IV.10c, d, e, f).

**❖ Biotite**

La biotite est bien répandue dans les granites de Naciria (~10%), elle se présente en cristaux lamellaire ou prismatique de taille qui variant entre 0.5 à 2mm (Figure IV.10c, d, e, f).

**❖ Muscovite**

La muscovite est moins abondante que la biotite et elle représente ~5%, elle montre des cristaux automorphes allongés lamellaires ou prismatiques de leur taille comprise entre 0.5 et 3mm (Figure IV.10c, d, e, f).

**Les minéraux secondaires****❖ Séricite**

La séricite est un minéral d'altération bien répandu dans les granites de Naciria, elle représente une phase d'altération du K-feldspath, du plagioclase ainsi que de la muscovite. Elle se trouve à l'intérieur ou dans les bordures du plagioclase ou la biotite. Les cristaux sont de petites paillettes (Figure IV.10c).

**❖ Chlorite**

La chlorite est très rare dans les granites de Naciria, elle se trouve généralement le long des clivages de la biotite avec aussi les oxydes de fer (Figure IV.10c).

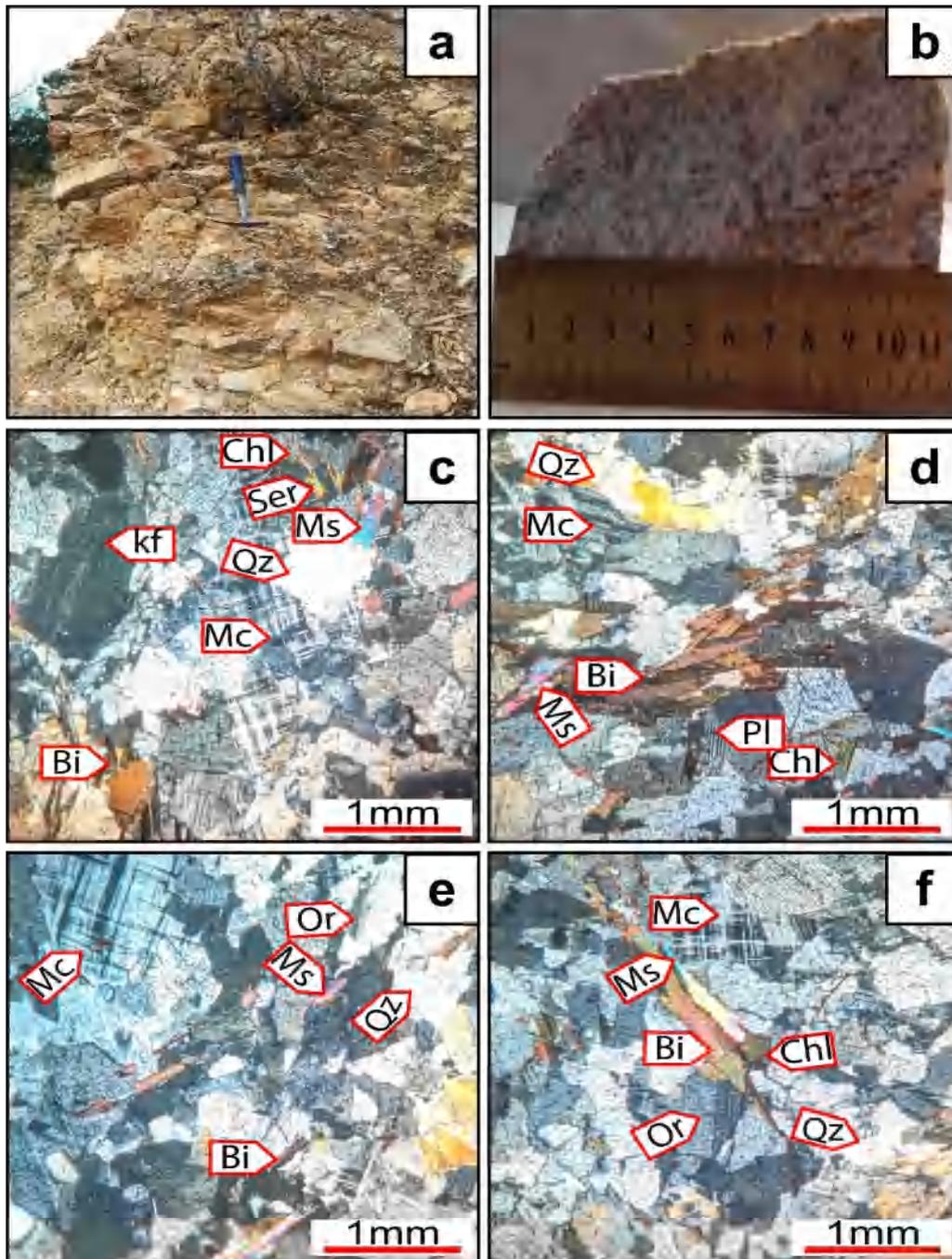


Figure IV. 30 a : photographies du massif de Naciria ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f: aspect microscopique.

#### IV.1.11 Les granites de Nadroma

Les granites de Nadroma sont de couleur gris blanchâtre, ils présentent une texture grenue, sont composés principalement de quartz, plagioclase, K-feldspath, muscovite et biotite. Parfois ils montrent une texture porphyrique où la taille des grains dépasse 5 mm (Figure IV.11).

**Les minéraux essentiels****❖ Plagioclase**

Le plagioclase est le minéral le plus abondant dans les granites de Nadroma (~30%). Les cristaux sont automorphes allongés maclés polysynthétiques et de taille variant de 1 et 5mm. La composition du plagioclase est essentiellement sodique (albite et oligoclase). Les cristaux de plagioclase renferment parfois des cristaux d'épidote (Figure IV.11).

**❖ K-Feldspath**

Le K-feldspath est le deuxième minéral le plus abondant dans les granites de Nadroma, il représente plus de 25% de la roche. Le K-feldspath est représenté principalement par l'orthose et le microcline. L'orthose est le plus abondant et montre des cristaux automorphes allongés le plus souvent à macle simple, la taille des cristaux est comprise entre 1 et 5 mm. Les cristaux d'orthose contenant aussi des cristaux d'épidote. Le microcline montre des cristaux automorphes à macle croisée de taille variant de 1 à 3mm (Figure IV.11c,d,e,f).

**❖ Quartz**

Le quartz est largement répandu dans les granites de Nadroma (~25%). Le quartz se présente généralement en cristaux xénomorphes ou arrondis de taille variant entre 1 et 3mm (Figure IV.11c,d,e,f).

**❖ Muscovite**

La muscovite est bien répandue dans les granites de Nadroma (~10%). Elle se trouve en cristaux lamellaires de taille variant entre 1 et 4mm. Parfois, la muscovite est fortement altérée en séricite (Figure IV.11d,e,f).

**❖ Biotite**

La biotite se trouve aussi dans les granites de Nadroma, mais à faible quantité (<5%). Elle se présente sous forme des cristaux lamellaires de taille variant de 1 à 3mm et montre une altération en chlorite ou oxydes de fer sur le long de clivage (Figure IV.11d).

Les minéraux accessoires

❖ Épidote

L'épidote est un minéral accessoire présente dans les granites de Nadroma, il se trouve en cristaux automorphes inclus dans des cristaux de plagioclase ou de l'orthose avec une taille ne dépassant pas 0.5mm (Figure IV.11c).

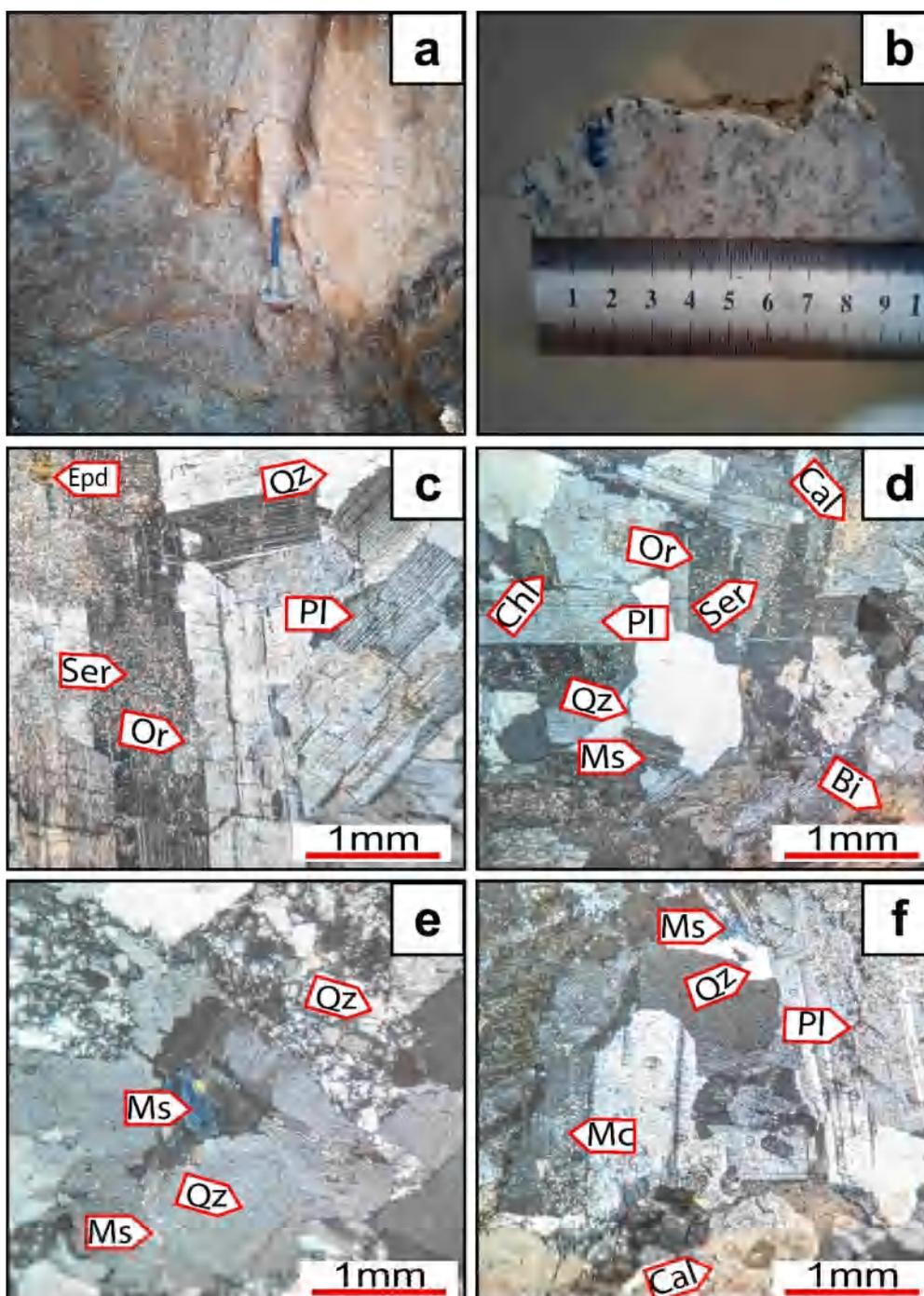


Figure IV.31 a : photographies du massif de Nadroma ; b : aspect macroscopique ; c, d, e et f: aspect microscopique.

**Les minéraux secondaires****❖ Séricite**

La séricite se trouve largement dans les granites de Nadroma résultant de l'altération de plagioclase, orthose et muscovite. Elle apparaisse en petites paillettes (Figure IV.11c, d).

**❖ Calcite**

La calcite se trouve aussi dans les granites de Nadroma avec de très petits cristaux. Elle résulte de l'altération des plagioclases (Figure IV.11f).

**❖ Chlorite**

La chlorite est rare dans les granites de Nadroma, elle se trouve dans le long de clivage de la biotite avec les oxydes de fer (Figure IV.11d).

**IV.2 les altérations**

L'analyse pétrographique des roches de ces massifs suggère que, tous les massifs ont subi des altérations du type hydrolyse ce qui a conduit à la formation de minéraux secondaires tels que la séricite, la chlorite et la calcite. De plus, une légère oxydation s'est produite dans les massifs de Collo, Maghera et Nadroma, favorisant la formation d'oxydes de fer. Tous les massifs ont subi des degrés d'altération variés, chaque faciès se distingue par une ou plusieurs formes d'altération. Les altérations les plus fréquentes sont : la séricitisation, la chloritisation et la calcitisation.

**IV.2.1 La séricitisation**

La séricitisation est le type d'altération le plus fréquent, elle est répandue dans tous les échantillons. Elle est caractérisée par l'altération du K-feldspath, plagioclase et muscovite. La séricite se trouve généralement sous forme de petites paillettes.

**IV.2.2 La chloritisation**

La chloritisation est aussi presque présente dans tous les massifs (à l'exception de Draa El Mizane et Larba Naith Irathen). La chlorite est le produit d'altération des minéraux ferromagnésiens généralement la biotite dans tous les massifs, la biotite et l'amphibole dans le massif de Chetaibi. Elle se présente sous forme de petits cristaux lamellaires.

**IV.2.2 La calcitisation**

La calcitisation est le type d'altération le moins répandu dans les massifs. Elle se trouve seulement dans les massifs d'Oued Al Anab, Ain Barbar, Chetaibi, Filfila, Al Aouana et Nadroma. Elle se trouve dans les plagioclases calciques sous forme de petits grains. Elle se situe dans les cristaux de l'anorthite comme le cas du massif de Chetaibi et Al Aouana.

En résumé, l'étude pétrographique des roches de ces massifs montre qu'elles ont les composants nécessaires pour extraire la matière première du feldspath :

- À l'exception des massifs de Chetaibi et Al Aouana, tous les massifs contiennent une quantité importante des alcalins représentés par le feldspath alcalin (orthose et microcline) et plagioclase sodique (Albite) où ces minéraux sont les plus répandus.
- À l'exception de massif du Chetaibi, tous les massifs contiennent une faible quantité de minéraux ferromagnésiens.
- Tous les massifs ont subi une petite altération de type hydrolyse, cela n'affecte les qualités des feldspaths de ces massifs.

Ces résultats doivent être confirmés par des analyses minéralogiques et chimiques.

**CHAPITRE V**

**ÉTUDE**

**MINÉRALOGIQUE**

## **CHAPITRE V : ÉTUDE MINÉRALOGIQUE**

Pour plus de détails et de précisions sur la composition minéralogique de différents massifs, deux types d'analyse ont été effectués : l'analyse infrarouge (IR) et la diffraction des rayons X (DRX). L'analyse infrarouge permet de déterminer les différents minéraux essentiels, les minéraux d'altération qu'on n'a pas pu détecter dans l'étude pétrographique ainsi que les types de liaisons de chaque minéral. La diffraction des rayons X détermine aussi les différents minéraux surtout dans le cas des plagioclases où elle permet de préciser le type de plagioclase.

### **ÉTUDES PAR LA SPECTROSCOPIE INFRA-ROUGE**

#### **V.1 Résultats de la spectroscopie infra-rouge**

La spectroscopie IR peut être difficile à utiliser pour identifier les minéraux du feldspath à cause de leur composition chimique (la majorité appartient au système ternaire  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) et leur structure cristallographique (Matteson & Herron, 1993). La spectroscopie des feldspaths est observée dans l'intervalle 1800 à 400  $\text{cm}^{-1}$  de la gamme infrarouge pour les liaisons: Si-O, Si(Al)-O, Si-Si, Si-(Al)Si, O-Si(Al)-Si, O-Si-O, Si-O-Si et Si-O-Al (Tableau 01) (Hlavay, 1978; Iiishi et al., 1971; Matteson & Herron, 1993). Les analyse est réalisée dans l'intervalle 500 et 4000  $\text{cm}^{-1}$ , mais on s'est limité seulement à l'intervalle 2000 à 500  $\text{cm}^{-1}$  pour une bonne visualisation et aussi parce que les pics des feldspaths et la plupart des minéraux silicatés sont bien observés dans cet intervalle. Les spectres IR des 11 échantillons ont été enregistrés afin d'évaluer leurs phases minéralogiques. On peut diviser le spectre IR en deux intervalles : le premier l'intervalle de 500 à 1100  $\text{cm}^{-1}$  et le spectre IR des 11 échantillons a été clairement observé, le deuxième intervalle au-delà de 1100  $\text{cm}^{-1}$ . Dans ce cas, les pics sont quasiment indiscernables pour tous les échantillons.

La détermination des minéraux dans notre analyse est basée sur plusieurs études antérieures (Hamadi & Nabih, 2012; Hlavay, 1978; Iiishi et al., 1971; Matteson & Herron, 1993; McKeown et al., 1999; Neupane et al., 2020; Pickard et al., 1985; Stubičan & Roy, 1961; Taylor et al., 1970; Vedder & McDonald, 1963; Wada & Kamitakahara, 1991; Wopenka et al., 2002; Zeller, 1975) et les résultats de tous les échantillons sont conformes à ces études antérieures. Les analyses IR confirment que tous les échantillons sont constitués principalement de feldspath, micas et quartz comme minéraux essentiels, les minéraux argileux (la kaolinite, l'illite, la glauconite, la smectite, l'halloysite et la montmorillonite), de la calcite et d'hématite

comme minéraux secondaires. Les feldspaths sont les plus abondants, suivis par les micas tandis que le quartz est moins abondant. Ces minéraux sont quasiment repérés par les mêmes liaisons, mais les pics changent d'un minéral à l'autre.

**Tableau V. 1** Nombre d'onde d'absorption IR de K-feldspath et les plagioclases (cm<sup>-1</sup>) ((1) : d'après Iiishi et al., 1971 ; (2) : d'après Matteson & Herron, 1993, et (3) : d'après Hlavay, 1978).

Liaison	Nombre d'onde de K-feldspath	Nombre d'onde des plagioclases
Si-O	1140 ; 1139 ; 1127 ; 1121-1120 <sup>(1)</sup>	1163 ; 1146-1143 ; 1100-1098 ; 1095-1093 <sup>(1)</sup>
Si(Al)-O	1054-1052 ; 1039 ; 1016-1015 <sup>(2)</sup>	1039 ; 1036 ; 1021 ; 1018, 1013-1012 ; 996-995 ; 952 ; 946 ; 935 ; 931 <sup>(2)</sup>
Si-O-Al	775 à 780 <sup>(3)</sup>	775 à 780 <sup>(3)</sup>
Si-Si	772-771 ; 764 <sup>(2)</sup>	786 ; 762 ; 759-756 <sup>(2)</sup>
Si-(Al)Si	735 ; 730-729 <sup>(2)</sup>	746 ; 729-726 ; 674-670 <sup>(2)</sup>
O-Si(Al)	649 ; 641 ; 607-605 ; 587-586, 584 <sup>(2)</sup>	650 ; 643-640 ; 625-623 ; 592-590 ; 584-580 <sup>(2)</sup>
O-Si-O	566-565 ; 545 ; 538 <sup>(2)</sup>	541-533 ; 484-483 ; 470-464 <sup>(2)</sup>
Si-O-Si	432-431 <sup>(2)</sup>	429-428 <sup>(2)</sup>

### Les feldspaths

Les feldspaths généralement observés entre les pics 530 et 1162 cm<sup>-1</sup>. Les bandes d'absorption des feldspaths sont fortes dans la région 530 à 1000 cm<sup>-1</sup> et faibles au-delà de 1000 cm<sup>-1</sup>. La présence des feldspaths peut s'expliquer par la liaison O-Si-O dans la région de 530 à 566cm<sup>-1</sup>, O-Si(Al) entre 580 à 650cm<sup>-1</sup>, Si-(Al)Si entre 670 et 746cm<sup>-1</sup>, Si-Si et Si-O-Al entre 756 et 786cm<sup>-1</sup>, Si(Al)-O entre 931 et 1054cm<sup>-1</sup> et enfin Si-O entre 1090 et 1162cm<sup>-1</sup> (Tableau V.2).

**Les micas**

Les micas aussi sont abondants dans tous les échantillons, mais on ne peut pas faire la distinction entre la biotite et la muscovite. Comme le cas des feldspaths, les micas sont bien observés entre les pics 513 et 1000  $\text{cm}^{-1}$ . La présence des micas s'explique par la liaison O-Si-O dans la région de 513 à 630 $\text{cm}^{-1}$  et 623 à 685  $\text{cm}^{-1}$ , Si-O-Al entre 685 et 700 $\text{cm}^{-1}$ , Al-O-Al entre 751 et 805 $\text{cm}^{-1}$ , Al-O entre 820 et 831 $\text{cm}^{-1}$ , Al-O-H entre 877 et 930 $\text{cm}^{-1}$  et enfin Si-O entre 1020 et 1112 $\text{cm}^{-1}$ .

**Le quartz**

Le quartz est moins abondant par rapport aux feldspaths et micas. Il apparaît seulement au pic 693  $\text{cm}^{-1}$  et au pic 1089  $\text{cm}^{-1}$ . Sa présence s'explique par la liaison Si-Si dans l'intervalle 693 à 696 $\text{cm}^{-1}$  et Si-O dans l'intervalle 1089 à 1159  $\text{cm}^{-1}$ .

**Les minéraux secondaires**

Les minéraux secondaires sont également apparus avec des faibles pics. Ils sont représentés par les minéraux argileux (la kaolinite, l'illite, la glauconite, la smectite et l'halloysite) et sont détectés surtout dans l'intervalle 1500 et 4000  $\text{cm}^{-1}$ . La montmorillonite apparaît seulement dans le massif d'Oued El-Annab et Chetaibi. La calcite apparaît aussi avec de faibles pics à 575 et à 719  $\text{cm}^{-1}$ , dans les cas du massif d'Oued El-Annab. L'hématite apparaît aussi avec de faibles pics dans l'intervalle 1000 et 1200  $\text{cm}^{-1}$ . L'apparition des minéraux argileux (kaolinite, smectite, illite et glauconite) s'explique par la liaison Al-Fe-OH dans l'intervalle 800 à 900 $\text{cm}^{-1}$  et par la liaison O-H au-delà de 1000  $\text{cm}^{-1}$ , l'halloysite par la liaison H-O-H, la montmorillonite par Al-Al-OH ou Al-Mg-OH tandis que le chlorite apparaît par la liaison Mg-Al-OH, Fe<sub>2</sub>-Fe<sub>3</sub>-OH ou Fe<sub>3</sub>-Al-OH.

**V.1.1 Le massif d'Oued El-Anab**

L'analyse des données extraites du diagramme de la spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab montre principalement l'existence des feldspaths (plagioclases et orthose), biotite et quartz avec des minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite) et calcite comme minéraux secondaires (Figure V.1 ; Tableau V.2).

Les plagioclases apparaissent avec des pics intenses dans le cas de la liaison O-Si-O, et avec de faibles pics pour la liaison Si-Si et Si-O-Al tandis que l'orthose apparaît principalement

dans le cas de la liaison Si-O-Al. Les micas (la biotite) sont représentés surtout par la liaison Si-O-Si. Le quartz est représenté par la liaison Si-O avec un pic très intense à 993  $\text{cm}^{-1}$  et d'autres pics moins intenses. Les minéraux argileux présentent quelques traces de kaolinite et chlorite à 604, 844 et 680  $\text{cm}^{-1}$  respectivement. Ils apparaissent principalement dans la région 2000 et 4000  $\text{cm}^{-1}$  avec de très faibles pics. Les résultats montrent que les feldspaths à dominance de plagioclases sont les plus abondants.

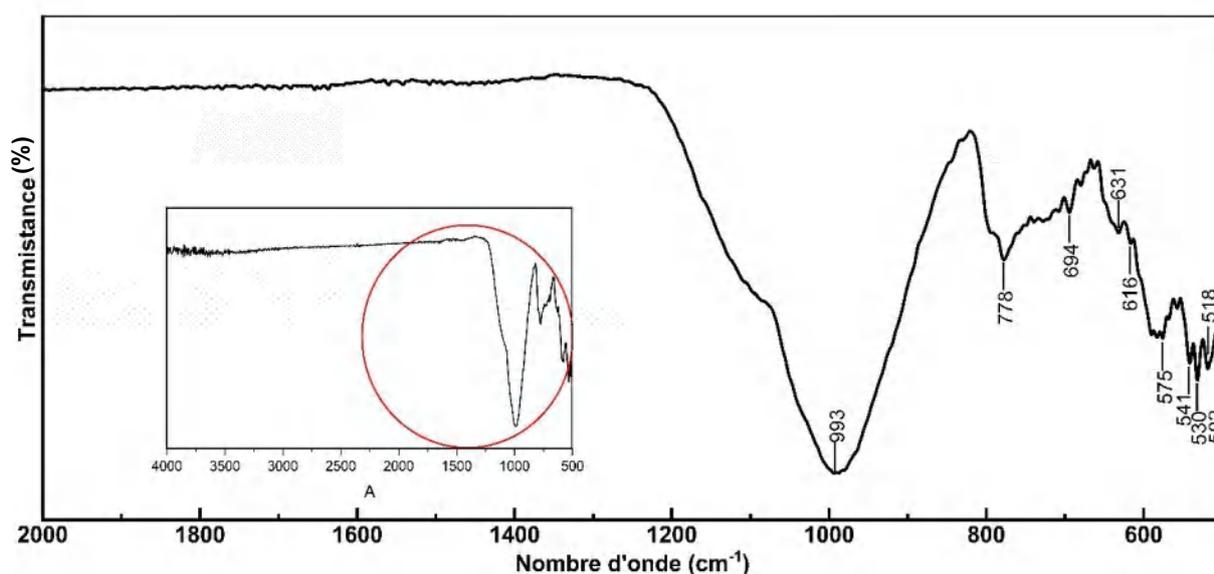


Figure V. 2 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab.

Tableau V. 2 Les pics observés de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab

Minéral	Nombre d'onde ( $\text{cm}^{-1}$ )
Plagioclases	530, 541, 583, 590, 672, 727, 749, 759.
Orthose	567, 739, 778.
Micas (biotite et rarement muscovite)	518, 557, 616, 631, 3792.
Quartz	795, 993, 1085.
Les minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite)	604, 680, 844, 1636, 2363, 3457, 3527, 3622, 3650, 3663, 3692.
Calcite	575, 719.

### V.1.2 Le massif d'Ain Barbar

Les résultats de la spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif d'Ain Barbar sont représentés dans la Figure V.2 et illustrés par le tableau V.3. Le massif d'Ain Barbar est constitué principalement des feldspaths avec une dominance de l'orthose et des plagioclases, du quartz et les micas comme minéraux primaires et des minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, glauconite et chlorite) comme minéraux secondaires. Les

feldspaths (orthose et plagioclases) apparaissent surtout dans le cas des liaisons O-Si-O, Si-(Al)Si et Si-Al-Si avec des pics intenses entre 530 et 650  $\text{cm}^{-1}$ . Les pics de quartz sont représentés toujours par la liaison Si-O et les micas surtout par les liaisons Si-O-Al et Al-O-Al. Les minéraux argileux apparaissent principalement entre 3400 et 3700  $\text{cm}^{-1}$  avec des pics très faibles avec quelques traces de la kaolinite à 846 et 883  $\text{cm}^{-1}$ . Les résultats montrent que ce massif et riche en aluminium, il est riche aussi par les plagioclases sodiques que les plagioclases calciques.

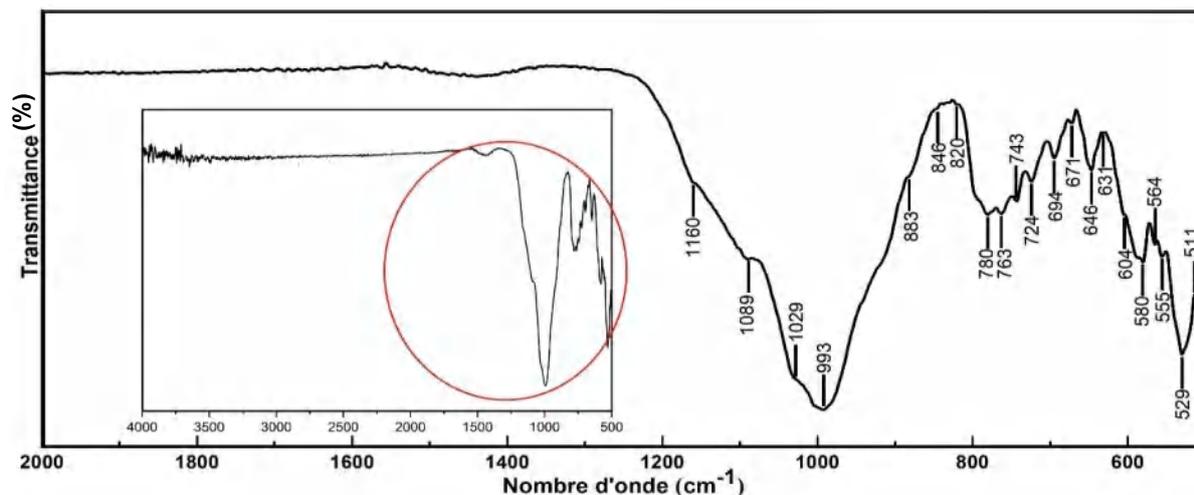


Figure V. 2 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Ain Barber

Tableau V. 3 Les pics observés de l'échantillon du massif d'Ain Barbar.

Minéral	Nombre d'onde ( $\text{cm}^{-1}$ )
Plagioclases	529 ; 580 ; 671 ; 724 ; 743,1160.
K-feldspaths	564 ; 604 ; 646 ; 763 ; 780.
Micas (biotite and muscovite)	511 ; 555 ; 631 ; 828 ; 1029.
Quartz	993, 694 ; 1089.
Les minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite, glauconite et chlorite)	846, 883, 3454, 3529, 3620, 3650, 3660, 3692.

### V.1.3 Le massif de Chetaibi

L'analyse de la spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Chetaibi est représentée dans la Figure V.3 et illustrée par le tableau V.4. Les résultats montrent une forte abondance des feldspaths, surtout les plagioclases avec une faible teneur du quartz et des micas. Les plagioclases, K-feldspath et les micas sont repérés surtout par les liaisons O-Si-O et Si-(Al)Si. Quelques traces de chlorite ( $506\text{cm}^{-1}$ ), Kaolinite ( $790, 831\text{ cm}^{-1}$ ), montmorillonite à ( $862$  et  $969\text{ cm}^{-1}$ ) et halloysite à  $1636\text{ cm}^{-1}$  sont enregistrées. Les minéraux argileux (kaolinite, smectite, illite et glauconite) apparaissent aussi avec de faibles pics dans l'intervalle 3400 à

3700 cm<sup>-1</sup>. L'existence de la calcite à 572 et 720 cm<sup>-1</sup> indique l'existence des plagioclases calciques.

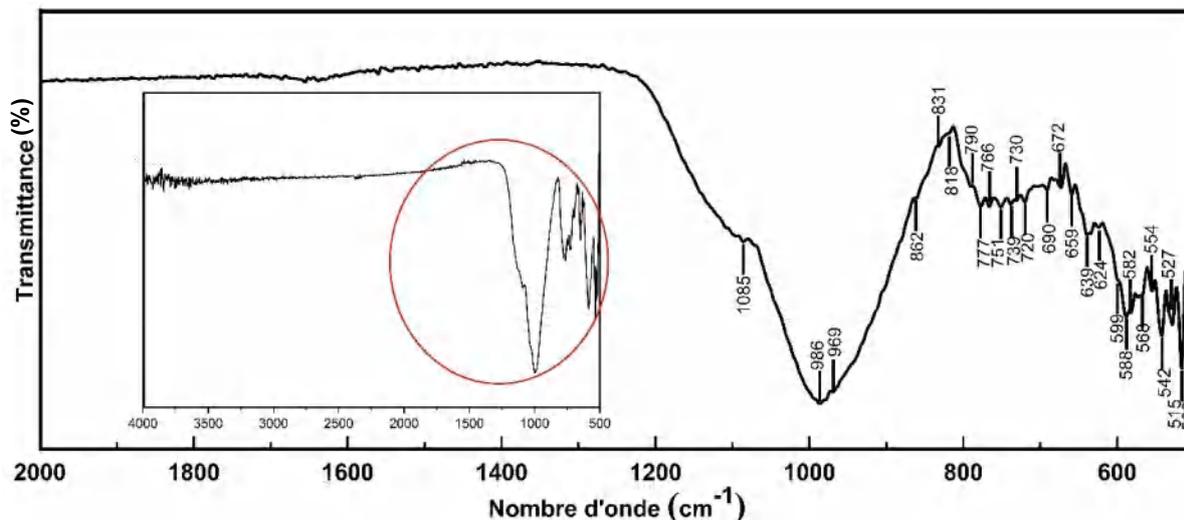


Figure V. 3 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Chetaibi.

Tableau V. 4 Les pics observés de l'échantillon du massif de Chetaibi.

Minéral	Nombre d'onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	542 ; 582 ; 624 ; 672 ; 777 ; 986.
K-feldspath	568 ; 588 ; 639 ; 730 ; 739 ; 766.
Micas (surtout biotite)	515 ; 527 ; 554 ; 751.
Quartz	691 ; 1085.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite)	506 ; 790 ; 831 ; 862 ; 969 ; 1639 ; 2363 ; 3459 ; 3526 ; 3625 ; 3651 ; 3663.
Calcite	572, 720.
Hématite	659.

### V.1.4 Le massif de Filfila

L'échantillon du massif de Filfila est composé de plagioclases, K-feldspath, micas et quartz comme minéraux essentiels et chlorite, kaolinite, illite, smectite, glauconite et calcite comme minéraux secondaires (Figure V.4 ; Tableau V.5). Il montre une abondance plus importante des plagioclases surtout du pôle sodique que celle du K-feldspath. Ils sont repérés surtout par les liaisons Si-O-Si, Si-Al-Si et Si(Al)-O. Les micas sont moins abondants et sont repérés par les liaisons O-Si-O et Al-O. Le quartz montre un pic intense à 990 cm<sup>-1</sup> pour la liaison Si-O. Il apparaît quelques traces de la calcite à 571 cm<sup>-1</sup>, la chlorite à 600 cm<sup>-1</sup> et la

kaolinite à  $814\text{ cm}^{-1}$ . Les autres minéraux argileux y compris la kaolinite apparaissent dans l'intervalle  $3400$  et  $3700\text{ cm}^{-1}$ .

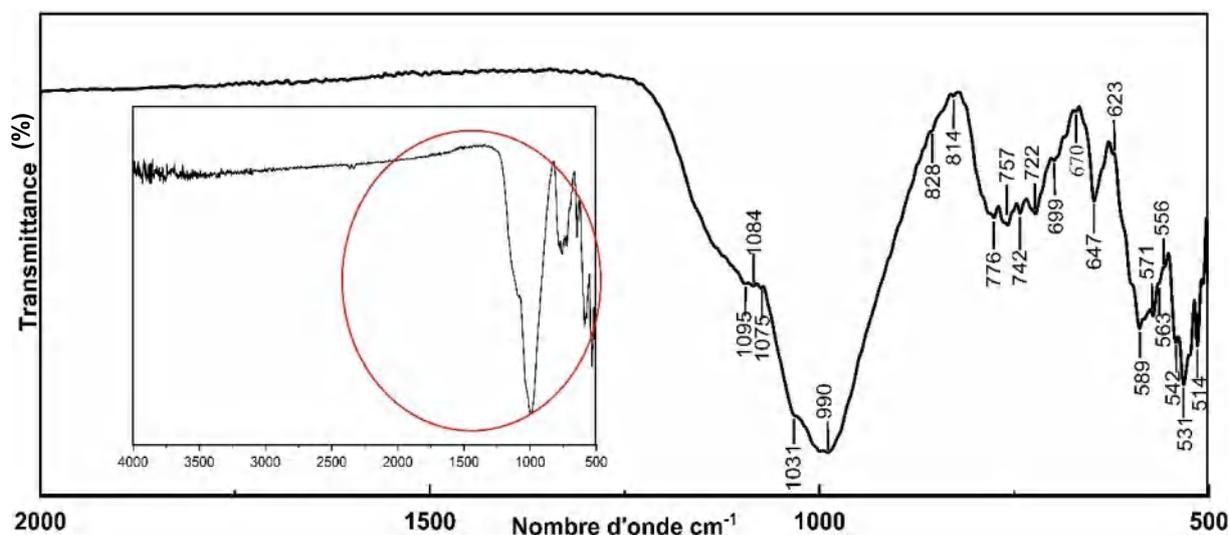


Figure V. 4 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Filfila.

Tableau V. 5 Les pics observés de l'échantillon du massif de Filfila.

Minéral	Nombre d'onde ( $\text{cm}^{-1}$ )
Plagioclases	531 ; 542 ; 583 ; 623 ; 670 ; 722 ; 757 ; 1031 ; 1095.
Orthoclase	563 ; 589 ; 647 ; 776.
Micas	514 ; 556 ; 699 ; 742 ; 783 ; 828.
Quartz	990 ; 1075 ; 1084.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, glauconite)	600, 814, 3457, 3527, 3622, 3650, 3663, 3692.
Calcite	571.

### V.1.5 Le massif de Collo

L'échantion du massif de Collo est constitué principalement du K-feldspath, plagioclase, micas et quartz comme minéraux primaires, kaolinite, illite, smectite, glauconite comme minéraux secondaires et hématite comme minéral accessoire (Figure IV.5 ; Tableau V.6). Les feldspaths sont très abondants et sont repérés essentiellement par les liaisons de Si-O-Si, Si-(Al)Si et Si-Al-Si. Les micas notamment la biotite apparaissent surtout par les liaisons Si-O-Al, Al-O-Al et Al-O-H. Le quartz avec un pic intense à  $996\text{ cm}^{-1}$  est repéré par la liaison

Si-O. La chlorite et la kaolinite apparaissent entre 500 et 820  $\text{cm}^{-1}$ . La kaolinite est observée aussi avec les autres minéraux argileux entre 3400 et 3700  $\text{cm}^{-1}$ .

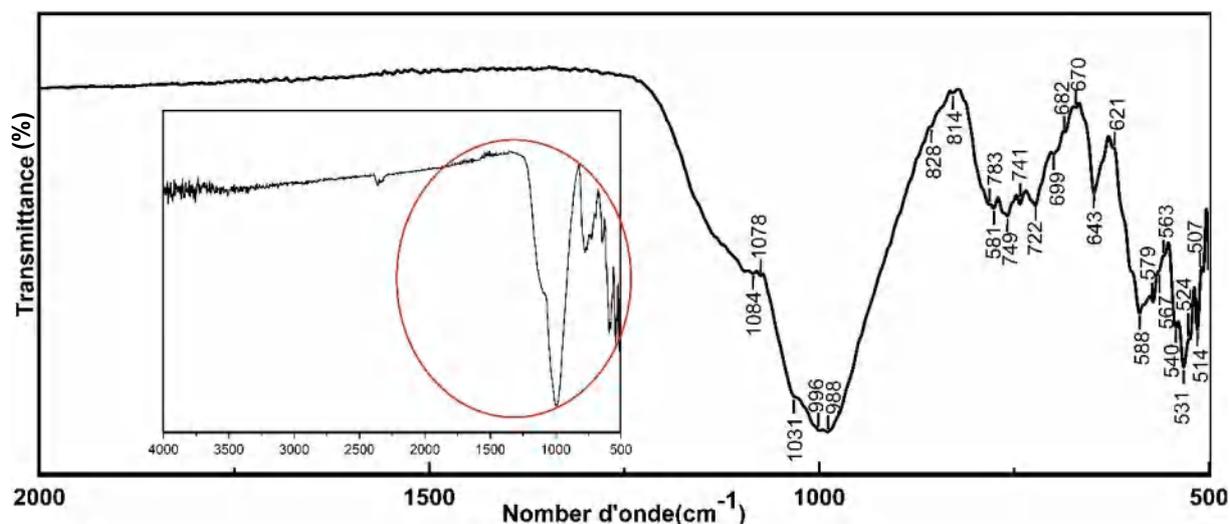


Figure V.5 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Collo.

Tableau V. 6 Les pics observés de l'échantillon du massif de Collo.

Minéral	Nombre d'onde ( $\text{cm}^{-1}$ )
Plagioclases	531 ; 540 ; 579 ; 590 ; 621 ; 670 ; 722 ; 749 ; 988 ; 1095.
Orthoclase	567 ; 588 ; 643 ; 729 ; 761 ; 774 ; 781.
Micas	514 ; 633 ; 682 ; 699 ; 705 ; 741 ; 749 ; 792 ; 783 ; 828.
Quartz	996 ; 1078 ; 1084.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, glauconite)	507 ; 611 ; 668 ; 715 ; 814 ; 2363 ; 3457 ; 3527 ; 3622 ; 3650 ; 3663 ; 3692.
Hématite	653.

### V.1.6 Le massif d'Al Aouana

L'échantillon du massif d'Al Aouana est constitué essentiellement des feldspaths avec une dominance des plagioclases, des micas et du quartz, des minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite), la calcite comme minéral d'altération et l'hématite comme minéral accessoire (Figure V.6 ; Tableau V.7). L'échantillon de ce massif est très pauvre en K-feldspath et riche en plagioclases et micas. Les plagioclases sont repérés principalement par la liaison à aluminium (Si-(Al)Si, Si-Al-Si et Si(Al)-O) et les micas par des liaisons Si-O-Al, Al-O et Al-O-OH. La calcite montre un pic intense à 1498  $\text{cm}^{-1}$  indiquant l'abondance des plagioclases calciques. Les minéraux argileux apparaissent essentiellement entre 3400 et 3700  $\text{cm}^{-1}$  avec de faibles pics.

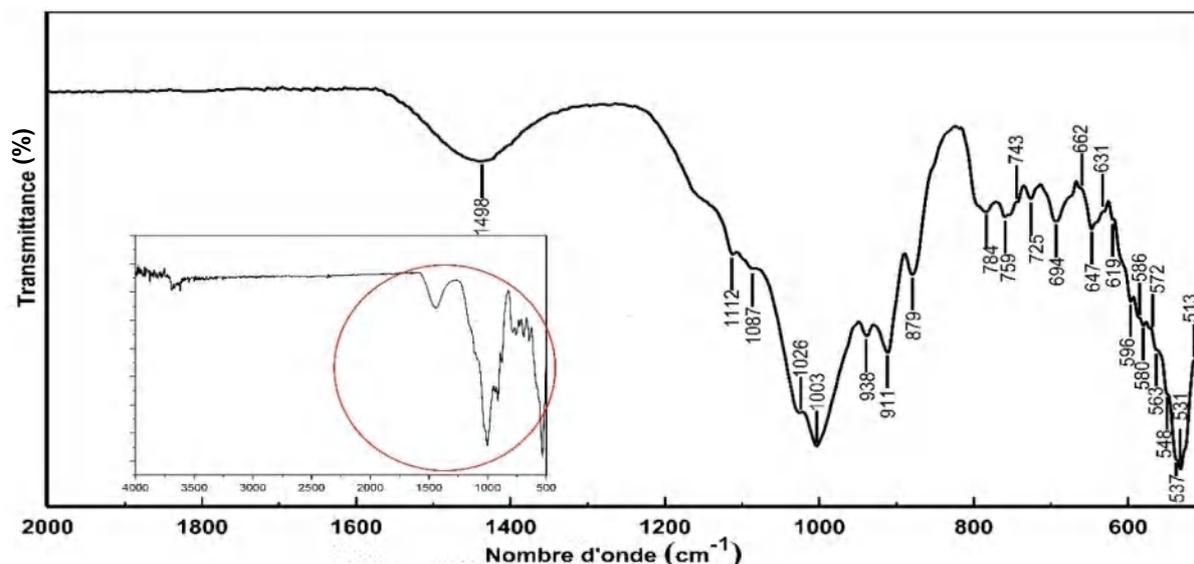


Figure V. 6 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif d'El Aouana.

Tableau V. 7 Les pics observés de l'échantillon du massif d'Al Aouana.

Minéral	Nombre d'onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	531, 537 ; 580 ; 596 ; 725 ; 759 ; 938 ; 1026.
K-feldspath	548 ; 586 ; 647.
Micas	513 ; 619 ; 631 ; 743 ; 784 ; 879 ; 911 ; 1003 ; 1112.
Quartz	693 ; 1087.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite)	563, 1636, 2363, 3457, 3527, 3624, 3650, 3663, 3692.
Calcite	572, 1498
Hématite	662.

### V.1.7 Le massif de Maghera

Les résultats de la spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Maghera montrent un peu de pics par rapport aux échantillons des autres massifs. Il est constitué principalement du K-feldspath, plagioclases, micas et un peu de quartz avec chlorite, kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite comme minéraux secondaires et hématite comme minéral accessoire (Figure V.7; Tableau V.8). Les feldspaths et les micas sont repérés surtout par les liaisons d'aluminium (Si-(Al)Si ou Si(Al)-O pour les feldspaths et Si-O-Al ou Al-O pour les micas) avec des pics intenses et moins intenses. Le quartz apparaît seulement à 694 cm<sup>-1</sup>.

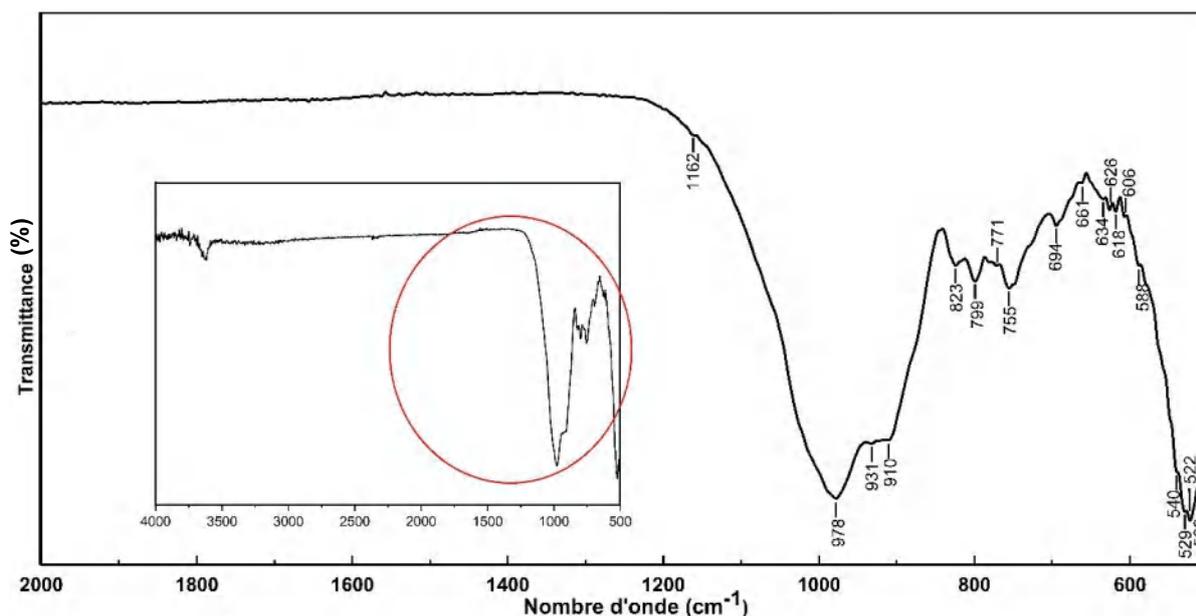


Figure V. 7 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Moghera.

Tableau V. 8 Les pics observés de l'échantillon du massif de Maghera.

Minéral	Nombre d'onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	540 ; 626 ; 931 ; 1162.
Orthoclase	588 ; 606 ; 771 ;
Micas	522 ; 529 ; 618 ; 634 ; 755 ; 799, 910.
Quartz	694.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, montmorillonite, halloysite, glauconite)	509, 978, 1629, 2363, 3457, 3527, 3622, 3650, 3663, 3692.
Hématite	661.

### V.1.8 Le massif de Larba Naith Irathen

L'échantillon du massif pegmatitique de Larba Naith Irathen est constitué principalement du quartz, plagioclases, K-feldspath et muscovite avec chlorite, kaolinite, illite, smectite et calcite comme minéraux secondaires (Figure V.8 ; Tableau V.9). Les feldspaths sont repérés surtout par les liaisons Si-(Al)Si avec des pics intenses et moins intenses. Les micas avec des pics intenses sont repérés par les liaisons O-Si-O, et des pics moins intenses Al-O-H. Le quartz montre un pic faible à 694 cm<sup>-1</sup> pour la liaison Si-Si et de moyens à très forts pics pour la liaison Si-O. La calcite apparait en trace à 573cm<sup>-1</sup>, la chlorite à 561 et 638 et la kaolinite à 666 et 838cm<sup>-1</sup>. La kaolinite apparait aussi avec la smectite et l'illite entre 3450 et 3700 cm<sup>-1</sup> avec de très faibles pics.

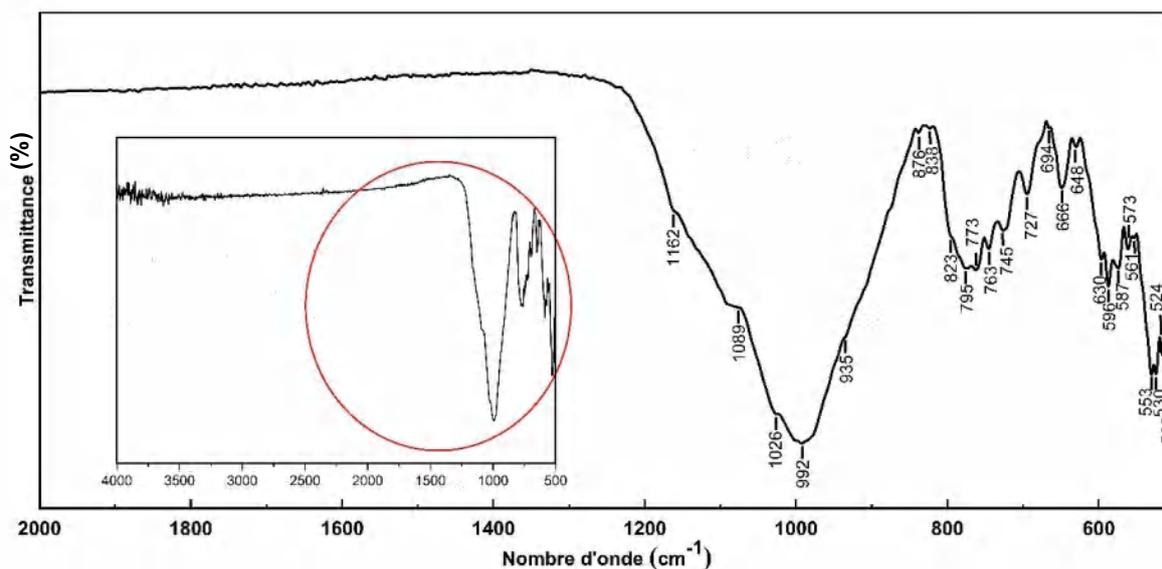


Figure V. 8 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Larba Naith Irathen.

Tableau V. 9 Les pics observés de l'échantillon du massif de Larba Naith Irathen.

Minéral	Nombre d'onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	530 ; 596 ; 745 ; 763 ; 935 ; 1162.
K-feldspath	587 ; 648 ; 727 ; 773.
Micas (Muscovite)	515 ; 524 ; 553 ; 630 ; 795 ; 823 ; 876 ; 1026.
Quartz	992 ; 694 ; 1089.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite)	561, 638, 666, 838, 2363, 3457, 3622, 3652, 3661, 3692.
Calcite	573.

### V.1.9 Le massif de Draa El Mizane

L'échantillon du granite de Draa El Mizane est constitué principalement du feldspath, du quartz et une faible teneur en micas. La chlorite, la kaolinite, l'illite, la smectite et la glauconite sont des minéraux d'altération (Figure V.9 ; Tableau V.10). Les plagioclases avec des pics intenses, sont repérés par les liaisons O-Si-O et Si-Al-Si. Les pics intenses du K-feldspath sont repérés par la liaison O-Si-O et les moins intenses par Si(Al)-O. Un très intense pic du quartz est repéré à 996cm<sup>-1</sup> par la liaison Si-O et un moins intense par Si-Si. Les minéraux argileux apparaissent avec des pics moins intenses à 508 cm<sup>-1</sup> pour la chlorite et à 672, 679 et 913 cm<sup>-1</sup> pour la kaolinite. La glauconite apparait à 2363 cm<sup>-1</sup> et l'illite, la smectite et la kaolinite sont repérées faibles pics entre 3450 et 3700 cm<sup>-1</sup>.

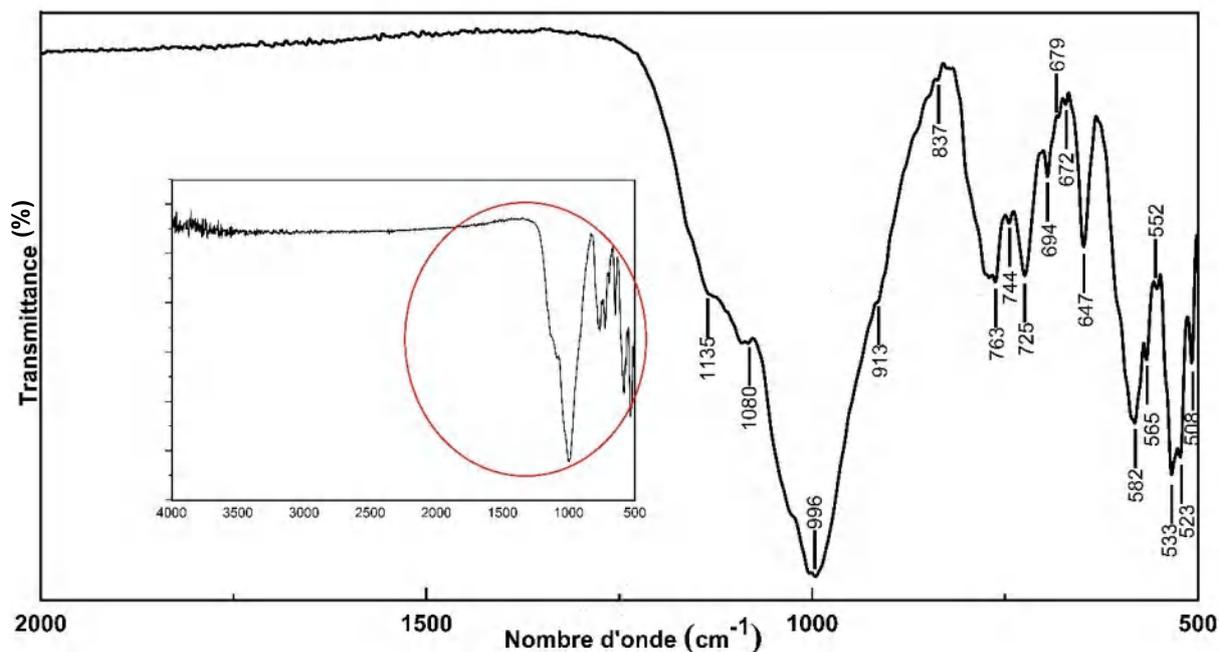


Figure V. 9 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Draa El-Mizane.

Tableau V. 10 Les pics observés de l'échantillon du massif de Draa El Mizane.

Minéral	Nombre d'onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	533 ; 582 ; 725 ; 744 ; 763.
K-feldspath	565 ; 647 ; 1135.
Micas	523 ; 552.
Quartz	996 ; 694 ; 1080.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, glauconite)	508, 672, 679, 913, 2363, 3457, 3526, 3622, 3655, 3664, 3691.

#### V.1.10 Le massif de Naciria

L'échantillon du granite de Naciria constitué par les feldspaths, le quartz et les deux types de micas comme minéraux essentiels, la chlorite, la kaolinite, l'illite, la smectite, l'halloysite et la glauconite comme minéraux secondaires avec l'hématite comme minérale accessoire (Figure V.10 ; Tableau V.11). Les K-feldspaths sont les plus abondants avec des pics intenses repérés par les liaisons O-Si-O et Si-(Al)-Si et des pics moins intenses repérés par les liaisons Si-Al-Si. Le granite de Naciria Draa El Mizane est le seul qui montre un pic de K-feldspath au-delà de 1000 cm<sup>-1</sup>. Les pics des plagioclases sont généralement intenses pour les liaisons O-Si-O, et Si-(Al)Si et moins intenses pour la liaison Si-Al-Si. Les micas sont repérés par la liaison O-Si-O pour les pics intenses et les liaisons Si-O-Al et Al-O-Al pour les pics moins intenses. La calcite et le chlorite apparaissent en trace à 575 et 667 cm<sup>-1</sup> respectivement.

L’halloysite et la glauconite sont repérées à 1632 cm<sup>-1</sup> et à 2363 cm<sup>-1</sup> respectivement. Les autres minéraux argileux (kaolinite, illite et smectite) apparaissent entre 3450 et 3700 cm<sup>-1</sup>.

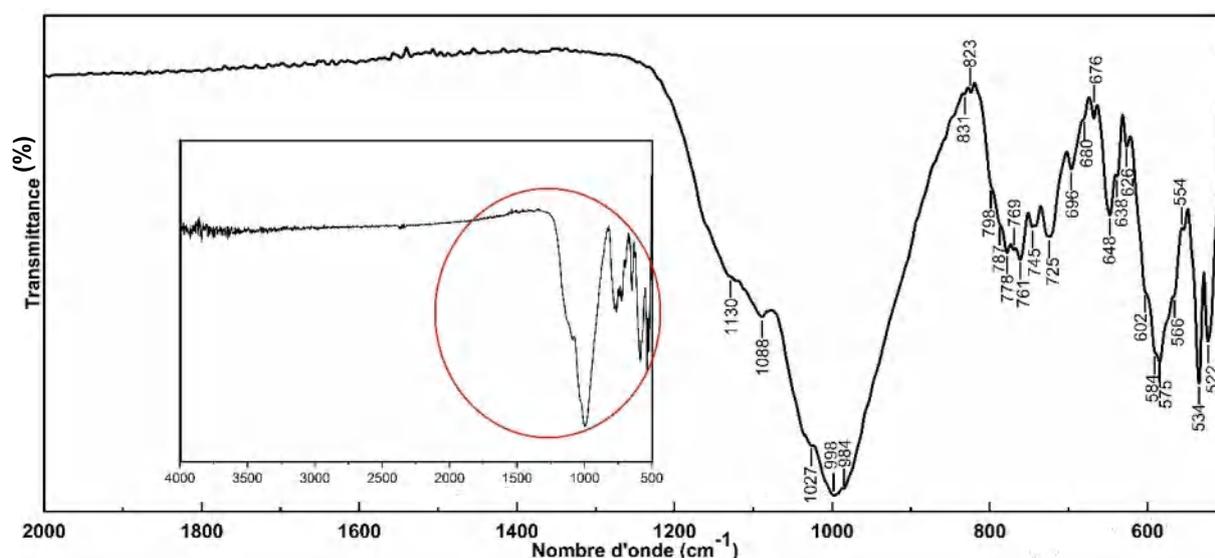


Figure V. 10 La spectroscopie infrarouge de l’échantillon du massif de Naciria.

Tableau V. 11 Les pics observés de l’échantillon du massif de Naciria.

Minéral	Nombre d’onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	534 ; 626 ; 725 ; 745 ; 761 ; 787.
K-feldspath	566 ; 584 ; 602 ; 648 ; 769 ; 778 ; 1130.
Micas	522 ; 554 ; 680 ; 798 ; 823 ; 831 ; 984 ; 1027.
Quartz	696 ; 998 ; 1088.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, halloysite, glauconite)	667, 1632, 2363, 3457, 3527, 3621, 3650, 3660, 3692.
La calcite	575.
Hématite	640.

### V.1.11 Le massif de Nadroma

Le granite de Nadroma englobe principalement des plagioclases, des K-feldspaths, les deux micas et le quartz. Les minéraux secondaires sont la chlorite, la kaolinite, l’illite, la smectite, la montmorillonite, l’halloysite, la glauconite et la calcite (Figure V.11 ; Tableau V.12). Les plagioclases sont les plus abondants, ils apparaissent essentiellement avec des pics intenses pour les liaisons O-Si-O et O-Si(Al) et des pics moins intenses pour la liaison Si-Al-Si. Les K-feldspaths montrent des pics moins intenses pour la liaison Si-Al-Si. Le quartz est abondant aussi, il montre un très pic intense à 993cm<sup>-1</sup> pour la liaison Si-O et des pics moins intenses pour la liaison Si-Si. Les micas sont moins abondants avec des pics faibles à moins

intenses pour les liaisons O-Si-O et Al-O-H. Il y a aussi quelques traces de calcite à  $573\text{cm}^{-1}$ . Les minéraux argileux apparaissent aussi : la chlorite à  $502$  et  $512\text{ cm}^{-1}$ , la kaolinite à  $787$ ,  $841$  et  $854\text{ cm}^{-1}$ , l'halloysite à  $1636\text{ cm}^{-1}$ , la glauconite à  $2363\text{ cm}^{-1}$  et enfin l'illite et la smectite avec aussi la kaolinite entre  $3450$  et  $3700\text{ cm}^{-1}$ .

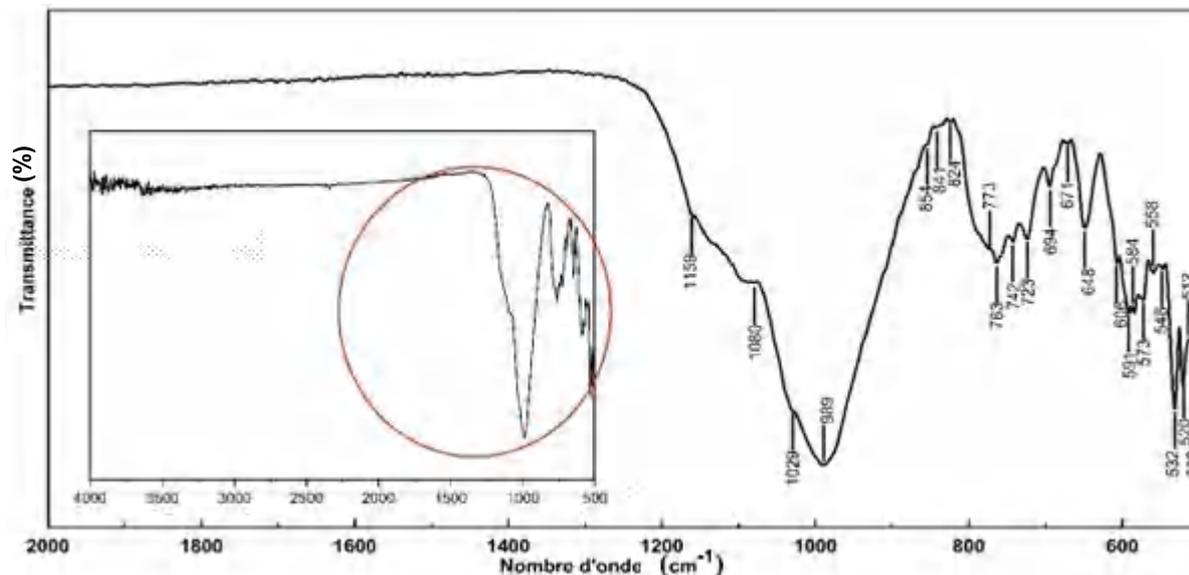


Figure V. 11 La spectroscopie infrarouge de l'échantillon du massif de Nadroma.

Tableau V. 12 Les pics observés de l'échantillon du massif de Nadroma.

Minéral	Nombre d'onde (cm <sup>-1</sup> )
Plagioclases	530, 541, 583, 590, 672, 727, 749, 759.
K-feldspaths	567, 739, 778.
Micas	520 ; 558 ; 824 ; 1029.
Quartz	694 ; 993 ; 1080 ; 1159.
Les minéraux argileux (chlorite, kaolinite, illite, smectite, halloysite, glauconite)	502, 512, 787, 841, 854, 1636, 2363, 3457, 3527, 3622, 3650, 3663, 3692.
Calcite	573.

## ÉTUDE PAR LA DIFFRACTION AUX RAYONS X (DRX)

## V.2 Résultats des analyses par la diffraction aux rayons X (DRX)

La détermination de tous les minéraux (minéraux essentiels ou minéraux secondaires) par la DRX est réalisée en utilisant le logiciel X'pert high score et la base de données PDF2. Les minéraux secondaires (hématite, kaolinite, smectite, chlorite) sont apparus avec des pics très faibles. Ces pics apparaissent quand nous réduisons la « signification minimale des pics » à 0,50 dans le logiciel X'pert High Score. Pour cette raison, on ne va en tenir compte.

## V.2.1 Le massif d'Oued El-Anab

L'analyse du spectre de diffraction de l'échantillon du microgranite d'Oued El-Anab (Figure V.12) a montré l'existence des K-feldspaths (orthose), les plagioclases (albite et oligoclase et un peu d'anorthite), quartz, biotite et quelques traces de la muscovite comme minéraux primaires avec quelques traces de la chlorite, la calcite et l'hématite comme minéraux secondaires.

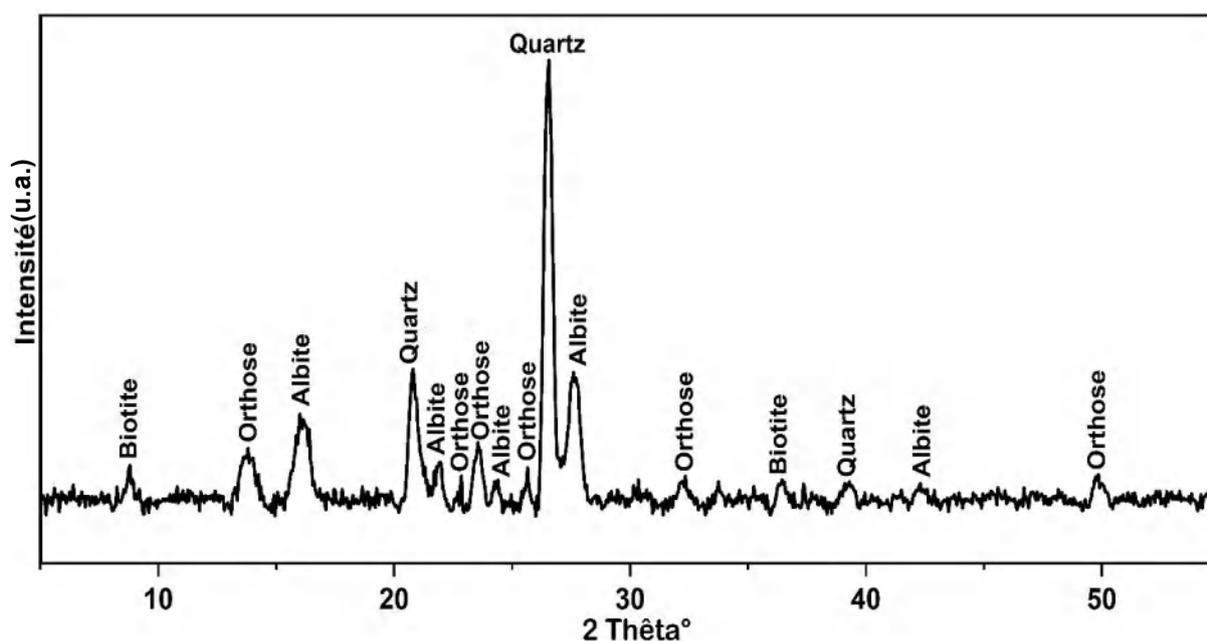


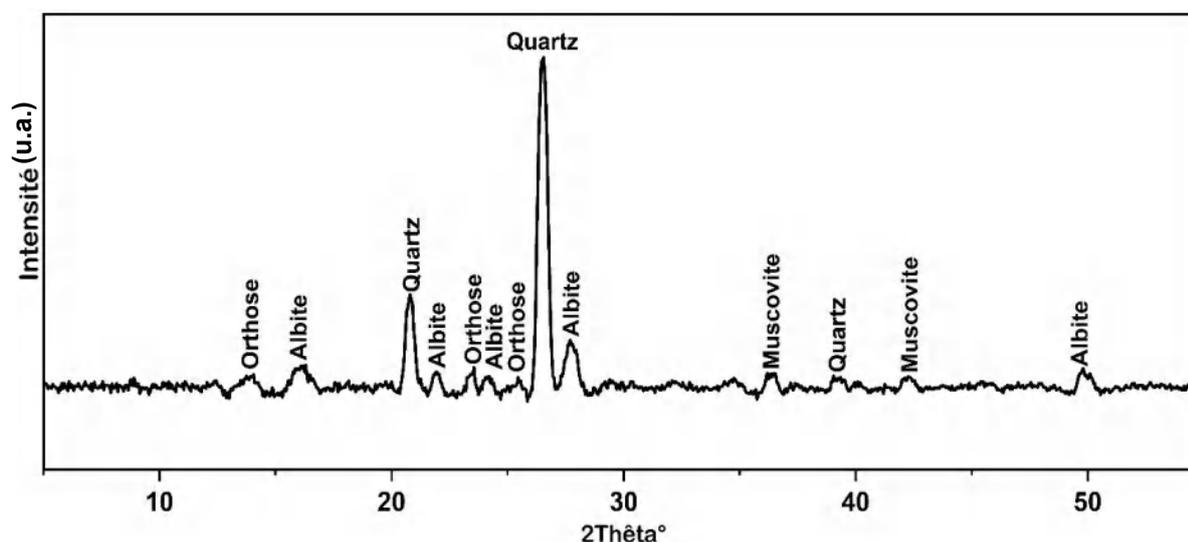
Figure V. 12 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab.

**Tableau V. 13** Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab

Phase minérale	Pics caractéristiques ( $2\theta^\circ$ )	d [ $\text{Å}^\circ$ ]
Biotite	8,792 ; 36,728.	10,050 ; 2,445.
Orthose	13,366 ; 22,549 ; 23,580 ; 25,652 ; 32,304.	6,620 ; 3,770 ; 3,780 ; 3,470 ; 2,769.
Albite	15,841 ; 21,920 ; 24,291 ; 27,858 ; 42,402.	5,590 ; 4,050 ; 3,660 ; 3,200 ; 2,130.
Quartz	20,835 ; 26,587 ; 39,671 ; 50,373.	4,260 ; 3,350 ; 2,270 ; 1,810.

## V.2. 2 Le massif d'Ain Barbar

Le spectre de DRX de la rhyolite de l'échantillon d'Ain Barbar (Figure V.13 ; Tableau V.14) montre que ce massif est constitué principalement de l'orthose, l'albite, le quartz et la biotite. Les minéraux secondaires sont représentés par la chlorite et la séricite.

**Figure V. 13** Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif d'Ain Barbar.**Tableau V. 14** Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif d'Ain Barbar

Phases minérales	Pics caractéristiques ( $2\theta^\circ$ )	d [ $\text{Å}^\circ$ ]
Orthose	13,654 ; 23,580 ; 25,652 ;	6,480 ; 3,770 ; 3,470.
Albite	15,841 ; 22,039 ; 24,299 ; 27,679 ; 49,879.	5,590 ; 4,030 ; 3,660 ; 3,220 ; 1,821.
Quartz	20,832 ; 26,581 ; 39,299.	4,259 ; 3,352 ; 2,986.
Muscovite	42,402 ; 36,191.	2,130 ; 2,480.

V.2.3 Le massif de Chetaibi

En se basant sur l'analyse du spectre de DRX représenté sur Figure V.14 et Tableau V.15, l'échantillon du massif de Chetaibi composé de plagioclase calcique essentiellement l'anorthite avec une faible présence de l'andésine, l'albite, le quartz et l'orthose en petite quantité comme minéraux essentiels, la montmorillonite et l'hématite comme minéraux secondaires.

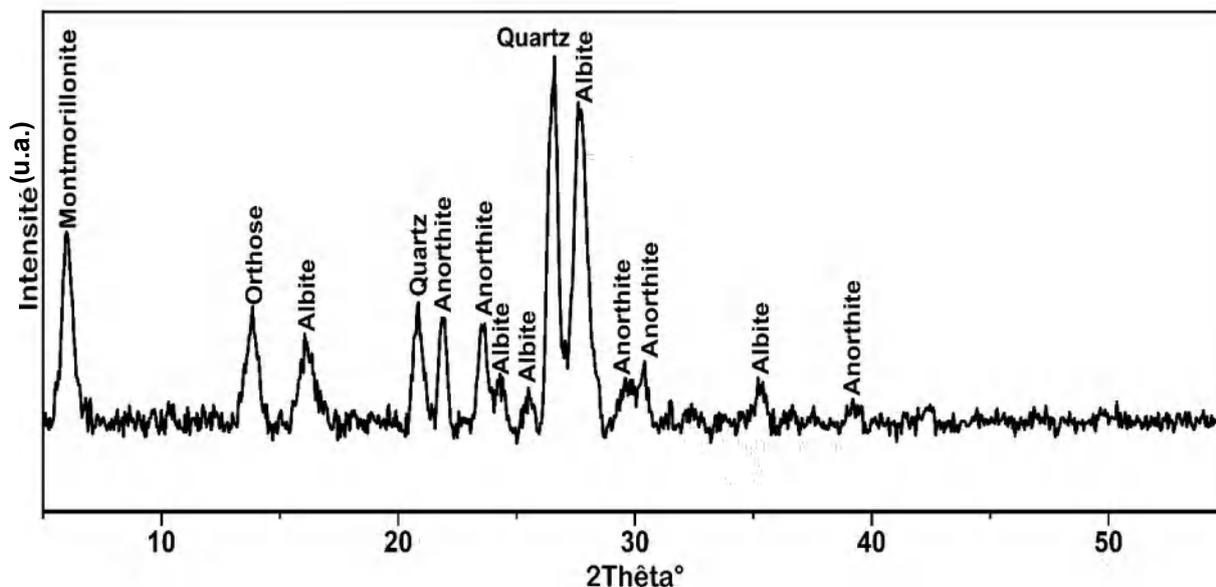


Figure V. 14 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Chetaibi.

Tableau V. 15 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Chetaibi

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å]
Montmorillonite	6,008.	14,700.
Orthose	13,660.	4,490.
Albite	15,867 ; 24,299 ; 25,502 ; 27,853 ; 35,166.	5,581 ; 3,660 ; 3,490 ; 3.199 ; 2,560.
Quartz	20,885 ; 26,587.	4,250 ; 3,350.
Anorthite	21,979 ; 23,391 ; 29,349 ; 30,425 ; 39,637.	4,041 ; 3,800 ; 3,040 ; 2,936 ; 2,272.

V.2.4 Le massif de Filfila

Les résultats d'analyse DRX de l'échantillon de Filfila (Figure V.15 ; Tableau V.16) montrent que l'échantillon du massif est constitué principalement d'orthose, albite, quartz avec les deux micas. Le microcline et la sanidine en petite quantité. Les minéraux secondaires représenté par la séricite et la chlorite dont elles montrent des faibles pics.

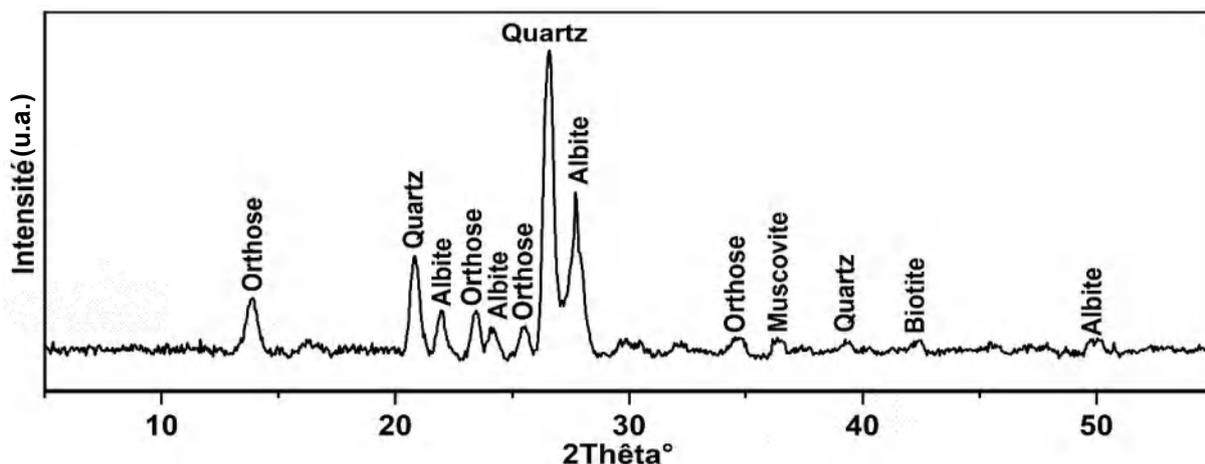


Figure V. 15 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Filfila.

Tableau V. 16 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Filfila

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å]
Orthose	13,652 ; 23,515 ; 25,650 ; 34,868,	6,481 ; 3,790 ; 3,475 ; 2,571 ;
Albite	21,973 ; 24,138 ; 27,761 ; 49,873.	4,042 ; 3,684 ; 3,211 ; 1,827.
Quartz	20,861 ; 26,888 ; 39,312.	4,210 ; 3,347 ; 2,290.
Muscovite	36,419	2,465.
Biotite	42,361.	2,132.

V.2.5 Le massif de Collo

L'analyse du spectre de DRX de l'échantillon de Collo (Figure V.16 ; Tableau 17) montre que le microgranite de Collo se compose du K-feldspath (orthoclase et parfois microcline), les plagioclases (essentiellement albite avec faible pics de l'oligoclase), le quartz et une faible présence de micas (essentiellement biotite).

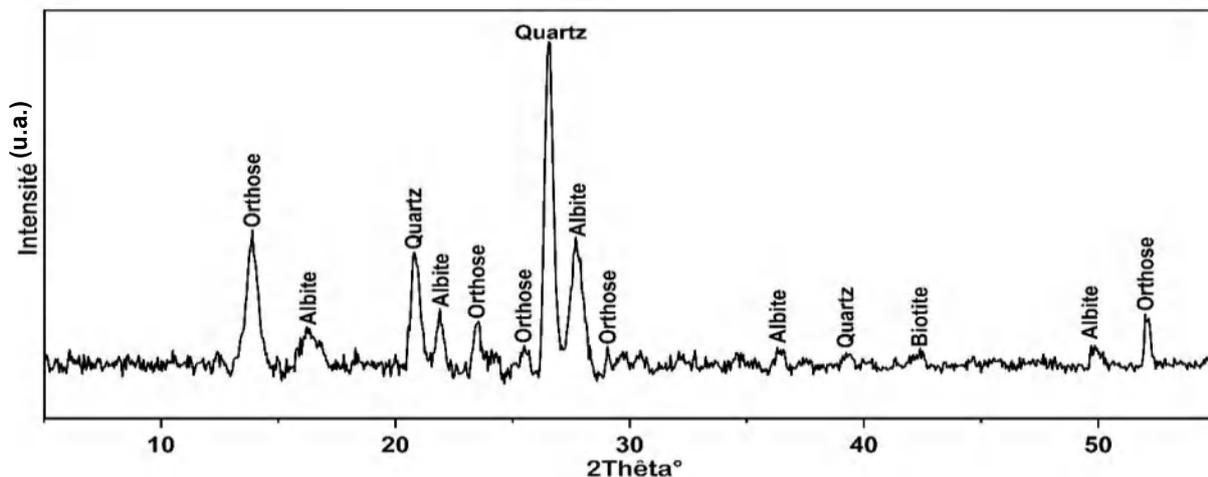


Figure V. 16 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Collo.

Tableau V. 17 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Collo

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å°]
Orthose	13,364 ; 23,580 ; 25,647 ; 29,838 ; 52,391.	6,620 ; 3,770 ; 3,490 ; 2,992 ; 1,745.
Albite	15,677 ; 22,039 ; 27,681 ; 36,759 ; 49,816.	5,648 ; 4,030 ; 3,220 ; 2,443 ; 1,829.
Quartz	20,835 ; 26,832 ; 39,492.	4,260 ; 3,320 ; 2,280.
Biotite	42,412.	2,355.

### V.2.6 Le massif d'Al Aouana

L'échantillon du massif d'Al Aouana montre une richesse en plagioclase calcique et d'après l'analyse des DRX (Figure V.17 ; Tableau V.18) on observe qu'il est constitué principalement d'Anorthite, labradorite, quartz et un peu d'albite, et micas. La calcite, la montmorillonite et l'hématite comme minéraux secondaires.

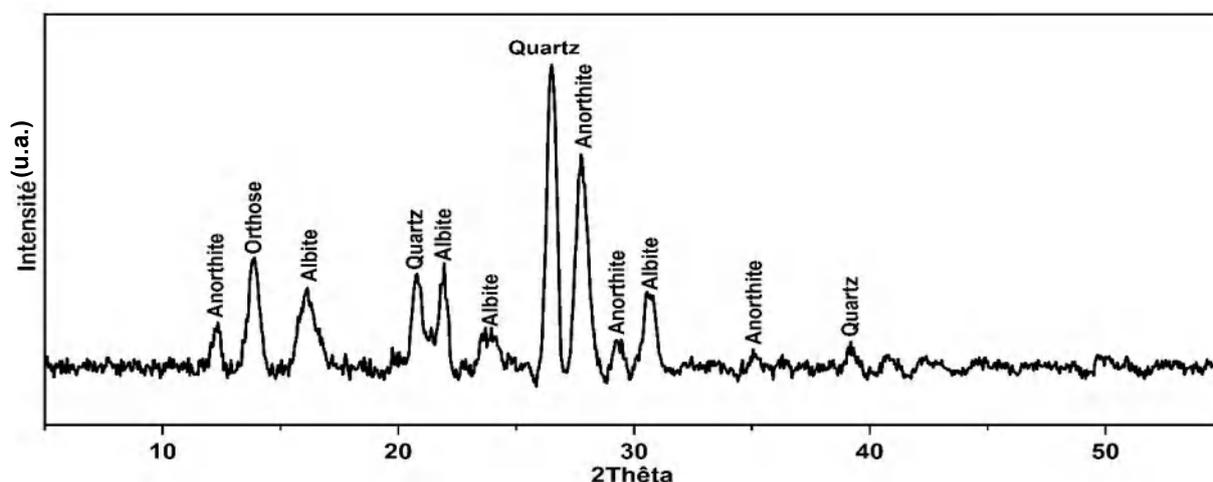


Figure V. 17 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif d'Al Aouana.

Tableau V. 18 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif d'Al Aouana.

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å°]
Anorthite	12,990 ; 27,812 ; 29,356 ; 35,066.	6,810 ; 3,205 ; 3,040 ; 2,557.
Orthose	13,654.	6,480.
Albite	15,867 ; 21,929 ; 23,643 ; 30,506 ;	5,581 ; 4,050 ; 3,760 ; 3,928.
Quartz	20,885 ; 26,587 ; 39,312.	4,250 ; 3,350 ; 2,290.

## V.2.7 Le massif de Maghera

L'étude du granite de Maghera par les analyses DRX (Figure V.18 ; Tableau V.19) indique que l'échantillon de ce massif est constitué principalement de quartz, orthose, microcline, biotite et albite comme minéraux primaires, kaolinite, smectite, chlorite et hématite comme minéraux secondaires.

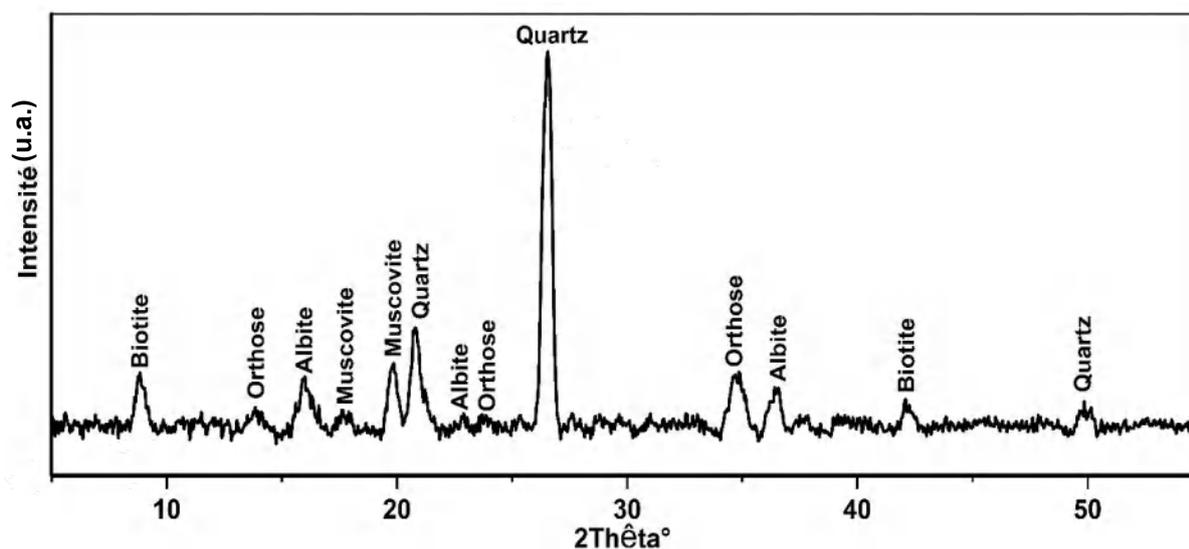


Figure V. 18 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Moghera.

Tableau V. 19 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Maghera

Phases minérales	Pics caractéristiques (2 $\theta$ )	d [Å]
Biotite	8,792 ; 42,497.	10,050 ; 2,125.
Orthose	13,654 ; 23,580 ; 34,454.	6,480 ; 3,770 ; 2,601.
Albite	15,841, 23,083 ; 36,759.	5,590 ; 3,850 ; 2,443.
Muscovite	17,653 ; 19,891.	5,020 ; 4,460.
Quartz	20,885 ; 26,587 ; 50,079.	4,250 ; 3,350 ; 1,820.

## V.2.8 Le massif de Larba Naith Irathen

L'analyse du spectre DRX (Figure V.19 ; Tableau V.20) montre que les minéraux primaires de la pegmatite de Larba Nait Irathen comprennent le quartz, le feldspath alcalin (orthoclase + Microcline), l'albite, la muscovite comme minéraux primaires avec la chlorite et l'hématite comme minéraux secondaires.

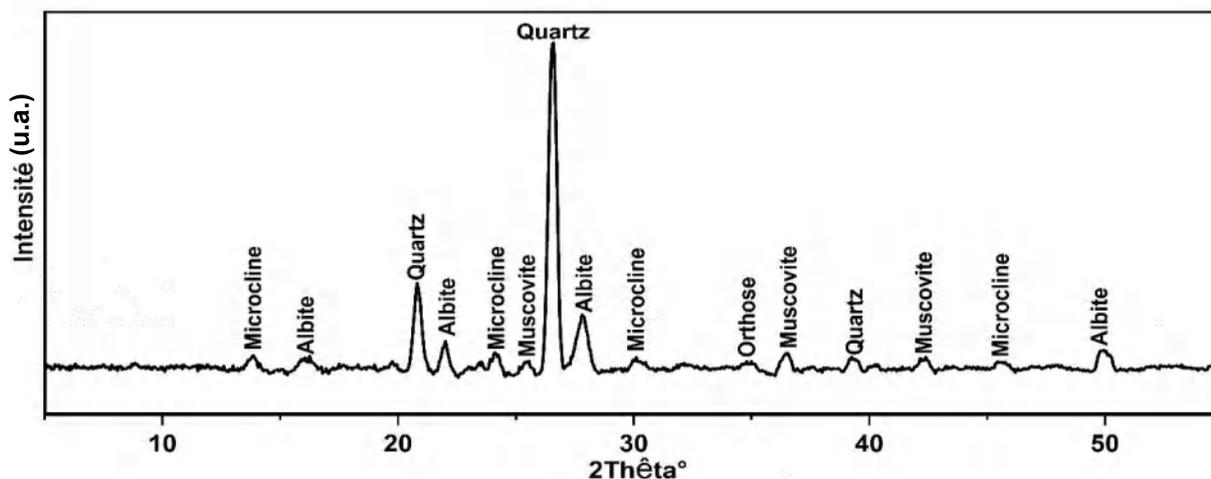


Figure V. 19 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Larba Naith Irathen.

Tableau V. 20 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Larba Naith Irathen

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å°]
Microcline	13,697 ; 24,099 ; 30,127 ; 45,547.	6,460 ; 3,690 ; 2,964 ; 1,990.
Albite	15,841 ; 21,929 ; 27,681 ; 49,127.	5,590 ; 4,050 ; 3,220 ; 1,853.
Muscovite	25,428 ; 36,343 ; 42,402.	3,500 ; 2,470 ; 2,130.
Quartz	20,835 ; 26,587 ; 39,492.	4,260 ; 3,350 ; 2,280.
Orthose	34,799.	2,576.

### V.2.9 Le massif de Draa El Mizane

Les résultats du DRX (Figure V. 20 ; Tableau V.21) montrent que l'albite, le quartz et le K-feldspath (orthoclase + microcline) constituent la majorité des minéraux présents dans le granite de Draa El-Mizane, les micas sont très rares. La smectite et la kaolinite servant de constituants secondaires.

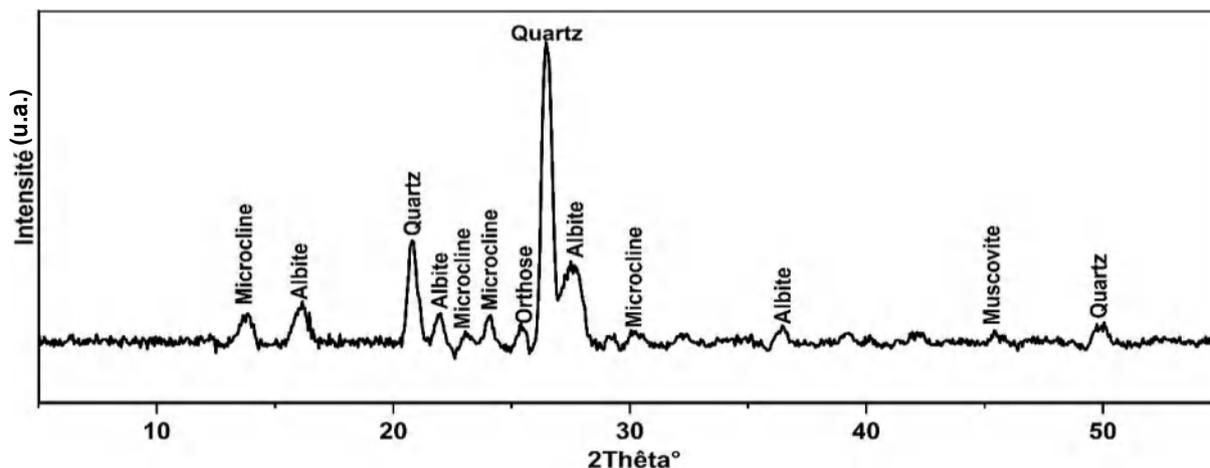


Figure V. 20 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Draa El Mizane.

**Tableau V. 21** Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Draa El Mizane

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å°]
Microcline	13,697 ; 23,205 ; 24,033 ; 30,231.	6,460 ; 3,830 ; 3,700 ; 2,954.
Albite	15,841 ; 22,039 ; 27,752 ; 36,650.	6,370 ; 4,030 ; 3,212 ; 2,450.
Quartz	20,885 ; 26,587 ; 50,079.	4,250 ; 3,350 ; 1,820.
Orthose	25,652.	3,470.
Muscovite	45,571	1,989.

### V.2.10 Le massif de Naciria

L'analyse du spectre DRX de l'échantillon de Naciria (Figure V.21 ; Tableau V.22) indique que le quartz, le microcline, l'orthoclase et l'albite sont tous présents dans le granite de Naciria en grande quantité, la biotite et la muscovite en petite quantité. La chlorite, la séricite et la kaolinite sont les minéraux d'altération.

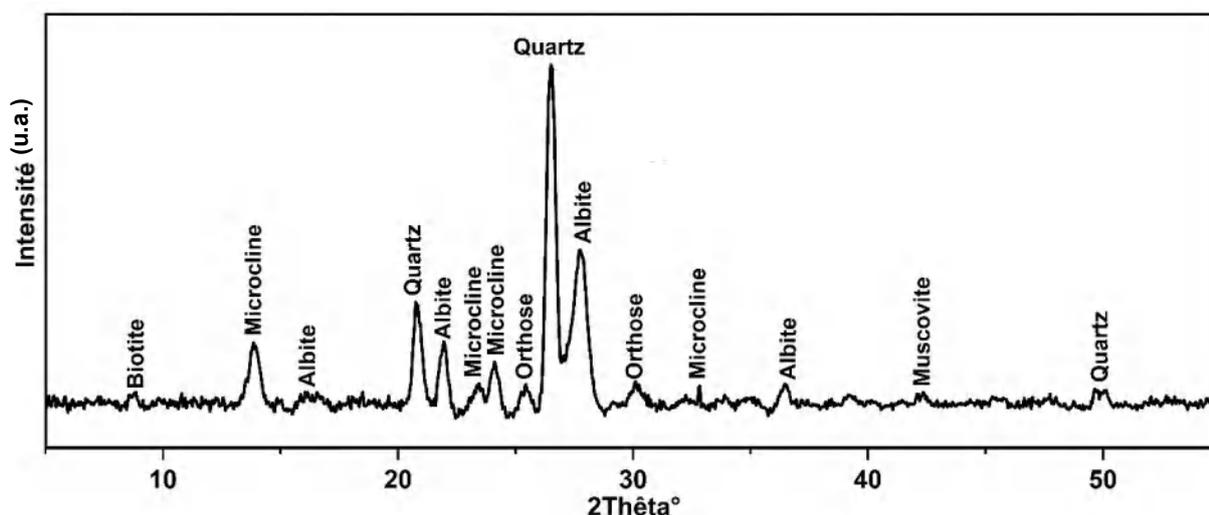


Figure V. 21 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Naciria.

**Tableau V. 22** Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif de Naciria

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å°]
Biotite	8,792.	10,050.
Microcline	13,8976 ; 23,205 ; 24,435 ; 32,424.	6,460 ; 3,830 ; 3,640 ; 2,759.
Albite	15,756 ; 21,929 ; 27,858 ; 36,806.	5,620 ; 4,050 ; 3,200 ; 2,440.
Quartz	20,835 ; 26,588 ; 50,079.	4,260 ; 3,350 ; 1,820.
Orthose	25,652 ; 30,485.	3,470 ; 2,930.
Muscovite	42,444.	2,128.

## V.2. 11 Le massif de Nadroma

Les résultats des analyses DRX de l'échantillon du massif de Nadroma montre qu'il est principalement composé de quartz, d'orthoclase et d'albite, muscovite avec des traces de biotite. La séricite, la calcite, la chlorite et l'hématite sont des minéraux secondaires (Figure V.22 ; Tableau V.23).

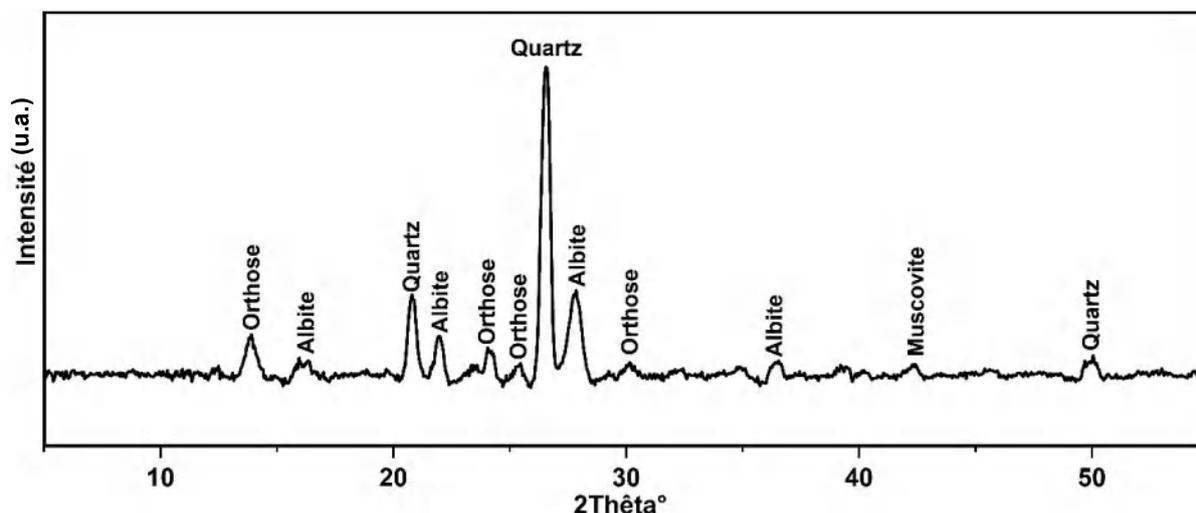


Figure V. 22 Spectre de diffraction aux rayons X de l'échantillon du massif de Nadroma.

Tableau V. 23 Les pics caractéristiques de l'échantillon du massif d'Oued El-Anab

Phases minérales	Pics caractéristiques (2θ°)	d [Å]
Orthose	13,654 ; 24,572 ; 25,652 ; 30,442.	6,620 ; 3,620 ; 3,470 ; 2,934.
Albite	15,756 ; 21,929 ; 27,858 ; 36,343.	5,620 ; 4,050 ; 3,200 ; 2,470.
Quartz	20,835 ; 26,587 ; 50,079.	4,260 ; 3,350 ; 1,82.
Muscovite	42,444.	2,128.

Les analyses minéralogiques par IR et DRX de ces massifs confirment les résultats pétrographiques. Le feldspath alcalin (orthose et microcline) et l'albite sont les minéraux les plus fréquents dans les échantillons étudiés de ces massifs (à l'exception de ceux de massif de Chetaibi et Al Aouana). Ces analyses ont montré aussi que tous les massifs sont affectés par une faible altération, qui a induit par l'apparition des minéraux secondaires (séricite, chlorite, calcite, hématite, kaolinite, smectite...) avec de faibles à très faibles pics.

**CHAPITRE VI**

**ÉTUDE**

**GÉOCHIMIQUE**

## **CHAPITRES VI : ÉTUDE GÉOCHIMIQUE**

Ce chapitre se focalise sur l'analyse géochimique des différentes roches granitiques sélectionnées dans cette partie. Par comparaison avec les antérieures, cette recherche permettra de développer de nouvelles précisions et interprétations concernant le cadre géodynamique de ces roches granitiques et leur genèse. Cette partie permettra aussi de déterminer les types et les caractéristiques des roches de ces massifs.

### **VI.1 Résultats et discussion**

Les résultats des éléments majeurs, les éléments en trace et les terres rares sont présentés dans le Tableau VI.1.

#### **VI.1.1 Les éléments majeurs**

Les éléments majeurs ont une application trop large dans la classification et la nomenclature des roches magmatiques. Ils sont souvent utilisés aussi dans des diagrammes binaires et ternaires pour montrer la relation entre les éléments chimiques et pour identifier les processus géochimiques et les critères du magma. À l'exception du massif d'Al Aouana qui montre une perte au feu (LOI) de 10.7%, les résultats des analyses chimiques montrent des pertes au feu variant entre 0.41% à 3.42%. On constate que ces roches ne sont pas fortement altérées, les échantillons sont relativement frais et l'effet de l'altération et de la mobilité des éléments chimiques est généralement minime.

##### **VI.1.1.1 Classification et nomenclature des roches étudiées**

Deux diagrammes de classification ont été utilisés pour classer les roches étudiées, pour mettre en évidence leur nomenclature et étudier l'impact de l'altération sur les alcalins  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ : le diagramme de TAS (Total Alkali Silica) de Middlemost (1994) basé sur  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Figure VI.1) et le diagramme R1-R2 de De la Roche et al. (1980) ( $\text{R1} = 4\text{Si} - 11(\text{Na}+\text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ ;  $\text{R2} = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ ) (Figure VI.2). Sur le diagramme de Tas, à l'exception des massifs de Chetaibi et Al Aouana qui sont repérés dans le domaine de granodiorite, tous les massifs appartiennent au domaine des granites. Dans le diagramme de (De la Roche et al., 1980), les échantillons appartiennent aux quatre domaines : l'échantillon d'Oued El Anab dans le domaine des granodiorites, l'échantillon de Chetaibi dans le domaine

Tableau VI. 1 Teneurs en éléments majeurs (en poids %) et en éléments en trace (ppm) des roches étudiées.

	Oued El Anab	Ain Barbar	Chetaibi	Filfila	Collo	El Aouana	Maghera	Larba Naith Irathen	Draa El Mizane	Naciria	Nadroma
<b>Les oxydes</b>											
SiO <sub>2</sub>	67,1	76,7	61,9	75,1	74,9	56,7	68,9	79,6	78	73,6	73,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	12,55	16,65	14,9	14,55	15,5	14,95	12,25	12,9	14,95	13,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	1,32	5,83	1,72	2,67	2,5	1,92	0,93	0,34	1,24	2,19
CaO	2,71	1,02	4,92	0,43	0,97	7,01	0,34	0,26	0,21	0,65	0,32
MgO	1,68	0,16	2,97	0,16	0,79	2,09	1,44	0,08	0,03	0,25	0,84
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,92	3,88	3,26	3,63	4,15	4,86	2,64	3,38	4,91	4,27
K <sub>2</sub> O	4,34	4,22	2,64	4,94	4,33	0,5	2,52	4,45	5,11	4,33	3,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,027	0,002	0,029	<0,002	0,022	0,002	0,002	0,003	0,032	0,037	0,036
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,05	0,69	0,09	0,3	0,25	0,41	0,02	0,09	0,11	0,33
MnO	0,03	0,02	0,11	0,02	0,02	0,17	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,2	0,24	0,13	0,31	0,1	0,05	0,09	0,24	0,01	0,02	0,12
SrO	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01

Bao	0,03	0,027	0,03	0,01	0,05	<0,01	0,05	<0,01	0,02	0,01	0,03
LOI	3,15	1,42	1,67	0,88	1,27	10,7	3,42	0,67	0,6	0,41	1,32
Total	100,227	100,659	101,459	101,82	103,602	99,632	101,002	101,153	100,722	100,527	100,086
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6,95	7,14	6,52	8,4	7,96	4,65	7,38	7,09	8,49	9,24	7,67
CNK	2,75	2,24	3,61	1,38	1,35	2,18	1,44	1,33	1,15	1,73	1,29
A/NK	1,64	1,33	1,63	1,81	1,82	3,33	2,02	1,72	1,51	1,61	1,81
A/CNK	1,07	1,12	0,92	1,29	1,16	0,77	1,36	1,26	1,12	1,53	1,25
S/A	4,50	6,11	3,71	5,04	5,14	3,6	4,6	6,49	6,04	4,92	5,27
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,60	0,69	1,46	0,65	0,83	10,37	1,92	0,59	0,86	1,13	1,25
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,66	1,44	0,68	1,51	1,19	0,12	0,51	1,68	1,51	0,88	0,79

**Éléments en traces**

Ba	249	2340	284	49,6	416	31,5	407	13,6	141,5	98,6	272
Cr	195	5	207	8	186	<5	10	10	221	268	260
Cs	13,25	14,25	13,9	44,5	4,99	1,82	2,5	11,5	1,44	0,71	23,5
Ga	23,3	15	21,3	29	23,3	17,2	18,2	25,5	24,6	24,4	17,7
Hf	4,35	1,47	4,25	1,83	4,67	1,78	5,35	1,62	5,94	5,83	2,81
Lu	0,11	0,02	0,26	0,12	0,42	0,14	0,19	0,01	0,41	1,52	0,11

Rb	316	261	159	681	200	18,1	98,9	329	195,5	155	112,5
Sn	15,9	7,8	5,8	17,3	3,7	1,4	7	22,6	5,3	3,9	6,4
Sr	78,7	204	203	25,7	119	180	105,5	8,7	38,5	60,9	94,8
Ta	1,8	5,5	0,7	3,7	1,1	0,3	1,4	2,3	2,7	3,6	0,8
Th	20,2	2,85	18,2	9,24	20,4	4,35	15,3	0,9	31,3	46,8	6,11
U	8,71	18,9	7,36	5,34	4,78	1,1	8,54	3,23	3,33	8,12	1,15
V	39	<5	146	<5	40	89	72	<5	<5	5	34
W	6,8	2,5	3,7	41,7	0,7	0,7	5,3	4,7	3,6	1,1	3,7
Zr	155	25	141	53	159	71	201	32	150	125	112

---

**Eléments des terres rares**


---

La	27,1	1,8	22,8	7,4	35,4	5,4	18,8	0,8	5,2	30,4	3,5
Ce	58,8	4,4	45,2	16,9	73,4	12	20,6	2	11,1	61,5	10,6
Pr	6,85	0,48	5,2	2,08	8,58	0,98	4,09	0,23	1,4	6,91	1,6
Nb	12,8	18,75	7,4	15,75	10,25	2,25	10,35	19,25	18,6	21	6,54
Sm	7,05	0,62	5,04	2,33	6,01	0,99	2,92	0,09	0,97	6,54	2,28
Eu	0,61	<0,02	0,94	0,29	0,91	0,42	0,81	<0,02	<0,02	0,13	0,47

---

Gd	5,82	0,94	4,37	2,4	5,38	1,25	2,79	0,62	1,2	7,08	2,21
Tb	0,66	0,11	0,54	0,47	0,81	0,14	0,31	0,07	0,21	1,41	0,31
Dy	3,2	1,36	3,55	2,57	4,95	1,33	2,85	0,65	1,48	11,4	2,01
Ho	0,51	0,16	0,63	0,38	0,88	0,3	0,54	0,07	0,45	2,24	0,31
Er	1,29	0,53	2,31	0,99	2,85	0,67	1,66	0,21	1,52	8,23	0,99
Tm	0,14	<0,01	0,23	0,13	0,41	0,15	0,23	0,02	0,24	1,4	0,13
Yb	1,09	0,49	2,07	0,88	2,8	0,99	1,78	0,21	1,77	9,47	1,12
Y	16,4	6	19,2	13,4	26,6	7,6	15,9	2,6	12,8	76,3	10

---

de la tonalite, l'échantillon d'Al Aouana à la diorite et les restes des échantillon dans le domaine des granites et granites alcalins.

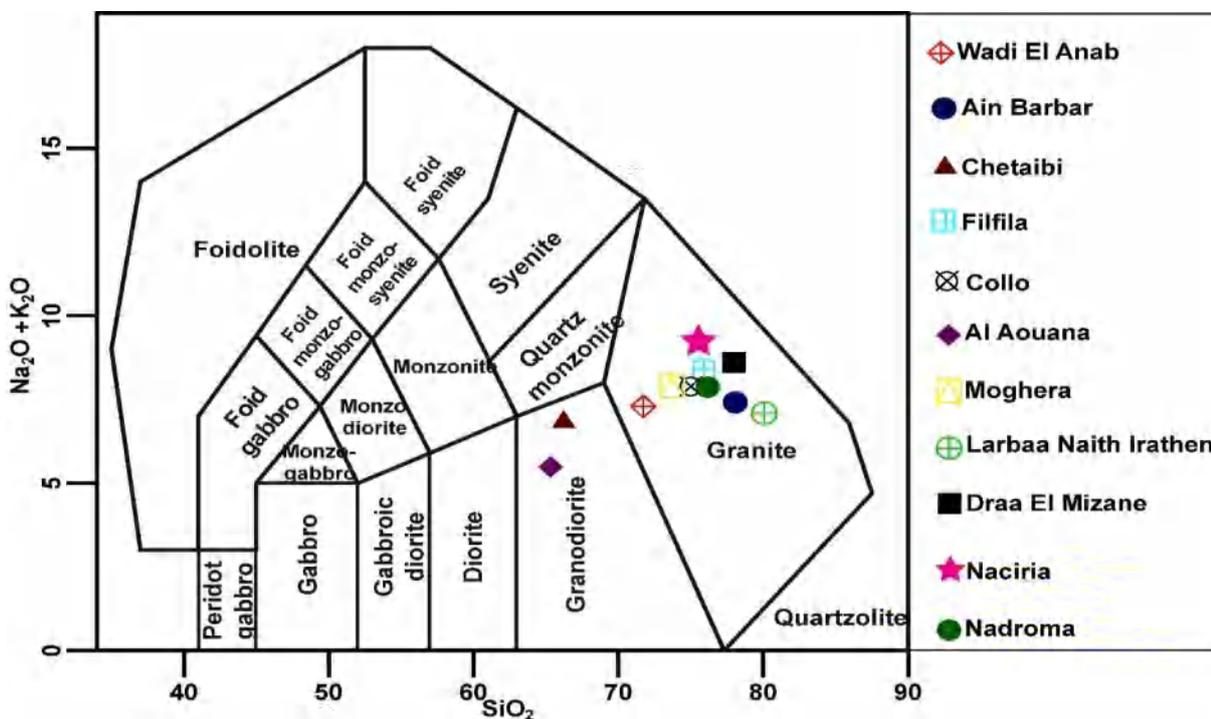


Figure VI. 1 Diagramme de classification chimique et de nomenclature de Middelmost, (1994) montrant la position des échantillons des roches étudiées

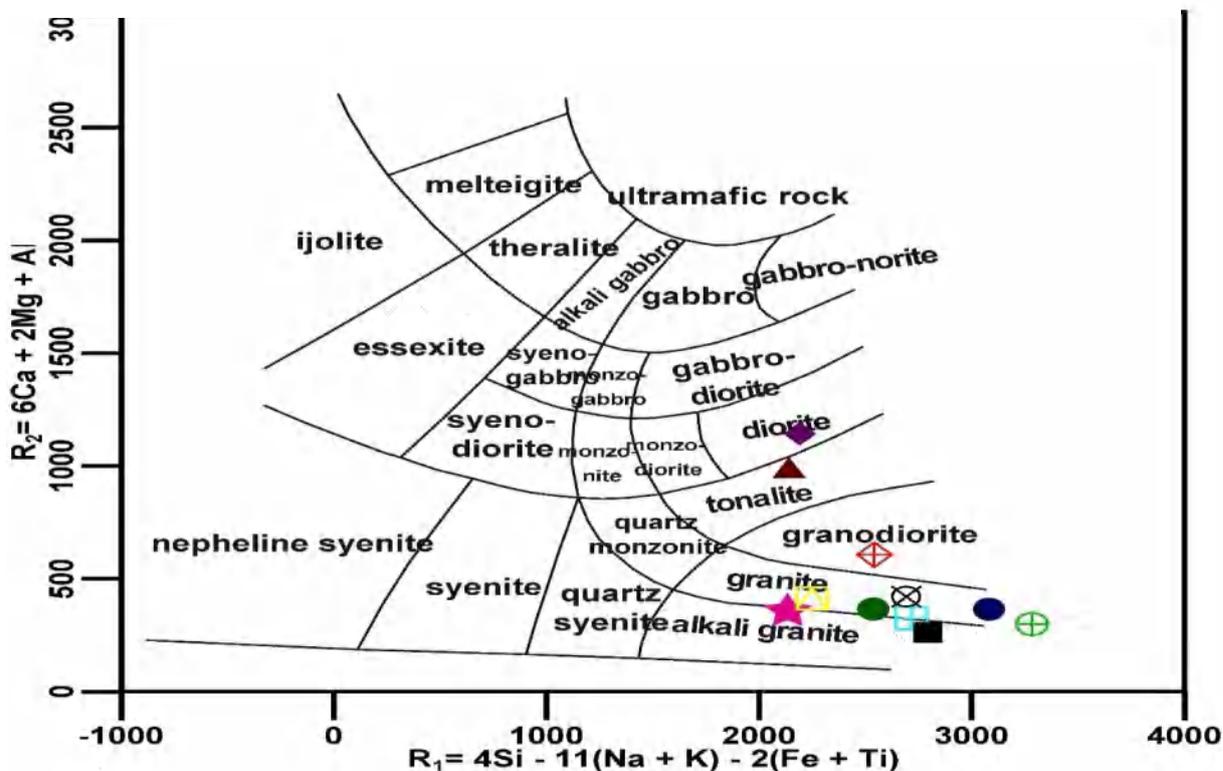


Figure VI. 2 Diagramme de classification chimique et de nomenclature de De la roche et al. (1975) montrant la position des échantillons des roches étudiées (même symbole de Figure VI.1).

**VI.1.2 les éléments en traces**

Les éléments en traces désignent les éléments présents à des concentrations très faibles dans les roches (généralement <0,1% en poids) et dont les concentrations sont couramment exprimées en ppm. Ces éléments ont la tendance à se concentrer dans les minéraux par substitution aux éléments majeurs. Les critères principaux régissant la localisation des éléments traces dans les phases minérales, selon les règles de substitution de Goldschmidt, sont la valence et le rayon ionique de l'élément. Les éléments en trace peuvent se subdiviser en trois groupes :

- Les éléments incompatibles LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) : ce sont les éléments caractérisés par de grands rayons ioniques et de faibles charges. Ce groupe d'éléments se distingue généralement par son incompatibilité lors de la cristallisation des magmas lithosphériques, ce qui entraîne leur accumulation dans le magma fondu, exemple : K, Rb, Cs, Th, Sr et Ba.

- Les éléments compatibles HFSE (*high field strenght elements*) : ce sont les éléments à forte charge et à faible rayon ionique qui montrent une forte affinité au solide exemple : Ti, Hf, Nb, Ta et Zr.

- les éléments de terres rares ETR (*Rare Earth Elements*) : comprennent 15 éléments chimiques ayant des propriétés similaires qui font partie du groupe des lanthanides, soit les éléments de numéros atomiques 57 à 71. Ils sont subdivisés en deux groupes : les terres rares lourds, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu et les terres rares légères : La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu et Gd. Ces éléments sont très importants pour les interprétations pétrogénétiques.

**VI.2 Critères et alcalinité du magma des roches étudiées**

Le tracé des données des principaux oxydes en K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> (diagramme de classification de A. Peccerillo & S.-R. Taylor (1976), à l'exception des échantillons de Bejaia et El 'Aouana, tous les échantillons sont situés dans la série calco-alcaline à haute teneur en potassium, indiquant une richesse en alcalins. L'échantillon de Maghera est situé dans le domaine des séries calco-alcalines, tandis que l'échantillon d'El-Aouana appartient à la série tholéiitique, ce qui indique une teneur élevée en CaO (Figure VI.3).



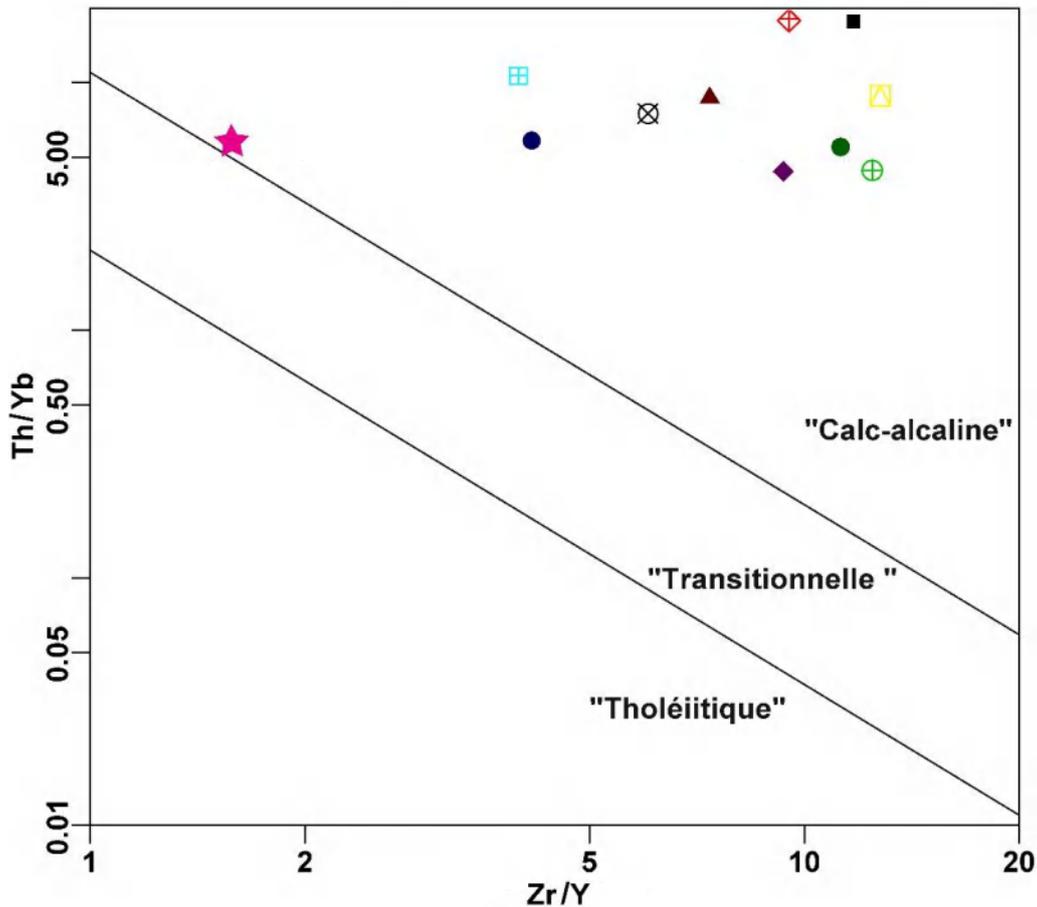


Figure VI. 4 Diagramme binaire Th/Yb vs Zr/Y montrant les différentes séries des roches étudiées projetées dans le diagramme de (Ross & Bédard, 2009) (même symbole de la Figure VI.1)

avec le type IV comprenant de la biotite  $\pm$  de l'amphibole  $\pm$  de l'orthopyroxène  $\pm$  du clinopyroxènes ; les types IV à VI sont métallumineux, avec le type IV comprenant de la biotite  $\pm$  de l'amphibole  $\pm$  de l'orthopyroxène  $\pm$  du clinopyroxènes ; le type V représente des roches exceptionnelles telles que les carbonatites et le type VI représente des leucogranites. À l'exception des échantillons de Wadi El Anab, Chetaibi et El Aouana, tous les échantillons sont pérallumineux avec deux micas. Les échantillons de Wadi El Anab sont pérallumineux avec uniquement de la biotite. Les échantillons de Chetaibi se situent dans le champ des roches exceptionnelles et les échantillons d'El Aouana sont leucogranitiques. Selon Chappell (1999), la source des roches granitiques pérallumineuses est métasédimentaire, tandis que les roches métallumineuses proviennent de la croûte terrestre.

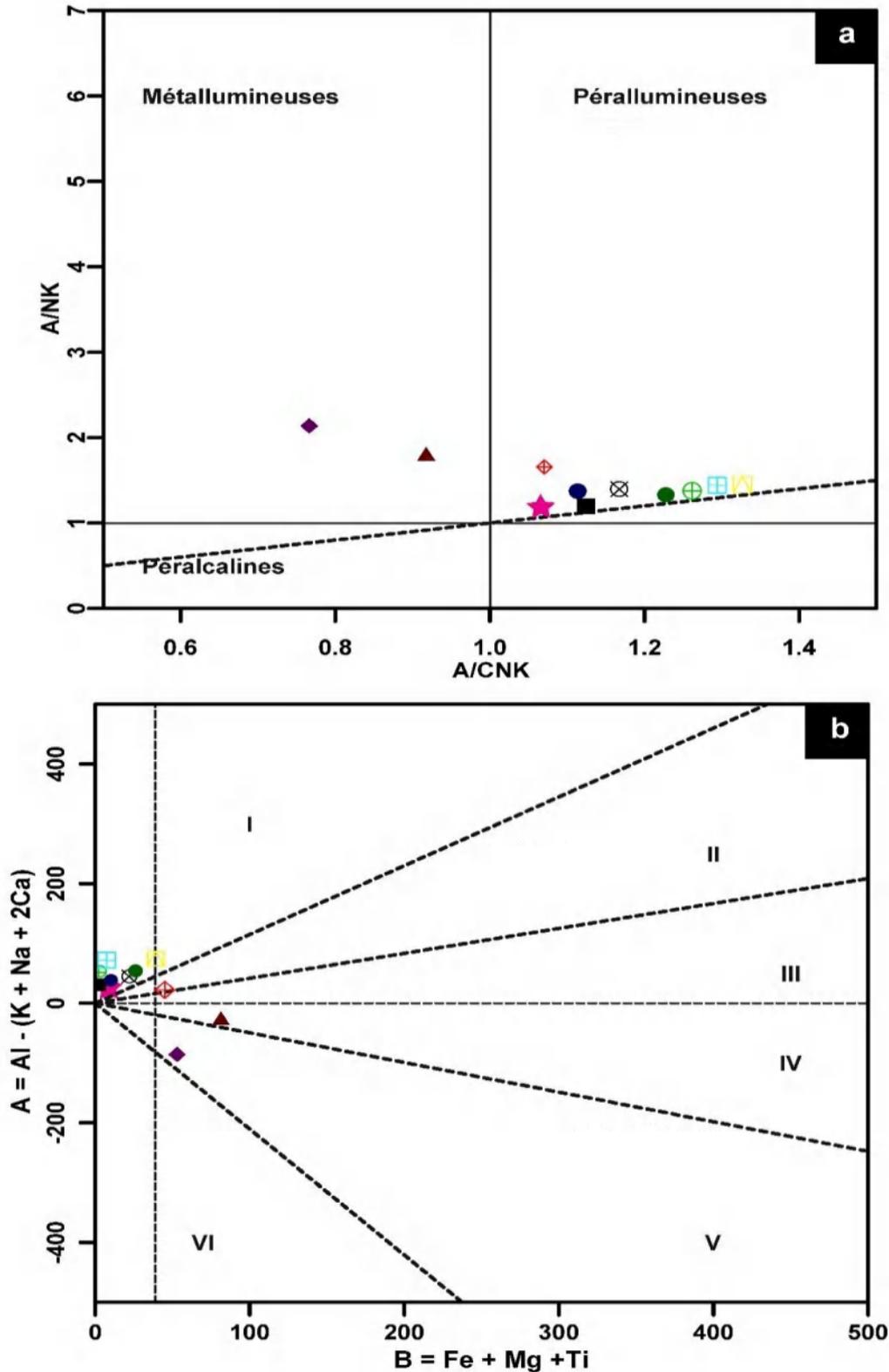


Figure VI. 5 Diagramme binaire montrant les différents critères du magma. a: Diagramme  $A/CNK$  (mol.  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ) vs  $A/NK$  (mol.  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  d'après Maniar & Piccoli (1989). b: Diagramme  $B-A$  (mol.  $Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ ) vs (mol.  $Al_2O_3/(2CaO+Na_2O+K_2O)$  d'après Debon & Le Fort (1983) (même symbole de la Figure VI.1).

## VI.3 Source des magmas

La classification la plus acceptable subdivisant les granitoïdes selon leur source en quatre types : type S, I, M et A (1- une origine métasédimentaire magma de type S ; 2- une origine ignée magma de type I ; 3- une origine mantellique magma de type M ; 4- une origine anorogénique magma de type A) (Chappell & White, 1992). De nombreux mécanismes conduisent à la formation du magma granitique, tels que la cristallisation fractionnée des magmas mafiques, la fusion des lithologies crustales à différentes profondeurs en présence ou en l'absence des fluides, et le mélange des magmas générés à partir de la croûte et du manteau (Barbarin, 1999; Brown, 2013; Janoušek et al., 2020; Pitcher, 1997).

Les caractères des granitoïdes étudiés sont illustrés dans le diagramme de A/CNK versus  $\text{SiO}_2$  de Chappell & white (1992) (Figure VI.6). Dans ce diagramme les échantillons Oued Al Anab, Chetaibi et Al Aouana sont situés dans le domaine des granites type I à caractère

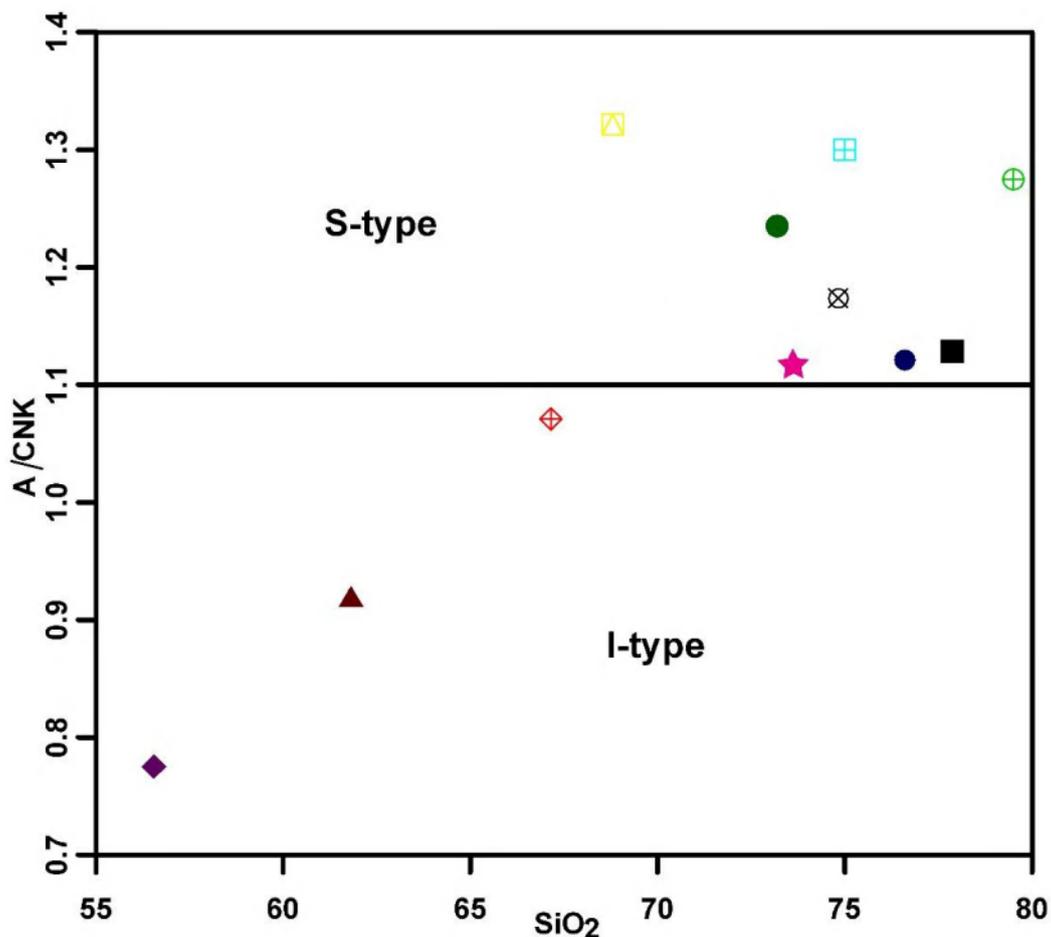


Figure VI. 6 Diagramme de discrimination A/CNK (mole  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs  $\text{SiO}_2$  (Chappell & white, 1992) ; (Même symbole de la Figure VI.1)

métallumineux alors que les autres échantillons sont situés dans le domaine des granites type S à caractère pérallumineux (Figure VI.6).

#### **VI.4 Environnement géotectonique**

De nombreuses études dans divers domaines géologiques (pétrologie, géochimie) ont examiné les données qui peuvent être utilisées pour les reconstructions paléogéographiques et les contextes géodynamiques. Ces études basées sur la relation entre la composition minéralogique, géochimique des roches et les critères physico-chimiques qui leurs genèses. Plusieurs études ont utilisé la corrélation entre les éléments majeurs ou les éléments en trace pour déduire l'environnement géotectonique des roches magmatiques. Dans cette partie, on utilise quatre diagrammes de discrimination pour déterminer le contexte géodynamique des roches étudiées (Figure VI.7).

\* Le diagramme R2-R1 de Batchelor & Bowden (1985) est basé sur la corrélation entre les éléments majeurs ( $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ,  $R2=6Ca+2Mg+Al$ ). Dans ce diagramme les granitoïdes étudiés sont situés dans le domaine syn-collision et post-orogénique (Figure IV.7a).

\* Le diagramme Rb/Zr vs SiO<sub>2</sub> de Thiéblemont & Tegye (1994), montre que les roches étudiées sont post-collisionnelles d'arc volcanique (Figure VI.7b).

\* Dans diagramme Rb vs Yt+Nb de Pearce et al. (1984), les roches étudiées se situent dans le domaine syn-collision et arc volcanique, mais en général dans le domaine post-collision (Figure IV.7c).

\* Dans le diagramme de Rb/Zr vs Zr de Harris et al. (1986), tous les échantillons se placent dans le domaine de subduction (Figure IV.7d).

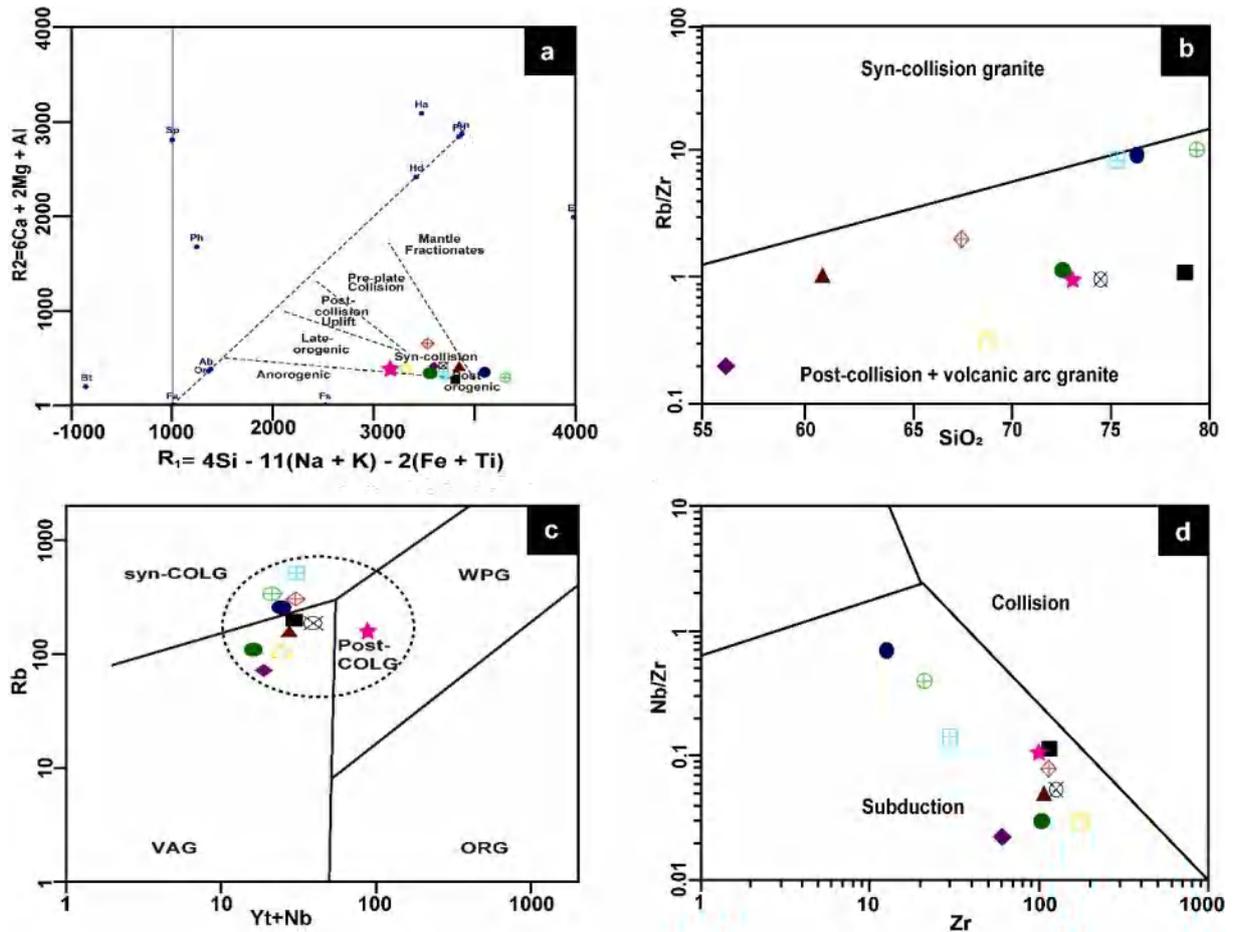


Figure VI. 7 Diagrammes de discrimination géotectonique. a : R2-R1 ( $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ,  $R2=6Ca+2Mg+Al$ ) (Batchelor & Bowden, 1985) ; b : Rb/Zr vs  $SiO_2$  Thieblemont & Tegye (1994) ; c : Rb vs Yt+Nb Pearce (1984) ; d : Nb/Zr vs Zr Harris et al. (1986) (Même symbole de la Figure VI.1).

En résumé, toutes les roches étudiées sont liées à la subduction et mises en place dans un environnement post-collisionnel. Bien que les résultats soient très proches, mais la classification géochimique basée sur les diagrammes est assez complexe et ne permet pas une distinction claire et précise des granitoïdes. La lecture des nombreux diagrammes montre qu'il faut être très prudent pour parvenir à des conclusions générales concernant l'origine ou les origines des magmas granitiques.

Pour plus de précision sur le contexte géodynamique des différentes roches étudiées, on compare ces résultats avec ceux des travaux antérieurs sur les magmatismes hercyniens et les magmatismes miocènes.

**VI.5.1 Les magmatismes hercyniens**

Les roches étudiées générées par les magmatismes hercyniens regroupent quatre massifs : Larba Nait Irathen, Draa El Mizane, Naciria et Nadroma. Ces roches ont des caractéristiques géochimiques similaires caractérisant une zone de subduction telles que l'affinité calco-alkaline à K élevé, les signature pérallumineuses, le caractère type S, l'anomalie négative de Nb et le placement de ces roches dans les diagrammes de discrimination dans un contexte syn-collisionnel à post-collisionnel. Ces résultats sont similaires à celle obtenus par d'autres auteurs (Barbarin, 1999; Beniken, 2010; Bossière & Peucat, 1985; Gasquet et al., 1996; Lagarde et al., 1992).

Selon de nombreux auteurs (Barbarin, 1999; Gasquet et al., 1996; Lagarde et al., 1992), Les magmatismes hercyniens sont caractérisés au début par un magmatisme syn-collisionnel entre 370 à 300Ma connu par la mise en place des granitoïdes alumino-potassique, faiblement fractionnés, peu déformés. Selon les résultats obtenus, la pegmatite de Larba Nait Irathen appartient à ce groupe. Ensuite un magmatisme post-collisionnel entre 300 et 280 Ma caractérisé par des granitoïdes calco-alkalin. Ce groupe renferme les granites de Draa El Mizane, Naciria et Nadroma.

Selon Lagarde et al. (1992) et Matte (1986) les magmatismes hercyniens sont liés à l'assemblage en bloc unique représenté par la Pangée suite à la collision entre la plaque de Gondwana et la plaque de Laurasia. Matte (1986) a suggéré d'unir les grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, ce qui place le Maghreb sur une zone de coulissage dextre importante. Dans cette phase, le Maghreb est un bassin externe, molassique ou à flyschs (culm), ce qui explique que les déformations sont moins intenses par rapport aux zones internes situées au cœur de la chaîne varisque (Figure VI.8).

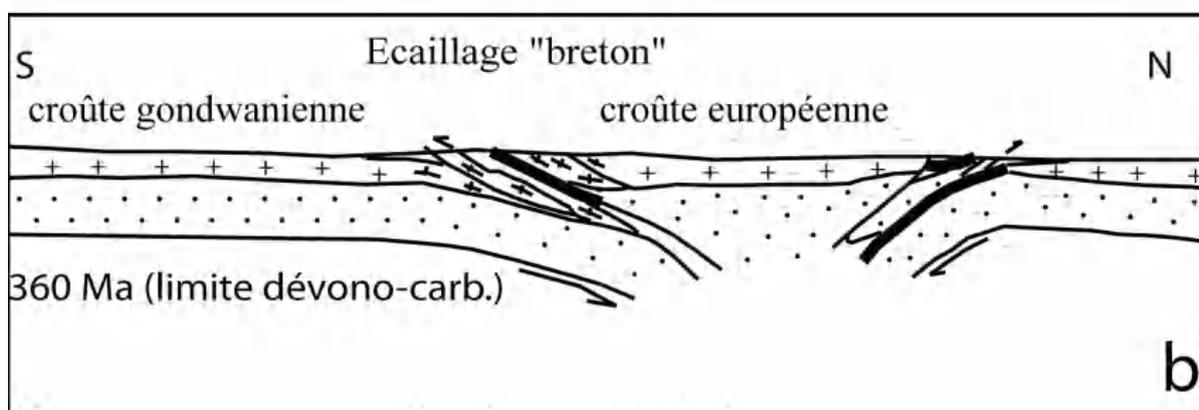
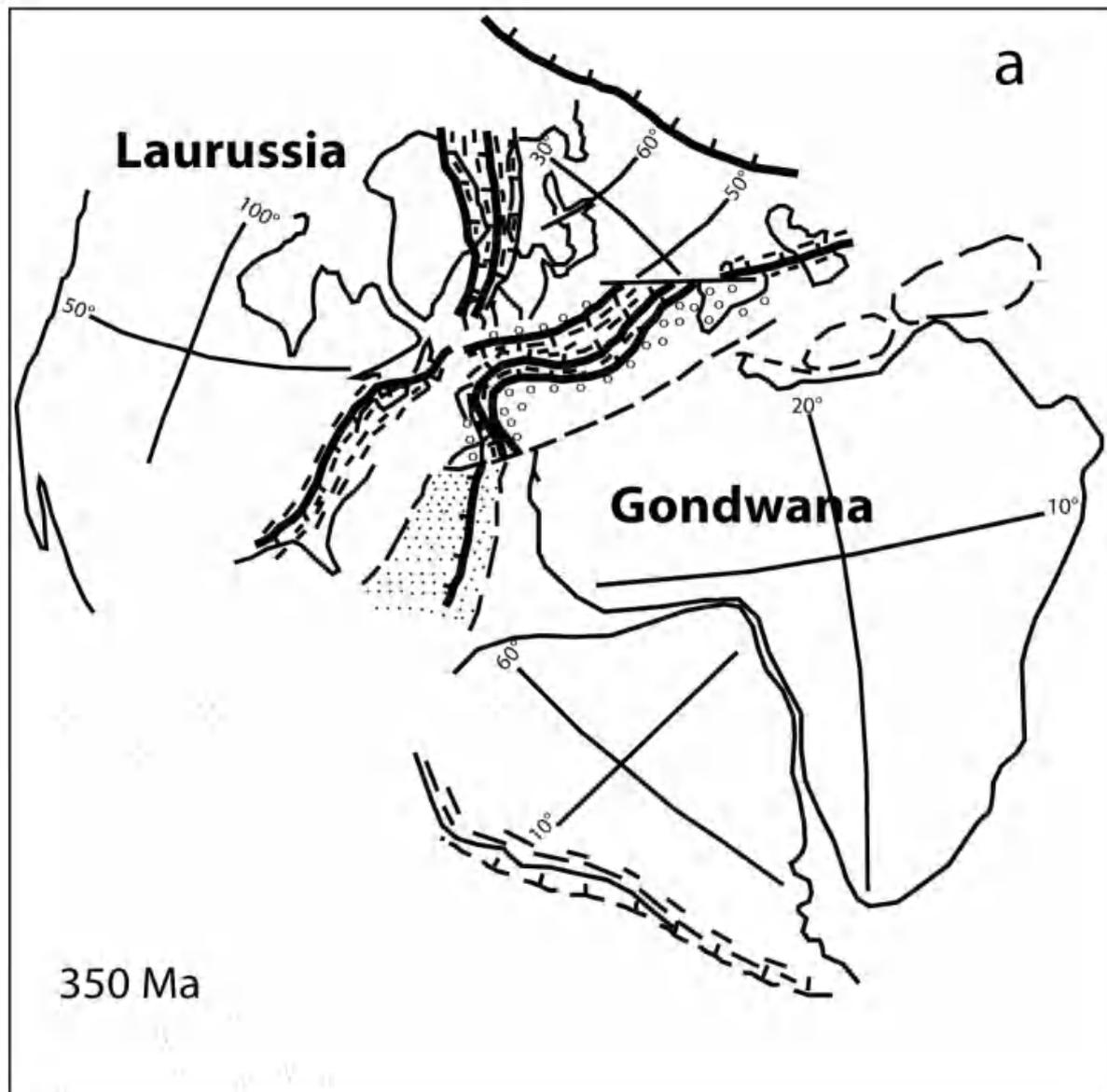


Figure VI. 8 a : Modèle de subduction et collision entre plaque de Gondwana et la plaque de Laurasia. b : Modèle pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes hercyniens (d'après. Matte, 1986).

### V.5.2 Les magmatismes miocènes

Les roches étudiées générées par les magmatismes miocènes regroupent six massifs : Oued Al Anab, Ain Barber, Chetaïbi, Filfila, Collo, Al Aouana et Maghra. Ces roches ont des caractéristiques géochimiques similaires caractérisant une zone de subduction telles que l'affinité calco-alcaline à K élevé, les signatures pérallumineuses, le caractère type S et I, l'anomalie négative de Nb et le placement de ces roches dans les diagrammes de discrimination dans un contexte syn-collisionnel à post-collisionnel. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par des nombreux auteurs (Abbassene et al., 2019; Chazot et al., 2017; Hamlaoui, 2019; Laouar et al., 2005, 2018; Lekoui, 2019) pour les granitoïdes miocènes du Nord de l'Algérie.

D'après ces auteurs (Abbassene et al., 2019; Chazot et al., 2017; Hamlaoui, 2019; Laouar et al., 2005, 2018; Lekoui, 2019), ces roches sont classées comme des roches magmatiques post-collisionnelles typiques, enrichies et métasomatisées par des fluides de subduction et des sédiments subdivisés lors d'un événement de subduction antérieur et de rupture de slab.

Grâce à ces auteurs, (Chazot et al., 2017; Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2005) ont proposé le modèle pétrogénique de ces roches expliquant l'évolution géodynamique depuis l'Eocène jusqu'à la Miocène (Figure VI.9) :

- Un mouvement de convergence et début de subduction pendant le période fini Eocène-Oligocène entre les plaques européennes et africaines.
- Un arrêt de subduction, un détachement de slab et une collision se produisent entre l'Oligocène inférieur et début du Miocène.
- La mise en place des granitoïdes formés par le métasomatisme du manteau et la fusion partielle de la croûte continentale inférieure pendant la période miocène moyenne – fin Miocène.

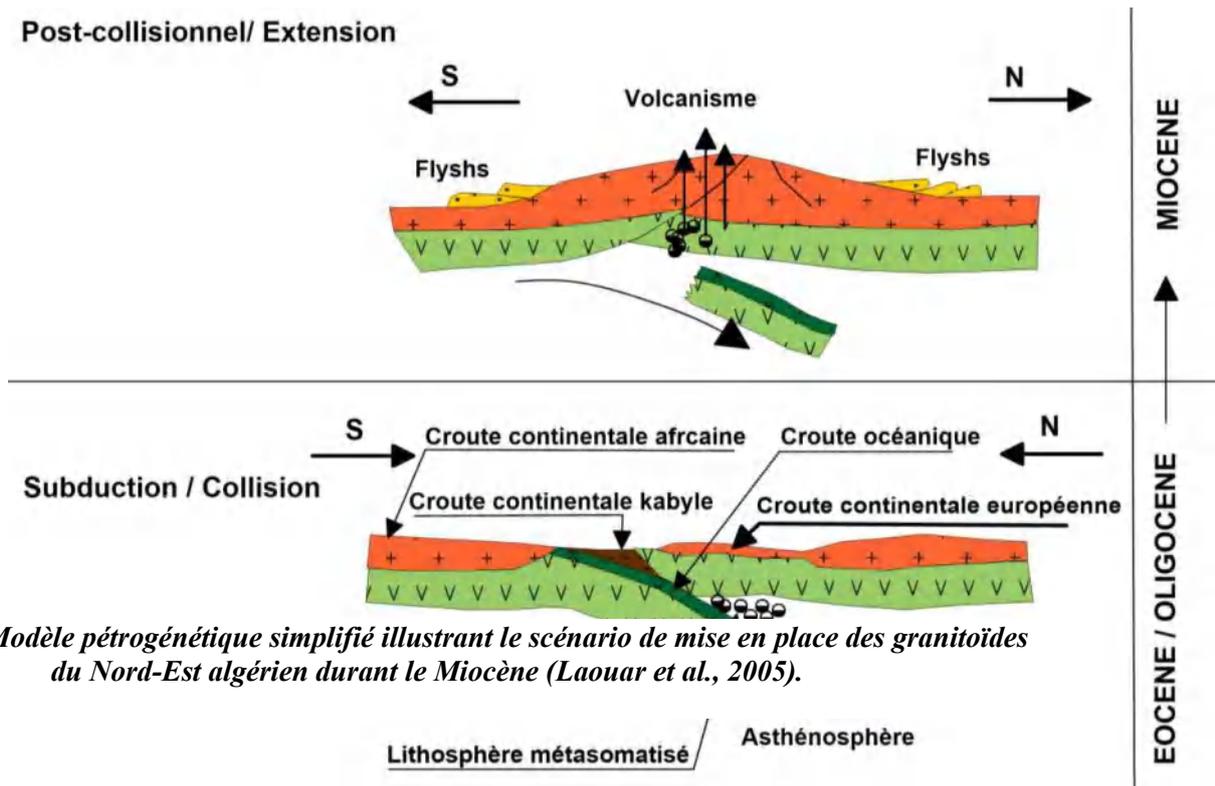


Figure VI. 9 Modèle pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes du Nord-Est algérien durant le Miocène (Laouar et al., 2005).

**CHAPITRE VII**  
**ÉVALUATION DES**  
**RESSOURCES EN**  
**FELDSPATH**

**CHAPITRE VII : ÉVALUATION DES RESSOURCES EN FELDSPATH**

Les matières premières feldspathiques proviennent d'une variété de gisements situés dans divers contextes géologiques. Les principales sources incluent les roches granitiques, qui englobent également les rhyolites et les formations acides comme les pegmatites et les aplites. Parmi les granitoïdes, les leucogranites se distinguent comme les ressources les plus significatives. À l'échelle mondiale, de nombreux gisements aplito-pegmatitiques sont exploités, les pegmatites représentant la source traditionnelle de feldspath (Dondi, 2018).

Les principes d'utilisation des matières premières feldspathiques ne font pas état d'un lien actuel entre les propriétés des flux et l'application de la céramique, en partie parce qu'elle évolue avec les progrès technologiques, ce qui influe sur les formulations en lots et les besoins en matières premières (Dondi et al., 2014). Pour cette raison, toutes les sources de feldspath ne sont pas aussi importantes du point de vue de l'industrie de céramique et de verre, et des typologies particulières pourraient devenir des matières premières critiques, ou les produits nécessaires pour des produits céramiques spécifiques et/ou pour obtenir des performances techniques significatives (Calas, 2017).

Dans ce chapitre, on va faire une comparaison des massifs étudiés avec des massifs similaires dans le mode. Ensuite, on va évaluer les ressources en feldspaths dans ces roches afin de déterminer si elles peuvent être exploitées ou non, identifier les techniques nécessaires pour le traitement et la richesse du feldspath exploité et enfin essayer de déduire le domaine d'utilisation du feldspath pour chaque massif évalué positivement.

**VII.1 Classification et type de feldspath des massifs étudiés**

Pour faire une comparaison, il faut identifier d'abord les types de ces massifs. D'après les résultats pétrographiques, minéralogiques et chimiques obtenus, on peut subdiviser ces massifs selon leurs compositions minéralogique et chimique en deux groupes : les granites, les diorites.

Selon les résultats minéralogiques et chimiques, tous les massifs constitués de roches de la famille des granitoïdes à l'exception de massif de Chetaibi et Al Aouana. En se basant sur les résultats pétrographiques, ces granitoïdes peuvent être subdiviser en quatre groupes : les granites, les microgranites, les rhyolites et les pegmatites.

Généralement les grains grossiers des roches facilité l'exploitation des feldspaths, mais grâce au développement des techniques d'extraction et de traitement, il est devenu possible d'exploiter les roches granitiques à grains fins (microgranites et rhyolites). Donc dans cette étude, on se concentrera uniquement sur les compositions minéralogique et chimique des roches sans aborder leurs textures.

### **VII.2.1 Evaluation des ressources en feldspath**

#### **VII.2.1 Les roches granitiques**

Les roches granitiques étudiées dans ce travail comprennent : les granites eux-mêmes sont représentés par le massif de Filfila, Draa Al Mizane, Naciria et Nadroma, les microgranites regroupent les massifs d'Oued Al Anab, Collo et Maghera, les rhyolites sont représentées par le massif d'Ain Barbar et les pegmatites de Larba Naith Irathen. Tous ces massifs sont caractérisés par une dominance du feldspath alcalin que le feldspath calcique.

Le Tableau VII.1 représente la comparaison des compositions géochimiques des roches des massifs étudiés avec les compositions géochimiques de quelques exemples de roches granitiques équivalentes relevées dans la littérature (Aliani et al., 2011; Deniz & Kadioğlu, 2019; Geng et al., 2009; Gougazeh et al., 2018; Katzir et al., 2007; Lan et al., 2015; Scheepers, 1988).

La comparaison entre les roches des massifs est basée sur le pourcentage des éléments alcalins ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) ainsi que les éléments nocifs ( $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ ) pour déterminer les techniques nécessaires au traitement des matériaux feldspathiques de ces différents massifs qui sont soit en cours d'exploitation soit évalués comme source de feldspath.

**CHAPITRE VI : ÉVALUATION DES RESSOURCES DE FELDSPATHS**

**Tableau VII. 1** Comparaison de la composition chimique moyenne des roches granitiques étudiées avec quelques exemples granitiques mondiales (Aliani et al., 2011; Deniz & Kadioğlu, 2019; Geng et al., 2009; Gougazeh et al., 2018; Katzir et al., 2007; Lan et al., 2015; Scheepers, 1988).

Oxides (%en poids)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O /Na <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O /K <sub>2</sub> O
<b>Oued Al Anab</b>	67.1	14.9	<b>3.08</b>	2.71	1.68	2.61	4.34	<b>0.37</b>	<b>6.95</b>	1.66	0.60
<b>Ain Barber</b>	76.7	12,55	<b>1.32</b>	1.02	0.16	2,92	4,24	<b>0.05</b>	<b>7.14</b>	1.44	0.69
<b>Filfila</b>	75.1	14.9	<b>1.72</b>	0.43	0.16	3.26	4.94	<b>0.09</b>	<b>8.2</b>	0.65	1.51
<b>Collo</b>	74,9	14,55	<b>2.67</b>	0,97	0,79	3,63	4,33	<b>0.3</b>	<b>7.96</b>	1.19	0.83
<b>Maghera</b>	68.9	14,95	<b>1.92</b>	0,34	1,44	4,86	2,52	<b>0.41</b>	<b>7.38</b>	0.51	1,92
<b>D. El Mizane</b>	78	12.9	<b>0.34</b>	0.21	0.03	3.38	5.11	<b>0.09</b>	<b>8.49</b>	0.66	1.51
<b>Larba Naith Iraten</b>	79.6	12,25	<b>0.93</b>	0.26	0.08	2.64	4.45	<b>0.02</b>	<b>7.09</b>	1.69	0.59
<b>Naciria</b>	73.6	14.95	<b>1.24</b>	0.65	0.25	4.91	4.33	<b>0.11</b>	<b>9.24</b>	1.33	0.88
<b>Nadroma</b>	73.3	13.9	<b>2.9</b>	0.32	0.84	4.27	3.4	<b>0.33</b>	<b>7.67</b>	1.25	0.79
<b>Japan</b>	72.51	14.11	<b>2.79</b>	2.20	0.37	3.20	4.38	<b>0.00</b>	<b>7.58</b>	1.37	0.73
<b>Klipberg (Afrique du Sud)</b>	73.08	13.44	<b>1.49</b>	0.18	0.11	4.92	4.80	<b>0.08</b>	<b>9.72</b>	0.97	1.025
<b>Junggar (Mongolie)</b>	74.8	12.9	<b>1.96</b>	1.01	0.32	4.21	4.49	<b>0.20</b>	<b>8.7</b>	1.06	0.93
<b>Changyi (Chine)</b>	76.9	11.85	<b>2.99</b>	0.71	0.35	3.82	4.10	<b>0.26</b>	<b>7.92</b>	1.07	0.93
<b>Katharina (Égypte)</b>	76.8	12.40	<b>1.42</b>	0.35	0.02	3.90	4.32	<b>0.08</b>	<b>8.22</b>	1.10	0.9
<b>Alvand (Iran)</b>	75.60	12.90	<b>1.50</b>	0.42	0.08	2.41	6.12	<b>0.03</b>	<b>8.53</b>	2.53	0.39
<b>Medinah (KSA)</b>	70.15	14.25	<b>2.04</b>	1.30	0.39	5.03	4.84	<b>0.36</b>	<b>9.87</b>	0.96	1.03
<b>Tchéquie</b>	73.38	13.97	<b>1.90</b>	0.75	0.47	3.20	4.69	<b>0.16</b>	<b>7.89</b>	1.47	0.68
<b>Deliler (Turquie)</b>	76.97	13.02	<b>0.72</b>	0.68	0.65	2.82	4.24	<b>0.18</b>	<b>7.06</b>	1.50	0.66

**VII.2.1.1 Les granites de Naciria**

Selon le tableau VII.1, les granites de Naciria sont classés en première place par rapport aux granites étudiés (Filfila, Draa El Mizane et Nadroma) et a des bonnes qualités comparant avec les différents granites mentionnés dans le tableau pour le taux des alcalins. Le pourcentage des granites de Naciria est égal à 9.24% après le massif de Madinah (L'Arabie Saoudite) (9.87%) et le massif de Klipberg (Afrique) (9.72%). Les granites de Naciria sont caractérisés par une dominance de sodium (4.91%) et du potassium (4.33%). Ce massif est le plus riche en sodium par rapport aux autres massifs étudiés et en troisième place comparée aux autres massifs dans le monde, toujours après les granites de Madinah (L'Arabie Saoudite) avec 5.03 % et les granites de Klipberg (Afrique) avec 4.92%. Pour les impuretés (fer et titane), le massif de Naciria représente le pourcentage le plus bas ( $Fe_2O_3+TiO_2=1.35\%$ ) de ces éléments après les granites de Deliler (Turquie) avec 0.9% et les granites de Draa El Mizane avec 0.43%. Ces éléments nocifs peuvent être facilement enlevés des roches en utilisant la séparation magnétique.

**VII.2.1.2 Les granites de Draa El Mizane**

Les granites de Draa El Mizane sont classés en deuxième position par rapport aux granites étudiés. Ils ont des bonnes teneurs des alcalins comparant avec les différents granites dans le monde avec un pourcentage de 8.49%. On note aussi que les granites de Draa Al Mizane sont classés en deuxième position comparés aux différents massifs pour le pourcentage de potassium seul ( $K_2O$ ) avec un pourcentage égal à 5.11% après les granites d'Alvand (Iran) (6.12%). Les granites de Draa El Mizane contiennent le pourcentage le plus bas des éléments nocifs ( $Fe_2O_3+TiO_2=0.43\%$ ) parmi les différents massifs de l'Algérie et du monde.

**VII.2.1.3 Les granites de Filfila**

Le massif de Filfila est classé en troisième place par rapport aux roches étudiés. Il a des teneuses considérables en comparant les massifs du monde mentionnés dans le tableau pour le taux des alcalins avec un pourcentage égal à 8.2%. Il montre une dominance de potassium (4.94%). Le taux du sodium est 3.26%. Le massif de Filfila contient aussi de faibles pourcentages de fer et titane (1.81%).

**VII.2.1.4 Les microgranites de Collo**

Les microgranites de Collo sont classés en quatrième position parmi les massifs étudiés et la neuvième position en les comparant avec les différents massifs mondiaux pour le taux des alcalins. Il a une composition chimique très proche des granites de Filfila. Ce massif se caractérise par une dominance de potassium (4.33%). Le taux du sodium est 3.63%. Le massif de Collo contient aussi un pourcentage de fer un peu élevé (2.67%), mais inférieur à celui de Shanghai (la Chine) qui atteint 2.99%.

**VII.2.1.5 les granites de Nadroma**

Le massif de Nadroma contient un taux de 7.67% des alcalins, ce qui lui a permis d'être classé cinquième parmi les massifs étudiés. Le massif de Nadroma a des quantités moyennes en comparant avec les massifs mentionnés dans le tableau. Le taux des éléments nocifs est un peu élevé aussi par rapport aux autres massifs, l'altération superficielle peut être la cause de cette élévation surtout avec un taux qui est le plus faible des minéraux ferromagnésiens.

**VII.2.1.6 Les microgranites de Maghera**

Les microgranites de Maghera ont un pourcentage moyen des alcalins (7.38%) et sont caractérisées par un pourcentage élevé de  $\text{Na}_2\text{O}$  (4.86%) ainsi elles ont une quantité élevée comparant avec les différents massifs mondiaux montrés dans le tableau VI.1 après Medinah (KSA) (5.84%), Klipberg (Afrique) (4.92%) et Naciria (4.91%). Les microgranites de Maghera représentent un taux de fer égal à 1.92%. C'est le taux le plus faible en comparaison avec les autres massifs mentionnés dans le tableau.

**VII.2.1.7 Les rhyolites d'Ain Barbar**

Les rhyolites d'Ain Barbar sont caractérisées par un pourcentage moyen des alcalins (7.14%) avec une dominance de  $\text{K}_2\text{O}$  (4.24%). Le taux de  $\text{Na}_2\text{O}$  est de 2.92%. Ce massif aussi montre un aspect hololeucocrate, cela lui donne un bon avantage par rapport aux autres massifs, en particulier en présence d'un faible pourcentage de fer (1.32%).

**VII.2.1.8 Les pegmatites de Larba Naith Irathen**

Les pegmatites représentent la source traditionnelle des feldspaths et elles sont caractérisées par une texture porphyrique à grains très grossiers millimétriques à décimétriques, cela les rend très faciles à exploiter en utilisant le tri manuel. De nos jours, bien que

l'exploitation de roches granitiques ait considérablement augmenté, les pegmatites restent la principale source de feldspaths.

Le seul massif pegmatitique étudié dans cette étude est le massif de Larba Naith Irathen. Ce massif est caractérisé par une dominance du feldspath potassique représenté surtout par la microcline et l'orthose suivis par l'albite et l'oligoclase à faible proportion. En termes des alcalins, ce massif montre une valeur moyenne (7.09%) avec un pourcentage important de  $K_2O$  (4.45%). Les pegmatites de Larba Nait Irathen sont caractérisées aussi par un pourcentage faible de fer (0.93%) et c'est le troisième pourcentage le plus faible après Draa El Mizane 0.34% et Dliler (Turque) 0.72%.

#### **VII.2.1.9 Les microgranites d'Oued Al Anab**

Les microgranites d'Oued Al Anab ont la valeur la plus faible des alcalins parmi ces massifs avec une valeur de 6,95%. Malgré cette valeur, les roches du massif d'Oued Al Anab contiennent un pourcentage important de  $K_2O$  (4.34%) plus grand que celui de plusieurs massifs montrés dans le tableau VII.1. Ces microgranites contiennent aussi un pourcentage de fer un peu élevé (3.08%) probablement lié à l'existence de la biotite dans le massif. Malgré tout cela, le massif d'Oued Al Anab a un aspect hololeucocrate mieux que la plupart des massifs indiqués dans le tableau VII.1.

En résumé, les roches étudiées sont caractérisées par des teneurs moyennes à élevées en alcalins en comparaison avec des massifs similaires dans le monde. Ainsi, les roches de ces massifs peuvent être considérées comme une source de feldspath pour une utilisation dans divers domaines industriels appropriés, ceci est basé sur la comparaison de la composition chimique des roches de ces massifs avec celles de massifs mentionnés dans le tableau déjà évalués (cas des granite d'Al Madianh) ou exploités (granite de Tchèque ou Diller) comme source de feldspath. Ces massifs comme les autres massifs dans le monde nécessitent un certain traitement pour augmenter les valeurs des alcalins et diminuer les pourcentages des éléments nocifs dans ces massifs.

**VII.2.2 Les diorites****VII.2.2.1 Les microdiorites de Chetaibi**

Il est entendu que le feldspath est extrait de roches contenant faible pourcentage des éléments nocifs (ferromagnésiens), où ces critères se trouvent généralement dans les roches acides telles que les granites et les pegmatites. Dans un fichier détaillé d'après l'organisation European Association of feldspar Producers (EUROFEL) en 2010 sur les feldspaths, il a été souligné que le feldspath peut être extrait à partir des roches magmatiques intermédiaires saturées ayant un aspect leucocrate comme syénites, monzonites, diorites, gabbros, anorthosites.

Pour les microdiorites de Chetaibi on va les comparer avec les anorthosites parce qu'il ont une composition minéralogique plus proche des anorthosites que les diorites (~85% des plagioclases). Les feldspaths ont été extraits d'anorthosite dans le cas de Rogaland dans la région d'Egersund au sud de la Norvège après le traitement pour extraire la phase magnétique. On a fait une recherche approfondie sur ce gisement de Rogaland où il s'avère qu'il est d'abord exploité pour le fer et le titane, puis le feldspath est extrait. La phase magnétique de ce gisement est trop élevée où elle varie entre 12 et 18% pour le  $Fe_2O_3$  et 2.5 à 5% pour le  $Ti_2O_5$  (Duchesne et al., 1985). Ces anorthosites sont pauvres en  $K_2O$  tandis que le  $NaO_2$  varie entre 3.5 et 4.5% (Duchesne et al., 1985).

En faisant une comparaison des roches du massif de Chetaibi avec les anorthosites de gisement du Rogaland, on remarque que les anorthosites de Chetaibi ont un pourcentage de sodium égal à celui de Rogaland avec une phase magnétique qui ne dépasse pas 6%. Donc après ces résultats, on a exclu le massif de Chetaibi d'être une source de feldspaths.

**VII.1.5 Les microdiorites**

Le rapport de EUROFEL (2010) a souligné que les diorites peuvent être considérées comme une source de feldspath dans le cas où elles ont un aspect leucocrate. Dans ce rapport, aucun gisement de ce genre n'a été mentionné, alors on va comparer les microdiorites du massif d'Al Aouana avec les anorthosites parce qu'elles sont des roches intermédiaires.

Les conditions prévues dans ce rapport qui permettent l'exploitation de ces roches sont : l'aspect leucocrate, une certaine richesse en feldspath et un faible pourcentage des minéraux

colorés. Les microdiorites d'Al Aouana sont caractérisées par un aspect leucocrate et un pourcentage relativement faible des minéraux colorés. Pour la composition chimique, les microdiorites d'Al Aouana ont un pourcentage considérable de sodium (4.15%) et un pourcentage de phase magnétique ne dépassant pas 2.75% donc c'est un bon pourcentage pour une roche intermédiaire. Malgré le pourcentage élevé de Na<sub>2</sub>O dans les microdiorites d'Al Aouana, on ne peut pas les évaluer comme source de feldspath à cause du pourcentage faible de K<sub>2</sub>O (0.5%).

### **VII.3 Propriétés et caractérisation des ressources de feldspaths**

Comme on l'a indiqué au chapitre I, le feldspath est extrait de plusieurs roches différentes, qu'elles soient magmatiques, métamorphiques ou sédimentaires. Et puisque tous les rochers sont des granitoïdes, on parlera simplement des granitoïdes dans cette étude. Donc on va faire une comparaison des compositions des granitoïdes étudiés avec les compositions minimums des granitoïdes pouvant être les considérés comme un standard pour les granitoïdes. Le tableau VII.2 représente le pourcentage moyen des éléments majeurs dans les granitoïdes standards d'après M. Dondi (2018). Habituellement, les granitoïdes offrent des agents de Na-K mélangés avec une quantité variable de quartz. Ces caractéristiques de composition (tableau VII.4) peuvent être liées à un comportement technique spécifique, notamment en termes de fusibilité, qui peut être montrée en comparant les températures de ramollissement et de fusion (Dondi, 2018) :

- Pour les flux pauvres en quartz basés sur des feldspaths Na-K mélangés, comme c'est le cas des granitoïdes (surtout les pegmatites), une fusibilité moyenne à modérée est observée.
- Lorsque les flux contiennent des quantités importantes de quartz et de feldspaths mélangés, en particulier ceux ayant un caractère potassique, une fusibilité faible à très faible est observée.

La comparaison de la composition chimique des roches avec la roche standard qui contient la composition moyenne des flux commerciaux sources primaires de feldspath utilisés dans l'industrie de céramique ou verre est indiquée dans le Tableau VII.3. Dans cette comparaison, on s'est basé sur la composition des alcalins (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) et la phase magnétique (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>).

**Le potassium (K<sub>2</sub>O)**

Le pourcentage moyen du potassium dans la roche standard est K<sub>2</sub>O 5.21%. Le seul massif qui contient une composition de potassium proche à la roche standard est le massif de Draa El Mizane (5.11%). Alors qu'à l'exception du massif d'Al Aouana, Maghera et Nadroma, tous les autres massifs contiennent +4% de K<sub>2</sub>O qui peuvent après un traitement facile, ramenés à obtient des pourcentages semblables à ceux de la roche standard.

**Le sodium (Na<sub>2</sub>O)**

Le pourcentage moyen de sodium dans la roche standard est 4.17% de Na<sub>2</sub>O. Le massif de Naciria, Maghera et Nadroma (4.91%, 4.86% et 4.27% respectivement) a des pourcentages de Na<sub>2</sub>O supérieurs à ceux de la roche standard. Le massif d'Al Aouana a un taux très proche (4.15%), les massifs de Filfila, Collo et Draa El Mizane ont respectivement 3.26, 3.63 et 3.38 % Na<sub>2</sub>O de sodium, tandis que Oued Al Anab, Ain Barber et Larba Naith Irathen ont 2.61, 2.92 et 2.64 % Na<sub>2</sub>O respectivement.

**Tableau VII. 2** Comparaison de la composition chimique moyenne des granitoides étudiées avec la composition chimique de la roche standard (d'après Dondi, 2018).

Elements (%)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
<b>Roche Standard</b>	<b>73,1</b>	<b>15,14</b>	<b>0,32</b>	<b>0,74</b>	<b>0,11</b>	<b>4,17</b>	<b>5,21</b>	<b>0,06</b>
<b>Oued El-Anab</b>	67,1	14,9	3,08	2,71	1,68	2,61	4,34	0,37
<b>Ain Barbar</b>	76,7	12,55	1,32	1,02	0,16	2,92	4,22	<b>0,05</b>
<b>Collo</b>	75,1	14,9	1,72	0,43	0,16	3,26	4,94	0,09
<b>Filfila</b>	74,9	14,55	2,67	0,97	0,79	3,63	4,33	0,3
<b>Al-Aouana</b>	56,7	15,5	2,5	7,01	2,09	<b>4,15</b>	0,5	0,25
<b>Maghera</b>	68,9	14,95	1,92	0,34	1,44	<b>4,86</b>	2,52	0,41
<b>Larba Naith Irathen</b>	79,6	12,25	0,93	0,26	0,08	2,64	4,45	<b>0,02</b>
<b>Draa El Mizane</b>	78	12,9	<b>0,34</b>	0,21	0,03	3,38	<b>5,11</b>	0,09
<b>Naciria</b>	73,6	14,95	1,24	0,65	0,25	<b>4,91</b>	4,33	0,11
<b>Nadroma</b>	73,3	13,9	2,19	0,32	0,84	<b>4,27</b>	3,4	0,33

**Le fer (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)**

Le pourcentage moyen de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans la roche standard est 0.32%. Le seul massif qui contient des pourcentages très proches est le massif de Draa El Mizane avec 0.34% de fer. Le massif de Larba Naith Irathen a un taux inférieur à 1 (0.93%). Les massifs d'Ain Barbar, Collo, Maghra et Naciria a entre 1 et 2 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les massifs de Filfila, Al Aouana et Nadroma ont des pourcentages compris entre 2 et 3 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> alors que le massif d'Oued El Anab contient +3% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Le titane (TiO<sub>2</sub>)**

La composition moyenne en TiO<sub>2</sub> dans la roche standard est de 0.06%. Les massifs d'Ain Barber et Maghera ont des taux de TiO<sub>2</sub> inférieurs (0.05%, 0.02% respectivement) à ceux de la roche standard. Les roches des massifs d'Ain Barber et Collo montrent des teneurs en TiO<sub>2</sub> de l'ordre de 0.09% de titane alors que les autres massifs ont des taux de titane variant entre 0.11 et 0.41% TiO<sub>2</sub>.

Après la comparaison des massifs étudiés avec les divers massifs similaires dans le monde et la roche standard, il s'avère qu'à l'exception des massifs de Chetaibi et Al Aouana tous les massifs peuvent représenter une source de feldspaths, mais dans des domaines industriels différents en raison de leurs compositions chimiques, les minéraux de feldspath sont utilisés pour une variété d'applications dans la fabrication du verre et de la céramique.

Comme les roches étudiées ont des teneurs de quartz élevées par rapport à leur contenu en feldspath, il semble que le quartz soit également un sous-produit de la concentration en feldspath. Le quartz joue également un rôle important dans l'industrie des céramiques, il augmente la rigidité, empêche la déformation, réduit la fissuration capillaire, mais il réduit la dilatation de la chaleur et augmente la résistance lorsqu'il est ajouté à la glaçure (Gürsoy, 1999). Dans ce cas on peut considérer le quartz comme un composant utile dans les massifs étudiés riche en quartz.

Les résultats des analyses chimiques, la comparaison des roches étudiées avec les massifs similaires et les granitoïdes standards permettent d'évaluer les massifs étudiés (à l'exception des massifs de Chetaibi et Al Aouana) comme source de feldspath.

D'autre part, la facilité d'utilisation de ces minéraux dans le secteur céramique et verre est considérablement accrue par le fait que les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont assez faibles. En général le teneur de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ne doit pas dépasser 0.3% dans la produit finale de la céramique ou du verre, les porcelaines de haute qualité ne devraient pas avoir plus de 0,15 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et pas plus de 0,05 % de  $\text{TiO}_2$ , tandis que le niveau maximal autorisé de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  pour le verre à haute qualité est de 0,08 % (Lewicka, 2010). En utilisant la séparation magnétique et la flottation appropriées, les niveaux élevés de Fe des roches des massifs peuvent être diminués. Les concentrations de fer sont les plus élevées dans les massifs d'exemples que dans la majorité des massifs étudiés, comme on peut le constater en les examinant.

#### VII.4 Comparaison de la composition chimique des feldspaths des massifs étudiés avec celle des composants utilisés dans les industries des céramiques et du verre.

Les principaux éléments affectant le traitement de la céramique et verre et la supériorité du produit sont  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Le feldspath est la principale source des alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). On considère que le feldspath est la source des alcalin obtenus dans les analyses chimiques des roches étudié surtout où les analyses pétrographiques et minéralogiques montrent un dominance des feldspaths dans tous les massifs. Les compositions chimiques des composant des feldspath de qualité commerciale destinés aux domaines des céramiques et des verres sont présentée dans le tableau VII.3 (Amaireh & Aljaradin, 2014). Afin de connaître le domaine industriel pour les matériaux feldspathiques étudiés, on a fait une comparaison des composants des roches de chaque massif avec les principaux constituant de céramique et de verre.

**Tableau VII. 3** Composition chimique nécessaire des roches pour la céramique et le verre (Amaireh & Aljaradin, 2014).

Constituant (%)	Feldspath céramique commercial	Feldspath verre commercial
$\text{SiO}_2$	75	68,9
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15	18,75
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,3	0,3
$\text{Na}_2\text{O}$	3,3	7,15
$\text{K}_2\text{O}$	4,5	3,85
$\text{CaO}$	-	1,85

### VII.4.1 Le massif d'Oued El-Anab

La comparaison entre le pourcentage des principaux constituants du feldspath du massif d'Oued Al Anab et le feldspath de qualité utilisé dans les domaines de la céramique et du verre commerciaux (Figure VII.1) indique que la composition chimique de celui d'Oued Al Anab est plus appropriée à être utilisée comme matière première plus pour les industries des céramiques que le verre. Le feldspath du massif d'Oued Al Anab contient un pourcentage de  $K_2O$  plus élevé que  $Na_2O$  et ces pourcentages sont plus proches au pourcentage des éléments nécessaires pour la céramique. Cependant, il contient un pourcentage important de  $Fe_2O_3$  égal à 3.08 %. Le pourcentage maximal de  $Fe_2O_3$  ne doit pas dépasser 0,3 %. Le pourcentage de  $Fe_2O_3$  élevé affecte la qualité du produit final et contribue à des variations indésirables de la couleur qui peut tendre vers le gris plutôt que le blanc. Ainsi une séparation magnétique doit être effectuée afin de diminuer la contamination en oxyde de fer de feldspath d'Oued Al Anab.

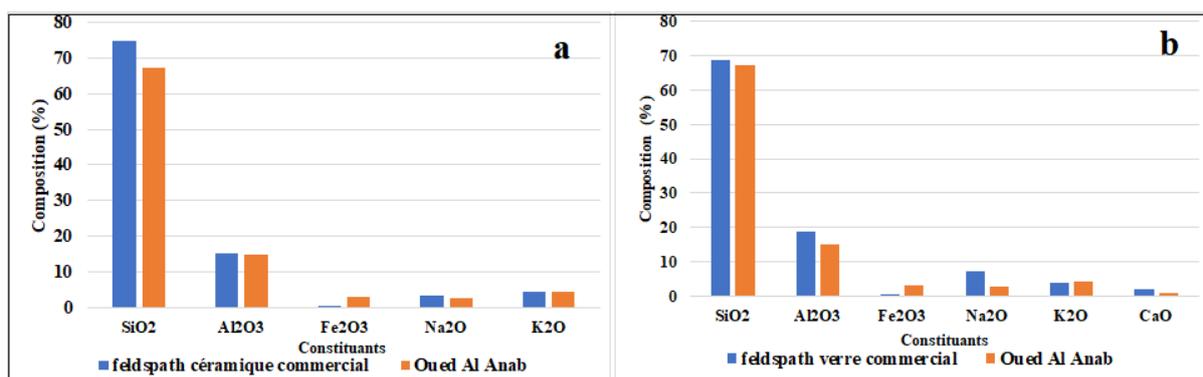


Figure VII. 622 Comparaison de la composition des roches du massif d'Oued Al Anab avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).

### VII.4.2 Le massif d'Ain Barbar

Selon la comparaison du pourcentage des principaux constituants du feldspath du massif d'Ain Barbar avec le feldspath de qualité utilisé dans la céramique et le verre commerciaux (Figure VII.2), la composition chimique des rhyolites d'Ain Barbar est plus appropriée comme matière première pour les industries céramiques que pour le verre à cause de la grande différence entre le pourcentage de  $Na_2O$  dans les roches de ce massif (2.92%) et le pourcentage nécessaire pour l'industrie du verre (7.15%). Pour la céramique, les rhyolites du massif d'Ain Barbar a des pourcentages des alcalins plus proches au pourcentage nécessaire surtout pour  $K_2O$  4.22%  $K_2O$  dans les rhyolites contre 4.5%  $K_2O$  pour les feldspaths destinés à l'industrie

des céramiques. Pour le fer, les rhyolite d'Ain Barbar nécessitent certain traitement pour reduire le pourcentage de  $Fe_2O_3$  (1.32%).

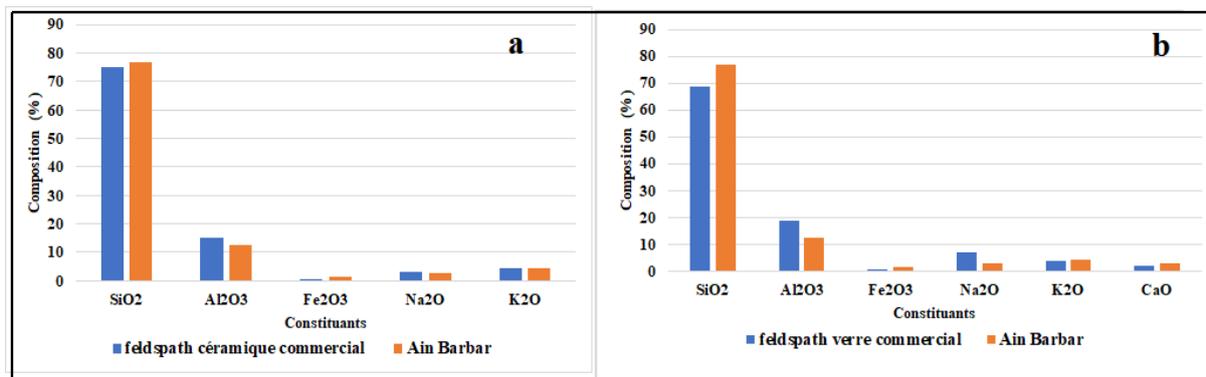


Figure VII. 2 Comparaison de la composition du massif d'Ain Barbar avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).

### VII.4.3 Massif de Filfila

La Figure VII.3 montre la comparaison du pourcentage des principaux constituants des granites du massif Filfila avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et du verre commercial. La composition chimique des granites de Filfila montre que ces roches sont plus appropriées comme matière première pour les industries céramiques que pour le verre à cause de la différence entre le pourcentage en  $Na_2O$  dans le massif et comparativement à celui nécessaire pour l'industrie de verre. Dans le cas de la céramique, les granites du massif de Filfila a un pourcentage de  $K_2O$  (4.94%) plus élevé que le pourcentage nécessaire ainsi qu'un pourcentage de  $Na_2O$  (3.26%) très proche de celui de la céramique. Le fer est moyennement élevé (1.72%).

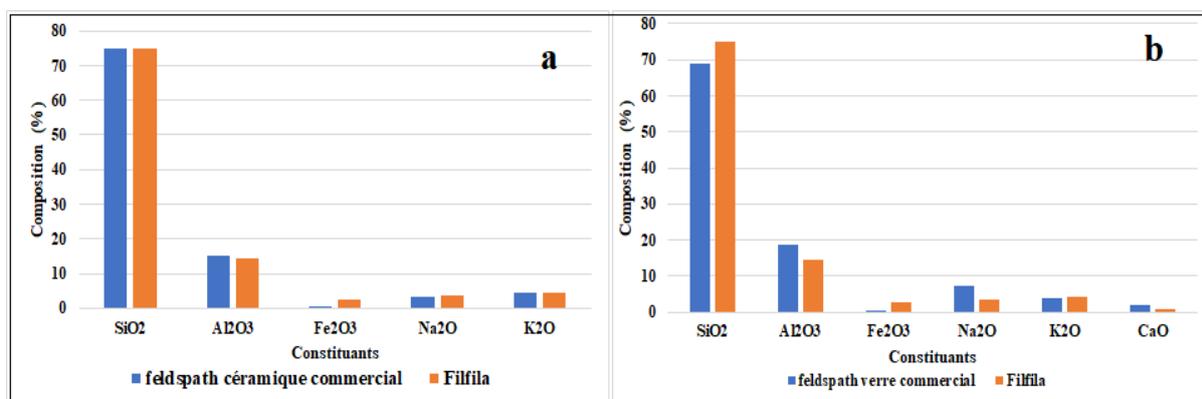


Figure VII. 3 Comparaison de la composition des roches du massif de Filfila avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).

## VII.4.4 Massif de Collo

D'après la comparaison du pourcentage des principaux constituants des microgranites du massif de Collo avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et de verre commerciaux (Figure VII.4), on déduit que la composition chimique des microgranite de Collo fait de ces roches plus appropriées comme matière première pour les industries des céramiques que pour celles du verre, car les pourcentages des alcalins dans ces roches sont plus proches de ceux de la céramique bien qu'il y a une grande différence entre le pourcentage de  $\text{Na}_2\text{O}$  des roches de ce massif et le pourcentage nécessaire pour l'industrie du verre. Pour le fer, le massif contient un pourcentage moyennement élevé (2.67%).

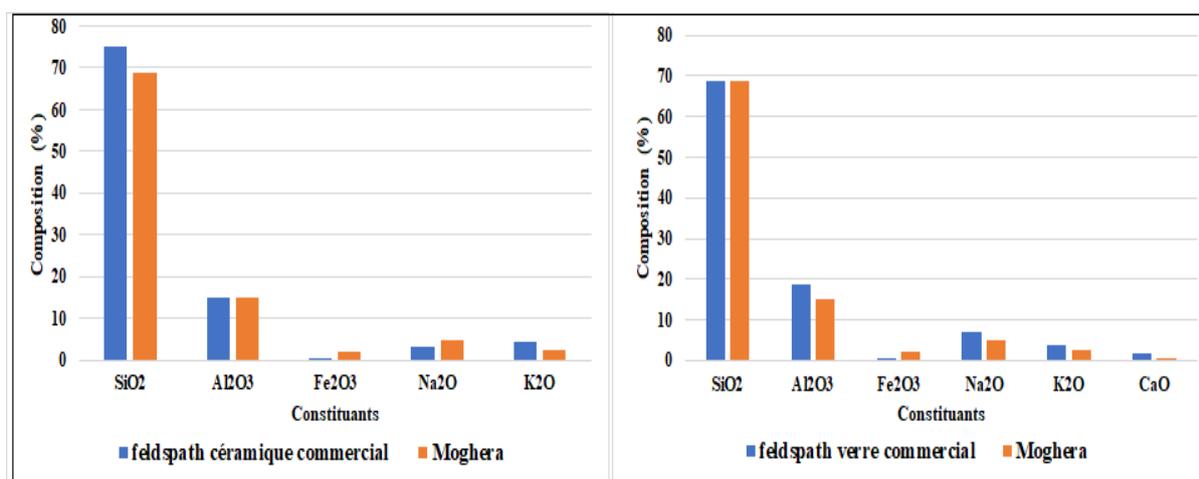


Figure VII. 4 Comparaison de la composition des roches du massif de Collo avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramiques (a) et au domaine des verres (b).

## VII.4.5 Le Massif de Maghera

La comparaison du pourcentage des principaux constituants des, microgranites du massif de Maghera avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et du verre commerciaux (Figure VII.5) montre que la composition chimique des microgranites de Maghera est plus appropriée comme matière première et pour les industries

céramiques et pour l'industrie de verre à cause du pourcentage élevé de Na<sub>2</sub>O (4.86%). Le pourcentage du fer dans les roches de ce massif est moyen (1.92%).

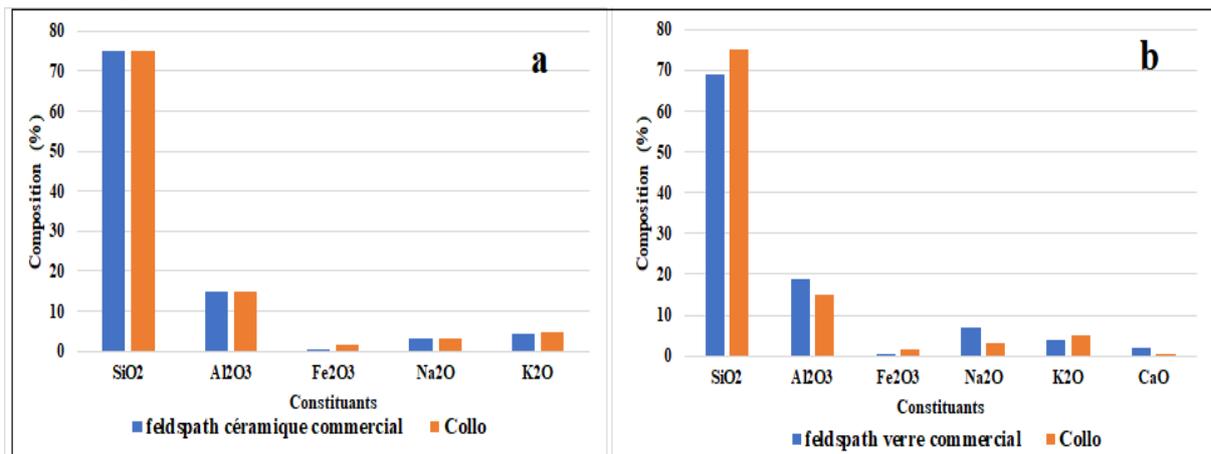


Figure VII. 5 Comparaison de la composition des roches du massif de Moghera avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b)

#### VII.4.6 Le Massif de Larba Naith Irathen

La comparaison du pourcentage des principaux constituants des pegmatites du massif de Larba Naith Irathen avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et du verre commerciaux (Figure VII.6) indique que ces pegmatites sont plus appropriées comme matière première pour les industries céramiques que pour celles du verre. Les pegmatites de ce massif contiennent 4.45% de K<sub>2</sub>O et 2.64% de Na<sub>2</sub>O. Ces valeurs sont un peu proches de celles des matériaux utilisées dans les industries de la céramique. Le massif de Larba Naith Irathen contient des pourcentages faibles de fer (0.93%).

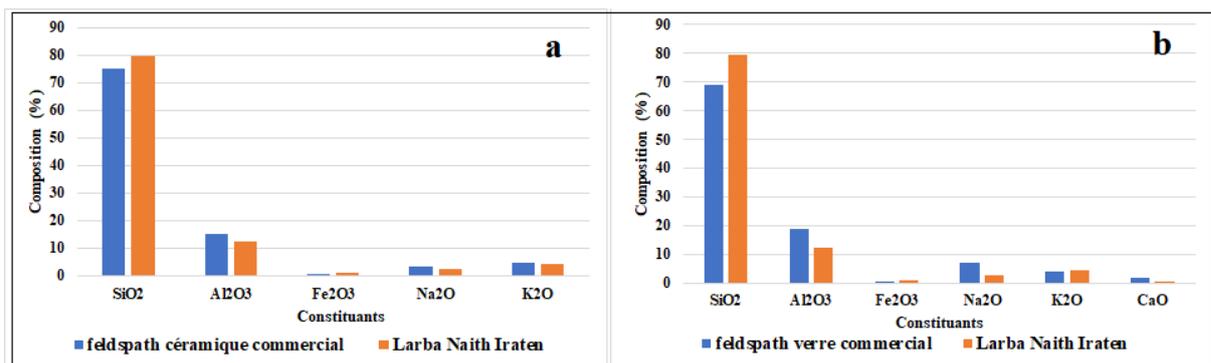


Figure VII. 6 Comparaison de la composition des roches du massif de Larba Naith Irathen avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).

## VII.4.7 Massif de Draa El Mizane

Selon la comparaison du pourcentage des principaux constituants des granites du massif de Draa El Mizane avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et le verre commerciaux (Figure VII.7), la composition chimique des granites du Draa El Mizane est plus appropriée comme matière première pour les industries céramiques que pour celles du verre. Les granites du massif de Draa El Mizane ont des quantités considérables d'alcalins ( $K_2O$  : 5.11%,  $Na_2O$  : 3.38%) qui sont supérieures à celles nécessaires pour la céramique. Les granites du massif de Draa El Mizane contiennent aussi un pourcentage faible de fer (0.34%).

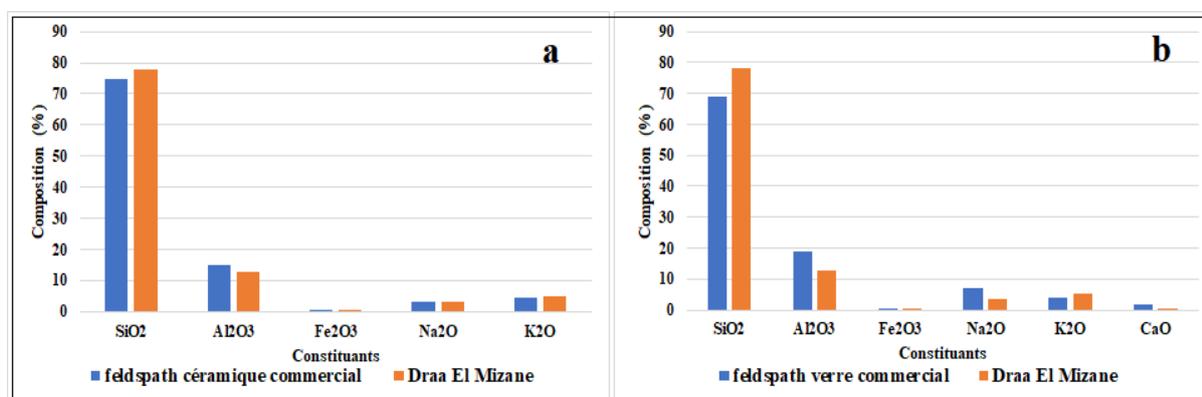


Figure VII. 7 Comparaison de la composition des roches du massif de Draa El Mizane avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramiques (a) et au domaine des verres (b).

## VII.4.8 Massif de Naciria

La comparaison du pourcentage des principaux constituants des granites du massif de Naciria avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et du verre commerciaux (Figure VII.8) montre que les granites de Naciria sont appropriés comme matière première pour les industries céramiques et du verre à cause du grand pourcentage des alcalins ( $Na_2O$  : 4.91%,  $K_2O$  : 4.33%) ainsi que du faible pourcentage faible de  $Fe_2O_3$  (1.24%). Pour les industries de la céramique,  $Na_2O$  des granites du massif de Naciria est plus élevée que celles matériaux utilisés dans les industries de la céramique alors que la teneur en  $K_2O$  est plus proche. Pour le verre  $K_2O$  est plus élevée que celles matériaux utilisés dans les industries du verre alors que la teneur en  $Na_2O$  est un peu proche.

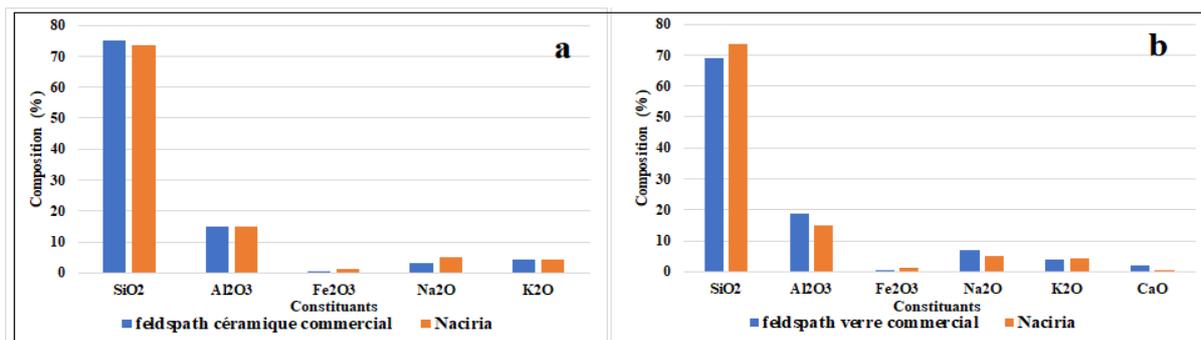


Figure VII. 8 Comparaison de la composition des roches du massif de Naciria avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).

#### VII.4.9 Massif de Nadroma

En se basant sur la comparaison du pourcentage des principaux ingrédients granites du massif de Nadroma avec les roches feldspathiques de qualité utilisées dans les industries de la céramique et du verre commercial (Figure VII.9), les granites du massif de Nadroma sont appropriés comme matière première pour les industries céramiques et du verre. Les granites du massif de Nadroma ont des quantités considérables d'alcalins surtout de Na<sub>2</sub>O (4.27%) et avec certains traitements (flottation) ces quantités peuvent être augmentées jusqu'aux pourcentages nécessaires soit pour la céramique ou pour le verre. Le pourcentage du fer est moyennement élevé (2.19%).

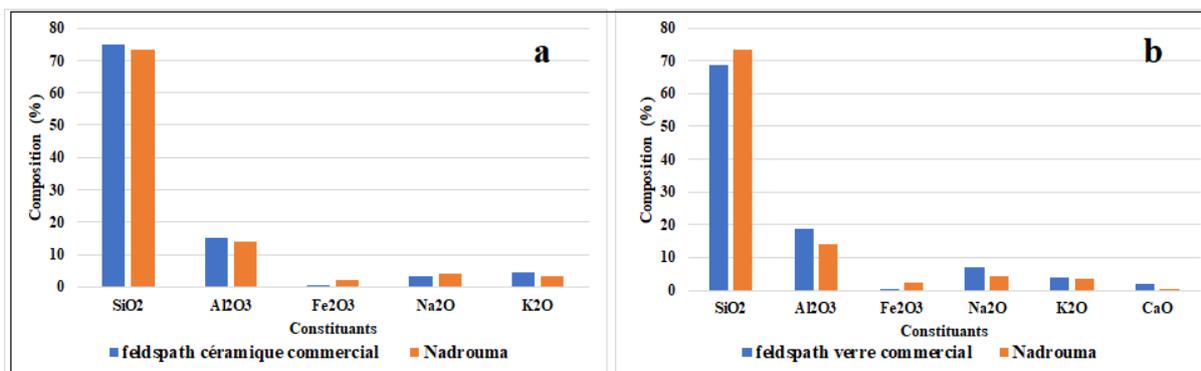


Figure VII. 9 Comparaison de la composition des roches du massif de Nadroma avec la composition nécessaire des matériaux feldspathiques destinés au domaine des céramique (a) et au domaine des verres (b).

En résumé, tous les roches des massifs précédents discutés plus haut ont des compositions chimiques appropriées pour être utiliser comme matière première dans les industries céramiques alors que pour l'industrie de verre on a seulement les roches du massif de Maghera, Naciria et Nadroma qui sont appropriées comme matière première après traitement.

- Les roches du massif de Draa El Mizane sont les seules roches qui ont un pourcentage des alcalins supérieur des roches feldspathiques utilisées par les industries de la céramique avec aussi un pourcentage du fer très faible.
- Les roches des massifs de Filfila, Maghera, Naciria et Nadroma ont un pourcentage de Na<sub>2</sub>O supérieur des roches feldspathiques utilisées par les industries de la céramique
- À l'exception du massif de Maghera et Nadroma toutes les roches des autres massifs discutés plus haut ont un pourcentage de K<sub>2</sub>O supérieur des roches feldspathiques utilisées par les industries du verre.
- Cependant, les massifs contiennent un pourcentage moyen à élevé de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Le pourcentage maximum de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ne doit pas être supérieur à 0,3 %. Le pourcentage de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> élevé affecte la qualité du produit final. La présence de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> au-delà des limites autorisées contribuera à des variations indésirables de la couleur qui peut tendre vers le gris plutôt que le blanc. Ainsi la séparation magnétique doit être effectuée afin de diminuer la contamination par les oxydes de fer.

De ce qui précède, on peut dire que les roches de ces massifs conviennent mieux plus aux industries de la céramique que du verre. On va donc comparer les caractéristiques chimiques des roches de ces massifs avec des roches utilisées dans la fabrication des pour les différentes classes de la céramique définies par les normes Turques (Deniz & Kadioğlu, 2019) (Tableau VII.4).

D'après le Tableau VII.4, on peut conclure :

- Pour les alcalins, les roches du massif de Naciria sont les seules roches conviennent pour la fabrication de la céramique de classe II. Les roches de Filfila et Draa El Mizane sont appropriées avec la fabrication de la céramique de classe III. Les roches des autres massifs nécessitent certains traitements (flottation) pour être au moins appropriées la fabrication de la céramique de classe III. On note également qu'après le traitement, tous les massifs conviennent à la classe I.

**Tableau VII. 4** Comparaison de la composition des roches des massifs étudiés avec les compositions chimiques requises pour la fabrication des trois classes de céramique (d'après Deniz & Kadioğlu, 2019).

Composition de feldspath	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO + MgO	TiO <sub>2</sub> +CaO+MgO
<b>Classe I</b>	<b>10</b>	<b>0,1</b>	<b>0,15</b>	<b>1</b>	<b>1,15</b>
<b>Classe II</b>	<b>9</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>1,2</b>	<b>1,5</b>
<b>Classe III</b>	<b>8</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>1,6</b>	<b>2</b>
<b>Oued Al Anab</b>	6,95	3,08	0,37	4,39	4,76
<b>Ain Barbar</b>	7,14	1,32	0,05	1,18	1,23
<b>Collo</b>	7,96	1,72	0,09	0,59	0,68
<b>Filfila</b>	<b>8,4</b>	2,67	0,3	1,76	2,06
<b>Maghera</b>	7,38	1,92	0,41	1,78	2,19
<b>Larba Nait Irathen</b>	7,09	0,93	0,02	0,34	0,36
<b>Draa El Mizane</b>	<b>8,49</b>	0,34	0,09	0,24	0,33
<b>Naciria</b>	<b>9,24</b>	1,24	0,11	0,9	1,01
<b>Nadroma</b>	7,67	2,19	0,33	1,16	1,49

- Pour la phase magnétique, une séparation magnétique doit être effectuée pour les roches de tous les massifs.

### VII.5 Méthodes et technique pour la valorisation des flux céramiques

Selon M. Dondi et al. (2019), les dépôts minéraux bruts peuvent être soumis à divers processus de valorisation pour produire des flux commerciaux conformes à des normes de composition et de technologie spécifiques. Ce traitement inclut généralement le concassage primaire et secondaire, le lavage, le broyage et la classification (Abdel-Khalek et al., 1994; Amarante, 1997; Saklar et al., 2004). D'autres méthodes, telles que l'attrition, la séparation magnétique, la séparation électrostatique, la flottation, le lavage acide et la micronisation, peuvent également être utilisées. Bien qu'une description complète de ces procédés ne soit pas l'objectif de cet article, nous procéderons à une comparaison des flux bruts et des flux valorisés (Abouzeid & Negm, 2014; Cho et al., 2009; Gougazeh, 2006; Štyriaková et al., 2006). Le traitement minéral dépend du type de dépôt et du niveau de valorisation nécessaire pour satisfaire les exigences du marché (Dondi et al., 2019).

L'objectif principal de ces traitements minéralogiques est d'éliminer les minéraux contenant des oxydes de fer et de titane, tout en préservant, voire en augmentant, la quantité de minéraux fondants dans le produit final (Dondi et al., 2019).

**VII.6 Température de ramollissement et de fusion de flux céramiques**

Les flux céramiques doivent répondre à plusieurs exigences technologiques qui influencent leur comportement lors du processus de fabrication des carreaux et les propriétés qu'ils confèrent au produit final. Bien que les flux puissent avoir des effets à chaque étape de la production de carreaux (comme le broyage, le séchage par atomisation, le pressage et le séchage), leur rôle est particulièrement essentiel lors de la cuisson. À haute température, les flux doivent former une phase liquide, permettant ainsi la densification de la pâte par flux visqueux, et créer une phase vitreuse qui intègre les charges dans le produit final. (Dondi et al., 2019; Zanelli et al., 2011).

D'après Dondi et al. (2019), la température de ramollissement ( $T_{\text{soft}}$ ) et la température de fusion ( $T_{\text{melt}}$ ) sont les plus utiles pour définir le comportement général d'un flux. Différentes sources géologiques de flux céramiques présentent des degrés variables de fusibilité. La faible fusibilité de nombreux flux produits par les granitoïdes, les arénites, les volcaniques acides et les roches métamorphiques (y compris certaines pegmatites et aplites) est caractérisée par  $T_{\text{soft}} > 1350$  °C et  $T_{\text{melt}} > 1550$  °C. Les syénites néphélines et les roches magmatiques intermédiaires ont une bonne fusibilité, avec  $1200 < T_{\text{soft}} < 1300$  °C versus  $1300 < T_{\text{melt}} < 1500$  °C. De plus, depuis  $1250 < T_{\text{soft}} < 1350$  °C and  $1350 < T_{\text{melt}} < 1500$  °C, les feldspaths sodiques (d'albitites et de pegmatites) présentent un degré de fusibilité plus élevé. Les roches étudiées sont des granitoïdes, donc D'après ces données les roches des massifs sont des sont caractérisés par une température de ramollissement ( $T_{\text{soft}}$ )  $> 1350$  °C et une température de fusion ( $T_{\text{melt}}$ )  $> 1550$  °C.

**VII.7 Types des techniques de cuisson**

Le feldspath riche en Na ( $K_2O / Na_2O \leq 1$ ) ou la syénite néphéline ( $Na_2O / K_2O \sim 2$ ) sont favorisés dans les procédures de cuisson rapide récentes (Lewicka, 2010). Pour les roches des massifs étudiés, seules les roches des massifs Maghera, Naciria et Nadroma ont un rapport  $K_2O/Na_2O < 1$  (Tableau V.1). Cette situation est le résultat de la richesse des roches de ces massifs par le feldspath potassique qui est observée dans les résultats pétrographiques et minéralogiques. On peut dire qu'à l'exception des roches des massifs de Maghera, Naciria et Nadroma, les roches des autres massifs contiennent des minéraux et des compositions chimiques acceptables comme matières premières, mais elles ne sont pas adaptées aux processus de cuisson rapide en raison de la faible teneur en  $Na_2O$ . En raison d'un rapport

$K_2O/Na_2O > 1$ , ces dernières roches conviennent à la technique de cuisson traditionnelle (Deniz & Kadioğlu, 2019; Lewicka, 2010).

En résumé :

- Avec l'utilisation récente des minéraux de feldspath comme matière première dans plusieurs domaines, y compris les articles sanitaires, les réfractaires, le ciment, le verre spécial, les abrasifs et les supraconducteurs, le besoin des matières premières de haute qualité qui n'incluent pas de minéraux colorants particulièrement défavorables s'est accru.
- Cependant, il semble possible de produire du feldspath des massifs étudiés avec la qualité souhaitée en tenant compte du fait que les éléments colorants dans les roches sont inférieurs aux valeurs souhaitées. La disponibilité d'extraction du feldspath de haute qualité dépend entièrement de l'élimination de minéraux défavorables à l'aide de technologies récentes. Une réduction des phases magnétique par la séparation magnétique entraînera une réduction de la quantité d'oxydes de fer dans le minéral et/ou la roche.
- Les roches alternatives doivent être identifiées, et leurs sources doivent être identifiées, afin de satisfaire à la fois les critères du feldspath Na et du feldspath K. Dans cette étude, des données géologiques, pétrographiques et chimiques ont été utilisées pour démontrer le potentiel de la matière première de feldspath dans certains granitoïdes du nord de l'Algérie.

**CONCLUSION GÉNÉRALE**

**ET**

**RECOMMANDATIONS**

## **CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS**

La diversité exceptionnelle des gisements de feldspath que l'industrie de la céramique, le verre et les autres domaines utilisent réellement. Ces sources couvrent maintenant toute la suite de roches ignées acides, plutôt que de se concentrer seulement sur les roches pegmatitiques et aplitiques traditionnelles. Elles comprennent des roches intrusives (granites aux granodiorites), des roches extrusives (rhyolite aux laves dacites et pyroclastiques et veines porphyriques). Elles comprennent également leurs homologues métamorphiques (métapegmatites, orthogneisses et porphyroïdes) ainsi que les roches sédimentaires (les arkoses et les sables arkosiques).

La demande croissante de feldspath sur le plan national et international nécessite d'identifier de nouveaux gisements en plus des gisements établis et de les spécifier et ne pas se concentrer sur la mine d'Ain Barber ou les sources traditionnelles (pegmatites et aplites) seulement, et aussi arrêter la négligence de cette matière afin de répondre aux besoins du marché local et d'exporter le reste.

On peut obtenir du feldspath à partir des roches granitiques étudiées, mais après avoir déterminé les taux des réserves dans ces massifs. L'une des méthodes utilisées pour obtenir de bonnes réserves est d'exploiter les massifs voisins ensemble comme suit :

(i) Les massifs Naciria (Boumerdès), Draa El Mizane (Tizi Ouzou) et Larba Nait Irathen (Tizi Ouzou) et Maghera (Bejaia) peuvent être exploités ensemble (comme le cas des districts). Ces quatre Massifs occupent la première place avec une teneur en alcali total ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) de 7,09 % en poids à 9,24 % en poids (moyenne de 8,05 % en poids) et faibles oxydes de fer (0,34 % en poids – 2,19 % en poids, moyenne de 1,34 % en poids). L'exploitation de ces massifs ensemble peuvent donner une grande réserve qui leur donne la priorité dans l'exploitation.

(ii) Oued Al Anab (Annaba), Ain Barber (Annaba), Filfila (Skikda) et Collo (Skikda) peuvent prendre la deuxième place. Ils peuvent être exploités ensemble compte tenu de la distance entre eux, ayant une quantité moyenne à élevée d'alcalins de 6,95 % en poids à 8,2 % en poids (moyenne de 7,56 % en poids) et les oxydes de fer moyens varient de 1,32 % en poids à 3,08 % en poids (moyenne de 2,19 % en poids).

## ***CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS***

(iii) Le massif de Nadroma (Tlemcen) avec une bonne superficie, il a une quantité totale moyenne d'alcali (7,67% en poids) et d'oxydes de fer (2,19% en poids).

(iv) les deux massifs de Chetaïbi et Al Aouana sont exclus. Ils ne peuvent pas être considérés comme source du feldspath parce qu'ils ne répondaient pas aux conditions qui permettent l'exploitation des roches intermédiaires (l'aspect leucocrate, une certaine richesse de feldspath et faible pourcentage des minéraux colorés)

La disponibilité du feldspath de haute qualité à partir de ces massifs dépend entièrement de l'élimination de la phase magnétique, par conséquent, il semble possible de produire du feldspath de la qualité requise, considérant que les composantes colorées des roches sont inférieures aux valeurs souhaitées. En outre, le taux de réserve de chaque massif de ces massifs doit être déterminée pour identifier. En conséquence, il a été décidé que les massifs étudiés sont évalués comme source du feldspath, en particulier pour la céramique.

**RÉFÉRENCES**  
**BIBLIOGRAPHIQUES**

### **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Abbassene, F. (2016). Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré-et post-collisionnelle de la marge algérienne : Secteur de la Petite Kabylie [PhD thesis, Université de Bretagne occidentale - Brest ; Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumediène (Alger)].
- Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Maury, R. C., Courme-Rault, M.-D., Ouabadi, A., & Coutelle, A. (2019). New chronostratigraphic constraints on the emplacement of Miocene high-K calc-alkaline igneous rocks from West Edough-Cap de Fer, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(2), 22.
- Abdel-Khalek, N. A., Yehia, A., & Ibrahim, S. S. (1994). Technical note beneficiation of Egyptian feldspar for application in the glass and ceramics industries. *Minerals engineering*, 7(9), 1193-1201.
- Abouzeid, A.-Z. M., & Negm, A.-T. A. (2014). Characterization and beneficiation of an Egyptian nepheline syenite ore. *International Journal of Mineralogy*, 2014.
- Aliani, F., Sabouri, Z., & Maanijou, M. (2011). Petrography and Geochemistry of Porphyroid Granitoid Rocks in the Alvand Intrusive Complex, Hamedan (Iran). *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 5(12), 2192-2199.
- Aliatis, I. (2016). Vibrational dynamics and structure of natural feldspars. Doctoral thesis. Université' degli studi di Parma. Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra. 153p.
- Amaireh, M., & Aljaradin, M. (2014). Characterization of the Jordanian Feldspar Raw Materials for Application in the Ceramic and Glass Industries. *International Journal of Mining Engineering and Mineral Processing*, 3, 28-31. <https://doi.org/10.5923/j.mining.20140302.02>
- Amarante, A. (1997). Beneficiation of a feldspar ore for application in the ceramic industry. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 97(4), 193-196.
- Ansari, M. N. M., Ismail, H., & Zein, S. H. S. (2009). Effect of Multi-walled Carbon Nanotubes on Mechanical Properties of Feldspar Filled Polypropylene Composites. *Journal of Reinforced Plastics and Composites*, 28(20), 2473-2485.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626.
- Batchelor, R. A., & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical geology*, 48(1-4), 43-55.
- Belanteur, O., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M. H., Bellon, H., Maury, R. C., Coutelle, A., & Fourcade, S. (1995). Geology, geochemistry and  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  geochronometry of Miocene magmatism in Algiers area, Northern Algeria. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Serie 2, Sciences de la Terre et des Planètes*, 321.
- Bellon, H., Lepvrier, C., Magné, J., & Raymond, D. (1977). L'activité éruptive dans l'Algérois : Nouvelles données géochronologiques. *Géologie Méditerranéenne*, 4(4), 291-297.
- Benali, H. (2007). Benali, H. (2007). Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie: typologie, pétrologie, cadre géodynamique, et implication métallogéniques (Doctoral dissertation).

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Beniken, F. (2010). Etude pétrologique des granitoïdes hercyniens à tardi-hercyniens des Kabylies (Doctoral dissertation, Alger). Université des sciences et de la technologie Houari Boumediène. 244p.
- Benkerrou, C. (1989). Petrographie, mineralogie et geochemie des skarns mineralises en tungstene de coat-an-noz et des series noires encaissantes (Cotes du Nord, Bretagne) [These de doctorat, Paris, ENMP].
- Bernasconi, A., Marinoni, N., Pavese, A., Francescon, F., & Young, K. (2014). Feldspar and firing cycle effects on the evolution of sanitary-ware vitreous body. *Ceramics International*, 40(5), 6389-6398.
- Bettahar, A., (1990). Massif de sid ali bounab (grande kabylie) mise en place d'un granite au cours d'un cisaillement tangentiel a vergence NW à W (Doctoral dissertation, Alger). Université des sciences et de la technologie Houari Boumediène. 144p.
- Biju, D., & L, M. (1977). Introduction to the structural history of the Mediterranean basins.
- Biju-Duval, B., & Montadert, L. (1977). Histoire Structurale Des Bassins Méditerranéens. Editions TECHNIP.
- Bizon, G., & Gelard J.P, (1975). precisions sur l'age de l'oligo-miocene kabyle en grande-kabylie (algerie) : consequence structurale concernant le numidien. precisions sur l'age de l'oligo-miocene kabyle en grande-kabylie (algerie): consequence structurale concernant le numidien.
- Bossière, G. (1980). Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation (Doctoral dissertation, Paris). Université de Nantes. 303p.
- Bossière, G., & Peucat, J.-J. (1985). New geochronological information by Rb–Sr and U–Pb investigations from the pre-Alpine basement of Grande Kabylie (Algeria). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(5), 675-685.
- Bossière, G., & Peucat, J.-J. (1986). Structural evidence and Rb–Sr, 39–40Ar mica ages relationships for the existence of an Hercynian deep crustal shear zone in Grande Kabylie (Algeria) and its alpine reworking. *Tectonophysics*, 121(2-4), 277-294.
- Bouabssa, 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(2-3), 107-113.
- Bouftouha, Y., & Bourefis, A. (2010). Comparative metallogenic aspects of the granite and skarns of Kabylie of Collo and Filfila (North-East Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 56(2-3), 114-120.
- Bouillin, J. (1977). Géologie alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. Thèse de doctorat d'état, université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 511 P.
- Bouillin, J.-P., & Kornprobst, J. (1974). Associations ultrabasiques de Petite Kabylie; peridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes betico-rifaines. *Bulletin de la société géologique de France*, 7(2), 183-194.
- Bouillin, J.-P., & Raoult, J.-F. (1971). Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3-4), 338-362.
- Brown, M. (2013). Granite : From genesis to emplacement. *GSA bulletin*, 125(7-8), 1079-1113.

## *RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES*

- Calas, G. (2017). Mineral resources and sustainable development. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 13(5), 301-306.
- Carminati, E., Lustrino, M., & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean : Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192.
- Černý, P., & Ercit, T. S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43(6).
- Chaib, A. (2017). Caractérisation physico-chimique et enrichissement des matières premières feldspathiques d'Ain-Barbar-Annaba : Applications aux secteurs céramiques et verreries. (Doctoral dissertation, Algérie). Université Badji Mokhtar Annaba.
- Chappell, B. W. (1999). Aluminium saturation in I-and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46(3), 535-551.
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 1-26.
- Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R. C., Déverchère, J., Bellon, H., Ouabadi, A., & Bosch, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria) : Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125, 27-41.
- Cho, K.-J., Kim, Y.-J., Park, H.-H., & Cho, S.-B. (2009). Improvement in Grade of Sericite Ore by Dry Beneficiation. *Korean Journal of Materials Research*, 19(4), 212-219.
- Clavières, V. (1990). Muscovitisation et feldspathisation hydrothermales dans le massif granitique de Millas (Pyrénées orientales) : Géométrie, géochimie, modélisation [These de doctorat, Paris 6].
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R. C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., & Hermitte, D. (2002). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria) : Magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos*, 62(3-4), 87-110.
- Courme-Rault, M.-D., & Coutelle, A. (1982). Le Miocène de la Soumman (Algérie) : Précisions sur l'âge de ses niveaux de base, existence d'un cycle inférieur Anté-nappes sud-telliennes, corrélations. *Géologie Méditerranéenne*, 9(2), 99-107.
- Coutelle, A. (1979). Structure des unités externes du Tell algérien de la région d'Akbou; succession des phases tectoniques. Université de Bretagne occidentale France.
- Coutelle, P., & Gélard, J. P. (1968). Existence de radiolarites à la base du "flysch schisto-gréseux tithonique-néocomien" du col de Chellata Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France 3.; p. 79-81.
- Daneshvar, E., & Worden, R. H. (2018). Feldspar alteration and Fe minerals : Origin, distribution and implications for sandstone reservoir quality in estuarine sediments. *Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks*.
- De la Roche, H. de, Leterrier, J. t, Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—Its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, 29(1-4), 183-210.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Debon, F., & Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3), 135-149.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Delga, M. D. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-est de la Berbérie, *Publ. Serv. géol. Algérie*, **39**, 89–121.
- Demange, M., Lia-Aragnoet, F., Pouliguen, M., Perrot, X., & Sauvage, H. (1999). Les syénites du castillet (massif de l'agly, pyrénées orientales, France) : Une roche exceptionnelle dans les pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329(5), 325-330.
- Deniz, K., & Kadioğlu, Y. K. (2019). Investigation of feldspar raw material potential of alkali feldspar granites and alkali feldspar syenites within Central Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 158(158), 265-289.
- Dercourt, J. et al, Zonenshain, L. P., Ricou, L.-E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., & Lepvrier, C. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>
- Didier J., Fernandez A. et El Mouraouah A. 1989. A model for the genesis of granitic magmas by crustal melting around mafic intrusions: the Peyron near Burzet (Ardeche, Massif Central), in : *Magma-crust interactions and evolution*, Theophrastus publications, Athens, 163-191. Dill, H. G. (2015). Pegmatites and aplites : Their genetic and applied ore geology. *Ore Geology Reviews*, 69, 417-561.
- Djellit, H. (1987). Évolution tectono-métamorphique du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie) [PhD Thesis, Paris 11].
- Djouama, M. C., Bounouala, M., Ain-Souya, A., & Ghers, M. (2005). Caractérisation et préconcentration granulométrique de la matière feldspathique d'Ain-Barbar, Algérie. *Journal de Physique IV (Proceedings)*, 124, 103-109.
- Dondi, M. (2018). Feldspathic fluxes for ceramics : Sources, production trends and technological value. *Resources, conservation and recycling*, 133, 191-205.
- Dondi, M., Guarini, G., Conte, S., Molinari, C., Soldati, R., & Zanelli, C. (2019). Deposits, composition and technological behavior of fluxes for ceramic tiles. *Periodico di Mineralogia*, 88(3).
- Dondi, M., Raimondo, M., & Zanelli, C. (2014). Clays and bodies for ceramic tiles : Reappraisal and technological classification. *Applied Clay Science*, 96, 91-109.
- Duchesne, J. C., Roelandts, I., Demaiffe, D., & Weis, D. (1985). Petrogenesis of monzonitic dykes in the Egersund-Ogna anorthosite (Rogaland, S.W. Norway) : Trace elements and isotopic (Sr, Pb) constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90(2-3), 214-225.

## **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., & Garbe-Schönberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean : Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, 46(6), 1155-1201.
- Durand-Delga, M. (1955). Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique [PhD Thesis, Toulouse]. <https://www.ccdz.cerist.dz/admin/notice.php?id=134992>
- Eggleton, R. A. (1980). High Resolution Electron Microscopy of Feldspar Weathering. *Clays and Clay Minerals*, 28(3), 173-178.
- El Azzouzi, M., Bellon, H., Maury, R. C., Pique, A., Cotten, J., Griffiths, J. B., Fourcade, S., & Hernandez, J. (1999). Evolution of the sources of Moroccan volcanism during the Neogene. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2, Sciences de la Terre et des Planetes*, 95-102.
- El Azzouzi, M., René, R., Maury, R. C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, H., & Cotten, J. (2003). Evolution spatiale et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb : Manifestation d'un détachement lithosphérique. *Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc*, 447, 107-116.
- El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.-L., Bellon, H., & Gundogdu, N. (1998). Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco) : Magmatic evolution through time. *Lithos*, 45(1-4), 523-543.
- Eswaran, H., & Bin, W. C. (1978). A Study of a Deep Weathering Profile on Granite in Peninsular Malaysia : III. Alteration of Feldspars. *Soil Science Society of America Journal*, 42(1), 154-158.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funicello, R., & Jolivet, L. (1997). Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, 9(3), 126-130.
- Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., & Janin, M.-C. (2003). Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France) : Geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading. *Bulletin de la Société géologique de France*, 174(4), 357-371.
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., & Martineau, F. (2001). The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57(2-3), 187-216.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Fuertes, V., Reinoso, J. J., Fernández, J. F., & Enríquez, E. (2022). Engineered feldspar-based ceramics : A review of their potential in ceramic industry. *Journal of the European Ceramic Society*, 42(2), 307-326.
- Gani, R. (1988). Étude pétro-structurale des massifs cristallins de Larbâa Naïth Irathen et de Djemâa Saharidj (grande Kabylie, Algérie) [PhD Thesis]. USTHB. Alger, 147 pp.
- Gasquet, D., Stussi, J.-M., & Nachit, H. (1996). Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167(4), 517-528.
- Gelard, J. P. (1969). Le flysch a base schisto-greaseuse de la bordure meridionale et orientale du massif de Chellata; le flysch mauretarien (Grande-Kabylie, Algerie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 676-686.

## *RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES*

- Gelard, J. P. (1979). Coulissements horizontaux dans les calcaires jurassiques de Talant (près de Dijon) et preuves microtectoniques du caractère polyphasé de la fracturation en Bourgogne, *Bull. Soc. Géol. Bourgogne*, **322**, 59–69, 1979.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Xian, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong, K., & Wu, F. (2009). Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang : Implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, **266**(3-4), 364-389.
- Géry, B., Feinber, G. H., Lorenz, C., Magné, J. (1981). Définition d'une série type de « l'Oligo-miocène Kabyle » anté-nappes dans le Djebel Aissa-Mimoun (grande Kabylie, Algérie). *CR Acad. Sci. Paris* **292**: 1529–1532.
- Ghalayini, Z. T. (2021). Feldspar and nepheline syenite. US Geological Survey, Mineral Commodity Summaries.
- Gillet, G., & Houot, R. (1978). Valorisation de syenites néphéliniques par procédés magnétiques. *Industrie minérale-minéralogie*.
- Gleizes, G., Bouloton, J., Bossière, G., & Collomb, P. (1988). Données lithologiques et pétro-structurales nouvelles sur le massif cristallophyllien de l'Edough (Est-Algérien). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **306**(14), 1001-1008.
- Glover, A. S., Rogers, W. Z., & Barton, J. E. (2012). Granitic pegmatites : Storehouses of industrial minerals. *Elements*, **8**(4), 269-273.
- Gougazeh, M. (2006). Evaluation and beneficiation of feldspar from arkosic sandstone in South Jordan for application in the ceramic industry. *American Journal of Applied Sciences*, **3**(1), 1655-1661.
- Gougazeh, M., Bamoussa, A., & Hasan, A. (2018). Evaluation of granitic rocks as feldspar source : Al Madinah, Western Part of Saudi Arabia. *Journal of Taibah University for Science*, **12**(1), 21-36.
- Greenwood, N. N., & Earnshaw, A. (1988). Silicon, in *Chemistry of elements*. 1-357.
- Guardia, P. (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale [PhD Thesis, Toulouse].
- Gürsoy, Y.H. 1999. Sarıkaya yöresi altere granitlerinden feldspatin kazanımı. Yüksek Lisans Tezi, Osmangazi Üniversitesi, 112s. Eskişehir (yayımlanmamış).
- Hamadi, A., & Nabih, K. (2012). Alkali activation of oil shale ash based ceramics. *Journal of Chemistry*, **9**, 1373-1388.
- Hamlaoui, H. (2019). Pétrogéochimie et minéralisation des roches ignées de la région de Jijel : implication géodynamique et origine des fluides minéralisateurs. Thèse de doctorat. Université Badji Mokhtar Annaba.
- Hamlaoui, H., Laouar, R., Bouhleb, S., & Boyce, A. J. (2020). Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, NE algérien. *Estudios Geológicos*, **76**(1), e124-e124.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, **19**(1), 67-81.
- Hassissene, M. (1989). Etude géologique du Djebel Arbalou-Gouraya : Éléments occidentaux du domaine des Babors (région de Béjaïa) [PhD Thesis]. USTHB Alger, Algérie.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Henderson, C. M. B. (1979). An elevated temperature X-ray study of synthetic disordered Na-K alkali feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(1), 71-79.
- Hernandez, J., & Lepvrier, C. (1979). Le volcanisme calco-alkalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : Pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Geol. Fr*, 7, 73-86.
- Heurteaux, P. (1964). *Géologie des Argiles. Altération, Sédimentation, Géochimie*. Paris, Masson, 1964. *Revue d'Écologie (La Terre et La Vie)*, 18(3), 408-409.
- Hlavay, J. (1978). Characterization of the Particle Size and the Crystallinity of Certain Minerals by IR Spectrophotometry and Other Instrumental Methods—II. Investigations on Quartz and Feldspar. *Clays and Clay Minerals*, 26(2), 139-143.
- Hughes, J. C., & Brown, G. (1977). Two unusual minerals in a Nigerian Soil:(I) Fibrous kaolin;(II) Bastnaesite. *Clay Minerals*, 12(4), 319-329.
- Ibe, C. U., & Obiora, S. C. (2019). Geochemical characterization of Granitoids in Katchuan Irruan area : Further evidence for peraluminous and shoshonitic compositions and post-collisional setting of granitic rocks in the Precambrian Basement Complex of Nigeria. *Acta Geochimica*, 38(5), 734-752.
- Iiishi, K., Tomisaka, T., & Umegaki, Y. (1971). Isomorphous substitution and infrared and far-infrared spectra of the feldspar group : *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen*, 115, 98-119.
- Ismail, H., Osman, H., & Ariffin, A. (2005). A Comparative Study on Curing Characteristics, Mechanical Properties, Swelling Behavior, Thermal Stability, and Morphology of Feldspar and Silica in SMR L Vulcanizates. *Polymer-Plastics Technology and Engineering*, 43(5), 1323-1344.
- Ismail, H., Osman, H., & Ariffin, A. (2007). Curing Characteristics, Fatigue and Hysteresis Behaviour of Feldspar Filled Natural Rubber Vulcanizates. *Polymer-Plastics Technology and Engineering*, 46(6), 579-584.
- Janoušek, V., Bonin, B., Collins, W. J., Farina, F., & Bowden, P. (Eds.). (2020). *Post-Archean Granitic Rocks: Petrogenetic Processes and Tectonic Environments*. Geological Society of London.
- Jepson, W. B. (1984). Kaolins: their properties and uses. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 311(1517), 411-432.
- Kara, A., Özer, F., Kayaci, K., & Özer, P. (2006). Development of a multipurpose tile body : Phase and microstructural development. *Journal of the European Ceramic Society*, 26(16), 3769-3782.
- Katzir, Y., Eyal, M., Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Zanzilevich, A. N., Valley, J. W., Beeri, Y., Pelly, I., & Shimshilashvili, E. (2007). Petrogenesis of A-type granites and origin of vertical zoning in the Katharina pluton, Gebel Mussa (Mt. Moses) area, Sinai, Egypt. *Lithos*, 95(3-4), 208-228.
- King, R. J. (2009). Kaolinite. *Geology Today*, 25(2), 75-78.
- Klyachin, V. V., Gabdulkaev, R. L., Voronin, L. P., & Stepanova, M. V. (1978). Use of coarse-crystalline potassium feldspar from kaolin deposits. *Glass and Ceramics*, 35(7), 413-415.
- Koppen, W., (1936). *Das geographische System der Klimate*. Berlin, Germany 1, p. 1–44, part C
- Kouloumbi, N., Ghivalos, L. G., & Pantazopoulou, P. (2005). Determination of the performance of epoxy coatings containing feldspars filler. *Pigment & resin technology*, 34(3), 148-153.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Lagarde, J.-L., Capdevila, R., & Fourcade, S. (1992). Granites et collision continentale : L'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bulletin-Société Géologique De France*, 163, 597-597.
- Lahondère, J.-C. (1987). Les séries ultratelliennes d'Algérie nord-orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural [PhD Thesis, Toulouse].
- Lan, T.-G., Fan, H.-R., Yang, K.-F., Cai, Y.-C., Wen, B.-J., & Zhang, W. (2015). Geochronology, mineralogy and geochemistry of alkali-feldspar granite and albite granite association from the Changyi area of Jiao-Liao-Ji Belt : Implications for Paleoproterozoic rifting of eastern North China Craton. *Precambrian Research*, 266, 86-107.
- 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. *Journal of African Earth Sciences*, 35(2), 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). *Journal of African Earth Sciences*, 41(5), 445-465.
- Laouar, R., Lekoui, A., Bouima, T., Salmi-Laouar, S., Bouhleb, S., Abdallah, N., Boyce, A. J., & Fallick, A. E. (2018). Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria). *Ore Geology Reviews*, 101, 312-329.
- Le Doussal, H., & Vouillemet, M. (1995). Céramiques de bâtiment : Carreaux et produits sanitaires. *Techniques de l'ingénieur. Construction*, C940, C940-1.
- Lee, W. E., & Iqbal, Y. (2001). Influence of mixing on mullite formation in porcelain. *Journal of the European Ceramic Society*, 21(14), 2583-2586.
- Leikine, M. (1974). Essai d'interprétation structurale d'une transversale au SW de Bejaia (Algérie) : Les Babors et la région subbaborienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, 65, 439-459.
- Lekoui, A. (2019). Les minéralisations liées au magmatisme tertiaire de la région d'oued Amizour : Géochimie, géologie et étude des isotopes stables, thèse de doctorat. Université Badji Mokhtar-Annaba.
- Lepvrier, C. (1970). La zone kabyle et l'origine des flyschs dans la région du Chenoua et du Cap Ténès (Algérie). *CR Somm. Soc. Géol. Fr*, 248-251.
- Lewicka, E. (2010). Conditions of the feldspathic raw materials supply from domestic and foreign sources in Poland. *Gospodarka surowcami mineralnymi*, 26(4), 5-19.
- Liegeois, J.-P., Navez, J., Hertogen, J., & Black, R. (1998). Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45(1-4), 1-28.
- Lodding, W. (1972). Conditions for direct formation of gibbsite from K-feldspar—Discussion. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 57(1-2), 292-294.
- Loumi, K. (1989). Etude structurale de la région de Beni Douala (socle cristallophyllien de grande kabylie-Algérie) [PhD Thesis, Alger]. 156 p.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Louni-Hacini, A. (2002). La transition du magmatisme calco-alkalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie Nord occidentale). Thèse de Doctorat d'Etat at U.S.T.H.B, Algiers, Algeria.
- Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R. C., Megartsi, M., Coulon, C., & Semroud, B. (1995). Datation  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  de la transition du volcanisme calco-alkalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 321(11), 975-982.
- Lucas, G. (1952). Bordure nord des hautes plaines dans L'Algerie occidentale : Primaire Jurassique. Analyse structurale. (No Title).
- Magné, J., Raymond, D., Ezzo, R., & Begles, G. (1972). Dans le Nord de la Grande Kabylie (Algérie), le Numidien a un âge compris entre l'Oligocène moyen et le Burdigalien inférieur. *CR Acad. Sc. Paris*, 274, 3052-3055.
- Mahdjoub, Y. (1991). Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpines et alpines en Petites Kabylie (Algérie nord-orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne [PhD Thesis]. Thèse de Docteur ès Sciences, USTHB.
- Mahdjoub, Y., Choukroune, P., & Kienast, J.-R. (1997). Kinematics of a complex Alpine segment; superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria). *Bulletin de la société géologique de France*, 168(5), 649-661.
- Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.
- Mansour, S. H., Asaad, J. N., & Abd-El-Messieh, S. L. (2006). Synthesis and characterization of brominated polyester composites. *Journal of Applied Polymer Science*, 102(2), 1356-1365.
- Martín-Márquez, J., Rincón, J. M., & Romero, M. (2010). Mullite development on firing in porcelain stoneware bodies. *Journal of the European Ceramic Society*, 30(7), 1599-1607.
- Mason, R. A. (1980). Changes in crystal morphology of synthetic reedmergnerite ( $\text{NaBSi}_3\text{O}_8$ ) during ordering experiments. *Mineralogical Magazine*, 43(331), 905-908.
- Matte, P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(1), 9-24.
- Matteson, A., & Herron, M. M. (1993). End-member feldspar concentrations determined by FTIR spectral analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 63(6), 1144-1148.
- Maury, R. C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., & Belanteur, O. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin : A consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(3), 159-173.
- McDonough, W. F., & Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- McKeown, D. A., Bell, M. I., & Etz, E. S. (1999). Vibrational analysis of the dioctahedral mica;  $2\text{M}_1$  muscovite. *American Mineralogist*, 84(7-8), 1041-1048.

## **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Megartsi, M. (1982). Sur l'affinité shoshonitique des laves de la région de Tifaraouine-Bouzedjar (Oranie). 4/1982/ALGER; INC; S.L.: MINISTERE ENSEIGNEMENT RECH. SCI.; DA. 1982; PP. 69; ESQUISSE GEOL.
- Megartsi, M., (1985) - Le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie nord – occidentale. Géologie, pétrologie et géodynamique, Thèse Doctorat d'Etat, USTHB (Alger), 296p.
- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Misseri, M. (1987). Structure et cinématique des peridotites feldspathiques du Cap Bougaroun (Algérie). *Journal of African Earth Sciences* (1983), 6(5), 741-744.
- Neumann, M., & Vila, J. M. (1967). Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 401-409.
- Neupane, B. B., Sharma, A., Giri, B., & Joshi, M. K. (2020). Characterization of airborne dust samples collected from core areas of Kathmandu Valley. *Heliyon*, 6(4).
- Obert, D. (1984). Géologie des Babors (Algérie) | importance de la paléotectonique alpine dans l'orogénèse tellienne in *Géologie : Malte, Sardaigne, Sicile, Algérie. Recueil de travaux dédiés à la mémoire du Professeur André Caire, ancien rédacteur en chef de la Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, en commémoration du cinquième anniversaire de sa mort. Revue de géologie dynamique et de géographie physique Paris*, 25(2), 99-117.
- Ouabadi, A. (1994). Petrologie, géochimie et origine des granitoides peralumineux a cordierite (cap bougaroun, beni-touffout et filfila) algerie nord-orientale [PhD Thesis, Rennes 1].
- Ouabadi, A., Capdevila, R., Fourcade, S., & Semroud, B. (1992). Le granite à biotite et cordiérite du Cap Bougaroun (Algérie) : Un analogue alpin des granites de type S de la ceinture de Lachlan (Australie). *CR Acad. Sci. Paris*, 314, 1187-1194.
- Pavlunenko, L. E. (2010). Alkali kaolins of Ukraine—complex raw materials for the ceramics industry. *Glass & Ceramics*, 67.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81.
- Penven, M.-J. (1980). Observations préliminaires sur les altérites granitiques de Petite Kabylie (Algérie). *Méditerranée*, 38(1), 47-58.
- Perkins, D., Henke, K., Simon, A., & Yarbrough, L. (2019). *Earth materials : Components of a diverse planet*. CRC Press (1st ed.).
- Peucat, J.-J. (1982). Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le massif Armoricaïn et en Grande Kabylie. [PhD Thesis, Université de Rennes 1.
- Pickard, K. J., Walker, R. F., & West, N. G. (1985). A comparison of X-ray diffraction and infra-red spectrophotometric methods for the analysis of  $\alpha$ -quartz in airborne dusts. *The Annals of occupational hygiene*, 29(2), 149-167.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Pitcher, W. S. (1997). *The nature and origin of granite*. Springer Science & Business Media. 2nd ed. Boca Raton: Chapman & Hall. 387
- Raoult, J. F. (1969). Nouvelles données sur les flyschs au nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du col des Oliviers (nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 516-522.
- Raoult, J.-F. (1974). Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *MEM. SOC. GEOL. FR; FRA; 1974, VOL. 53, NUM. 0121, P. 1 A 162*
- Raszewski, Z., Nowakowska-Toporowska, A., Weźgowiec, J., Nowakowska, D., & Więckiewicz, W. (2020). Influence of silanized silica and silanized feldspar addition on the mechanical behavior of polymethyl methacrylate resin denture teeth. *The Journal of Prosthetic Dentistry*, 123(4), 647-e1.
- Raymond, D. (1976). *Evolution sédimentaire et tectonique du nord-ouest de la grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin* [PhD Thesis, Toulouse].
- Razak, J. Abd., Akil, H. Md., & Ong, H. (2007). Effect of Inorganic Fillers on the Flammability Behavior of Polypropylene Composites. *Journal of Thermoplastic Composite Materials*, 20(2), 195-205.
- Remaci-Benaouda, N. (2005). *Pétrologie et géochimie des granitoïdes tardi-hercyniens oranais (Algérie Nord occidentale). Implications pétrogénétiques et géodynamiques* [PhD Thesis]. Thèse de Doctorat d'État, Université d'Oran.
- Remaci-Benaouda, N., Cottin, J., Gonord, H., Paquette, J., Duthou, J., & Sagon, J. (1996). Contexte collisionnel dans la chaîne hercynienne NW Africaine : Étude pétrogéochimique des granitoïdes tardi-carbonifères oranais (NW Algérie). *Réunion des Sciences de la Terre*, 16.
- Ricou, L. E., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C., & Biju-Duval, B. (1986). Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, 123(1-4), 83-122.
- Riviere, M., Bouillin, J. P., Courtois, C., Gélard, J. P., & Raoult, J. F. (1977). Etude mineralogique et geochemique des tuffites decouvertes dans l'Oligo-Miocene kabyle (Grande Kabylie-Algerie); comparaison avec les tuffites de la region de Malaga (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 1171-1177.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8(10.3809).
- Ross, P.-S., & Bédard, J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 823-839. <https://doi.org/10.1139/E09-054>
- Rothon, R. (2017). *Fillers for polymer applications* (Vol. 489). Springer Berlin, Germany.
- Saadallah, A. (1981). *Le massif cristallophyllien d'El Djazair (Algérie), évolution d'un charriage à vergence Nord dans les Interniez des Maghrébides*. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle. I.S.T-USTHB. Algérie
- Saadallah, A. (1992). *Le socle cristallin de la Grande Kabylie (Algérie) : sa place dans la chaîne des Maghrébides*. Thèse Doct. Sc. IST-USTHB. Alger
- Saklar, S., Oktay, C., & Karadeniz, M. (2004). Beneficiation of feldspar from Yozgat region granites. *Key Engineering Materials*, 264, 1419-1422.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Scheepers, A. E. (1988). Geology and geochemistry of the Klipberg alkali feldspar granite and associated hydrothermally altered rocks in the Darling batholith, southwestern Cape Province. *South African journal of geology*, 91(2), 212-225.
- Semroud, B. (1970). Etude pétrographique du granite du Filfila (Skikda). Unpublished Thesis, University of Algiers.
- Silva, A. C., Carolina, S. D., Sousa, D. N., & Silva, E. M. S. (2019). Feldspar production from dimension stone tailings for application in the ceramic industry. *Journal of Materials research and Technology*, 8(1), 1-7.
- Smith, J. V. (2012). *Feldspar minerals : 2 chemical and textural properties*. Livre. Springer Science & Business Media.
- Smith, J. V., & Brown, W. L. (1988). Chemical Properties. In J. V. Smith & W. L. Brown, *Feldspar Minerals* (p. 298-390). Springer Berlin Heidelberg.
- Stubičan, V., & Roy, R. (1961). Isomorphous substitution and infra-red spectra of the layer lattice silicates. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 46(1-2), 32-51.
- Štyriaková, I., Štyriak, I., Malachovský, P., & Lovás, M. (2006). Biological, chemical and electromagnetic treatment of three types of feldspar raw materials. *Minerals Engineering*, 19(4), 348-354.
- Taboada, J., Vaamonde, A., Saavedra, A., & Ordóñez, C. (2002). Geostatistical study of the feldspar content and quality of a granite deposit. *Engineering Geology*, 65(4), 285-292.
- Taylor, D. G., Nenadic, C. M., & Crable, J. V. (1970). Infrared Spectra for Mineral Identification. *American Industrial Hygiene Association Journal*, 31(1), 100-108.
- Tefiani, M. (1969). Le flysch "schisto-greux" nord-kabylie de la région de l'Arba (Alger). Sa position paleogeographique. *Soc. Hist. Nat. Afrique nord*, 60, 1-2.
- Thiéblemont, D., & Tegye, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 319(1), 87-94.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1), 49-107.
- Van Der Plas, L. (2011). *The identification of detrital feldspars*. Elsevier.
- Vedder, W., & McDonald, R. S. (1963). Vibrations of the OH ions in muscovite. *The Journal of Chemical Physics*, 38(7), 1583-1590.
- Vila, J.-M. (1980). *La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. These de Doctorat-es-sciences, Université Pierre et Marie curie.
- Wada, N., & Kamitakahara, W. A. (1991). Inelastic neutron- and Raman-scattering studies of muscovite and vermiculite layered silicates. *Physical Review B*, 43(3), 2391-2397.
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : Structure, Stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 24, fasci. 3, pp. 201-297.
- Wilson, M. J. (1975). Chemical weathering of some primary rock-forming minerals. *Soil Science*, 119(5), 349-355.

## ***RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

- Wopenka, B., Popelka, R., Pasteris, J. D., & Rotroff, S. (2002). Understanding the mineralogical composition of ancient Greek pottery through Raman microprobe spectroscopy. *Applied Spectroscopy*, 56(10), 1320-1328.
- Wortel, M. J. R., & Spakman, W. (2000). Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 290(5498), 1910-1917.
- Zanelli, C., Raimondo, M., Guarini, G., & Dondi, M. (2011). The vitreous phase of porcelain stoneware : Composition, evolution during sintering and physical properties. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 357(16-17), 3251-3260.
- Zeller, M. V. (1975). *Infrarot-Vergleichsspektren von Mineralien*. Bodenseewerk Perkin-Elmer.
- Zhang, Y., Hu, Y., Sun, N., Liu, R., Wang, Z., Wang, L., & Sun, W. (2018). Systematic review of feldspar beneficiation and its comprehensive application. *Minerals Engineering*, 128, 141-152.

### **Site Web**

[\(https://www.energy.gov.dz/\)](https://www.energy.gov.dz/)