

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la
Recherche Scientifique
Centre universitaire Ali Kafi Tindouf
Institut des sciences et technologies
Département des Sciences de la Terre et de
l'Univers



Mémoire de fin d'étude

Présenté pour l'obtention du diplôme de

Master

Spécialité: Géodynamique de la lithosphère

Thème

Contribution à l'étude pétrographique et minéralogique de
quelques cumulats de l'intrusion mafique Laouni Est
(Hoggar central, Algérie)

Présenté Par

BOULANOUAR Anfal

Soutenu le 04-06-2024 devant le jury composé de:

M. HACINI Hamza

MAA

Président

M. ALOUACHE Ahmed El Amine

MAA

Rapporteur

M. HASSENE DAOUADJI Houari

MAA

Examineur

M. SENOUCI Ouadadi

MCB

Examineur

Année universitaire : 2023/2024

Dédicace

Merci mon Dieu de m'avoir aidée à atteindre ce statut de science ce n'est pas la fin mais le début et ce sera à partir d'ici.

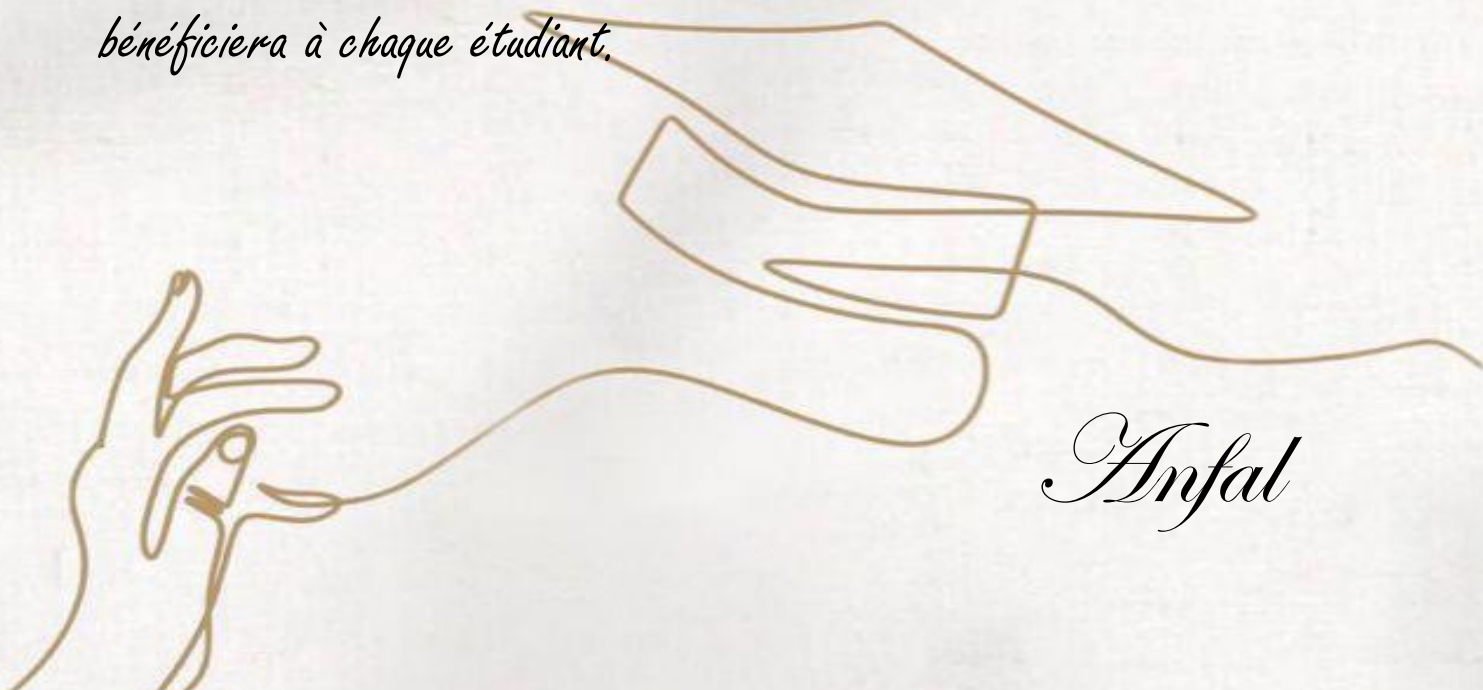
A mes parents bien-aimés, pour leur soutien inconditionnel et leur confiance en moi tout au long de cette aventure académique.

A mon seul frère Ayham, mes chères sœurs Alaa et Doha, pour leur encouragement constant et leur présence réconfortante.

A mon professeur, M. Alouache, pour ses précieux conseils et son encadrement rigoureux qui ont été essentiels à la réalisation de ce travail.

A mes amis, pour leur aide et leur soutien tout au long de ce parcours. Votre amitié a été une source de motivation inestimable.

Je souhaite que cette étude soit une contribution scientifique et bénéficiera à chaque étudiant.



Anfal

Remerciement

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à M. Alouache Ahmed El Amine pour son encadrement précieux et ses conseils avisés tout au long de la réalisation de cette mémoire. Votre soutien constant et votre expertise ont été inestimables pour la bonne conduite de ce travail.

Je remercie également chaleureusement les membres du jury: M. HACINI Hamza; M. HASSENE DAOUADJI Houari et M. SENOUCI Ouadadi. Votre temps dédié à l'évaluation de ce mémoire et vos commentaires constructifs sont grandement appréciés.

Je n'oublie pas toutes les personnes qui m'ont soutenue tout au long de cette aventure. Un grand merci aux responsables du laboratoire pour leur aide précieuse et leur soutien moral.

Enfin, je souhaite exprimer ma reconnaissance aux professeurs qui m'ont enseignée durant ces années académiques. Merci à tous pour leur enseignement de qualité et leur dévouement à notre formation.

Merci à tous pour votre contribution à la réalisation de ce mémoire.



Sommaire

Résumé	8
Abstract	10
الملخص	11
Chapitre I - Généralité	12
I-1- Introduction	13
I-2 Cadre géographique du bouclier Touareg	13
I-3- Le contexte géologique:	14
I-3-1- Contexte géologique régionale	14
Le métacraton LATEA	15
I-3-2- Contexte géologique local	17
I-4- Généralité sur les cumulats	17
I-4-1- Définition et classification des roches cumulatives	19
I-4-2- Le litage des roches magmatiques	19
I-5- Les intrusions mafiques-ultramafiques de Laouni :	20
I-5- Le plan et les objets du mémoire	21
Chapitre II - Etude pétrographique	22
II-1- Introduction	23
II-2- Analyse modale et nomenclature	23
II-3- Description pétrographique	23
II-3-1- Plagioclase	23
II-3-2- Olivine	26
II-3-3- Clinopyroxène	27
II-3-4- Orthopyroxène	28
II-3-5- Opaques	29
II-3-6- Amphibole	29
II-4- L'ordre de cristallisation	30
II-5- Conclusion	32
Chapitre III - Etude minéralogique	33
III-1- Introduction	34

III-2- Etude chimique des phases minérales	34
III-2-1- Olivine	34
III-2-2- Plagioclase	36
III-2-3- Les clinopyroxènes	38
III-2-4- Les orthopyroxènes.....	41
III-3- L'affinité géodynamique à partir du clinopyroxène.....	41
III-4- Conclusion	43
Conclusion générale.....	45
Références bibliographiques	48

Liste de figures :

Fig. I- 1 : Carte des principales subdivisions et des grand domaines du Hoggar (Caby et al., 1981 ; modifié).....	14
Fig. I- 2 : Le Bouclier Touareg avec les 23 terranes (Black et al., 1994, dans Liégeois, 2019, modifiée).	15
Fig. I- 3 : Carte géologique schématique de la région de Laouni (d'après Cottin & Lorand, 1990, modifiée).	16
Fig. I- 4: Illustration de la diversité géométrique des intrusions litées (d'après Latypov et al., 2024)..	18
Fig. I- 5 : Développement de textures cumulatives.	20
Fig. II- 1: Projection des Proportions modales dans les diagrammes ternaires de classification (d'après Streckeisen, 1976, Fig. 3, in Le Maitre et al., 2002).....	24
Fig. II- 2 : Microphotographie montrant les caractéristiques pétrographiques du gabbro à olivine: association de deux macles dans le plagioclase (albite et péricline); plagioclase interstitiel séricitisé; olivine corrodée; clinopyroxène à caractère cumulus. Photo prise en LPA.....	24
Fig. II- 3 : Gabbro à olivine montrant des plagioclases séricitisés; de l'olivine serpentinisée et des clinopyroxènes ouralitisés (amphibole). Photo prise en LPA.	25
Fig. II- 4 : Gabbronorite contenant des plagioclases à macles biseautées et tordues. Noter contours ondulés du plagioclase la présence d'exsolution dans les clinopyroxènes. Photo prise en LPA.	25
Fig. II- 5 : Gabbronorite avec plagioclase à bandes de déformations. Noter la macle du clinopyroxène et son altération plus ou moins avancée. En haut à droite l'orthopyroxène montre des apophyses. Noter aussi l'Amphibole maclée en bas à droite. Photo prise en LPA.....	26
Fig. II- 6 : Chapelet d'olivines dans un gabbro à olivine. Noter l'association entre orthopyroxène et opaque. Photo prise en LPA.	26
Fig. II- 7 : Gabbro à olivine montrant deux populations de clinopyroxène, cumulus et intercumulus. Noter la présence de symplectite d'augite et de bande de déformation dans le grand plagioclase. Photo prise en LPA.....	27
Fig. II-8 : Une symplectite d'augite dans la Gabbronorite. Noter la résorption du plagioclase et les apophyses des deux pyroxènes. Photo prise en LPA.	28
Fig. II-9 : Gabbro à olivine avec une grande section d'orthopyroxène intrecumulus peocilitique enfermant des minéraux résorbés (olivine, plagioclase et clinopyroxène). Photo prise en LPA.	28
Fig. II-10 : Orthopyroxène non pœcilitique de grande taille dans la gabbronorite.	29
Fig. II- 11 : L'amphibole secondaire de couleur brune formant des plages dans le clinopyroxène (ouralitisation). Photo prise en LPNA (Lumière Polarisée Non Analysée).	30
Fig. II- 12 : Le système quaternaire Ol-Pl-Cpx-Qtz et la section stratigraphique associée.....	31
Fig. III- 1 : Position des plagioclases dans le diagramme An-Ab-Or.....	36

Fig. III- 2 : Position des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto, (1988).....	38
Fig. III- 3 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme SiO_2 vs Al_2O_3 de Le Bas, (1962).	42
Fig. III- 4 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme SiO_2 vs Al_2O_3 de Le Bas, (1962).	42
Fig. III- 5 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ti vs Ca+Na de Leterrier et al., (1982)..	43

Liste du tableau :

Tableau II- 1: Proportions modales dans les deux cumulats étudiés.....	23
Tableau III- 1 : Analyses chimiques et formules structurales des olivines. c: coeur, b : bordure. ..	35
Tableau III- 2 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les deux échantillons étudiés.	37
Tableau III- 3 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes et orthopyroxènes du gabbro à olivine.....	39
Tableau III- 4 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes et orthopyroxènes de la gabbronorite.....	40

Résumé

Le massif du Hoggar a connu plusieurs épisodes magmatiques dont les épisodes mafiques ne constituent qu'une minorité. Ce mémoire est une contribution à l'étude de l'intrusion mafique Laouni Est (IMLE) qui présente une structure magmatique concentrique bien préservée et qui s'est mise en place dans des granites panafricains syn-cinématiques et des roches métamorphiques plus anciennes. Dans ce mémoire deux faciès cumulatifs ont été étudiés: le premier est un gabbro à olivine et l'autre gabbronoritique. Les plagioclases du gabbro à olivine sont moyennement plus calciques (An_{59-64}) et se partagent entre deux populations distinctes par leurs tailles et leurs formes ce qui suggèrent la présence de phénomènes de mélange entre deux magmas. Ce mélange (entre le magma injecté et le magma résiduel) est aussi attesté par une section de plagioclase qui montre une zonation inverse (cœur An_{59} et bordure An_{64}). Les plagioclases de la gabbronorite sont moyennement moins calciques (An_{56-61}) et montrent davantage d'indices de déformation, indiquant que ce cumulat a subi beaucoup plus de contraintes. L'olivine est observée uniquement dans le gabbro à olivine, son absence dans la gabbronorite signale une teneur plus élevée en SiO_2 dans son magma parent. Les clinopyroxènes du gabbro à olivine ont un caractère plus xénomorphe que celui de la gabbronorite avec beaucoup d'apophyses. Les clinopyroxènes sont des augites et des diopsides avec un nombre XMg assez élevé variant entre 74 et 77. Leurs caractéristiques chimiques prouvent qu'ils ont fractionné à partir d'un magma tholéitique. L'orthopyroxène, à statut intercumulus dans le gabbro à olivine, devient plus abondant et à caractère cumulus dans la gabbronorite, ce qui est un indice de différenciation dans la chambre de l'IMLE.

Les mots clés : Hoggar central, Laouni Est, magma tholéitique, cumulats, différenciation magmatique.

Abstract

The Hoggar massif has experienced several magmatic episodes, with mafic episodes being only a minority. This master's thesis contributes to the study of the East Laouni mafic intrusion (ELMI), which presents a well-preserved concentric magmatic structure and was emplaced in syn-kinematic Pan-African granites and older metamorphic rocks. In this study, two cumulative facies were studied: the first is an olivine gabbro and the other is a gabbronorite. The plagioclases of the olivine gabbro are moderately more calcic (An_{59-64}) and are divided into two populations distinct in their sizes and shapes, suggesting the presence of mixing phenomena between two magmas. This mixing (between the injected magma and the residual magma) is also evidenced by a plagioclase grain showing reverse zoning (core An_{59} and rim An_{64}). The plagioclases of the gabbronorite are moderately less calcic (An_{56-61}) and show more signs of deformation, indicating that this cumulate has undergone much more stress. Olivine is observed only in the olivine gabbro, its absence in the gabbronorite signaling a higher SiO_2 content in its parent magma. The clinopyroxenes of the olivine gabbro are more xenomorphic than those of the gabbronorite, with many apophyses. The clinopyroxenes are augites and diopsides with a fairly high XMg number ranging between 74 and 77. Their chemical characteristics prove that they fractionated from a tholeiitic magma. Orthopyroxene, in an intercumulus status in the olivine gabbro, becomes more abundant and in a cumulus status in the gabbronorite, which is an indication of differentiation in the ELMI chamber.

The key words: Central Hoggar, East Laouni, tholeiitic magma, cumulates, magmatic differentiation.

الملخص

شهدت منطقة الهقار تشكل عدة انبثاقات صهارية، ولكن الانبثاقات الصهارية المافية (القاعدية) تشكل نسبة قليلة منها. هذه المذكورة هي مساهمة في دراسة التوغل الصهاري في منطقة لاوني الشرقية الذي يظهر بنية دائرية متراسة بشكل جيد والتي توضع في الغرانيت البانافريقي المتزامن مع التشوهات وفي الصخور المنحولة الأقدم. في هذه المذكورة، تم دراسة عينتان تراكميتان: الأولى عبارة عن الغابرو بالأوليفين والآخر هو الغابرونوريت. البلاجيوكلازات في الغابرو بالأوليفين تحتوي على كميات متوسطة من الكالسيوم (An_{59-64}) وتتوزع بين مجموعتين من البلورات متميزتين من حيث الأحجام والأشكال، مما يشير إلى وجود عمليات مزج بين كتلتين من الصهارة. هذا المزج (بين الصهارة المُحقنة و الصهارة المتبقية) يتضح أيضًا من خلال مقطع من البلاجيوكلاز يظهر تدرجًا عكسيًا (قلب An_{59} والحافة An_{64}). البلاجيوكلازات في الغابرونوريت تحتوي على كمية أقل من الكالسيوم (An_{56-61}) وتظهر المزيد من علامات التشوه، مما يدل على أن هذه العينة تعرضت لضغوط أكبر بكثير. الأوليفين يُلاحظ فقط في الغابرو بالأوليفين، وغيابه في الغابرونوريت يشير إلى محتوى أعلى من SiO_2 في السائل الصهاري الأصلي. الكليנוبيروكسينات في الغابرو بالأوليفين يغلب عليها الشكل العشوائي (كزينومورف) مع العديد من التنوعات مقارنةً بالغابرونوريت. الكليנוبيروكسينات عبارة عن أوجيت وديوبسيد مع عدد XMg مرتفع يتراوح بين 74 و 77. خصائصها الكيميائية تثبت أنها تبلورت من صهارة تولييتية. الأورثوبيروكسين، الذي يتخذ أشكالًا خلالية بين المعادن التراكمية في الغابرو بالأوليفين، يصبح أكثر وفرة وله طابع تراكمي في الغابرونوريت، مما يشير إلى تمايز في الغرفة الصهارية.

الكلمات المفتاحية: الهقار الأوسط، لاوني الشرقية، صهارة الثولييت، التراكمات، التمايز الصهاري.

Chapitre I

Généralité

I-1- Introduction

La construction du bouclier Touareg s'est faite principalement au cours de l'orogénèse panafricaine à environ 600 ± 30 Ma. Ce bouclier a toutes les caractéristiques d'un orogène depuis le métacraton saharien à l'est jusqu'au craton ouest-africain à l'ouest. Il est considéré donc comme un immense laboratoire naturel pour étudier une chaîne de montagne dans son ampleur. Les roches magmatiques dans cette chaîne sont connues entre 870 et 520 Ma correspondant aux événements précoces d'accrétion océanique et tardifs post-collisionnels.

Le massif du Hoggar, constitue la partie la plus importante du bouclier Touareg (Fig.I-1 et 2). Il s'agit d'un massif cristallin caractérisé par un substrat granitique avec une faible couverture sédimentaire (Stacey, 2021). Il s'est formé entre 870 et 520 Ma et il est composé de trois domaines allongés N-S et présentant des caractéristiques lithologiques et structurales différentes : le Hoggar occidental (la chaîne pharusienne), le Hoggar central polycyclique et le Hoggar oriental.

Le massif du Hoggar a connu plusieurs épisodes magmatiques dont les épisodes mafiques ne constituent qu'une minorité. Dans ce mémoire, nous allons contribuer à l'étude de l'intrusion mafique Laouni Est (IMLE) qui s'est mise en place dans des granites panafricains syn-cinématiques et des roches métamorphiques plus anciennes (Fig.I-3). Le modèle géodynamique proposé pour les intrusions mafiques de Laouni implique une remontée asthénosphérique tardive panafricaine due à un amincissement lithosphérique rapide associé au fonctionnement de zones de cisaillement permettant aux magmas tholéïtiques d'atteindre des niveaux supérieurs de la croûte continentale (Cottin et al., 1998).

I-2 Cadre géographique du bouclier Touareg

Le bouclier Touareg s'étend entre le 1^{er} et 11^{ème} degré de longitude Est, et entre le 20^{ème} et 27^{ème} degré de latitude Nord (Fig. I-1). Sa superficie est approximativement de 480000 km². Encore ne compte-t-on pas ici ses annexes l'Adrar des Iforas, auquel il passe en continuité au SW, et l'Aïr au SE qui n'en est séparé que par une étroite bande de grès paléozoïques.

Au Nord et au Sud, ce massif est limité par des enceintes paléozoïques dont le bord est marqué par la falaise tassilienne (Fig. I-1). A l'Ouest au contraire, les regs mésozoïques du Tanezrouft viennent le recouvrir insensiblement (Fig. I-1).

L'altitude croît de la périphérie vers le centre. Tandis que le Tanezrouft atteint à peine 500m ; les sommets de l'Ahaggar dépassent 2.900m d'altitude. C'est donc, dans l'ensemble, un pays

montagneux, surtout au cœur où un relief tourmenté et encore accidenté par des pitons et coulées volcaniques coiffe les régions sommitales (Lelubre, 1952).

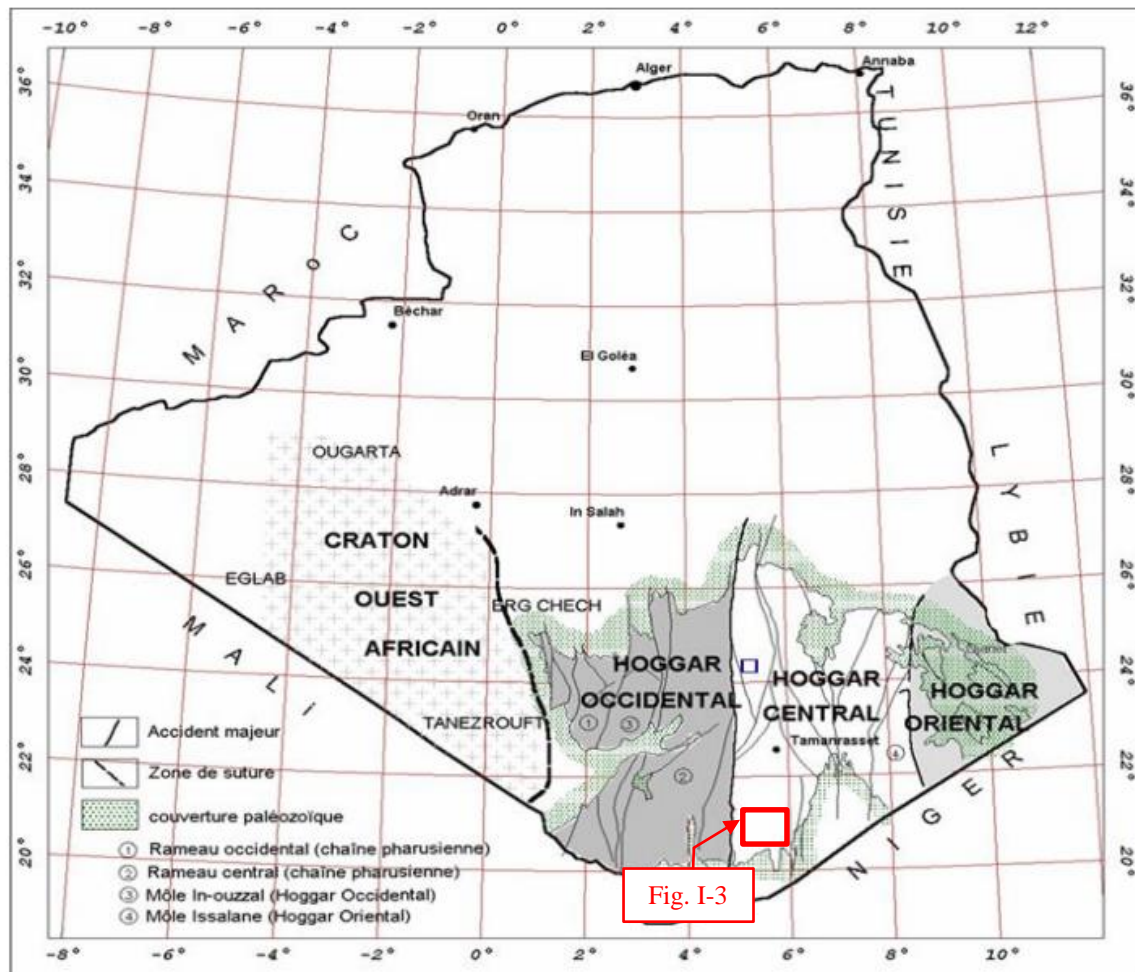


Fig. I-1 : Carte des principales subdivisions et des grands domaines du Hoggar (Caby et al., 1981 ; modifié).

I-3- Le contexte géologique:

I-3-1- Contexte géologique régionale

Le Hoggar est subdivisé par deux accidents majeurs méridiens à composantes décrochantes : les accidents $4^{\circ}50'$ et $8^{\circ}30'$. Ces accidents séparent trois grands domaines (Fig. I-1) :

1. le **Hoggar occidental** ou la **chaîne pharusienne** s'étend de la limite du Craton Ouest Africain (C.O.A) jusqu'au méridien $4^{\circ}50'$ et il est composé, entre autres, du môle In Ouzzal et des rameaux occidental et oriental de la chaîne pharusienne ;
2. le **Hoggar central polycyclique** situé entre les méridiens $4^{\circ}50'$ et le $8^{\circ}30'$ et comprenant le métacraton LATEA.
3. **Hoggar oriental** très peu étudié situé à l'est du méridien $8^{\circ}30'$.

Black et al. (1994) interprètent le bouclier Taouareg comme un assemblage de 23 terrains mobiles allochtones appelés « terranes » (Fig. I-2).

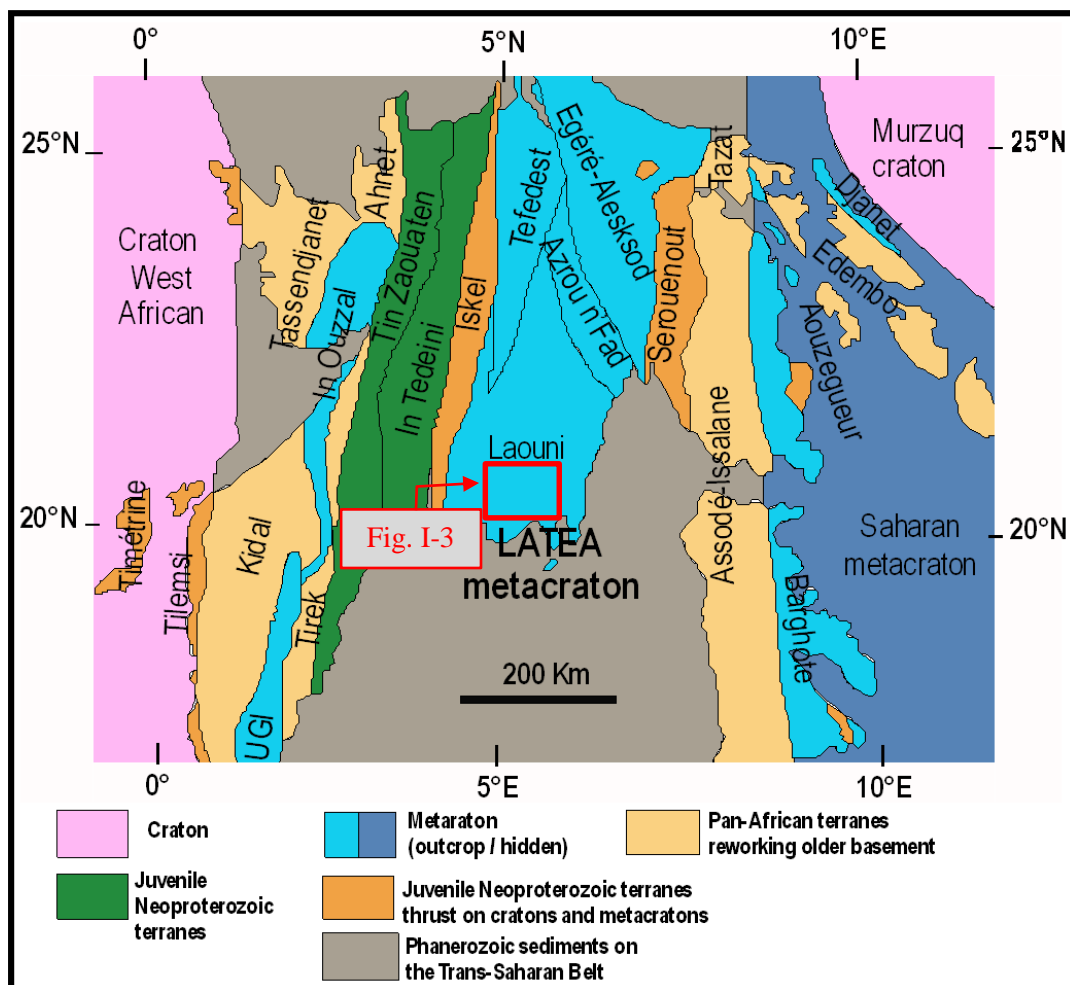


Fig. I-2 : Le Bouclier Touareg avec les 23 terranes (Black et al., 1994, dans Liégeois, 2019, modifiée).

Le métacraton LATEA

LATEA est un acronyme rassemblant quatre terranes du Hoggar central : Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest et Egere-Aleksod (Fig. I-2). Ces terranes sont composés d'amphibolites archéennes et paléoprotérozoïques ainsi que des roches magmatiques et métamorphiques du faciès granulite (Liégeois et al., 2003). Au cours de la période post-collisionnelle de l'orogénèse panafricaine (620-580 Ma mais qui s'est poursuivie jusqu'à 520 Ma), ce métacraton LATEA a été en partie déstabilisé et démembré (Liégeois et al., 2003).

Les terranes du métacraton LATEA sont constitués d'un socle paléoprotérozoïque ainsi que des lithologies archéennes bien conservées (Latouche & Vidal, 1974; Peucat et al., 2003). A ces terrains anciens sajoutent des terrains néoprotérozoïques d'extension limitée (moins de

10% de la surface) bordés par des contacts tectonique (J. M. L. Bertrand & Caby, 1978). Dans le cas de la LATEA, la collision n'est pas accompagnée d'un épaissement de croûte majeur et les effets d'un métamorphisme de haut degré restent très limités. Elle acquiert un caractère intermédiaire entre un craton et une chaîne mobile totalement affectée par une orogénèse d'où le terme " métacraton " (Liégeois et al., 2003).

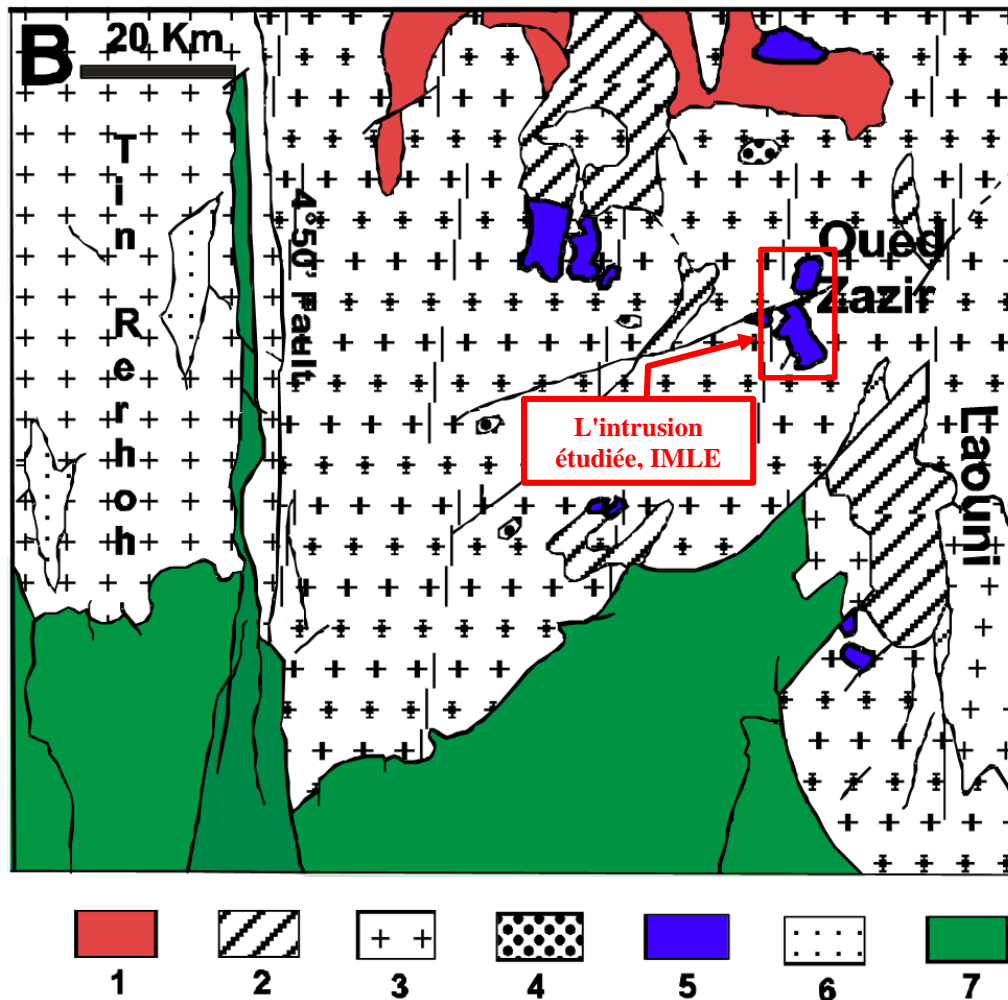


Fig. I-3 : Carte géologique schématique de la région de Laoui. 1 : roches métamorphiques du Protérozoïque moyen ; 2 : séries métamorphiques pan-africaines allochtones ; 3 : granites magmatiques syntectoniques (670-580 Ma) ; 4 : granites tardi-pan africains de type Taourirt (580-512 ± 20Ma) ; 5 : intrusions stratifiées ultramafiques-mafiques ; 6 : massifs de diorites déformées de Tin Rerhoh ; 7 : grés cambro-ordovicien de la couverture tassilienne (d'après Cottin & Lorand, 1990, modifiée).

I-3-2- Contexte géologique local

L'intrusion mafique Laouni Est (IMLE), faisant l'objet de ce mémoire, se situe dans le Sud-du terrane de Laouni à environ 250 Km au Sud de Tamanrasset. Il s'agit d'une région de collines basses, sans reliefs bien marqués.

La région de Laouni se distingue par l'abondance de granitoïdes qui constituent plus de 70% de la superficie totale (Cottin & Lorand, 1990). Ces granites sont majoritairement attribués au magmatisme panafricain syn-tectonique ayant permis la genèse de grands batholites granitiques calco-alcalins (J. Bertrand et al., 1986). Des massifs métamorphiques, pluri-kilométriques à métriques, s'observent dans la masse granitique. Elles sont d'âge protérozoïque et sont composées de granulites à grenat et cordiérite, des métagraywackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres correspondant à un métamorphisme de haut degré (Cottin et al., 1998).

I-4- Généralité sur les cumulats

Depuis que les cumulats ont été identifiés comme une classe distincte de roches magmatiques dans les années 1930, les intrusions mafiques stratifiées sont traditionnellement considérées comme des chambres magmatiques fossiles. Ces intrusions stratifiées ont une place cruciale dans l'étude des processus magmatiques comme la croissance, la nucléation et la cristallisation fractionnée (Latypov et al., 2024).

L'étude de ces intrusions s'est d'abord faite par les méthodes pétrographiques qui ont été ensuite affinées à l'aide de l'outil géochimique. Au cours des années, de nouveaux concepts ont été proposés, basés sur des théories physiques de thermodynamique, surtout de mécanique des fluides. Il s'agit d'abord de formation et de croissance de cristaux à l'intérieur du magma, puis de sédimentation de ces cristaux sous l'action de la gravité formant des cumulats.

Les intrusions litées ont des forme très diverses, mais dans la plupart des cas, leurs caractères morphologiques d'origine sont obscurcis par les phénomènes post-magmatiques (déformation et érosion). Il existe plusieurs exemples de phénomènes tectoniques affectant les intrusions litées démembrées. Le complexe Stillwater du Montana (États-Unis), par exemple, est considéré comme un vestige tectonique d'une intrusion de type Bushveld. Dans certains cas, la forme des intrusions litées peut être tectoniquement contrôlée. Par exemple, l'intrusion de Skaergaard (au sud-est du Groenland) est limitée latéralement par des failles sub-verticales pénécontemporaines (Latypov et al., 2024).

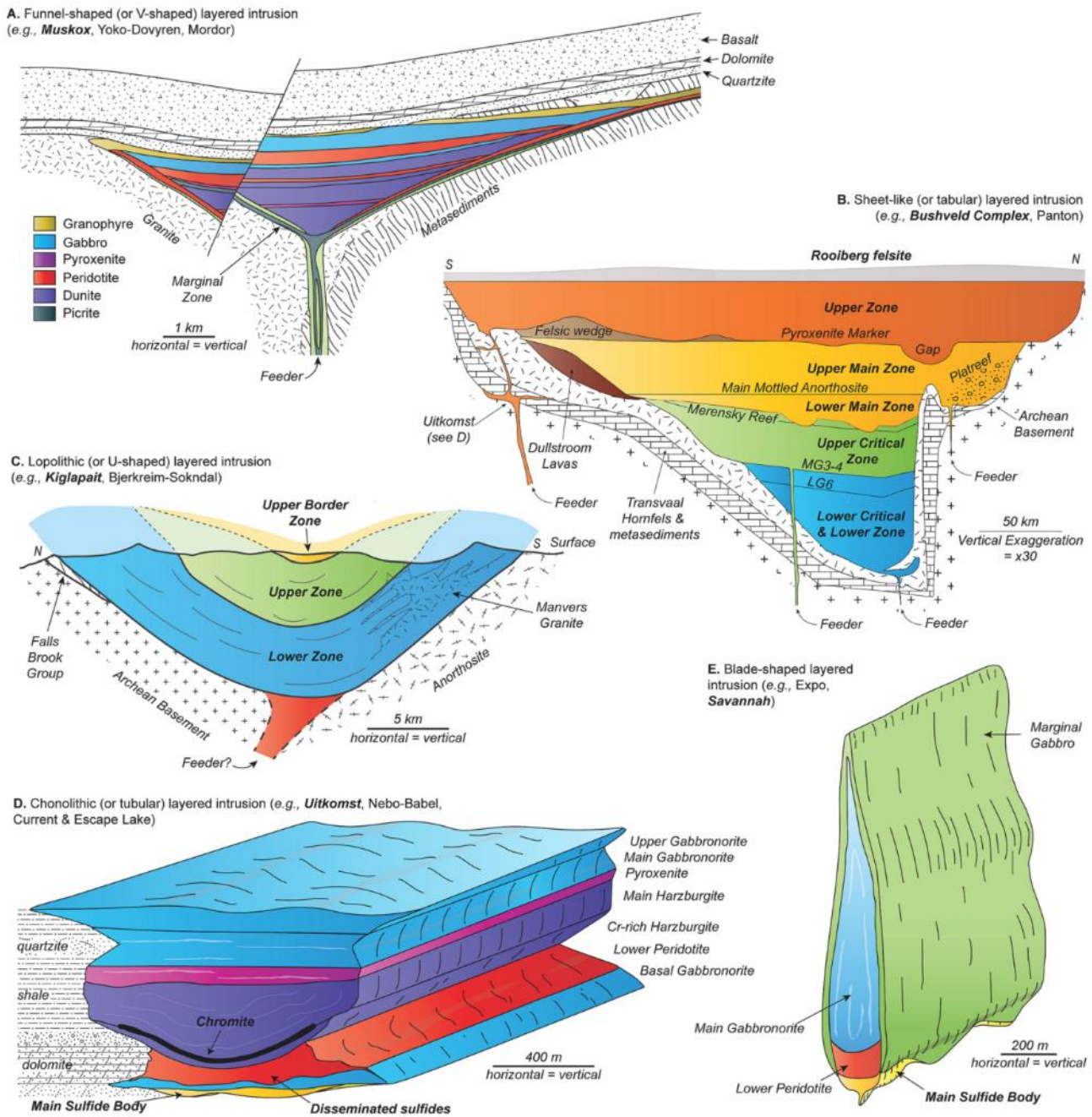


Fig. I-4: Illustration de la diversité géométrique des intrusions litées. (A) Intrusion en forme d'entonnoir (ou en forme de V). (B) Intrusion en forme de feuille (ou tabulaire, citons par exemple le complexe de Bushveld). (C) intrusion « lololithique ». (D) Intrusion tubulaire). (E) Intrusion en lames (d'après Latypov et al., 2024).

La théorie "cumulus" proposée par (Wager, M & Brown, 1968) annonce que, dans la chambre magmatique, la décantation des cristaux par gravité conduit à leur accumulation sur un planché. Cette théorie était invoquée pour expliquer de nombreuses textures et tendances

géochimiques observées dans les intrusions stratifiées. Les cristaux cumulus forment généralement une charpente dont les interstices sont remplis de minéraux intercumulus ayant cristallisé durant le stade postcumulus (Fig I-5). De nombreuses intrusions litées montrent des structures spectaculaires qui suggèrent des dépôts de style sédimentaire, apportant ainsi un soutien supplémentaire au modèle de décantation et à la théorie "cumulus" (O'Driscoll & Van Tongeren, 2017).

I-4-1- Définition et classification des roches cumulatives

Lorsque le liquide silicaté est éliminé, complètement ou partiellement, les cristaux s'accumulent pour former des roches cumulatives, qui sont des produits solides de la cristallisation fractionnée. Une fois le mélange isolé géochimiquement du magma parent, le composant liquide piégé entre les cristaux cumulus est appelé "liquide intercumulus" (Latypov et al., 2024). La proportion du matériel intercumulus est utilisée pour différencier les accumulations adcumulats, mesocumulats et orthocumulats (Fig. I-5), chacun reflétant différents degrés de « communication » entre les bouillies cristallines et le corps magmatique (O'Driscoll & Van Tongeren, 2017). Les adcumulats ont 100 % de cristaux formés au liquidus avec moins de 5% de liquide interstitiel piégé, tandis que les orthocumulats ont plus de 30% de liquide intercumulus (Fig. I-5). Les mésocumulats contiennent de 5 à 30% de liquide intercumulus (Latypov et al., 2024). Les cumulats de type hétéradcumulats sont créés par nucléation in situ et croissance sur les piles des cumulats (Fig. I-5), ils sont fréquemment confondus avec les orthocumulats. Les textures d'hétéradcumulat sont plus courantes dans les grands complexes stratifiés de plusieurs kilomètres d'épaisseur comme Bushveld et Stillwater (Latypov et al., 2024).

I-4-2- Le litage des roches magmatiques

Trois types de litages peuvent s'observer :

- **Le litage modal** : les proportions des différents minéraux varient sur une distance verticale de l'ordre du cm à quelques mètres. S'il est régulier, le litage est dit rythmique ; s'il est irrégulier, il est intermittent. Les contacts entre les lits peuvent être nets ou graduels.
- **Le litage de phase** : il définit les intervalles marqués par la présence ou l'absence d'une phase minérale particulière dans la séquence de cristallisation. Un minéral-index peut ainsi délimiter des unités à l'intérieur d'une intrusion.

• **Le litage cryptique** : la composition des minéraux formant des solutions solides varie de façon systématique au cours de la différenciation. Comme l'apparence des roches n'est pas modifiée, on appelle ce type « cryptique » (= caché) (Bonin & Moyen, 2011).

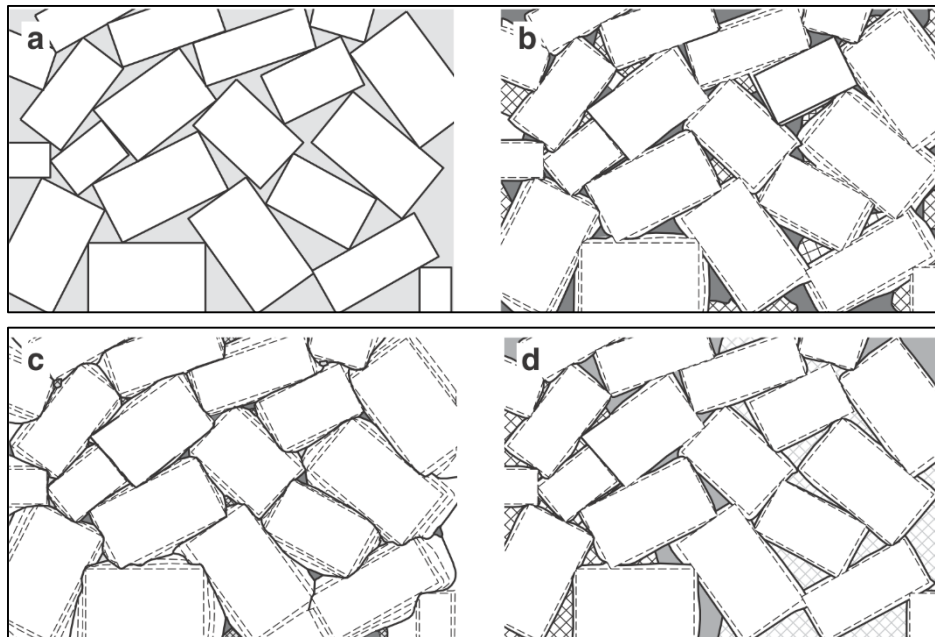


Fig. I-5 : Développement de textures cumulatives (en utilisant le plagioclase comme exemple).

(a) Les cristaux s'accumulent par décantation ou simplement se forment in situ sur les bordures des chambres magmatiques. (b) Orthocumulat: il y a peu ou pas d'échange entre le liquide intercumulus et la chambre magmatique. (c) Adcumulat : échange en système ouvert entre le liquide intercumulus et la chambre magmatique (d) Hétéradcumulat : le liquide intercumulus cristallise sur les bordures du plagioclase et il forme aussi d'autres gros minéraux (hachurés et ombrés) à caractère pœcilitique enfermant les plagioclases. D'après Wager, M & Brown, (1968), in Winter, (2014).

I-5- Les intrusions mafiques-ultramafiques de Laouni :

De plus, ces intrusions ultramafiques -mafiques sont traversées par des dykes granitiques et des pegmatites post-tectonique de topaze d'albit, qui présentent des caractéristiques pétrographiques et une orientation similaires à celles des granites post-tectoniques de type Taourirt (520 ± 20 Ma). Toutes ces observations fournissent des preuves de la nature tectonique tardive des massifs ultramafiques-mafiques de Laouni et permettent de proposer un âge relatif de mise en place compris entre 600 et 520 Ma (Cottin et Lorand, 1990; Cottin et al., 1998).

Les intrusions mafiques-ultramafiques de Laouni montrent un litage très net et des évidences de différenciation. Ces intrusions correspondent à de petits massifs stratifiés d'une surface inférieure à 30 km² (Fig. II-3) intrusifs dans des granites calco-alcalins.

Ces massifs stratifiés sont, par ailleurs, recoupés par des dykes de granites et de pegmatites. Ils présentent également une orientation identique à celle des granites post-tectoniques de type « Taourirts » mis en place entre 580 et 510 Ma (Boissonnas, (1973); Vitel, (1979); Benmoussa, (1981)) marquant une transition entre un magmatisme alcali-calcique tardi-orogénique post-collision et un magmatisme alcalin intraplaque ou anorogénique (Azzouni-Sekkal et al., 2003). L'ensemble de ces observations attestent du caractère tardi-tectonique des massifs basiques et permet de proposer un âge relatif de mise en place aux alentours de 580 Ma (Cottin et al., 1998).

I-5- Le plan et les objets du mémoire

Le présent travail permet d'apporter une contribution à l'étude pétrographique et minéralogique de deux cumulats gabbroïques de l'intrusion mafique Laouni Est (IMLE), plus précisément dans la partie sud de l'intrusion.

Au début, un travail bibliographique a porté sur la géologie du Hoggar et du contexte de l'intrusion étudiée tout en donnant un aperçu général sur les intrusions mafiques-ultramafiques.

Puis au laboratoire, une étude microscopique va être menée afin de déterminer les proportions modales et les caractéristiques texturales.

Enfin, une étude chimique des différentes phases minérales retrouvées dans les deux lames étudiées, à savoir, olivine, plagioclase, clinopyroxène et orthopyroxène.

Chapitre II - Etude pétrographique

II-1- Introduction

L'intrusion mafique Laouni Est (IMLE) présente une structure magmatique concentrique bien préservée et un allongement N-S parallèle aux grands accidents méridiens tardifs panafricains qui affectant l'ensemble du Hoggar (Cottin et al., 1998).

La bordure de l'IMLE ne montre pas de faciès figés à proximité de l'encaissant granitique. Par contre, elles sont entourées d'un anneau de composition intermédiaire à acide d'une puissance allant de 10 à 50 mètres. Malgré cette modification, les faciès de bordure conservent les textures et les structures magmatiques originels (Alouache, 2015). Dans ce chapitre nous allons présenter une étude pétrographique de deux faciès cumulatifs différents; le premier est un gabbro à olivine et l'autre gabbronoritique. Ces deux cumulats ont été échantillonnés dans la partie sud de l'IMLE.

II-2- Analyse modale et nomenclature

L'application *ImageJ* est un logiciel de traitement d'images qui regroupent de nombreux outils (Herrmann & Bucksch, 2014). Nous avons fait recours à ce logiciel pour faire une analyse quantitative des lames minces étudiées. D'abord la totalité de la lame a été photographiée, ensuite, les minéraux sont à la fois identifiés au microscope polarisant et coloriés sur la photo, avec une couleur pour chaque minéral. Enfin, *ImageJ* calcule la superficie de chaque minéral. Ce logiciel donne des résultats plus fiable est plus rapide qu'un compteur de points à condition de prendre soin pendant identification et le coloriage des sections minérales.

Tableau II-1: Proportions modales dans les deux cumulats étudiés.

Échantillons	Minéraux			
	Olivine	Plagioclase	Clinopyroxène	Orthopyroxène
11-25	10%	49%	41%	
12-7	-	39%	50%	11%

D'après les diagrammes de la figure II-1, l'échantillon 11-25 est un gabbro à olivine tandis que l'échantillon 12-7 tombe dans le champ des gabbronorites.

II-3- Description pétrographique

II-3-1- Plagioclase

Le plagioclase du gabbro à olivine (11-25) forme environ 49% du volume de la roche. Il se présente en deux générations, l'une sub-automorphe et l'autre xénomorphe. Les cristaux sub-

automorphe se montrent en lattes allongés atteignant 4 mm (fig. II-1). Les petites sections résorbées de plagioclase sont presque toujours enfermées dans l'orthopyroxène pœcilitique (à gauche dans la figure II-1).

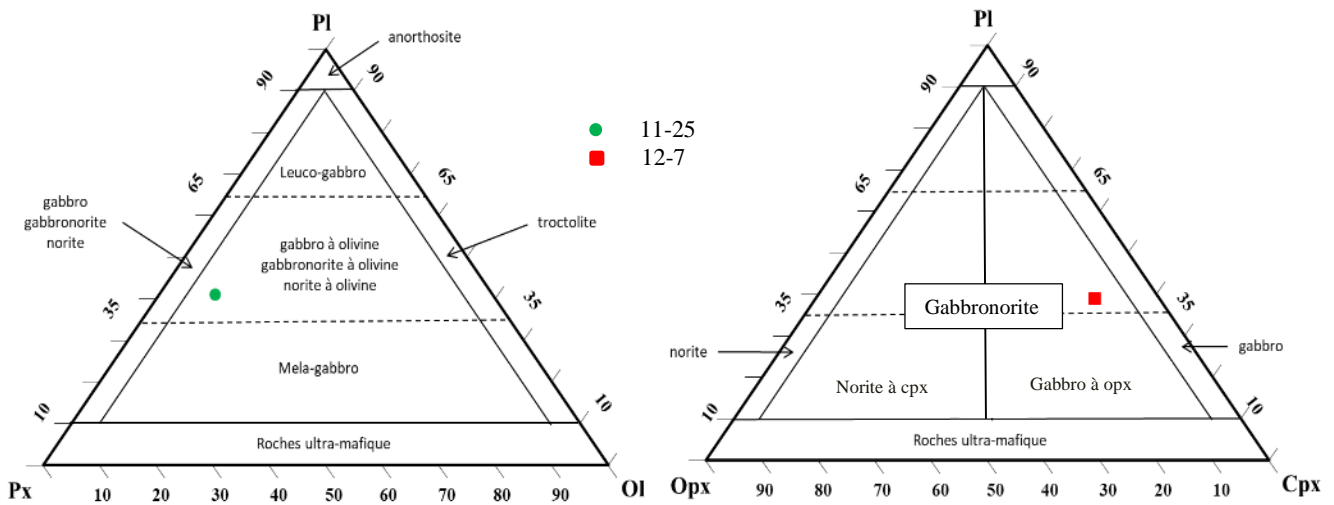


Fig. II-1: Projection des Proportions modales dans les diagrammes ternaires de classification (d'après Streckeisen, 1976, Fig. 3, in Le Maitre et al., 2002).

La macle polysynthétique caractéristique du plagioclase est souvent biseautée (fig. II-3), dites macle mécanique, ce qui indique que la roche a subi une certaine déformation. Parfois il y a association de deux macles perpendiculaires entre elles, albite et péricline ce qui est encore un indice de déformation (fig. II-2).

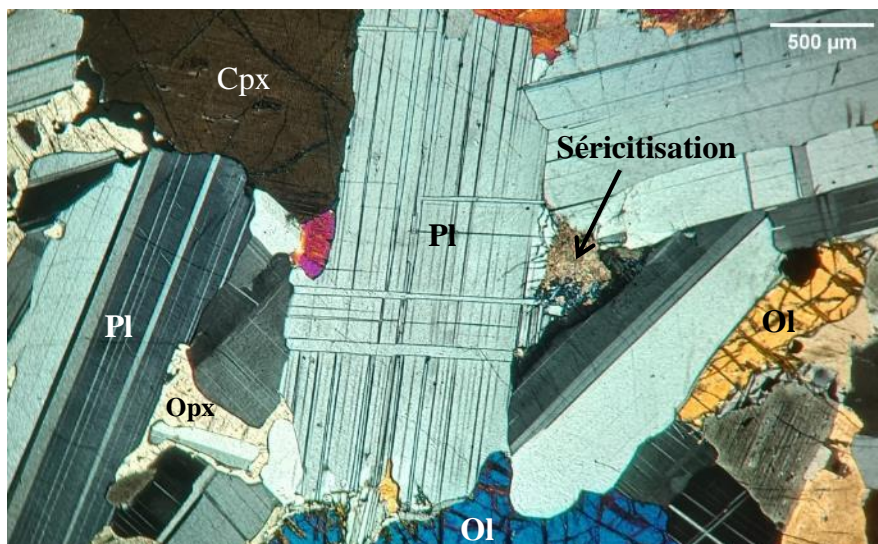


Fig. II-2 : Microphotographie montrant les caractéristiques pétrographiques du gabbro à olivine: association de deux macles dans le plagioclase (albite et péricline); plagioclase interstitiel séricitisé; olivine corrodée; clinopyroxène à caractère cumulus. Photo prise en LPA (Lumière Polarisée Analysée).
 Abréviation: Ol = olivine; Pl = plagioclase; Cpx = clinopyroxène; Opx = orthopyroxène; Opq = opaque; Amp = amphibole.

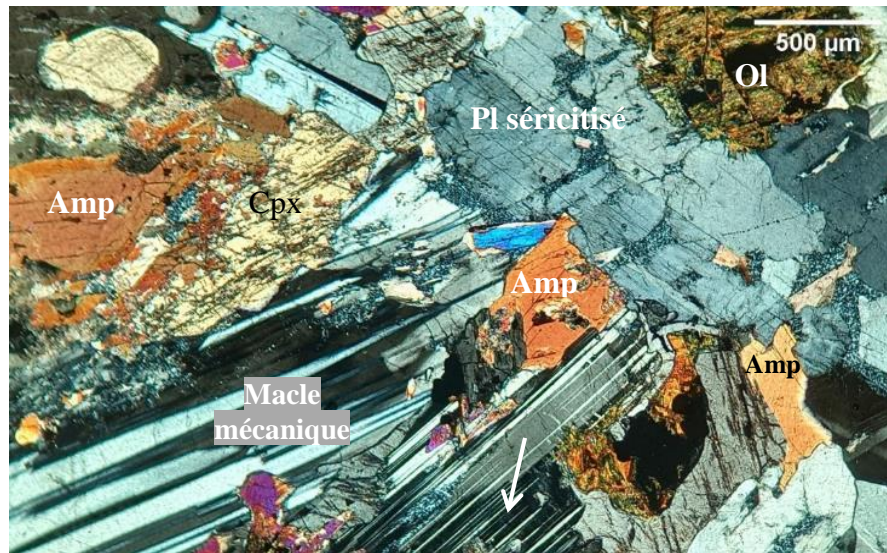


Fig. II-3 : Gabbro à olivine montrant des plagioclases séricitisés; de l'olivine serpentinisée et des clinopyroxènes ouralitisés (amphibole). Photo prise en LPA.

Dans la gabbronorite (12-7), le plagioclase occupe 39% de la lame mince, il se présente en sections allongées sub-automorphe à automorphe atteignant 5 mm (fig. II-4). Les plagioclases sont plus déformés que ceux du premier cumulat avec beaucoup de macles mécaniques tordus (fig. II-4). Le plagioclase montre parfois un autre indice de déformation, à savoir, des bandes de déformation (fig. II-5).

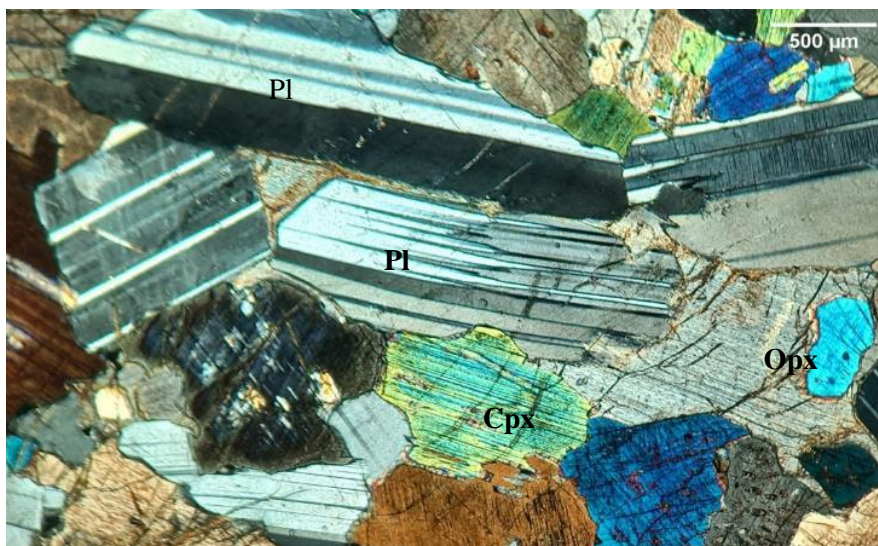


Fig. II-4 : Gabbronorite contenant des plagioclases à macles biseautées et tordues. Noter contours ondulés du plagioclase la présence d'exsolution dans les clinopyroxènes. Photo prise en LPA.

Le plagioclase de la gabbronorite présente des contours ondulés en contact de l'orthopyroxène (fig. II-4) indiquant des phénomènes de résorption. Le plagioclase dans ce cumulat est relativement moins altéré (fig. II-5).

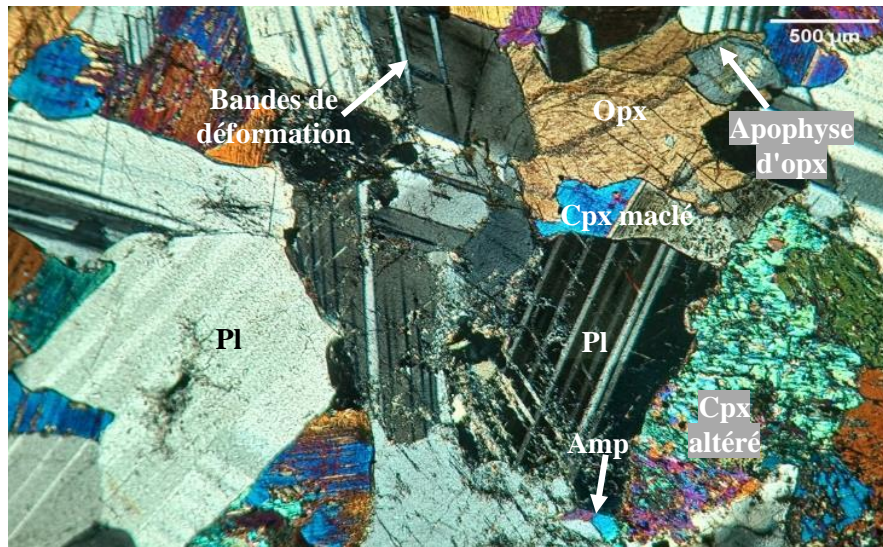


Fig. II-5 : Gabbronorite avec plagioclase à bandes de déformations. Noter la macle du clinopyroxène et son altération plus ou moins avancée. En haut à droite l'orthopyroxène montre des apophyses. Noter aussi l'Amphibole maculée en bas à droite. Photo prise en LPA.

II-3-2- Olivine

L'olivine n'a été observée que dans le gabbro à olivine (11-25) avec une proportion modale atteignant 10 %. Le fait que l'olivine n'existe pas dans la gabbronorite (12-7), ça signale la présence du litage de phase dans l'IMLE. Un litage de phase est présent quand il y a apparition ou disparition d'une ou de plusieurs phase minérales dans les colonnes stratigraphiques des intrusions litées (Irvine, 1982).

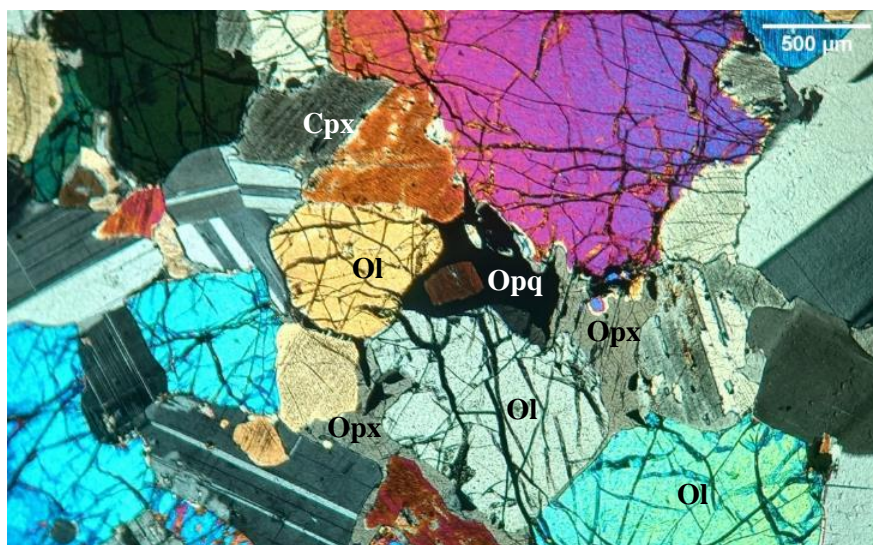


Fig. II-6 : Chapelet d'olivines dans un gabbro à olivine. Noter l'association entre orthopyroxène et opaque. Photo prise en LPA.

La forme de l'olivine est xénomorphe à sub-automorphe avec une taille allant de 0.5 à 4 mm. L'olivine s'organise parfois en chapelet de plusieurs sections (fig. II-6). L'olivine est parfois entourée et envahie par une frange d'orthopyroxène indiquant des réactions péritectiques avec le liquide interstitiel évolué (fig. II-6). Nous avons aussi constaté que les golfes de corrosion des olivines sont soit remplis de plagioclase, soit d'orthopyroxène tardif. L'olivine n'est que rarement serpentinisée (fig. II-3).

II-3-3- Clinopyroxène

Les caractères pétrographiques du clinopyroxène se ressemblent dans les deux faciès étudiés quoique la proportion modale intercumulus de cette phase est plus élevée dans le gabbro à olivine (fig. II-2). Le clinopyroxène est de forme sub-automorphe à xénomorphe rarement maclé (fig. II-5). Il présente parfois des apophyses s'infiltrant entre les autres minéraux (fig. II-5 et 7). L'ouralitisation du clinopyroxène est plus importante dans le gabbro à olivine (fig. II-3), ce qui reflète une plus grande quantité de fluide dans ce cumulat.

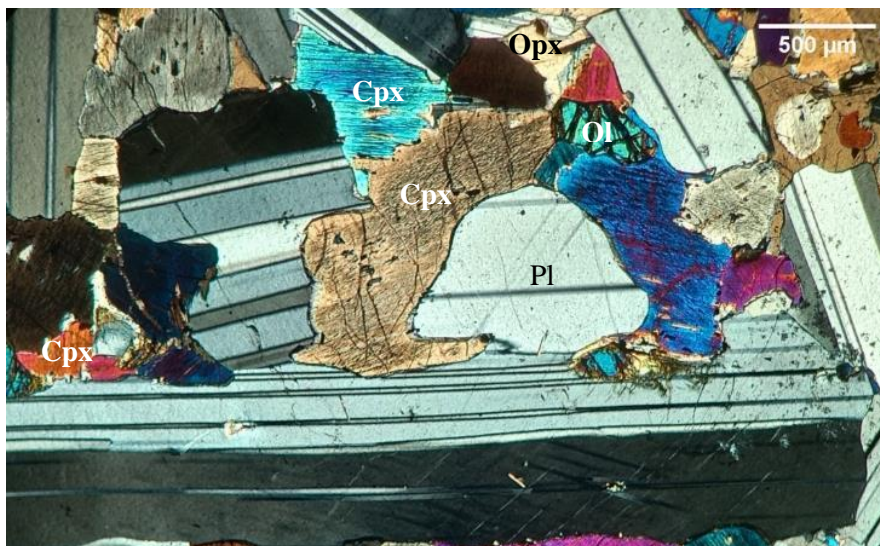


Fig. II-7 : Gabbro à olivine montrant deux populations de clinopyroxène, cumulus et intercumulus. Noter la présence de symplectite d'augite et de bande de déformation dans le grand plagioclase. Photo prise en LPA.

Quelques clinopyroxènes dans les deux cumulats étudiés montrent des textures d'interpénétration qui ont été nommées "symplectites d'augite". Ces textures ont été mentionnées par Roelofse & Ashwal (2008) dans une gabbro-norite du Bushveld, il s'agit de structures qui se forment lorsque des lamelles d'un cristal d'augite envahissent un autre cristal d'augite (fig. II-8). Ce processus est similaire à la recristallisation, quoiqu'il implique un changement de composition (Buseck et al., 1980).

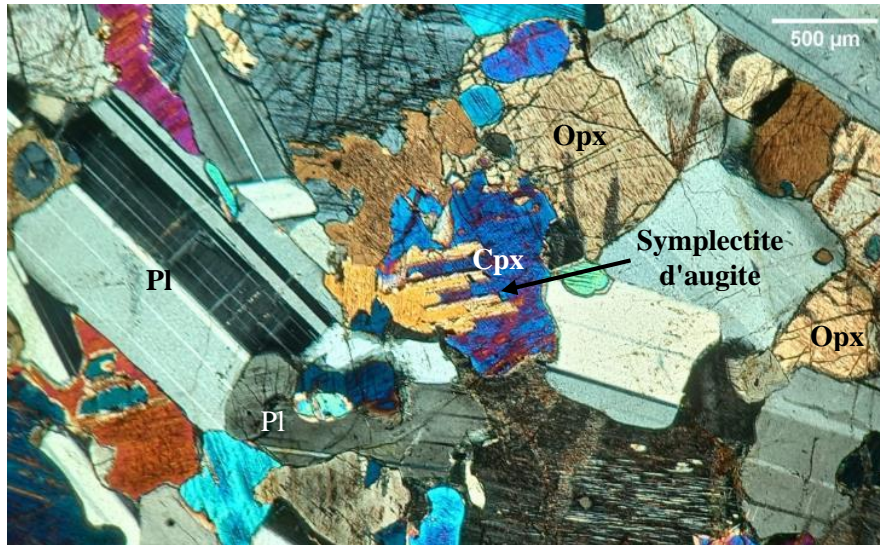


Fig. II-8 : Une symplectite d'augite dans la Gabbro norite. Noter la résorption du plagioclase et les apophyses des deux pyroxènes. Photo prise en LPA.

II-3-4- Orthopyroxène

L'orthopyroxène dans les deux échantillons étudiés présente un pléochroïsme très net ce qui a facilité sa reconnaissance, le clinopyroxène ne montrant pas ce pléochroïsme.

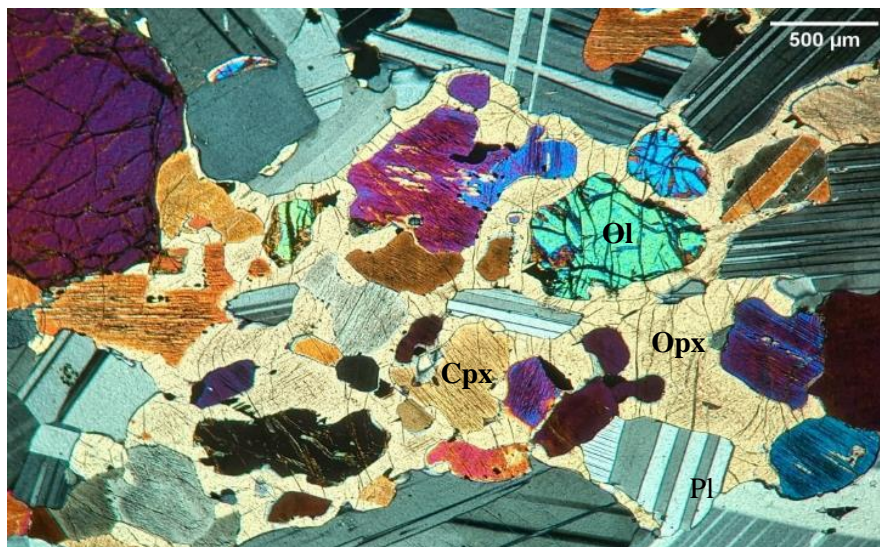


Fig. II-9 : Gabbro à olivine avec une grande section d'orthopyroxène intracumulus poecilitique enfermant des minéraux résorbés (olivine, plagioclase et clinopyroxène). Photo prise en LPA.

L'orthopyroxène du gabbro à olivine (11-25) est de forme soit xénomorphe poecilitique avec plusieurs apophyses, soit en liserés s'insinuant entre les autres minéraux, sa taille atteint jusqu'à 4 mm (fig. II-2, 7 et 9). Il est donc à caractère intracumulus et il pseudomorphe le liquide interstitiel à partir duquel il a cristallisé. Les minéraux inclus dans l'orthopyroxène

pœcilitique (kadacrystaux, fig. II-9) sont tous résorbés et de petite taille indiquant leur déséquilibre avec le liquide interstitiel évolué.

La proportion modale de l'orthopyroxène dans la gabbronorite (12-7) est plus élevée (tableau II-2). A l'encontre de l'orthopyroxène du gabbro à olivine, celui de la gabbronorite n'est pas pœcilitique et il a une grande taille avec une forme xénomorphe à sub-automorphe (fig. II-10).

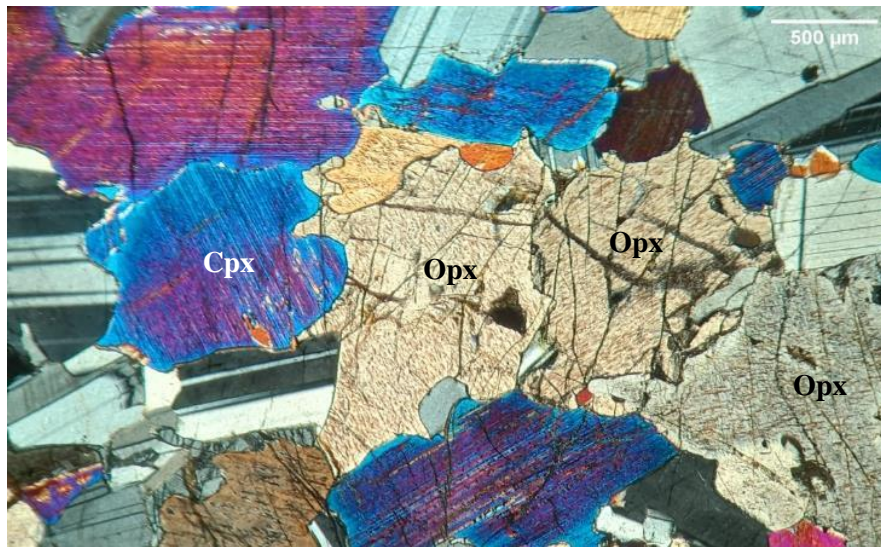


Fig. II-10 : Orthopyroxène non pœcilitique de grande taille dans la gabbronorite. Photo prise en LPA.

II-3-5- Opaques

Les proportions modales des opaques sont très basses, ils sont toujours xénomorphes avec parfois des apophyses (fig. II-6 et 11). Les opaques sont souvent associés aux orthopyroxènes. Ils ont aussi été observés sous forme de petits grains se déposant entre les cristaux de clinopyroxènes (fig. II-7).

II-3-6- Amphibole

L'amphibole est plus abondante dans le gabbro à olivine que dans la gabbronorite. Elle est facilement reconnaissable par son pléochroïsme dans les tons bruns et elle est parfois maclée (fig. II-5 et 11). Elle est soit interstitielle entre les sections de plagioclase ce qui peut suggérer un caractère primaire (fig. II-3), soit formant des plages dans le clinopyroxène indiquant son caractère secondaire (ouralitis, fig. II-11).

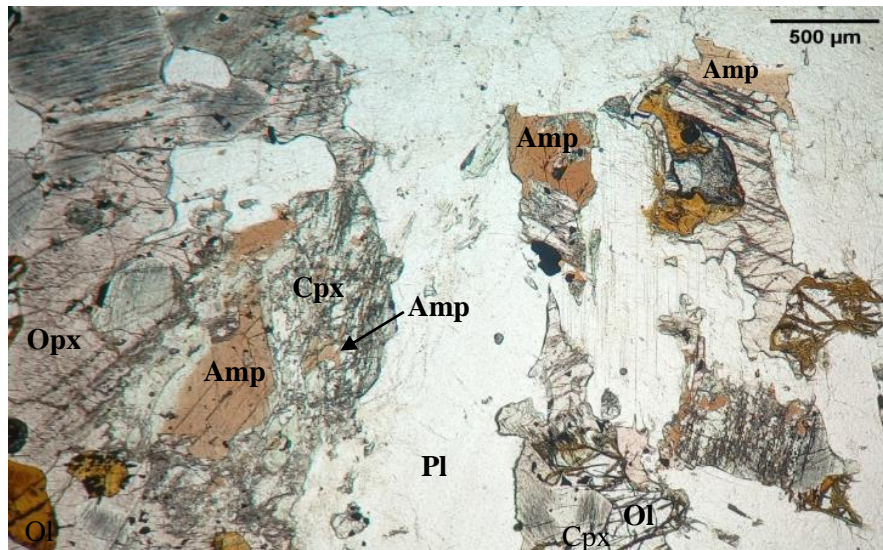


Fig. II-11 : L'amphibole secondaire de couleur brune formant des plages dans le clinopyroxène (ouralitisation). Photo prise en LPNA (Lumière Polarisée Non Analysée).

II-4- L'ordre de cristallisation

Les relations texturales et l'agencement des minéraux dans les deux cumulats étudiés permettent de déterminer l'ordre de cristallisation. Dans le gabbro à olivine, l'olivine et le plagioclase ont cristallisé en premier vu leur grande taille et leur forme souvent sub-automorphe. Le fait que le plagioclase remplisse très souvent les golfes de corrosion des olivines suggère que le plagioclase ait cristallisé après l'olivine. Le clinopyroxène est la troisième phase à cristalliser vu sa forme très souvent xénomorphe et sa présence sous forme d'apophyse. Les opaques et l'orthopyroxène viennent après tandis que l'amphibole fractionne en dernier. La gabbronorite a connu le même ordre de cristallisation quoique cette dernière a commencé par le plagioclase. L'ordre de cristallisation dans le gabbro à olivine peut se résumer comme suit:

Olivine + Plagioclase – Plagioclase + Clinopyroxène – Orthopyroxène + Opaque – Amphibole.

L'ordre de cristallisation dans la gabbronorite est résumé comme suit:

Plagioclase – Plagioclase + Clinopyroxène – Clinopyroxène + Orthopyroxène - Opaque – Amphibole.

Il est à signaler que cet ordre est caractéristique de la série tholéiitique. Puisque les deux échantillons étudiés sont proches l'un de l'autre, nous pouvons établir la séquence de cristallisation suivante:

Ol + Pl + Cpx (gabbro à olivine), et Pl + Cpx + Opx (gabbronorite)

Cette séquence de cristallisation fait partie de celle proposée par Latypov et al. (2024). Ces auteurs propose la séquence suivante:

Ol (dunite), Ol + Pl (troctolite), Ol + Pl + Cpx (gabbro à olivine), et Pl + Cpx + Opx (gabbronorite)

La présence du membre "troctolite" dans l'IMLE a été signalée par Cottin et al., (1998). Pour illustrer cette séquence, Latypov et al. (2024) propose le système quaternaire Ol-Pl-Cpx-Qtz et la section stratigraphique associée présentés dans la figure II-12.

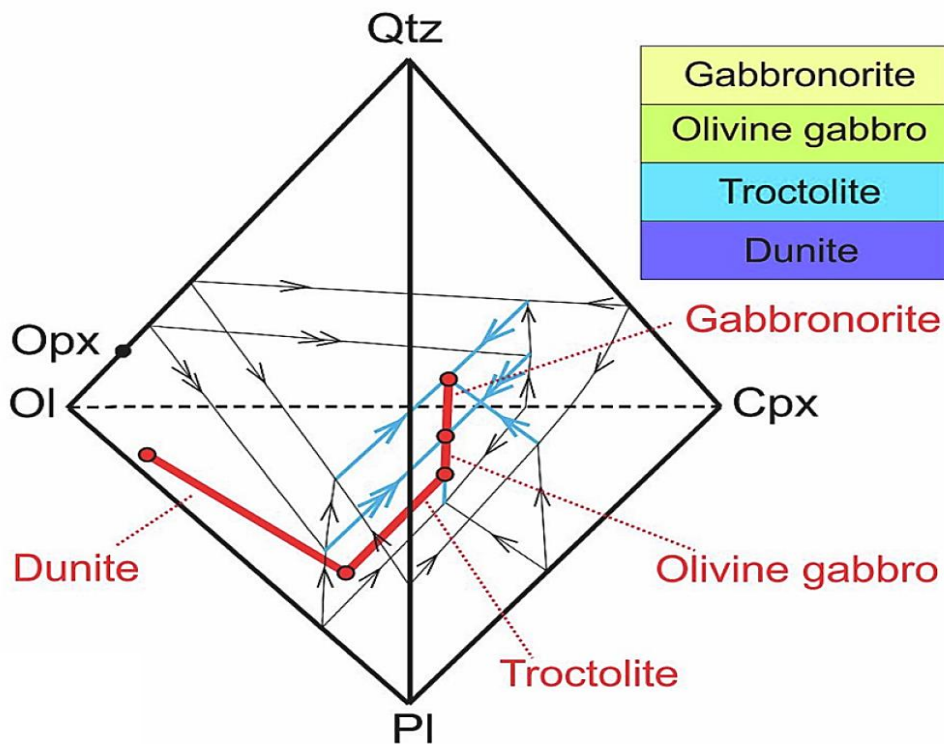


Fig. II-12 : Le système quaternaire Ol-Pl-Cpx-Qtz et la section stratigraphique associée (d'après Latypov et al., 2024).

II-5- Conclusion :

Après avoir mené cette étude pétrographique, il est possible de mettre en avant quelques caractéristiques microscopiques :

- Le plagioclase du gabbro à olivine se présente en deux habitus, l'une sub-automorphe en lattes allongés ; et l'autre xénomorphe et résorbée. Ces deux populations suggèrent la présence de phénomènes de mélange et déséquilibre entre deux magmas chimiquement distincts. Le plagioclase la gabbronorite montre davantage d'indices de déformation (macles mécaniques tordues et bandes de déformations), indiquant que ce cumulat a subi beaucoup plus de contraintes.
- L'olivine est observée uniquement dans le gabbro à olivine, son absence dans la gabbronorite signale une teneur plus élevée en SiO₂ dans le magma parent. La disparition de l'olivine dans la gabbronorite indique la présence d'un litage de phase dans l'IMLE. Les grains d'olivine sont parfois entourés par l'orthopyroxènes ce qui indique des réactions péritectiques.
- Le clinopyroxène, bien que présent dans les deux cumulats, les sections xénomorphes montrant des apophyses sont plus abondantes dans le gabbro à olivine.
- L'orthopyroxène à statut intercumulus dans le gabbro à olivine devient plus abondant et à caractère cumulus dans la gabbronorite, ce qui est un indice de différenciation dans la chambre de l'IMLE.
- Dans le gabbro à olivine les opaques montrent de faibles proportions modales et sont très souvent associés aux orthopyroxènes indiquant ainsi leur caractère tardif et interstitiel.
- L'amphibole est soit primaire quand elle est interstitielle entre les sections de plagioclase secondaire quand elle se présente en petites plages dans le clinopyroxène ouralitisé.
- Les relations texturales et l'arrangement des minéraux dans les deux cumulats étudiés permettent d'établir la séquence de cristallisation suivante:

Ol + Pl + Cpx (gabbro à olivine), et Pl + Cpx + Opx (gabbronorite)

Chapitre III - Etude minéralogique

III-1- Introduction

Dans les intrusions mafiques-ultramafiques litées, les cumulats ne peuvent plus être représentatifs du liquide magmatique à partir duquel ils cristallisent. Par conséquent, pour contribuer à la compréhension de l'évolution magmatique dans l'intrusion mafique Laouni Est (IMLE), nous faisons recours à l'étude minéralogique des phases qui composent les deux échantillons étudiés (olivine, plagioclase, clinopyroxène et orthopyroxène).

L'olivine va nous renseigner sur le rapport Mg/Fe du magma parent. La présence ou l'absence de zonation chimique dans le plagioclase indique les états d'équilibre entre cette phase et le magma. Une spécification géochimique et géodynamique du magma peut aussi être faite à partir du chimisme des clinopyroxènes.

III-2- Etude chimique des phases minérales

III-2-1- Olivine :

Comme mentionné dans le chapitre précédent, l'olivine ne se trouve que dans le gabbro à olivine (l'échantillon 11-25). Le tableau III-1 contient les analyses chimiques et les formules structurales calculées à partir de 4 oxygènes.

Les olivines étudiées sont magnésiennes et elles présentent une gamme de variation en forstérite très étroite variant entre $Fo_{71,63}$ et $Fo_{72,63}$. Les olivines étudiées ne montrent pas de variation significative de composition entre cœur et bordure. Leurs teneurs en MnO varient de 0,25 à 0,44 %, la composition en NiO est très basse, elle est de l'ordre de 0.05%

Roeder & Emslie, (1970) ont démontré qu'il existe une relation systématique entre la chimie du liquide magmatique et l'olivine avec laquelle il peut s'équilibrer. La relation suivante a été proposée:

$$\frac{(Fe^{2+}/Mg)^{olivine}}{(Fe^{2+}/Mg)^{melt}} \approx 0.3$$

Pour calculer le nombre Mg# du magma avec lequel notre olivine s'équilibre, nous allons suivre la procédure proposée par Robin Gill, (2011).

Fo_{72} signifie que l'olivine est constituée de 72 mole % de Mg_2SiO_4 et $(100 - 72) = 28$ mole % de Fe_2SiO_4 . Le rapport atomique (Fe^{2+}/Mg) de l'olivine sera donc $= 28 \div 72 = 0.388$. Donc

N°Ech	11-25			
	1	10	2c	2b
SiO ₂	38,45	39,19	38,65	39,05
Al ₂ O ₃	0,02			0,05
TiO ₂		0,03		
FeO	25,53	25,9	24,99	24,49
MnO	0,4	0,44	0,25	0,42
MgO	36,74	37,87	37,27	37,09
CaO		0,06		0,01
Cr ₂ O ₃	0,02			0,02
NiO	0,05	0,04	0,05	
Na ₂ O			0,01	
Total	101,210	103,530	101,210	101,130
Si	1,635	1,704	1,649	1,670
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,001	0,000	0,000	0,003
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001
Fe	0,908	0,942	0,892	0,876
Mn	0,014	0,016	0,009	0,015
Mg	2,329	2,455	2,371	2,364
Ni	0,002	0,001	0,002	0,000
Ca	0,000	0,003	0,000	0,000
Fo	71,6364014	71,9318857	72,4692899	72,6331886
Fa	27,9205326	27,593334	27,254558	26,8995699

Tableau III- 1 : Analyses chimiques et formules structurales des olivines. c: coeur, b : bordure.

$$\left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}\right)_{\text{magma}} = \frac{(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{olivine}}}{0.3}$$

$$= 0.388/0,3 = 1,293$$

Le nombre Mg# du magma se calcule par la relation suivante

$$\text{Mg\#} = 100 \text{ Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$$

Si on divise les membres de cette relation par Mg on obtient:

$$\frac{100 * \frac{Mg}{Mg}}{\frac{Mg}{Mg} + \frac{Fe}{Mg}} = \frac{100 * 1}{(1 + \frac{Fe}{Mg})}$$

En conséquence le nombre Mg# du magma en équilibre avec notre olivine se calcule comme suit:

$$\text{Mg\#} = 100 * 1 / 1 + 1,293 = \mathbf{43,61}$$

III-2-2- Plagioclase

Le plagioclase est omniprésent dans l'IMLE, ses proportions dans les deux échantillons étudiés 11-25 et 12-7 est de l'ordre de 56 et 64% respectivement. Le tableau III-2 présente les analyses et les formules structurales des plagioclases calculées sur la base de 8 oxygènes.

La composition du plagioclase dans les deux échantillons varie de An₅₆ à An₆₄ (fig. III-1), la gamme de variation dans l'échantillon 11-25 est plus calcique (An₅₉₋₆₄) que la gamme dans l'échantillon 12-7 (An₅₆₋₆₁) ; le composant orthose est faible ne dépassant pas 1.7% (0.7% < Or < 1.69 %, tableau III-2). Dans le gabbro à olivine (11-25), nous avons détecté une zonation inverse, caractérisée par un cœur à composition An₅₉ et une bordure à An₆₄.

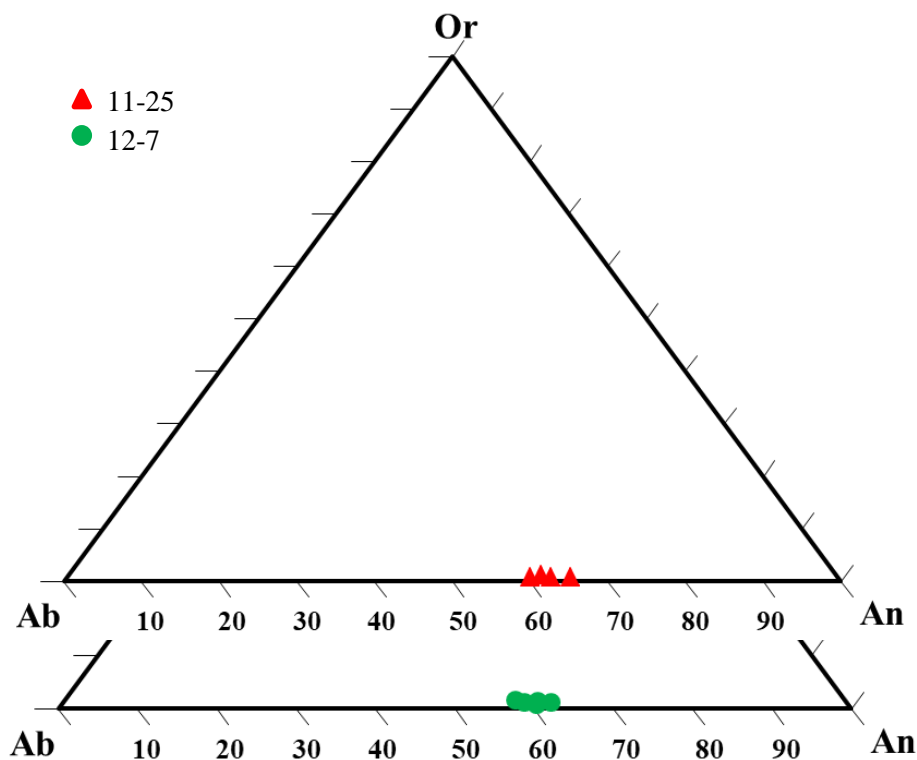


Fig. III-1 : Position des plagioclases dans le diagramme An-Ab-Or.

La zonation inverse est généralement le résultat de changements physico-chimiques, telle que la température, la pression, ou la composition du magma. Dans le cas de l'IMLE, la zonation inverse serait le résultat de mélange de magmas suite à la réalimentation de la chambre magmatique par un liquide plus mafique saturé en olivine et en plagioclase (Cottin et al., 1998). Le plagioclase de la gabbronorite (12-7), en étant moins calcique, indique que le magma à l'origine de ce cumulat est plus différencié que celui ayant formé le gabbro à olivine (11-25).

N°Ech	11-25,				12-7,				
N°Anal.	1	2	4b	4c	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	51,62	53,25	52,30	52,22	52,84	52,32	52,96	53,29	52,45
Al ₂ O ₃	29,04	28,82	29,46	29,26	29,57	29,83	28,61	28,32	29,82
TiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,04	0,06	0,02	0,04
FeO	0,80	0,17	0,19	0,27	0,29	0,40	0,30	0,34	0,18
MnO	0,00	0,01	0,04	0,11	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
MgO	0,32	0,00	0,02	0,01	0,00	0,09	0,06	0,06	0,00
CaO	12,04	12,03	13,07	12,18	11,97	12,53	11,57	11,74	12,30
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
NiO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
Na ₂ O	3,94	4,14	3,84	4,46	4,35	4,20	4,67	4,52	4,41
K ₂ O	0,12	0,20	0,12	0,15	0,14	0,20	0,29	0,22	0,23
TOTAL	98,08	98,67	99,11	98,68	99,20	99,61	98,52	98,59	99,60
Formule structurale (8 Oxygènes)									
Si	2,39	2,44	2,39	2,40	2,41	2,38	2,43	2,45	2,39
Al	1,59	1,56	1,59	1,59	1,59	1,60	1,55	1,53	1,60
Fe	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca	0,60	0,59	0,64	0,60	0,58	0,61	0,57	0,58	0,60
Na	0,35	0,37	0,34	0,40	0,38	0,37	0,42	0,40	0,39
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
%An	62,34	60,88	64,83	59,62	59,82	61,52	56,81	58,17	59,84
%Ab	36,92	37,91	34,47	39,51	39,34	37,31	41,49	40,53	38,83
%Or	0,74	1,21	0,71	0,87	0,83	1,17	1,70	1,30	1,33

Tableau III-2 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les deux échantillons étudiés.

III-2-3- Les clinopyroxènes

Le clinopyroxène est une phase cumulus dans les deux échantillons étudié à l'instar du plagioclase. Le tableau III-3 et III-4 présente les analyses et les formules structurales des clinopyroxènes calculées sur la base de 6 oxygènes.

Les concentrations en CaO des clinopyroxènes dans les échantillons varient de 13,06 à 22,48 %, ils sont riche en Mg avec MgO allant de 13,84 à 19,22 % ce qui les situent dans les domaines des augites et des diopsides dans le diagramme ternaire Wo-En-Fs de Morimoto, (1988) avec $En_{41,36-49,57}$, $Fs_{12,3-16,38}$ et $Wo_{34,05-46,34}$ (Fig. III-2). Le clinopyroxène présente de faibles quantités en Cr_2O_3 (0,08-0,2 %) et en TiO_2 (0,59-0,95%), tandis que les teneurs en Al_2O_3 sont relativement élevée (2,76%-3,26%). Le nombre XMg est assez élevé et varie entre 74 et 77 (tableau III-3). Rappelons que le nombre XMg est un indice spécial pour les minéraux mafiques indiquant le degré de différenciation des roches.

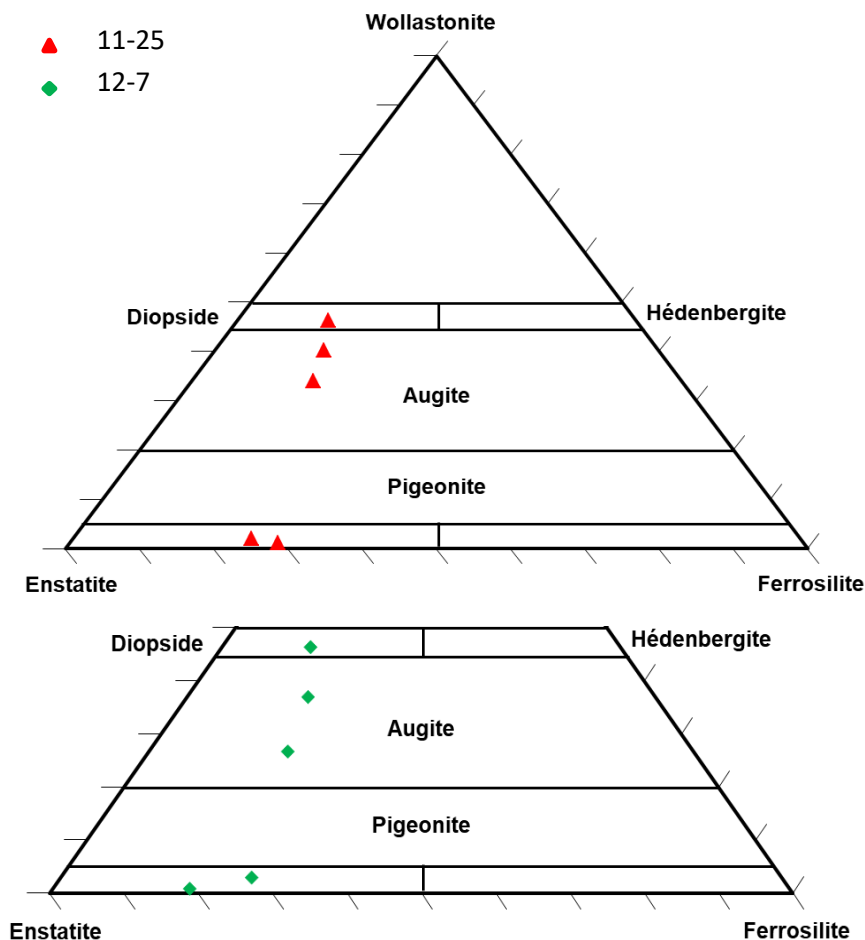


Fig. III-2 : Position des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto, (1988).

N°Ech	11-25				
	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx
N°Anal.	18	4	6	17	3
SiO ₂	50,75	51,09	50,78	53,59	54,39
Al ₂ O ₃	3,19	3,26	2,76	1,85	1,66
TiO ₂	0,91	0,95	0,77	0,31	0,38
FeO	7,13	8,82	10,02	17,43	15,66
MnO	0,2	0,22	0,25	0,38	0,26
MgO	13,84	15,44	17,39	25,23	27,42
CaO	21,57	19,15	16,62	0,57	0,99
Cr ₂ O ₃	0,14	0,08	0,2	0,08	0,08
NiO					
Na ₂ O	0,37	0,31	0,38	0,04	
K ₂ O					0,04
TOTAL	98,1	99,32	99,17	99,48	100,88
Formule structurale (6 Oxygènes)					
Si	1,92	1,90	1,88	1,96	1,94
Al ^{IV}	0,08	0,10	0,12	0,04	0,06
T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{VI}	0,06	0,05	0,00	0,04	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,02	0,09	0,00	0,02
Ti	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,78	0,86	0,96	1,37	1,46
Fe ²⁺	0,23	0,26	0,22	0,53	0,44
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
M1	1,10	1,21	1,31	1,97	1,96
Ca	0,87	0,76	0,66	0,02	0,04
Na	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T+M1+M2	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00
%En	41,36	45,05	49,57	70,80	73,99
%Fs	12,30	14,79	16,38	28,05	24,09
%Wo	46,34	40,16	34,05	1,15	1,92
XFe	0,22	0,24	0,24	0,28	0,24
XMg	0,776	0,757	0,756	0,721	0,757

Tableau III-3 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes et orthopyroxènes du gabbro à olivine.

N°Ech	12-7				
	Cpx 2	Opx	Cpx	Opx	Cpx
N°Anal.	11	15	3	4	13
SiO ₂	50,33	54,29	52,26	55,9	50,8
Al ₂ O ₃	2,98	1,36	2,73	2,94	2,97
TiO ₂	0,77	0,18	0,59	0,02	0,7
FeO	7,41	16,68	11,45	11,97	9,91
MnO	0,04	0,32	0,29	0,42	0,24
MgO	14,54	26,43	19,22	30,4	16,29
CaO	22,48	1,5	13,06	0,42	17,91
Cr ₂ O ₃	0,15	0,06	0,08		0,07
NiO	0,04				0,04
Na ₂ O	0,44		0,22	0,06	0,37
K ₂ O	0,01	0,03			
TOTAL	99,19	100,85	99,9	102,13	99,3
Formule structurale (6 Oxygènes)					
Si	1,87	1,95	1,92	1,93	1,88
Al ^{IV}	0,12	0,04	0,07	0,06	0,11
T	2	2	2	2	2
Al ^{VI}	0,005	0,008	0,03	0,05	0,01
Fe ³⁺	0,10	0,03	0,02	0,01	0,07
Ti	0,02	0,004	0,01	0,0005	0,01
Cr	0,004	0,001	0,002	0	0,002
Ni	0,001	0	0	0	0,001
Mg	0,80	1,41	1,05	1,56	0,90
Fe ²⁺	0,12	0,46	0,32	0,33	0,23
Mn	0,001	0,009	0,009	0,01	0,007
M1	1,07	1,94	1,47	1,98	1,25
Ca	0,89	0,05	0,51	0,01	0,71
Na	0,03	0	0,01	0,004	0,02
K	0,0004	0,001	0	0	0
T+M1+M2	4	4	4	4	4
%En	41,70	71,34	54,61	80,73	46,74
%Fs	11,93	25,73	18,71	18,46	16,30
%Wo	46,35	2,91	26,67	0,80	36,94
XFe	0,221	0,26	0,25	0,18	0,25
XMg	0,778	0,739	0,750	0,819	0,746

Tableau III-4 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes et orthopyroxènes de la gabbronorite.

III-2-4- Les orthopyroxènes

Les orthopyroxènes du gabbro à olivine (11-25) se montrent en sections intercumulus parfois pœcilitiques mais ils deviennent cumulus dans le cumulat gabbronoritique (12-7). Les teneurs en MgO du gabbro à olivine varient entre 25,23 et 27,42%, celles en FeO entre 15,66% et 17,43% et celles en Al₂O₃ entre 1,66% et 1,85% (tableau III-3). La gabbronorite (12-7) présente les compositions suivantes: MgO varie de 26,43% à 30,4%, FeO entre 11,97% et 16,68% et Al₂O₃ entre 1,36% et 2,94% (tableau III-4). Les orthopyroxènes gabbroïques sont plus titanifères que celles de la gabbronorite.

Les analyses des orthopyroxènes ont été aussi projetées dans le diagramme triangulaire de Morimoto, (1988) (fig. III-2). Les orthopyroxènes sont tous des enstatites avec les gammes de compositions suivantes En₇₀₋₈₀Wo_{0,8-2,9}Fs₁₈₋₂₈. Toutefois les orthopyroxènes les plus magnésiens sont enregistrés dans la gabbronorite avec XMg de l'ordre de 82 ce qui suggère une cristallisation plus précoce par rapport aux orthopyroxènes gabbroïques.

III-3- L'affinité géodynamique à partir du clinopyroxène

Dans les études pétrogénétiques, la chimie du clinopyroxène revêt une importance capitale. La composition chimique de cette phase minérale est liée à la nature chimique de ses roches hôtes (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Nisbet & Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982). A titre d'exemple, les clinopyroxènes cristallisant à partir d'un magma alcalin sont relativement plus riches en TiO₂ et Al₂O₃ que ceux cristallisant à partir d'un magma subalcalin. Les clinopyroxènes sont plus riches en SiO₂ dans les magmas tholéitiques saturés en silice (Kushiro, 1960).

Les analyses des clinopyroxènes des deux échantillons étudiés montrent des cations Si ne dépassant pas 1,92 et les cations Al sont inférieure à 0,15 (tableau III-3 et 4). Les clinopyroxènes projetés dans les diagrammes SiO₂ versus Al₂O₃ de Le Bas, 1962) se placent dans le domaine subalcalin dans le premier diagramme (fig. III-3) et dans le champ tholéitique dans le deuxième (fig. III-4).

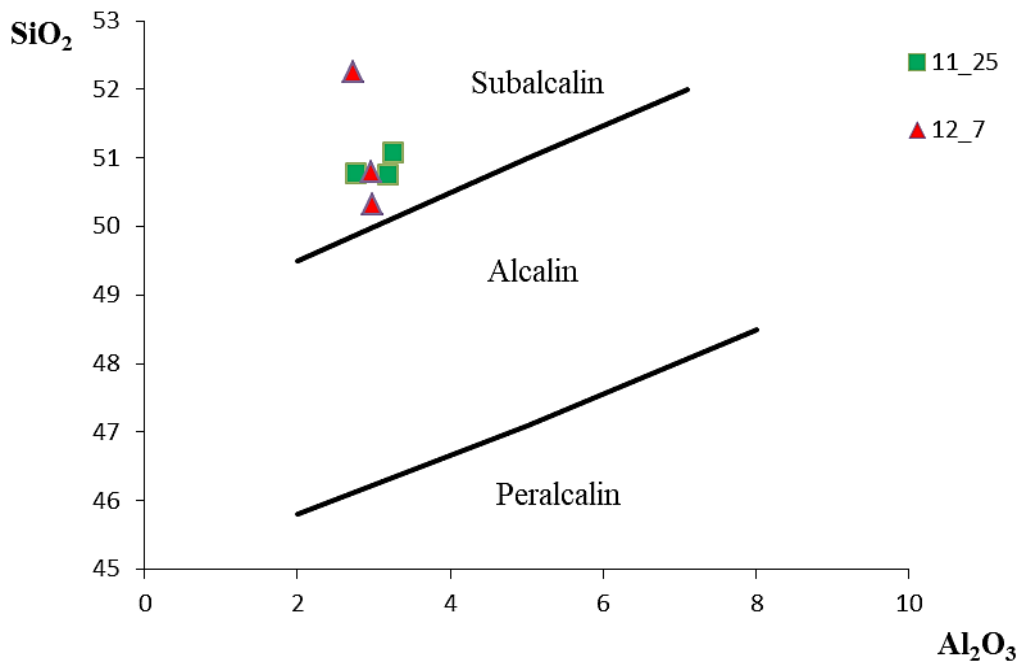


Fig. III-3 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme SiO₂ vs Al₂O₃ de Le Bas, (1962).

L'affinité tholéitique se conforme avec l'ordre de cristallisation déduit de l'étude pétrographique, ordre qui est caractéristique des magmas tholéitiques.

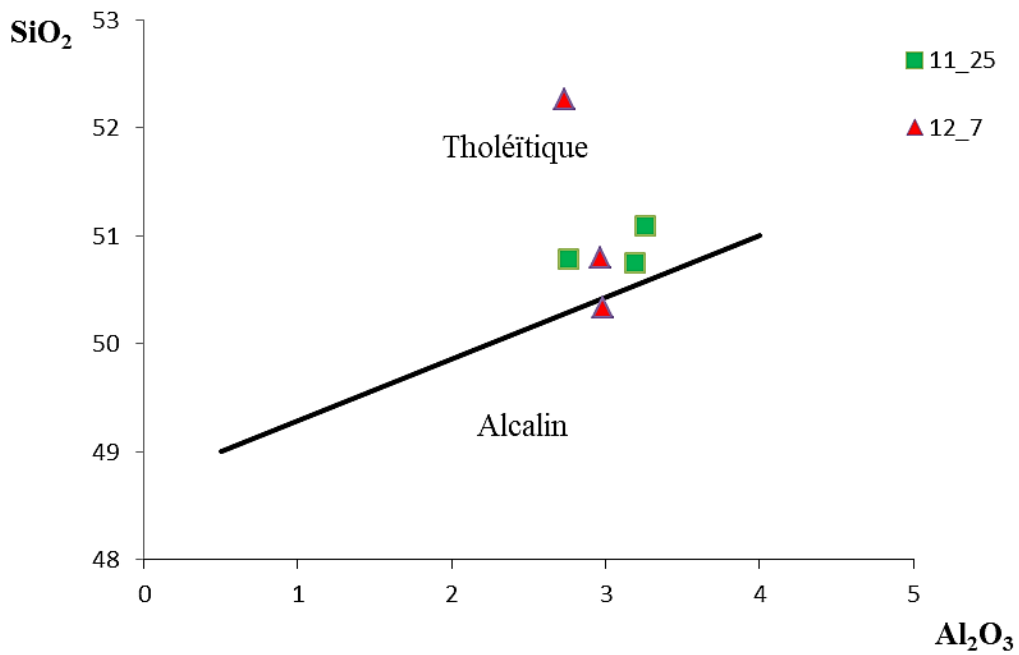


Fig. III-4 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme SiO₂ vs Al₂O₃ de Le Bas, (1962).

Leterrier et al., (1982) ont proposé un diagramme qui permet de connaître le contexte géodynamique à partir des clinopyroxènes. Dans le diagramme Ti vs Ca+Na (fig. III-5) la majorité des clinopyroxènes de l'IMLE se projettent dans le domaine des Cpx de basaltes tholéïtiques et calco-alcalins confirmant ainsi les l'affinité trouvée dans le diagramme de Le Bas, (1962).

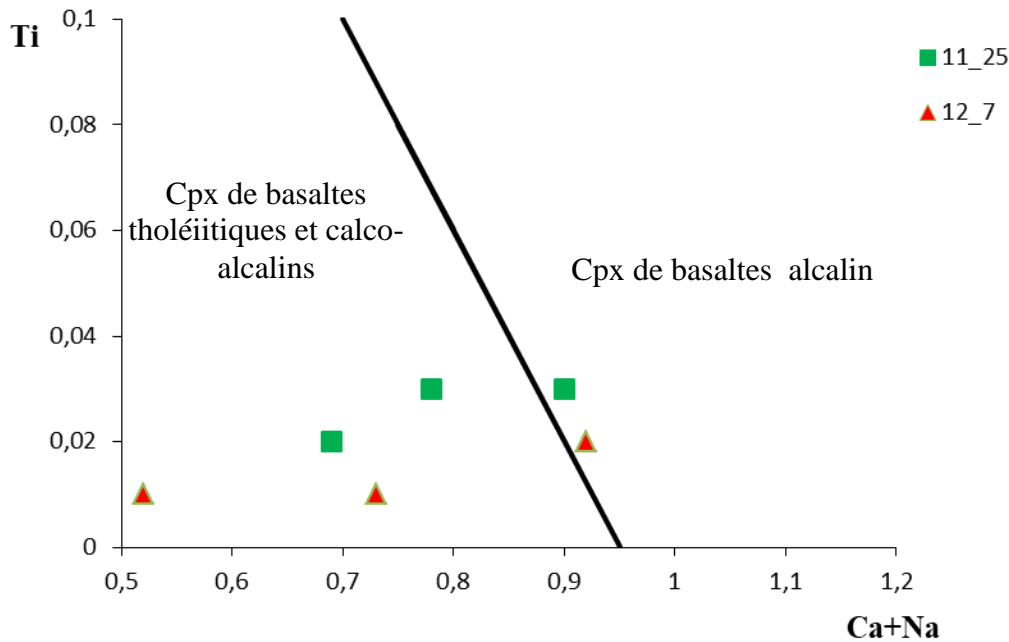


Fig. III-5 : Position des clinopyroxènes dans le diagramme Ti vs Ca+Na de Leterrier et al., (1982).

III-4- Conclusion

Les olivines du gabbro étudié sont moins magnésiennes ($Fo_{71,63}$ et $Fo_{72,63}$) que celles fractionnées à partir des cumulats les plus mafique de l'IMLE (Fo_{81}). Ceci indique le caractère plus différencié du magma à partir duquel fractionnent les minéraux du gabbro à olivine. Le nombre Mg# de ce magma calculé à partir de l'olivine est de l'ordre de **43,61**.

Les plagioclases sont moyennement plus calciques dans le gabbro à olivine que dans la gabbronorite. Le gabbroïque a une zonation inverse (cœur An_{59} et bordure An_{64}); cette zonation indique qu'il y'a un mélange magmatique. Les plagioclases de la gabbronorite sont moins calciques, leur magma parent est donc plus différencié par rapport au gabbro à olivine.

Les épisodes de réalimentation de la chambre magmatique de l'IMLE ont entraîné des phénomènes de mélange entre le magma injecté et le magma résiduel. La zonation inverse

détectée dans les plagioclases étudiés serait le résultat de ce mélange magmatique. Le plagioclase de la gabbronorite, en étant moins calcique, indique que le magma à l'origine de ce cumulat est plus différencié que celui ayant formé le gabbro à olivine.

Les clinopyroxène étudiés sont riches en SiO_2 ce qui les conduit à occuper le champ des magmas tholéïtiques dans le diagramme de Le Bas (1962). Ceci confirme ainsi l'affinité déduite de l'étude pétrographique (voir chapitre II).

L'étude pétrographique a révélé que le fractionnement de l'orthopyroxène gabbronoritique était plus précoce que celui de l'orthopyroxène du gabbro à olivine. Ce constat est étayé par le nombre XMg de l'orthopyroxène gabbronoritique qui est de l'ordre de 82 alors que le XMg de l'orthopyroxène de l'autre cumulat ne dépasse pas 75.

Conclusion générale

Conclusion générale

Le massif du Hoggar constitue la partie la plus importante du bouclier Touareg. Il s'agit d'un massif cristallin caractérisé par un substrat granitique avec une faible couverture sédimentaire. Les roches magmatiques dans cette chaîne sont connues entre 870 et 520 Ma correspondant aux événements précoces d'accrétion océanique et tardifs post-collisionnels. Ces roches se répartissent entre plusieurs épisodes magmatiques dont les épisodes mafiques ne constituent qu'une minorité. Ce mémoire est une contribution à l'étude de l'intrusion mafique Laouni Est (IMLE) qui s'est mise en place dans des granites panafricains syn-cinématiques et des roches métamorphiques plus anciennes. Dans ce mémoire une étude pétrographique et minéralogique a été menée sur deux cumulats gabbroïques de l'IMLE, échantillonnés plus précisément dans la partie sud de l'intrusion.

Le plagioclase du gabbro à olivine se présente aussi bien en cristaux sub-automorphe allongés qu'en sections xénomorphes et résorbées. Ces deux occurrences suggèrent la présence de phénomènes de mélange et de déséquilibre entre deux magmas chimiquement distincts. La déformation des plagioclases de la gabbronorite est plus accentuée (plus de macles mécaniques tordues et de bandes de déformations), indiquant que ce cumulat a subi beaucoup plus de contraintes.

L'absence de l'olivine dans la gabbronorite signale une teneur plus élevée en SiO₂ dans le magma parent. La disparition de l'olivine dans la gabbronorite indique la présence d'un litage de phase dans l'IMLE. Les grains d'olivine sont parfois entourés par de l'orthopyroxènes ce qui indique des réactions périclétiques.

Les sections xénomorphes du clinopyroxène et qui montrent des apophyses sont plus abondantes dans le gabbro à olivine. L'orthopyroxène, à statut intercumulus dans le gabbro à olivine, devient plus abondant et à caractère cumulus dans la gabbronorite, ce qui est un indice de différenciation dans la chambre de l'IMLE.

Dans le gabbro à olivine les opaques montrent de faibles proportions modales et sont très souvent associés aux orthopyroxènes indiquant ainsi leur caractère tardif et interstitiel. L'amphibole est soit primaire quand elle est interstitielle entre les sections de plagioclase, soit secondaire quand elle se présente en petites plages dans le clinopyroxène ouralitisé.

L'étude pétrographique a permis d'établir la séquence de cristallisation suivante:

Ol + Pl + Cpx (gabbro à olivine), et Pl + Cpx + Opx (gabbronorite)

Les olivines des cumulats les plus mafiques de l'IMLE sont à Fo₈₁, celles du gabbro étudié sont moins magnésiennes (Fo₇₁ et Fo₇₂). Ceci indique le caractère plus différencié du magma

Conclusion générale

à partir duquel cristallisent les minéraux du gabbro à olivine. Le nombre Mg# de ce magma calculé à partir de l'olivine est de l'ordre de **43,61**.

L'un des plagioclases gabbroïques a une zonation inverse (cœur An₅₉ et bordure An₆₄) ; cette zonation indique qu'il y'a un mélange magmatique. La gabbronorite est moins calcique, son magma parent est donc plus différencié par rapport au gabbro à olivine. Les épisodes de réalimentation de la chambre magmatique de l'IMLE ont entraîné des phénomènes de mélange entre le magma injecté et le magma résiduel. La zonation inverse détectée dans les plagioclases étudiés serait le résultat de ce mélange magmatique.

L'affinité tholéiitique déduite de l'étude pétrographique a été confirmée par la chimie des clinopyroxènes étudiés qui sont riches en SiO₂ ce qui les conduit à occuper le champ des magmas tholéiitiques dans le diagramme de Le Bas (1962). L'étude pétrographique a révélé que le fractionnement de l'orthopyroxène gabbronoritique était plus précoce que celui de l'orthopyroxène du gabbro à olivine. Ce constat est étayé par le nombre XMg de l'orthopyroxène gabbronoritique qui est de l'ordre de 82 alors que le XMg de l'orthopyroxène de l'autre cumulat ne dépasse pas 75.

Références bibliographiques

Bibliographie

- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J. P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., & Bonin, B. (2003). The “Taourirt” magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: Review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences*, 37(3–4), 331–350. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.07.001>
- Benmoussa, L. (1981). *Etude géochimique du processus de concentration du Tungstène et de l'Étain dans les granites “Taourirts” du Hoggar central (Algérie)*. <https://theses.hal.science/tel-00716654>
- Bertrand, J. M. L., & Caby, R. (1978). Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, 67(2), 357–388. <https://doi.org/10.1007/BF01802795>
- Bertrand, J., Michard, A., Boullier, A., & Dautel, D. (1986). Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5(7), 955–972. <https://doi.org/10.1029/TC005i007p00955>
- Black Latouche J, R. L., P Liégeois, F. J., & Bertrand, J. M. (1994). Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22, 641–644.
- Boissonnas, J. (1973). *Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne Panafricaine en Ahaggar*. Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie Paris.
- Bonin, B., & Moyen, J.-F. (2011). *Magmatisme et roches magmatiques - 3e édition (Google eBook)*. <http://books.google.com/books?id=Lgm3S2fa1iYC&pgis=1>
- Buseck, P. R., Nord Jr., G. L., & Veblen, D. R. (1980). CHAPTER 4. SUBSOLIDUS PHENOMENA IN PYROXENES. In *Pyroxenes* (pp. 117–212). De Gruyter. <https://doi.org/10.1515/9781501508257-008>
- Cottin, J. Y., & Lorand, J. P. (1990). Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques-mafiques de la région de Laouni. *Bulletin-Société Géologique de France*, 3(8), 525–536.
- Cottin, J. Y., Lorand, J. P., Agrinier, P., Bodinier, J. L., & Liégeois, J. P. (1998). Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): Evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*, 45(1–4), 197–222. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00032-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00032-2)
- Herrmann, H., & Bucksch, H. (2014). Earth Material. In *Dictionary Geotechnical Engineering/Wörterbuch GeoTechnik*. https://doi.org/10.1007/978-3-642-41714-6_50112
- IRVINE, T. N. (1982). *Terminology for Layered Intrusions*. 32(2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1093/petrology/23.2.127-a>
- Kushiro, I. (1960). Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258(8), 548–554. <https://doi.org/10.2475/ajs.258.8.548>

Bibliographie

- Latouche, L., & Vidal, P. (1974). Geochronologie du Precambrien de la region des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar; Algerie); Un exemple de mobilisation du strontium radiogenique. *Bulletin de La Société Géologique de France*, *S7-XVI*(2), 195–203. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.s7-xvi.2.195>
- Latypov, R. M., Namur, O., Bai, Y., Barnes, S. J., Chistyakova, Sy. Y., Holness, M. B., Iacono-Marziano, G., Kruger, W. A. J., O'Driscoll, B., Smith, W. D., Virtanen, V. J., Wang, C. Y., Xing, C. M., & Charlier, B. (2024). Layered intrusions: Fundamentals, novel observations and concepts, and controversial issues. *Earth-Science Reviews*, *249*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104653>
- Le Bas, M. J. (1962). The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, *260*(4), 267–288. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>
- Lelubre, M. (1952). *Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central)*.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., & Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, *59*(1), 139–154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Liégeois, J.-P. (2019). *A New Synthetic Geological Map of the Tuareg Shield: An Overview of Its Global Structure and Geological Evolution* (pp. 83–107). https://doi.org/10.1007/978-3-319-96794-3_2
- Liégeois, J. P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., & Guiraud, M. (2003). The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): Behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, *37*(3–4), 161–190. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.05.004>
- Maitre, L. (2002). *le maitre*.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, *39*(1), 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Nisbet, E. G., & Pearce, J. A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *63*(2), 149–160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- O'Driscoll, B., & Van Tongeren, J. A. (2017). Layered intrusions: From petrological paradigms to precious metal repositories. *Elements*, *13*(6), 383–389. <https://doi.org/10.2138/gselements.13.6.383>
- Peucat, J. J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., & Vidal, P. (2003). U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, *37*(3–4), 229–239. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.03.001>
- Robin Gill, G. F. (2011). Igneous rocks and processes: a practical guide. *Choice Reviews*

Bibliographie

- Online*, 48(07), 48-3890-48-3890. <https://doi.org/10.5860/choice.48-3890>
- Roeder, P. L., & Emslie, R. F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4), 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF00371276>
- Roelofse, F., & Ashwal, L. D. (2008). Symplectitic augite from the Platreef - Textural evidence for fluid/rock interaction in the Northern Sector of the Northern Limb of the Bushveld Complex? *South African Journal of Geology*, 111(1), 21–26. <https://doi.org/10.2113/gssajg.111.1.21>
- Stacey, B. C. (2021). *The Hoggar-Type SICs* (pp. 57–82). https://doi.org/10.1007/978-3-030-76104-2_5
- Vitel, G. (1979). *La région Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique précambrien*. University of Paris, France.
- Wager, M., & Brown, G. L. R. (1968). *Layered igneous rocks*. <https://lcn.loc.gov/68079276>
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson.