



Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers



Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
De Master en Sciences de la Terre

Option : **GEODYNAMIQUE DE LA
LITHOSPHERE**

Thème :

Caractéristiques pétrologiques, géochimiques et isotopiques (Lu/Hf sur zircon) des plutonites de la région de Laouni (Hoggar central, Algérie)

Présenté par :

Melle KEDDARI BOUCHRA

Melle ROUAN SERIK NARIMENE

Soutenu le 1 juillet 2024, devant la commission d'examen :

M. A. SEDDIKI	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mme N. REMACI	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
Melle R. KARED	Maître de conférences B	Universté d'Oran 2	Examinatrice

Oran, 2024

Dédicaces

Je dédie ce travail à mes chers parents, qui ont toujours été mon pilier. Votre soutien indéfectible et vos encouragements m'ont permis de croire en moi-même. Merci pour votre amour inconditionnel et pour tous les sacrifices que vous avez faits pour que je puisse réussir.

*À mes frères, **Abdssamed**, **Abdelhak** et **Rafik** qui ont su me guider, m'inspirer et me motiver à chaque étape de ce parcours. Votre présence constante a été une source de force pour moi.*

*À ma sœur, **Ahlem** ma confidente et mon amie, pour nos rires et nos discussions qui m'ont souvent redonné le sourire, merci d'avoir été là pour moi.*

*À mes neveux, **Alaa**, **Islam**, **Khalil** et **Iline**.*

*À ma très chère sœur, plus qu'une amie, **Narimane**. Que Dieu rende ton chemin plein de succès et de joie.*

Bouchra

*A Mon bras droit, le meilleur conseiller et assistant qui a été toujours présent dans les moments les plus difficiles et d'incertitude, à qui on doit offrir notre réussite comme fruit des 23ans de sacrifices, que Dieu le protège (**mon père**).*

*A celles qui ont un paradis sous les pieds, à mon ange pur et à ma force après Dieu. Mon premier et éternel soutien, à celle qui m'a soutenue sans limites et m'a tout donné sans aucun retour, je te dédie ce modeste travail qui sans tes sacrifices n'aurait pas existé (**ma mère**).*

*A ceux qui tendent la main sans aucun signe de fatigue dans mes moments de faiblesse, mon frère **Chakib** et mes deux sœurs **Djamila** et **Selma**.*

*À ma chère et fidèle amie **Bouchra**, que Dieu t'accorde la réussite et illumine ton chemin.*

Narimane

Remerciements

*Nous tenons à exprimer notre gratitude la plus profonde et sincère à Mme N. **REMACI**. Votre soutien et vos conseils ont été d'une valeur inestimable tout au long de ce projet. Vos expertises inégalées dans le domaine et vos passions pour la connaissance ont été des sources d'inspiration constantes pour nous. Vos disponibilités permanentes, malgré vos nombreuses responsabilités, nous ont encouragés à donner le meilleur de nous-mêmes.*

Vous avez toujours pris le temps de répondre à nos questions, d'apporter des éclaircissements et de proposer des solutions aux problèmes rencontrés.

Merci du fond du cœur pour votre générosité, votre patience et votre dévouement.

*Nous remercions M. A. **SEDDIKI** d'avoir accepté de présider le jury. Nous lui exprimons notre profond respect et notre reconnaissance pour ce qu'il nous a transmis le long de nos études.*

*Nos sincères remerciements vont également à Melle **R.KARED** pour avoir accepté d'examiner et juger ce travail.*

Nos remerciements s'adressent également à nos enseignants du département de Géologie qui ont contribué à notre formation durant tout notre cursus universitaire.

CHAPITRE I

LE SYSTEME ISOTOPIQUE Lu-Hf

I-1- Introduction :	1
I-2- Principes de la méthode :	1
I-3-Datation Lu/Hf :	2
I-4- Evolution isotopique du Hafnium :	4
I-5- L'âge modèle Hf.	6

CHAPITRE II

GOLOGIE DU HOGGAR

II-1-Introduction :	8
II-2-Structure d'ensemble :	9
II-3- Modèle d'évolution géodynamique du Hoggar :	10
II-4-Les terranes du bouclier Touareg :	11
II-5-Les terranes du Hoggar central :	13
II-6-Le magmatisme du Hoggar Central :	15
II-7-Le terrane de Laouni :	15
II-8- La région de Laouni :	16

CHAPITRE III

CARACTERISTIQUE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE

III-1- Introduction :	19
III-1-1- Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des granites éburnéens.	19
III-1-2- Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des gabbros de Laouni Est.	24

CHAPITRE IV

GEOCHRONOLOGIE U/Pb ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE Lu/Hf

IV-1 Introduction.	29
--------------------	----

IV-2-Géochronologie : datation U-Pb in situ sur zircons.....	30
IV-2-1-Description et préparation des échantillons par la méthode de datation LAM-ICPMS	30
IV-2-2-Résultats analytiques.....	30
IV-3- Géochimie isotopique Lu-Hf.....	32
<u>Conclusions Générales</u>	37

Liste des figures

Chapitre I

Fig.I-1 : Isochrone Lu-Hf pour des échantillons de roches totales (RT) et des zircons séparés des gneiss Amitsoq du Groenland Ouest (Pettingill et al. 1981).

Fig.I-2 : Evolution isotopique du Hf dans le réservoir chondritique.

Chapitre II

Fig.II-1 : Craton ouest africain, Liégeois et al. (2012).

Fig.II-2 : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978) modifiée

Fig.II-3 : Carte géologique synthétique du bouclier touareg montrant les relations des différents terranes et des principales zones de cisaillement panafricaines (Liégeois, 2019 in Ouzegane, 2023).

Fig.II-4 : Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).

Fig.II-5 : Carte schématique de la région de Laouni (Hoggar central), avec la position des granites éburnéens (OZW) et des gabbros à olivine (C8250) (Cottin et al., 1998 ; modifiée par ce travail).

Chapitre III

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

Fig.III-2 : Position des biotites dans le diagramme XFe vs Al^{IV}

Fig.III-3 : Distribution des biotites dans les diagrammes (A) Mg-Alttotal (Nachit et al., 1985) et (B) Abdel-Rahman (1994)

Fig.III-4 : : Position des muscovites dans le diagramme triangulaire Ti-Mg-Na de Miller et al. 1981

Fig.III-5 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO₂-Fe₂O₃

Fig.III-6 : Position du granite dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976)

Fig.III-7 : Diagramme de classification normative Q-Or-Ab+An de (Streckeisen, 01976)

Fig.III-8 : Diagramme A/CNK vs A/NK de Shand (1943) et Maniar & Piccoli (1989)

Fig.III-9 : Position du granite dans le diagramme géotectonique Rb vs Y+Nb de Pearce et.al. (1996)

Fig.III-10 : Position des plagioclases dans le diagramme An-Or-Ab.

Fig.III-11 : Position des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto (1988).

Fig.III-12 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO₂-Fe₂O₃

Fig.III-13 : Position des Cpx dans le diagramme de Leterrier et al. (1982)

Fig.III-14 : Classification des gabbros à olivine à partir de leurs compositions normatives, dans le diagramme de Thompson (1984). *Di* : diopside ; *Hy* : hypersthène ; *Ne* : néphéline ; *Ol* : olivine ; *Qz* : quartz.

Fig.III-15 : Les gabbros à olivine dans le diagramme FeO/MgO en fonction de TiO₂ de Miyashiro (1974).

CHAPITRE IV

Fig. IV-1: Diagramme Concordia ²⁰⁶Pb/²³⁸U versus ²⁰⁷Pb/²³⁵U des zircons du granite de Laouni (OZW).

Fig. IV-2: Diagramme Concordia ²⁰⁶Pb/²³⁸U versus ²⁰⁷Pb/²³⁵U des zircons du gabbro de Laouni Est (C8250).

Fig.IV- 3- Résultats des analyses de zircons illustrant les rapports ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf initiaux en fonction de leur âge.

Fig.IV- 4- Résultats des analyses de zircons illustrant les ε_{Hf} initiaux en fonction de leur âge.

Fig.IV-5- Position de l'âge modèle dans le diagramme ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf en fonction de l'âge de mise en place du granite.

Fig.IV- 6- Résultats des analyses de zircons illustrant les ε_{Hf} initiaux en fonction de leur âge.

Fig.IV- 7- Position de l'âge modèle dans le diagramme ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf en fonction de l'âge de mise en place du gabbro.

Listes des photos

Chapitre III

Photo III-1 : Latte de muscovite à bordure déchiquetée et d'origine primaire

Photo III-2 : Grande section de plagioclase maclé Carlsbad avec un cœur séricitisé

Photo III-3 : Granite à niveaux clairs et niveaux sombres riche en monazite et ilménite

Photo III-4 : Lamelles de biotite et muscovite et cristaux de zircon, d'apatite et d'ilménite

Photo III-5 : Sections de hornblende brune (Am) dans la phase tardive intercumulus.

Photo III-6 : Phase cumulus représentée par l'olivine et le plagioclase suivie par le Cpx et l'Opx en phase intercumulus.

Listes des tableaux

Chapitre I

Tableau I-1 : Concentrations moyennes du Lu et Hf dans les roches et les minéraux (in Faure and Mensing, 2005)

CHAPITRE IV

Tableau.IV-1 : Analyses Th et U (en ppm) des zircons des granites et gabbros de la région de Laouni (réalisées par H. Belousova et Y. Gréau).

Listes des annexes

Tableau III-1 : Analyses chimiques et formules structurales de plagioclase des granites.

Tableau III-2 : Analyses et formules structurales des biotites des granites

Tableau III-3 : Analyses et formules structurales des muscovites des granites

Tableau III-4 : Analyses et formules structurales des oxydes ferro-titanés des granites

Tableau III-5 : Analyses de roches totales et normes CIPW des granites.

Tableau III-6 : Analyses chimiques et formules structurales de plagioclase des gabbros c : cœur
b : bordure

Tableau III-7 : Analyses chimiques et formules structurales des olivines des gabbros.

Tableau III-8 : Analyses chimique et formules structurales des Opx des gabbros

Tableau III-9 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros.

Tableau III-10 : Analyses chimiques et formules structurales des amphiboles des gabbros.

Tableau III-11 : Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés dans les gabbros de Laouni.

Tableau III-12 : Analyses chimiques et normes CIPW des gabbros.

Chapitre I

Le système isotopique Lu-Hf

I-1- Introduction

Il est nécessaire de présenter une compilation bibliographique sur le couple Lu-Hf afin de mener à bien cette étude (p.ex. Patchett et al., 1981 ; Patchett et Tatsumoto, 1980a ; Scherer et al., 2001 ; Stevenson et Patchett, 1990 ; Kiny and Maas, 2003).

La présentation de ce couple isotopique est comparable à celui du Sm-Nd dans les météorites et son évolution au sein des réservoirs terrestres, à l'exception du noyau.

Le système Lu-Hf est extrêmement car lors de processus magmatiques (fusion partielle FP et cristallisation fractionnée CF), les deux éléments chimiques sont concentrés dans les liquides et sont fractionnés puisqu'ils n'ont pas les mêmes affinités vis-à-vis des phases minérales et des produits de fusion partielle. Cette aptitude à se fractionner est importante en géochimie et confère aux TR un pouvoir de discrimination important.

Ce couple isotopique Lu-Hf a pour avantage, par rapport aux autres systèmes, de pouvoir être mesuré avec précision à la fois dans les roches mais aussi dans les cristaux de zircon qu'elles contiennent.

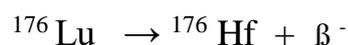
En effet, le zircon, en plus de contenir beaucoup de Hf (~10000 ppm), est un minéral qui généralement résiste très bien à l'altération et au métamorphisme ce qui lui permet de bien préserver les informations qu'il contient. Les roches porteuses de zircon verront alors leur composition isotopique en Hf très peu perturbée par des épisodes métamorphiques puisque généralement ce minéral tamponne en bonne partie le signal isotopique de l'Hf de sa roche-hôte.

I-2-Principes de la méthode : Radioactivité du Lu

Le Lutétium (Lu) est une terre rare lourde (HREE) et le Hafnium (Hf) est un élément à fort potentiel ionique (HFSE= High Field strength Element).

Le Hf possède six isotopes avec des masses de 174, 176, 177, 178, 179, 180 et le Lu est constitué de deux isotopes de masses 175 et 176.

L'isotope du Lu 176 (26% du Lu total) se désintègre par émission β en 176 Hf avec une période de 35.7 Ga :



La constante de désintégration : $\lambda \text{ } ^{176}\text{Lu} = 1,865 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

Le Lu est présent dans tous les types de roches excédant rarement 0.5 ppm. Le tableau ci-dessous (Tableau I-1) montre que la moyenne des concentrations en Lu des roches magmatiques augmente un peu avec l'augmentation du degré de différenciation. Les rapports Lu/Hf révèlent un enrichissement en Hf par rapport au Lu dans les roches granitiques et un appauvrissement dans les roches basaltiques ; ce qui implique que pendant la fusion du manteau, la concentration en Lu est élevée par rapport au Hf dans le résidu et la concentration en Hf est élevée par rapport au Lu dans le liquide. A travers le temps géologique, le Hf devient progressivement plus radiogénique dans le manteau que dans la croûte continentale.

Les isotopes du Hf avec le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sont un traceur intéressant dans les études du manteau et de la croûte continentale (Pachett et al. 1981).

Le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial des roches crustales peut être déterminé avec précision à partir de leurs zircons car le rapport Lu/Hf de ces minéraux est très faible (cf. tableau). On en déduit que des roches archéennes ont été extraites d'un réservoir à rapport Lu/Hf chondritique ; ce qui n'est pas le cas pour des roches plus récentes qui révèlent un composant à fort rapport Lu/Hf, donc appauvri en éléments incompatibles (Vidal, 1994).

I-3- La datation Lu/Hf

La méthode initialement développée pour le Rb-Sr et le Sm-Nd a été étendue à d'autres chronomètres avec pour chacun d'eux des particularités.

En ce qui concerne le couple Lu-Hf, l'équation chronométrique de base s'écrit :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_t = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_0 + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_t \times (e^{\lambda t} - 1)$$

$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_t$ et $\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$ = rapports de ces isotopes mesurés au temps présent

$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_0$ = rapport initial au moment de sa formation

λ = constante de désintégration du ^{176}Lu

Minéraux	Lu	Hf	Lu/Hf
Plagioclase	0.062	0.31	0.2
Pyroxène	0.46	3.6	0.13
Diopside	0.6	2.9	0.21
Hornblende	1.07	0.61	1.75
Grenat	2.2	2.34	0.94
Biotite	2.7	1	2.7
Arfvedsonite	6.8	33	0.21
Minéraux accessoires			
Zircon	23.65	15,177	0.0016
Eudyalite	60	1,736	0.034
Baddeleyite	70	13,340	0.005
Zirkelite	-	4,700	-
Roches terrestres			
Péridotite	0.039	1.14	0.034
Basalte tholéiitique	0.5	2.45	0.2
Basalte alcalin	0.65	5.2	0.12
Rhyolite	1.66	12.84	0.13
Roches granitiques	1.43	5.08	0.28
Carbonates	2.4	10	0.24
Météorites			
Chondrites	0.032	0.198	0.16
Achondrites Ca rich	0.35	0.73	0.48
Achondrites Ca poor	0.026	0.072	0.36
Roches Lunaires			
Basalte	1.82	12.1	0.15

Tableau I-1- Concentrations moyennes du Lu et Hf dans les roches et les minéraux (in Faure and Mensing, 2005)

Cette équation chronométrique permet de calculer l'âge des roches et minéraux étudiés en mesurant le rapport des isotopes Lu et Hf actuels et en le comparant au rapport initial. La constante de désintégration radioactive du ^{176}Lu doit être connue ($\lambda^{176}\text{Lu} = 1,865 \times 10^{-11} \text{an}^{-1}$). De ce fait, avoir des informations importantes sur l'histoire géologique de la Terre.

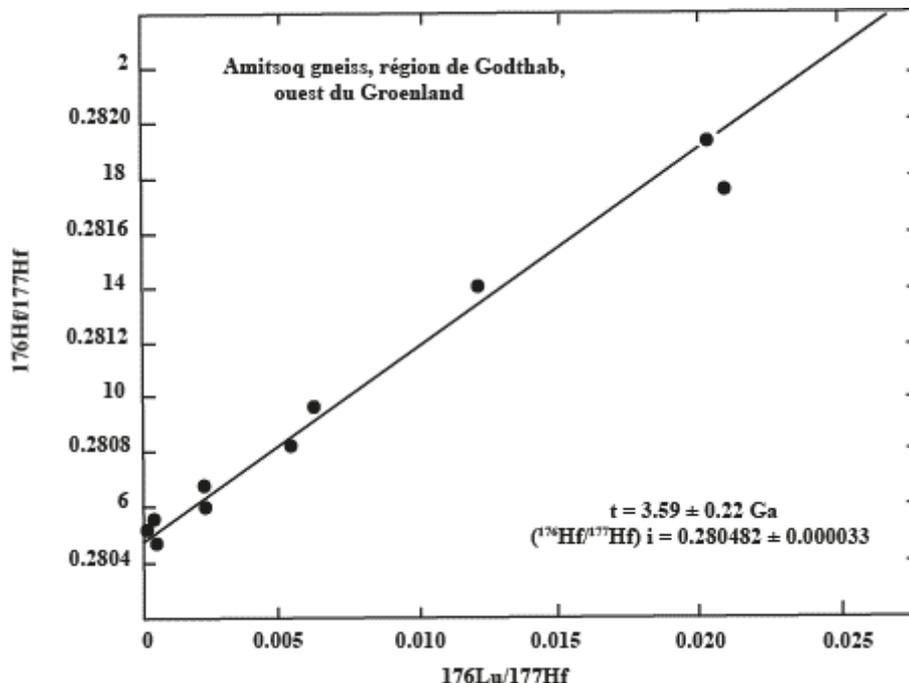


Fig.I-1- Isochrone Lu-Hf pour des échantillons de roches totales (RT) et des zircons séparés des gneiss Amitsoq du Groenland Ouest (Pettingill et al. 1981).

Pour ce qui est de l'exemple des gneiss Amitsoq du Groenland Ouest (Fig.I-1) proposé par Pettingill et al ; (1981), le calcul s'est fait par la méthode de l'isochrone (tous les points s'alignent sur une même droite) où les auteurs ont trouvé un âge $3.59 \pm 0.22 \text{ Ga}$ et un $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial de 0.280482.

I-4- Evolution isotopique du Hafnium : CHUR et Epsilon

L'évolution isotopique du Hf dans la croûte et le manteau de la Terre est décrite en référence aux météorites.

Les paramètres qui définissent le réservoir uniforme chondritique CHUR (chondritic uniform reservoir) pour l'évolution isotopique du Hf est déterminé par Patchett et Tatsumoto (1980,1981 et Tatsumoto et al ; 1981). Le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ primitif est obtenu comme rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de l'isochrone Lu-Hf formée par 13 météorites type achondrite. De plus, le Lu/Hf du CHUR est déterminé par l'analyse de chondrite carbonaté Murchison. Le Lu/Hf du CHUR et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ primitif sont utilisés pour calculer le $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ présent du

CHUR. Ces trois paramètres sont dans le diagramme suivant (Fig.I-2) pour représenter l'évolution isotopique du Hf terrestre (manteau et croûte).

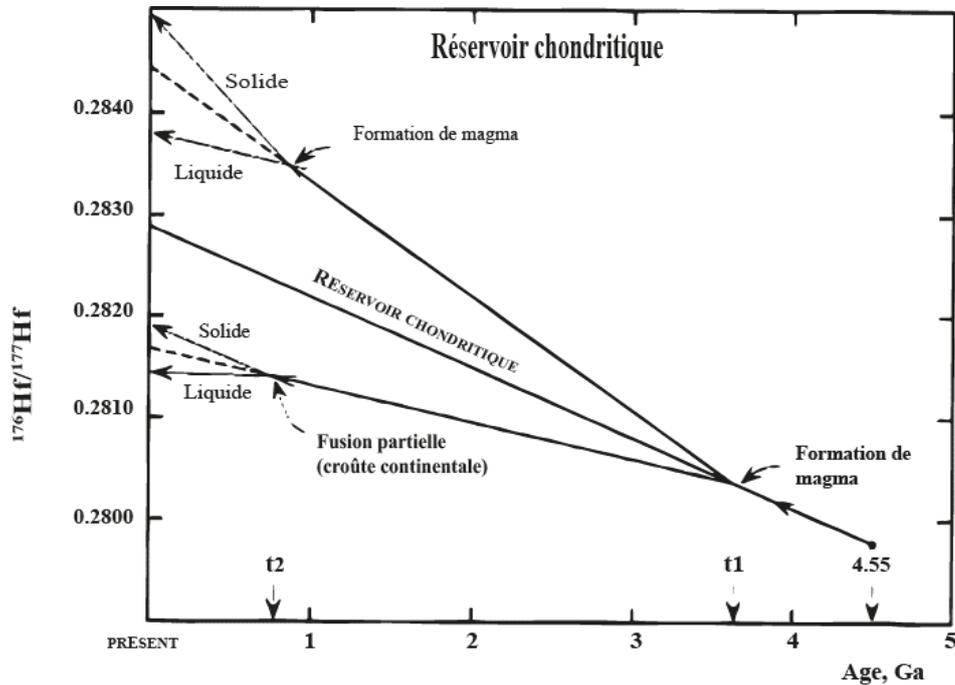


Fig.I-2- Evolution isotopique du Hf dans le réservoir chondritique.

Au temps présent, les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.28286$ et $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.0334$ et le $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.27978$ au temps = 4.55Ga (Patchett et al.1981). La FP dans le réservoir au temps t1 produit un liquide ayant un rapport Lu/Hf bas, alors que le solide résiduel a rapport Lu/Hf plus élevé que le réservoir chondritique.

Nous allons exprimer les variations du Hf en variations relatives par rapport à un échantillon de référence. Ce dernier est le CHUR dont le rapport isotopique $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{actuel}}$ est constant et égal à 0.28286.

Ce paramètre ϵ est une mesure de la différence entre $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de l'échantillon (cas du zircon) et la valeur de référence qui est, dans ce cas, le CHUR.

$$\epsilon\text{Hf}_{\text{actuel}} = \left[\frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \cdot 10^4$$

-La valeur $\epsilon\text{Hf} = 0$ indique que le magma dérive d'un réservoir mantellique qui a un Lu/Hf chondritique de l'origine de la Terre. La composition du ^{176}Hf de la roche est indistinguable de celle du réservoir chondritique.

- La valeur ϵHf positive indique que l'échantillon est enrichi en ^{176}Hf

radiogénique par rapport à celui du CHUR et par conséquent, ces roches dérivent d'un magma ayant une source appauvrie.

- La valeur ϵ_{Hf} négative implique que l'échantillon est appauvri en ^{176}Hf et dérive donc d'une source avec Lu/Hf plus bas que celui du CHUR.

I-5- L'âge modèle Hf

Le tableau I-1 montre que le zircon, la baddeleyite et autres minéraux riches en Zr ont des concentrations élevées en Hf dépassant les 1000 ppm. Ces minéraux contiennent également de 20 à 70 ppm de Lu, ce qui traduirait un rapport Lu/Hf très bas (0.0016-0.034). En conséquence, la composition isotopique du Hf dans ces minéraux riches en Zr est virtuellement indépendante du temps.

Que ce soit les méthodes SHRIMP (Sensitive high Resolution MicroProbe) ou ICP-M5 (Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry), elles sont capables de mesurer le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ du zircon avec une très grande précision et exactitude. De ce fait, il fournit une opportunité pour calculer l'âge modèle relatif au CHUR.

Il représente le temps à travers lequel le Hf de l'échantillon (ici cristal de zircon) a la même composition isotopique que celle du CHUR. C'est l'âge auquel le matériel s'est extrait du manteau terrestre pour débiter sa vie géologique continentale.

On peut également dire que l'âge modèle relatif au CHUR est le temps, dans le passé, à partir duquel l'échantillon a été séparé du réservoir mantellique et a acquis un Lu/Hf différent. C'est aussi le temps à partir duquel l'échantillon a le même $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ que celui du CHUR.

L'évolution isotopique chondritique au temps t est :

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^t_{\text{CHUR}} = ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^0_{\text{CHUR}} - ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^0_{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1)$$

L'évolution isotopique du cristal de zircon (z) au temps t est:

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^t_z = ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^0_z - ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^0_z (e^{\lambda t} - 1)$$

L'âge modèle du zircon est :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^0_z - ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}^0_{\text{CHUR}}}{^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^0_t - ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^0_{\text{CHUR}}} + 1$$

Finalement, la composition isotopique du Hf dans différents domaines dans le manteau lithosphérique est un important aspect de cette étude de la différenciation de la Terre et de l'origine des roches magmatiques.

CHAPITRE II
GEOLOGIE DU HOGGAR

II-1-Introduction

Nous chercherons à enrichir la compréhension de ce vaste territoire en nous appuyant sur une compilation bibliographique élaborée par différents auteurs (Lelubre, 1952 ; Latouche et Vidal, 1974 ; Bertrand et Caby, 1978 ; Liégeois et al., 1987 Black et al., 1994.Cottin et al., 1990 et 1998 ; Azzouni et al., 2003 ; Liégeois et al., 2005 et 2019) ayant étudié le Hoggar.

Le bouclier Touareg, incluant la région algérienne du Hoggar (500 000 km² et une altitude moyenne d'environ un kilomètre, avec son point culminant, le Djebel Tatrât, dépassant les 3000 mètres), forme une part importante d'un vaste domaine géographique. Ce territoire, forgé durant l'orogénèse panafricaine, se situe juste à l'Est du craton Ouest-africain (Liégeois et al., 2005). Il s'étend vers le Sud-ouest jusqu'au Massif des Iforas au Mali et vers l'Est jusqu'au Massif de l'Air au Niger (Fig. II-1).

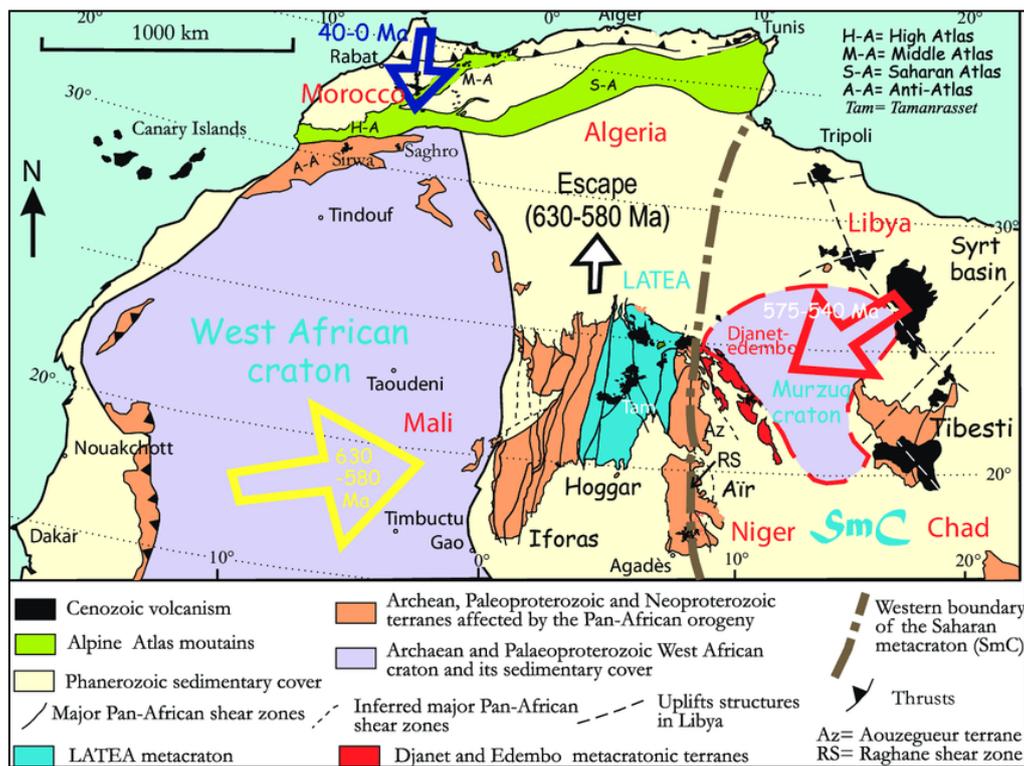


Fig.II-1 : Craton ouest africain, Liégeois et al. (2012).

Le Hoggar présente une grande diversité géologique avec des roches principalement magmatiques et métamorphiques, datant essentiellement du Précambrien. Ces roches comprennent des granitoïdes, des gneiss, des schistes, des micaschistes, des cipolins, des quartzites et des amphibolites. Une couverture discordante de grès ordoviciens, les Tassilis, ne

subsiste qu'au nord et au sud, le reste ayant été érodé à la fin du Jurassique suite à une phase d'extension liée à l'ouverture de l'Atlantique et à un bombement lithosphérique à grand rayon de courbure. Cette période a également été marquée par une importante activité volcanique de type "point chaud" et tholéitique, avec des roches alcalines datant de l'Éocène supérieur au Quaternaire récent.

Historiquement, le Hoggar représente la chaîne précambrienne la plus jeune et la mieux préservée. Sa configuration actuelle est principalement héritée de l'orogénèse panafricaine, avec l'apparition de suites post-orogéniques d'affinité alcaline telles que les granites Taourirt (Boissonnas, 1974 ; Azzouni et al., 2003). Ces granites se sont formés le long de zones de cisaillement en régime de transpression-transension, probablement contemporaines de la pénéplanation et du développement de bassins molassiques intracontinentaux, influencés par des failles structurales.

II-2-Structure d'ensemble

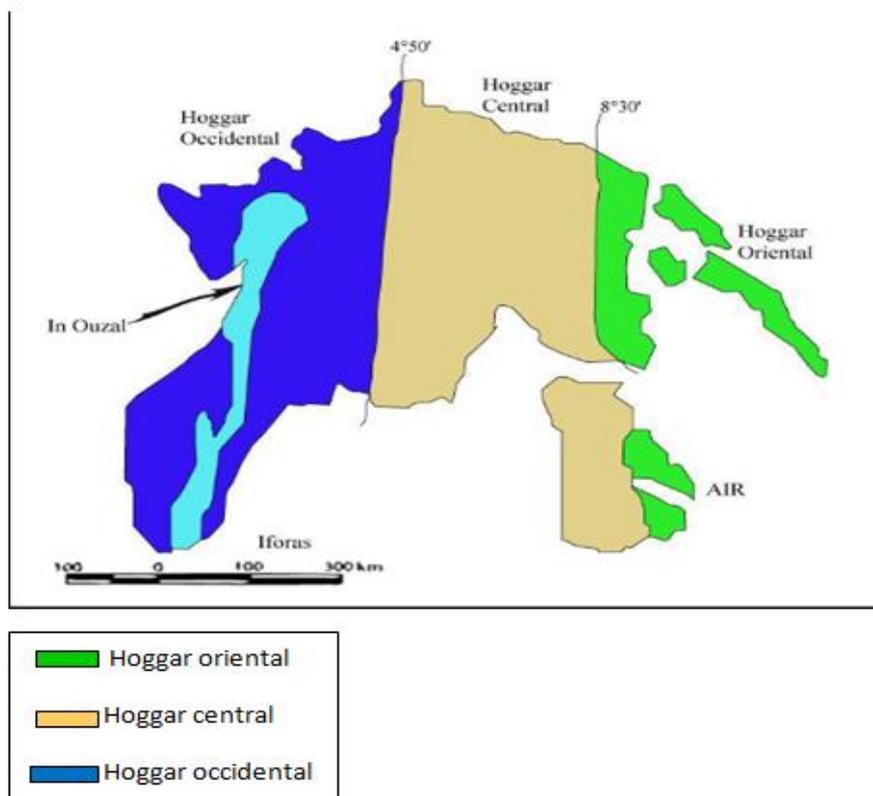
Le Hoggar est traversé par deux importants accidents majeurs orientés nord-sud, appelés l'accident 4°50' et l'accident 8°30', qui ont divisé la région en compartiments longitudinaux juxtaposés. Cette division définit trois grands domaines structuro-formationnels distincts en fonction de leur lithologie et de leur évolution tectono-métamorphique (Lelubre, 1952 ; Bertrand et Caby, 1978) (Fig.II-2) :

- ✓ Le Hoggar occidental ou la chaîne pharusienne qui s'étend de la limite du Craton Ouest Africain (C.O.A) jusqu'au méridien 4°50' avec le mole In Ouzzal,

- ✓ Le Hoggar central polycyclique situé entre les méridiens 4°50' et le 8°30',
- ✓ Le Hoggar oriental également connu sous le nom de Ténéré.

Chacun de ces domaines est interprété comme un amalgame de nombreux segments mobiles, accolés pendant l'orogénèse panafricain (Black et al., 1994).

Par ailleurs, il est possible, aujourd'hui, de considérer le Hoggar comme un type moderne de chaîne et que l'histoire géodynamique de ce dernier est liée à la collision continentale entre le craton ouest africain et la zone mobile orientale. Un cycle de Wilson initié autour de 800 Ma s'est terminé il y a 600 Ma par la formation d'un orogène de collision (Caby et al., 1981 ; Bertrand et al., 1986 ; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987, Liégeois et al., 1987 ; Black & Liégeois, 1993 et Black et al., 1994).



FigII-2 : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978)
modifiée

Des études récentes menées dans la région de l'Adrar des Iforas et de l'Air, au sud du Hoggar (extension de la zone mobile du Hoggar vers le sud), ont permis une réinterprétation complète de la géologie du Hoggar. Cette réinterprétation propose un concept d'assemblage de plusieurs terrains mobiles allochtones appelés "terrane".

Actuellement, il a été possible de définir 23 terranes ou blocs crustaux lithologiquement différents, déplacés le long de grandes zones de cisaillement ou « megashear zones » (Black et al., 1994). De dimension de plusieurs centaines de km de long, ces terranes correspondent à une succession de domaines, les terranes juvéniles panafricains alternant avec des terranes constitués de roches archéennes à paléoprotérozoïques, parfois remobilisés lors de l'orogène panafricain.

II-3- Modèle d'évolution géodynamique du Hoggar

Le bouclier Touareg a pris forme pendant l'orogénèse panafricaine, un concept introduit par Kennedy en 1964. Selon Liégeois et al. (2003, 2019), l'histoire géodynamique du Hoggar peut être résumée par deux principales phases de collision :

➤ **Vers 700 Ma**, une collision précoce qui s'est produite entre le craton Est-Africain et les terranes situés le plus à l'Est du bouclier touareg,

➤ **Vers 630 Ma**, commence une deuxième phase de collision avec le craton Ouest Africain et s'achève vers **525 Ma** suivie d'un magmatisme post-collisionnel type Taourirt (Boissonnas, 1974 ; Azzouni et al., 2003).

Dans les deux cas, la collision correspond au premier impact majeur, marquée par de grands chevauchements, la mise en place de plusieurs batholites calco-alcalins riches en potassium (type HKCA), la remontée de roches métamorphiques de haute pression et de grands cisaillements subméridiens verticaux, d'échelle continentale (Caby, 1968 ; Black et Liégeois, 1993), soulignés par des mylonites. Ces accidents sont interprétés comme des décrochements à rejet horizontal pouvant atteindre 100 km.

Cependant, la période post-collisionnelle correspond à de vastes mouvements horizontaux des terranes le long de grandes zones de cisaillement ou « megashear zones » et s'accompagne de mise en place d'intrusions basiques-ultrabasiques (Cottin et al. 1990 et 1998) et de nombreux granitoïdes (Liégeois et al., 1998). Ceci est l'épisode majeur conduisant à la structuration de l'Afrique et à la formation du super-continent du Gondwana.

II-4-Les terranes du bouclier Touareg

Un nouveau concept a été développé par Black et al. (1994), et Liégeois et al., 2012 : 2019) pour expliquer la structuration du Hoggar, basé sur l'idée des terrains mobiles allochtones, appelés terranes, qui se sont assemblés pendant l'orogénèse panafricaine. Selon cette théorie, le bouclier Touareg est divisé en vingt-trois terranes distincts sur le plan lithologique, magmatique, métamorphique et structural, déplacés le long de grandes zones de cisaillement (Fig. II-3). Ces terranes ont une taille moyenne de plusieurs centaines de kilomètres de long et comprennent des terranes archéens et paléoprotérozoïques bien préservés, tels que le terrane d'In Ouzzal (Ouzegane et al., 2003), ainsi que des terranes juvéniles néoprotérozoïques.

Ces terranes se sont assemblés lors de l'orogénèse panafricaine, qui s'est déroulée entre 750 et 525 millions d'années, au cours de deux phases de collision majeures (black et al., 1994) :

✓ Une première phase de collision intense, entre 750 et 660 millions d'années, impliquant les terrains de l'est du Hoggar et de l'Air avec le Craton Est-Saharien. Cette phase a été marquée par l'accrétion des arcs insulaires, notamment dans la région de l'Air, où des leucogranites potassiques ont été formés suite à la fusion partielle de la croûte inférieure

(Bertrand et al., 1986 ; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987 ; Black et Liégeois.,1993 ; Liégeois et al., 1994 ; Cottin et al., 1998, Acef et al., 2003).

✓ Une phase tardive de collision oblique, entre 630 et 525 millions d'années, avec le craton ouest-africain. Cette phase s'est caractérisée par des coulissements tardifs le long des accidents décrochant et des épisodes de distension, accompagnés de l'installation d'un magmatisme calco-alcalin fortement potassique, et localement par un magmatisme alcalin à peralcaline ainsi que des faciès métamorphiques de haute température (Boissonnas, 1974, Black et al., 1994, Azzouni et al., 2003).

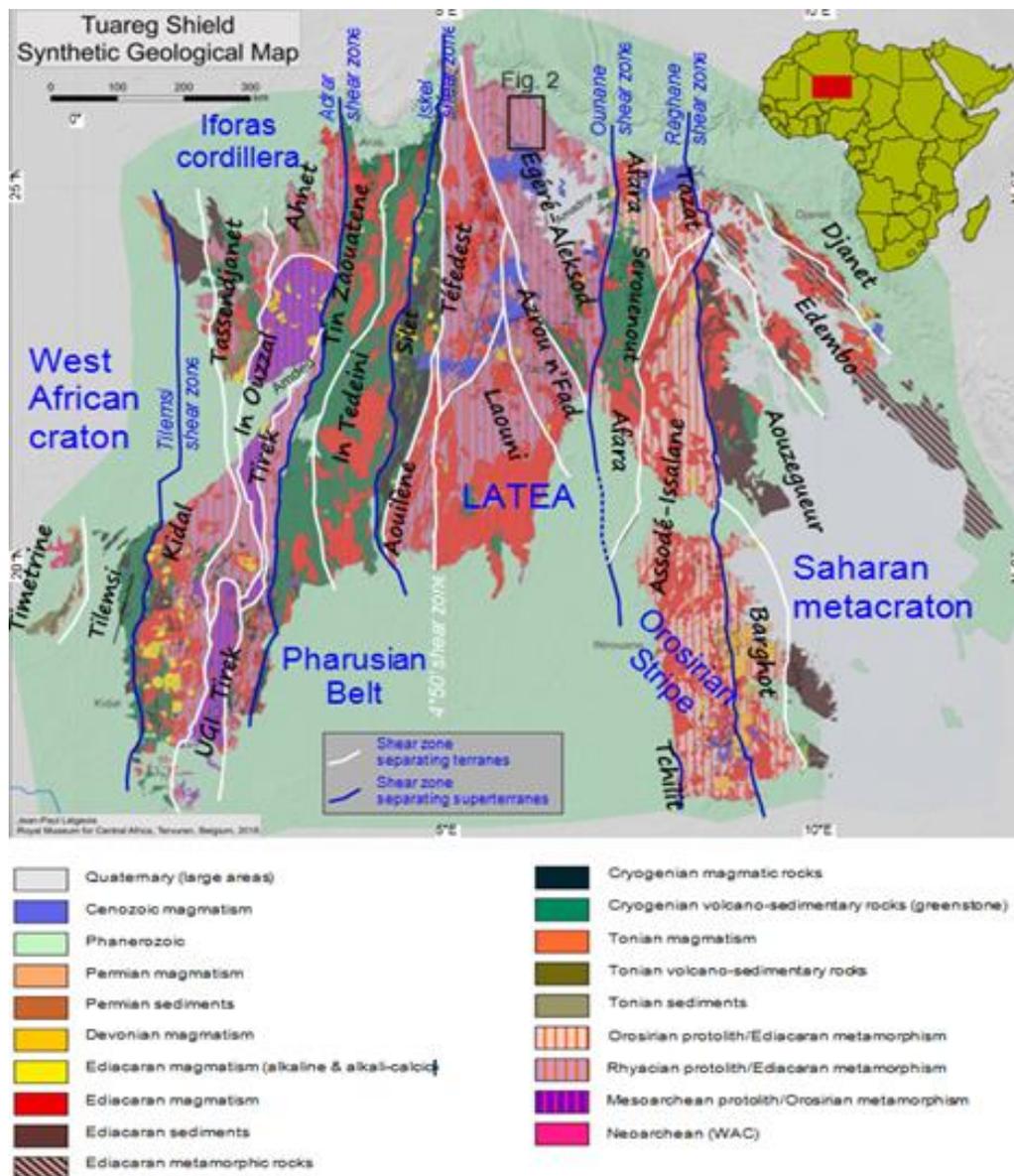


Fig. II-3 : Carte géologique synthétique du bouclier touareg montrant les relations des différents terranes et des principales zones de cisaillement panafricaines (Liégeois, 2019 in Ouzegane, 2023).

Le Hoggar central a donc joué le rôle d'un craton durant la première partie de l'orogénèse panafricaine, mais a été partiellement déstabilisé et disséqué au cours de la seconde partie. Ce processus de métacratonisation s'est principalement déroulé entre 620 et 580 millions d'années, mais a perduré jusqu'à environ 520 millions d'années.

II-5-Les terranes du Hoggar central

Le Hoggar central représente une vaste région de croûte continentale ancienne, épaissie et partiellement réactivée lors de l'orogénèse panafricaine. Sa configuration actuelle est le résultat de l'assemblage de quatre terranes partageant des caractéristiques géologiques similaires : Laouni, Azrou-n-Fad, Téfédést et Egéré-Aleksod. Ces terranes sont bordés au sud par le principal terrain juvénile de Serouenat et à l'ouest par les terrains Iskel. Ils se composent d'un socle paléoprotérozoïque, comprenant des lithologies archéennes bien préservées (Latouche et Vidal, 1974 ; Peucat et al 2003), ainsi que des terrains néoprotérozoïques en proportion limitée, bordés par des contacts tectoniques (Bertrand et Caby, 1978).

Les ressemblances entre les différents terranes, à savoir la paragenèse primaire, la composition, les reliques de métamorphisme panafricain de type HP-HT et les critères de sens de cisaillement qui indiquent un sens de mouvement général vers le Nord-Nord-Est, ont conduit Liégeois et al. (2003) à les interpréter comme un vieux microcontinent appelé LATEA. Ce dernier terme a été choisi, à partir des initiales des terranes qui le composent (Laouni, Azrou n'fad, Tefedest, Egeré-Aleksod) (Fig. II-4).

L'histoire de l'ensemble de LATEA selon Maxon et Tinkoff (1996) correspond à une orogénèse de type « hit and run » : « hit » correspond à la collision précoce marqué par de grands chevauchements et par un soulèvement des roches métamorphiques de haute pression et « run » correspond aux grands mouvements horizontaux des terrains le long des méga zones de cisaillement subvertical accompagné par la mise en place de nombreux batholites. Ceci est conforme à la période collisionnelle et post-collisionnelle comme elle a été décrite par Liégeois et al (1998).

Cependant dans le cas de LATEA, la collision n'est pas accompagnée par un épaississement crustal important et le métamorphisme de haut grade reste très limité. Le socle archéen et paléoprotérozoïque est assez bien préservé. Le manteau lithosphérique épais est également préservé, mais il a subi d'importantes délaminations linéaires le long des mégashear zones, permettant l'intrusion de batholites et de plutons principalement granitiques (Liégeois et al., 2003).

Au cours de la réactivation de ces structures entre 539 et 523 millions d'années, lors d'un mouvement en transtension dextre, les granites de Taourirt ont été intrudés (Boissonnas, 1974 ; Azzouni et al., 2003). Malgré son comportement de craton durant la partie précoce de l'orogénèse panafricaine, le Hoggar central a été partiellement déstabilisé et disséqué par la suite, un processus de métacratonisation qui s'est principalement déroulé entre 620 et 580 millions d'années, mais qui a perduré jusqu'à environ 520 millions d'années. Cette caractéristique intermédiaire entre un craton rigide non affecté et une chaîne mobile fortement impactée par l'orogénèse correspond à la notion récemment proposée de "métacraton".

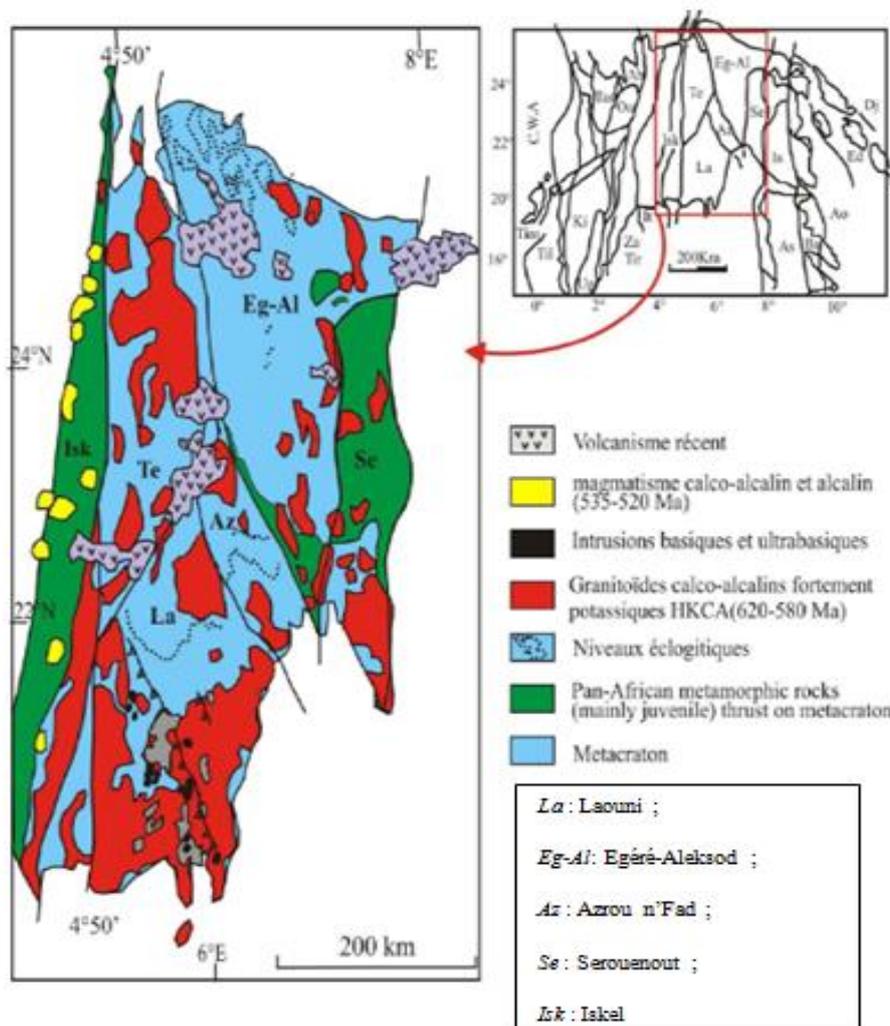


Fig. II-4 : Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).

II-6-Le magmatisme du Hoggar Central

Au Hoggar Central, l'activité magmatique est dominée par un plutonisme, essentiellement granitique, très abondant d'âge éburnéen et panafricain, par un volcanisme beaucoup plus récent, d'âge éocène supérieur à quaternaire :

-Un magmatisme ancien dont les datations récentes ont donné un âge éburnéen de 2087 Ga (Remaci-Bénaouda et al., 2015, Bouziani, 2015) de faible quantité, le plus souvent associé aux gneiss du socle, très affecté par les événements tectono-métamorphiques ;

-Un magmatisme syn-tectonique, qui est nettement prédominant. Il comprend aux granitoïdes panafricains d'affinité calco-alkaline datés édiacariens entre 630 et 600 Ma (Bertrand et al., 1986 ; Bowden et al., 2014 ; Cissé et Dioubaté, 2022

- Un magmatisme correspondant à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma) représenté par des massifs lenticulaires basiques à ultrabasiques associés aux différents ensembles gneissiques et métasédimentaires. Ils se sont mis en place après la période de collision (Cottin et al., 1998 ; Rahmani, 2018 ; Alouache et al. 2022).

- Un magmatisme tardif à post-tectonique, caractérisé par la mise en place des granitoïdes panafricains tardif à post-orogéniques, dénommé localement les granites Taourirts (Boissonnas, 1974 ; Cheilletz et al., 1992 ; Azzouni et al., 2003 ; Liégeois et al., 2003).

- Un magmatisme récent effusif, d'âge éocène supérieur à quaternaire, affleurant en plusieurs plateaux dont les principaux sont Tahalgha (1800 Km²), Atakor (2150 Km²), Manzaz (1500 Km²) et l'Egeré (2800 Km²). Il correspond à une grande activité volcanique dont les produits émis sont variés et vont des basaltes aux rhyolites ou aux phonolites. De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer la réactivation du Hoggar qui a resté stable durant 500Ma. La dernière hypothèse accorde le volcanisme du Hoggar aux événements tectoniques produits à l'échelle des plaques (la convergence Afrique-Eurasie en Méditerranée occidentale), le ralentissement brutal des mouvements de la plaque africaine provoque la réactivation des failles précambriennes (Liégeois et al., 2005, 2013).

II-7-Le terrane de Laouni

Le terrane de Laouni, qui s'étend principalement sur quatre coupures cartographiques à l'échelle de 1/200 000 (Tamanrasset, In Atei, Laouni et Tin Begane), est situé au sud de la ville de Tamanrasset. Il se divise en quatre domaines distincts, comme a été décrit par Lattouche et al. (2000) :

✓ Domaine 1 : localisé au nord de la ville de Tin Bégane, cette zone est caractérisée par la présence de serpentinites, de roches ultramafiques et mafiques, ainsi que des schistes noirs, des micaschistes à grenat et des nodules de manganèse, interprétés comme des indices d'ophiolites.

✓ Domaine 2 : Situé au sud du terrane, dans la région de Laouni, ce domaine est essentiellement granitisé, avec l'apparition de roches métamorphiques au sein de cette masse granitique.

✓ Domaine 3 : Correspondant aux bassins juvéniles panafricains de Laouni, ce domaine se distingue par la présence de matériaux paradérivés très différents de ceux des domaines voisins. On y trouve une association constante de schistes noirs graphiteux, d'anciens tufs basiques ou andésitiques, ainsi que des niveaux lenticulaires de dunités plus ou moins serpentinisées.

✓ Domaine 4 : La zone d'In Ebbegui-In Atai est caractérisée par un groupe de trois synformes alignées le long de la limite Est du terrane de Laouni. On y observe des roches acides à grains fins, des gneiss mylonitiques à amphibolites et des minces niveaux de quartzites dont l'origine reste encore indéterminée.

II-8- La région de Laouni

La région de Laouni, située dans le Sud-Ouest du Hoggar central, est caractérisée par des formations gréseuses tassiliennes dans ses secteurs Sud et Est. Cette zone se distingue particulièrement par la prédominance des granitoïdes, qui représentent plus de 70% de sa superficie totale (Cottin et al., 1990). Ces granites sont largement attribués au magmatisme syn-tectonique panafricain, ayant conduit à la formation de vastes batholites granitiques calco-alcalins hautement potassiques datés entre 630 et 600 Ma (Bertrand et al., 1986 ; Liégeois et al., 2012 ; Cissé et Dioubaté, 2022).

Dans cette région, on observe également des affleurements à des panneaux reliques de roches métamorphiques, de dimensions pluri-kilométriques à métriques, au sein des masses granitiques. Ces roches métamorphiques, datées du Protérozoïque, comprennent des granulites à grenat et cordiérite, des métagraywackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres, témoignant d'un métamorphisme de haut degré (Cottin et al., 1998). Associés à ces roches métamorphiques, des granites migmatitiques paléoprotérozoïques éburnéens y sont localisés (Remaci-Bénaouda et al ; 2015 ; Bouziani, 2015) (Fig.II-5).

Par ailleurs, les gabbros à olivine étudiés font partie du complexe mafique de Laouni Est (ou Oued Zazir) qui est intrusif dans les granites éburnéens et néoprotérozoïques (Fig.II-5).

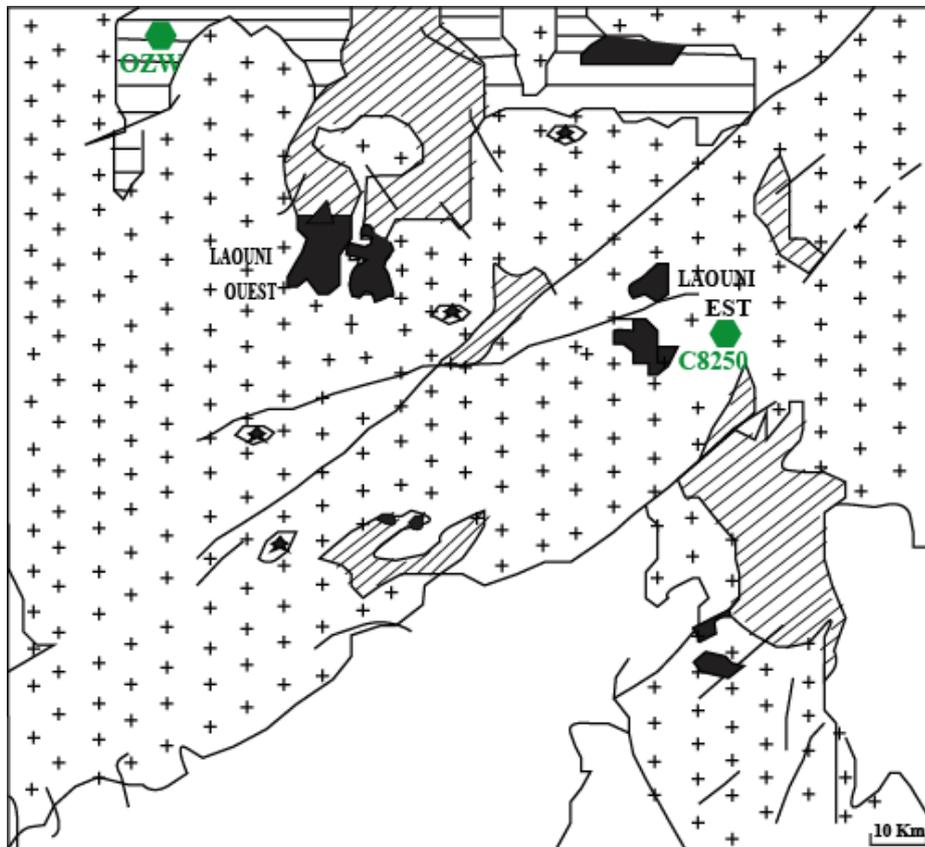
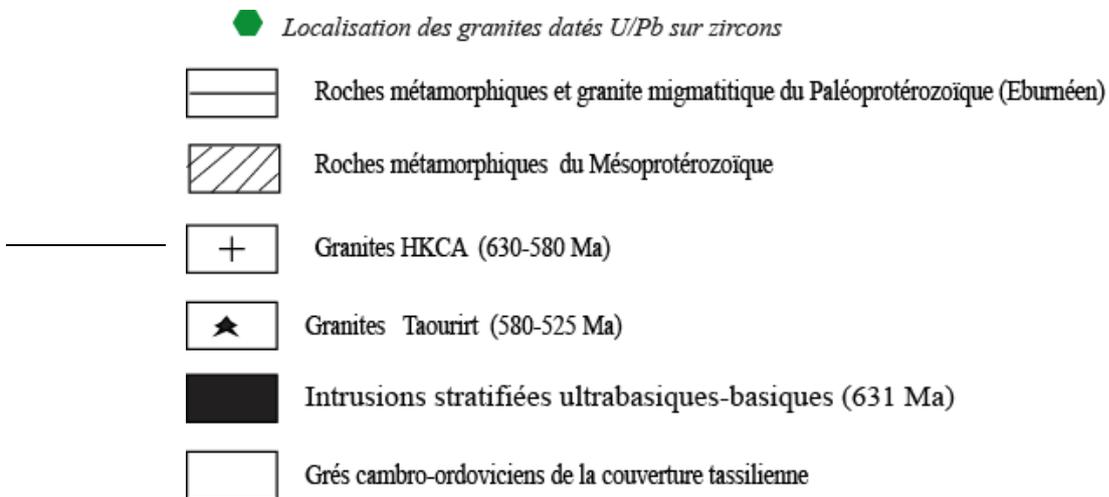


Fig.II-5 : Carte schématique de la région de Laouni (Hoggar central), avec la position des granites éburnéens (OZW) et des gabbros à olivine (C8250) (Cottin et al., 1998 ; modifiée par ce travail).



CHAPITRE III
CARACTERISTIQUES PETROLOGIQUES ET
GEOCHIMIQUES

III-1- Introduction

Dans ce travail mené dans la région du Hoggar central, plus précisément dans le terrane de Laouni, il est nécessaire de rappeler et compléter la pétrologie et la géochimie des deux types de plutonites étudiés auparavant par Cottin et al., 1990,1998 ; Alouache, 2015 ;2022, Bouziani,2015 ; Remaci-Bénaouda et al., 2015 ; Rahmani, 2018, afin de contribuer plus en détails à la connaissance de ces massifs.

III-1-1- Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des granites éburnéens

Dans Laouni Est, l'échantillonnage a porté sur des affleurements de ces granites paléoprotérozoïques. A aspect déformé et migmatitique, ils affleurent en collines et en grandes dalles, Ils montrent des lambeaux de roche souvent ensablés qui peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. Il s'agit d'une roche massive de couleur grisâtre à structure grenue porphyroïde, formée par des cristaux de feldspath potassique et de plagioclase centimétriques à pluricentimétriques, de quartz à aspect vitreux et des paillettes de micas noirs. Le caractère migmatique du granite se traduit par une alternance des lits clairs quartzo-feldspathiques hétérogranulaires et des lits sombres riches en micas (Bouziani, 2015 et Remaci-Bénaouda et al., 2015).

Les lames minces, mises à notre disposition, nous ont permis donc de reprendre l'étude microscopique qui a confirmé une texture grenue porphyroïde avec une paragenèse minérale constituée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite et de muscovite (Photos III- 1 et 2). Les minéraux accessoires occupent un volume important et se traduisent par de gros cristaux de zircon, d'apatite, de monazite et d'ilménite (Photos III- 3 et 4).

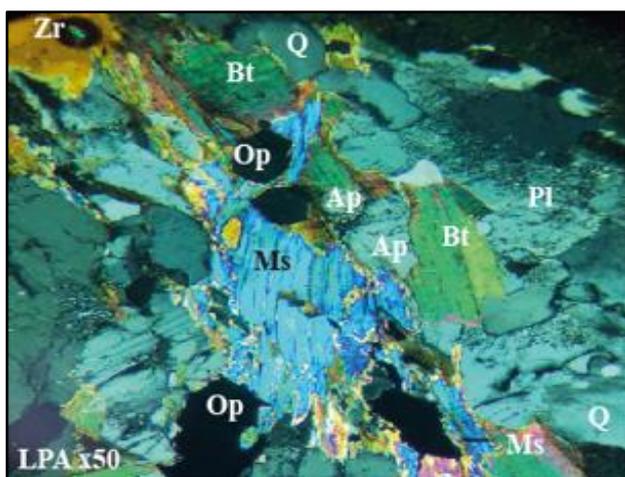


Photo III-1 : Latte de muscovite à bordure déchiquetée et d'origine primaire

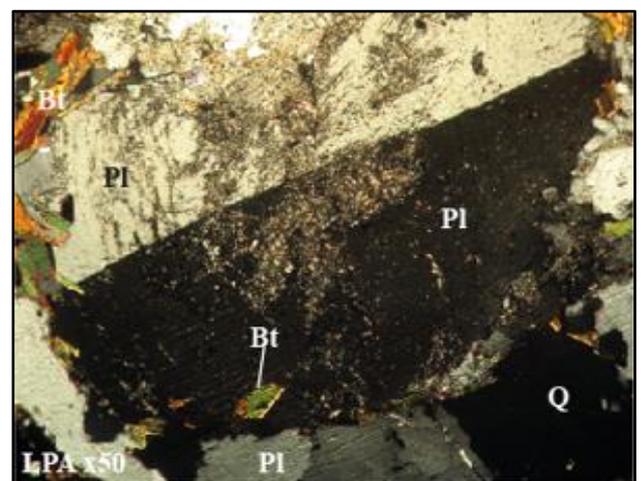


Photo III-2 : Grande section de plagioclase maclé Carlsbad avec un cœur séricitisé.

Abréviations : Q = Quartz ; Pl = Plagioclase ; FK = Feldspath potassique ; Bt =Biotite ; Ms = Muscovite ; Op = Opaques ; Ap = Apatite, Zr = Zircon ; Mo= monazite.

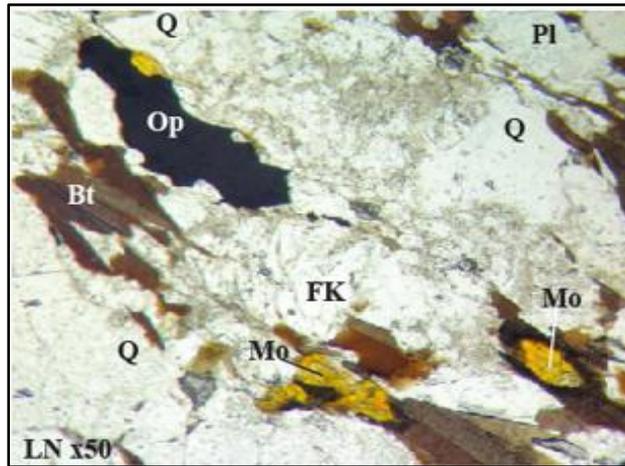


Photo III-3 : Granite à niveaux clairs et niveaux sombres riche en monazite et ilménite

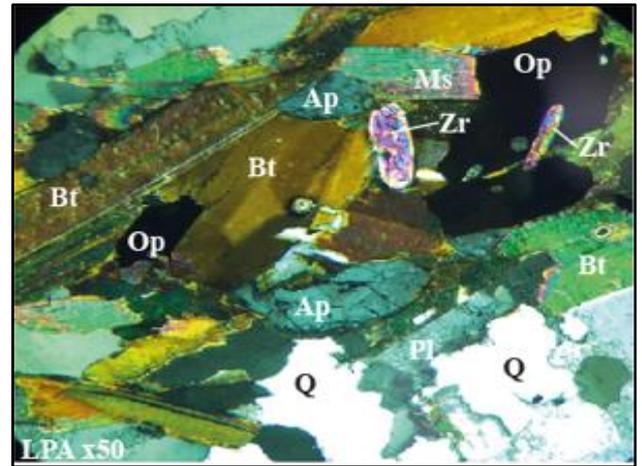


Photo III-4 : Lamelles de biotite et muscovite et cristaux de zircon, d'apatite et d'ilménite

Nous avons repris les analyses des phases minérales les plus représentatives de ces granites, réalisées par Mme N. Remaci à la microsonde électronique CAMECA SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand. Les formules structurales ont été effectuées par nous-mêmes.

Tous les tableaux d'analyses chimiques et formules structurales sont consignés en annexes. Quelques diagrammes minéralogiques ont également été réalisés.

L'étude chimique de la paragenèse minérale principale montre :

- ✓ Un plagioclase de type andésine à oligoclase (Fig.III-1), le composant orthose est modéré, ne dépassant pas les 2.5% Or.
- ✓ Une biotite, assez abondante, riche en alumine ($15.31 < Al_2O_3\% < 18,10$) et en fer ($FeO = 22\%-25.40\%$), se positionnant dans le domaine des biotites vraies avec un caractère ferrifère confirmé (Fig. III-2). Dans les diagrammes de Nachit et al. (1985) et d'Abdel Rahman (1994), cette phase minérale se situe dans les domaines calco-alcalins à alumino-potassiques et peralumineux respectivement (Fig.III-3 A et B).
- ✓ Une muscovite, peu abondante, avec un habitus de minéral primaire et à contours déchiquetés (Photo III-1), montre un enrichissement en TiO_2 et un appauvrissement en MgO par rapport aux muscovites secondaires, comme le souligne le diagramme Mg-Ti-Na de Miller et al., 1981 (Fig.III-4).
- ✓ Des oxydes ferro-titanés sont en grandes sections éparses dans la lame ou en inclusions dans d'autres minéraux tels que la biotite (Photo III-3 et 4). Les analyses

traduisent des compositions d'ilménite avec une moyenne de à 53 % de TiO_2 et 44% en FeO (Fig.III-5).

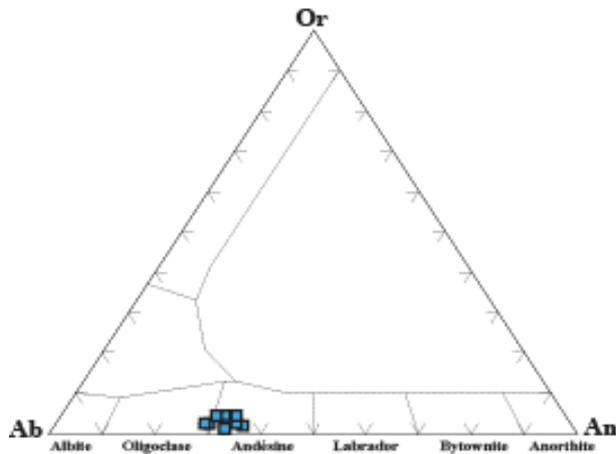


Fig.III-1 : Position des plagioclases dans le diagramme An-Or-Ab.

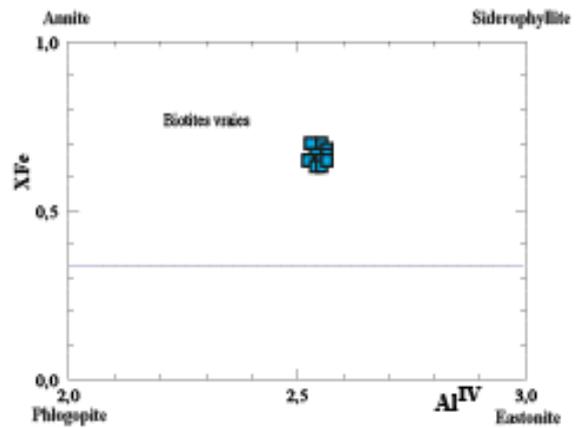


Fig.III-2 : Position des biotites dans le diagramme XFe vs Al^{IV}

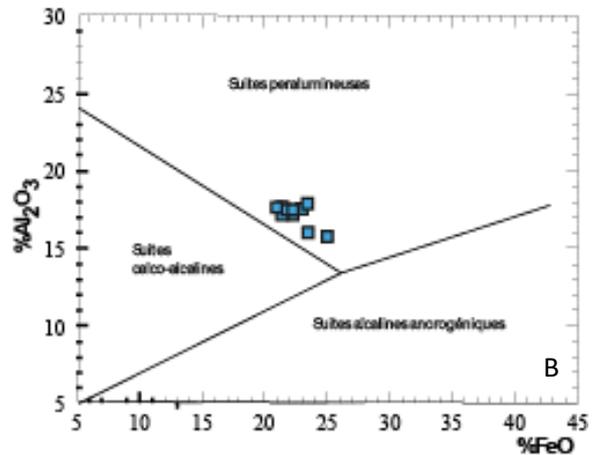
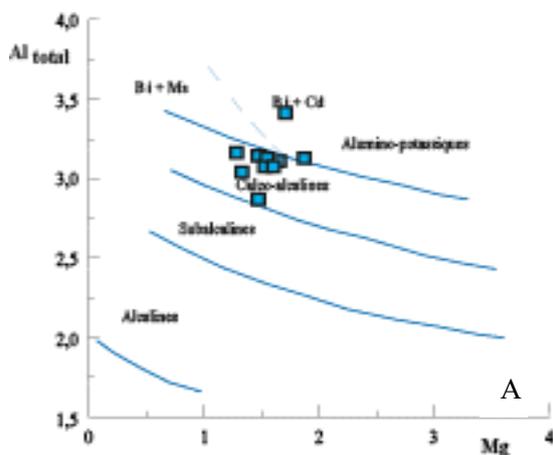


Fig.III-3 : Distribution des biotites dans les diagrammes (A) Mg-Al total (Nachit et al., 1985) et (B) Abdel-Rahman (1994)

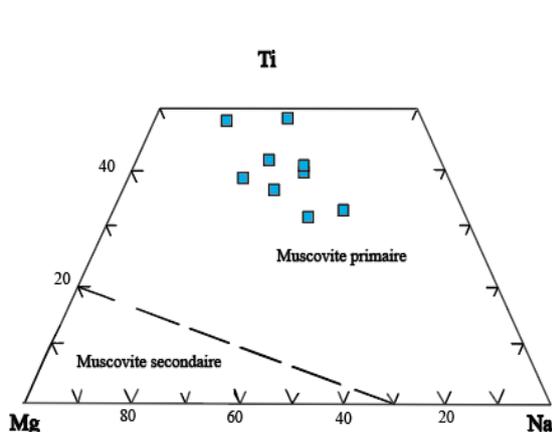


Fig.III-4 : Position des muscovites dans le diagramme triangulaire Ti-Mg-Na de Miller et al. 1981

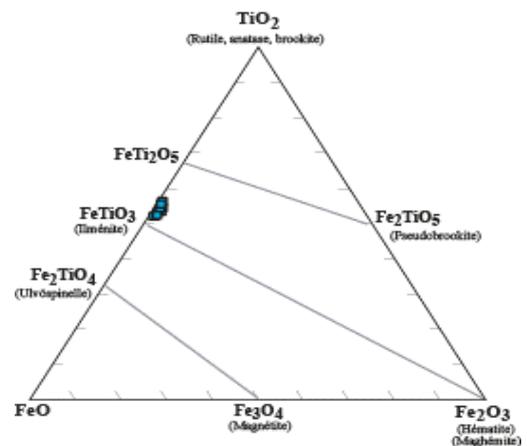


Fig.III-5 : Position des oxydes ferro-titanes dans le diagramme $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$

En ce qui concerne la géochimie de ces granites éburnéens, elle révèle les caractères suivants :

✓ Une composition majoritairement acide, avec des teneurs en SiO_2 variant entre 63,75 et 70,17%. Ils sont riches en K_2O (jusqu'à 5,76 %), ce qui traduit l'abondance du feldspath potassique par rapport au plagioclase ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ supérieur à 1) et la présence non négligeable de la biotite et subsidiairement de la muscovite. Ce caractère potassique est confirmé par le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) où les analyses se positionnent dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins hautement potassiques (High k) et shoshonitiques (Fig. III-6).

✓ La projection des analyses normatives dans le diagramme Q-Or-Ab+An de Streckeisen (1976) les place dans le champ des monzogranites (Fig.III-7).

✓ La norme CIPW (tableau en annexe) confirme le caractère sursaturée de ces plutonites avec des pourcentages élevés en quartz (23,42 à 30,25%). De plus, les teneurs en corindon normatif majoritairement supérieures à l'unité (0,96 et 2,80%) ainsi que le rapport A/CNK variant entre 1,07 et 1,27 (Fig.III-8) traduisent un caractère bien alumineux de ces granites se concrétisant par l'abondance des micas.

✓ Ils présentent des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse éburnéenne. Le diagramme géotectonique de Pearce et al. (1996) les situe à cheval sur les domaines VAG et Syn-COLG (Fig.III-9), nous opterons pour le contexte orogénique syn-collisionnel.

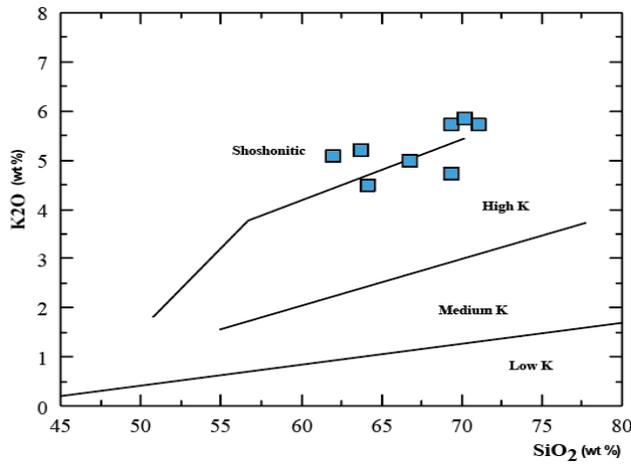


Fig. III-6 : Position du granite dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976)

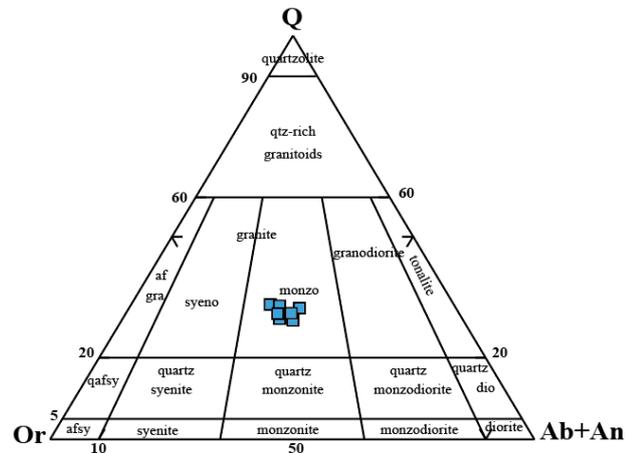


Fig. III-7 : Diagramme de classification normative Q-Or-Ab+An de (Streckeisen, 01976)

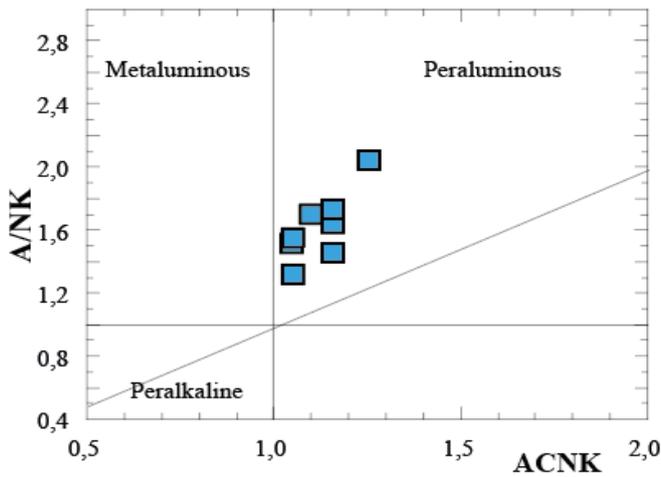


Fig.III-8 : Diagramme A/CNK vs A/NK de Shand (1943) et Maniar & Piccoli (1989)

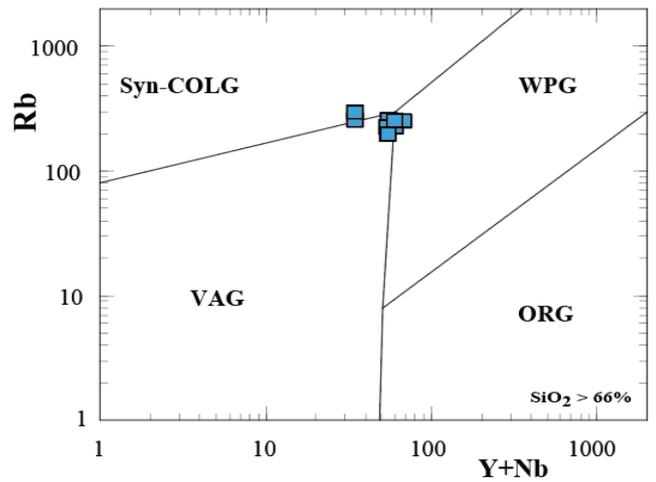


Fig. III-9 : Position du granite dans le diagramme géotectonique Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1996)

III-1-2- Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des gabbros de Laouni Est

Les gabbros présentés dans ce travail font partie d'un complexe mafique intrusif dans les granites éburnéens et néoprotérozoïques. Nous rappelons brièvement les travaux pétrologiques et géochimiques réalisés par les auteurs suivants tels que Cottin et al., 1998 ; Bensaad et Bensehila, 2014 ; Rahmani, 2017, Alouache et al., 2022) en y rajoutant nos propres descriptions pétrologiques et géochimiques des gabbros à olivine afin de pouvoir aisément compléter par l'étude isotopique Lu/Hf et Sm/Nd inédite.

Ces plutonites basiques ont un aspect massif, de couleur sombre et à texture grenue parfois cumulative dans lesquels le plagioclase est la phase dominante. Nous y voyons une phase cumulus représentée par l'olivine et le plagioclase, puis une phase intercumulus constituée par le Cpx, l'Opx, l'amphibole, ainsi que certains oxydes ferro-titanés (Photos III-5 et 6).

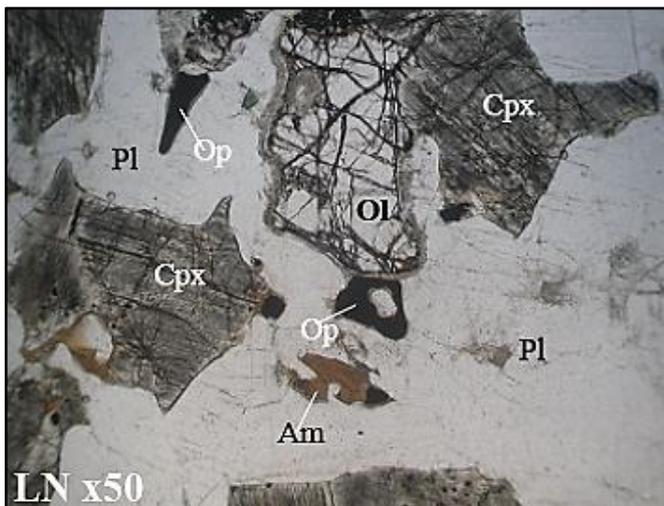


Photo III-5 : Sections de hornblende brune (Am) dans la phase tardive intercumulus.

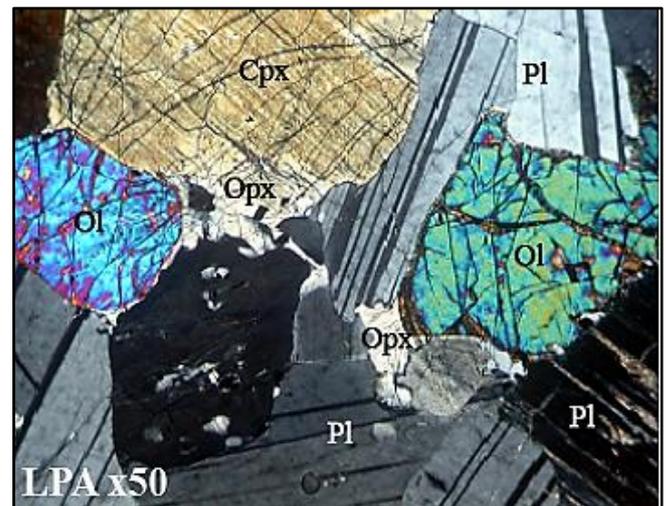


Photo III-6 : Phase cumulus représentée par l'olivine et le plagioclase suivie par le Cpx et l'Opx en phase intercumulus.

Abréviations : **Ol** = Olivine ; **Pl** = Plagioclase ; **Cpx** = Clinopyroxène ; **Opx** = Orthopyroxène ; **Am** = Amphibole ; **Bi** = Biotite ; **Op** = Opaque.

La composition chimique des phases minérales de ces gabbros à olivine (cf. analyses et formules structurales en annexes) montre :

✓ Un plagioclase de type labrador essentiellement (An_{57} à An_{65}), avec deux analyses bytownite (An_{70-72}) (Fig.III-10).

✓ L'olivine, en cristaux globuleux et précoces, montre des compositions magnésiennes avec un composant forstérite de Fo_{73-71}

✓ Deux types de pyroxènes coexistent dans ces gabbros à olivine :

-Un Cpx de composition très calcique représenté par le diopside (Wo_{45-46} En_{43-42} Fs_{12}) et d'une augite, plus importante (Wo_{39-43} En_{45-44} Fs_{15-13}) (Fig. III-11). Leurs rapports XMg sont compris entre 0.75 et 0.79.

-Un Opx, en phase interstitielle (Photo III-6) et suffisamment magnésien (représenté par l'enstatite avec une En_{72-74} et une Wo ne dépassant pas 2.5% (Fig.III-11).

✓ Une amphibole type hornblende brune riche alumine (jusqu'à 13%). Placée dans le diagramme de nomenclature de Leake et al. (1997), les analyses se situent dans les domaines tschermakite et pargasite.

✓ Enfin, les deux types d'oxyde ferro-titané (ilménite et magnétite) se retrouvent dans les gabbros à olivine (Fig.III-12).

Par ailleurs, l'étude chimique du Cpx peut préserver la signature géochimique du magma originel. L'ensemble des analyses se situe majoritairement dans le domaine des Cpx des basaltes tholéiitiques et calco-alcalins dans le diagramme de Leterrier et al., 1982 (Fig.III-13).

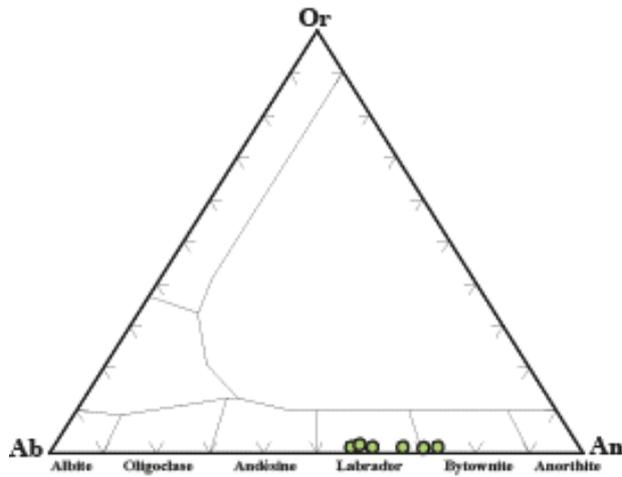


Fig.III-10 : Position des plagioclases dans le diagramme An-Or-Ab.

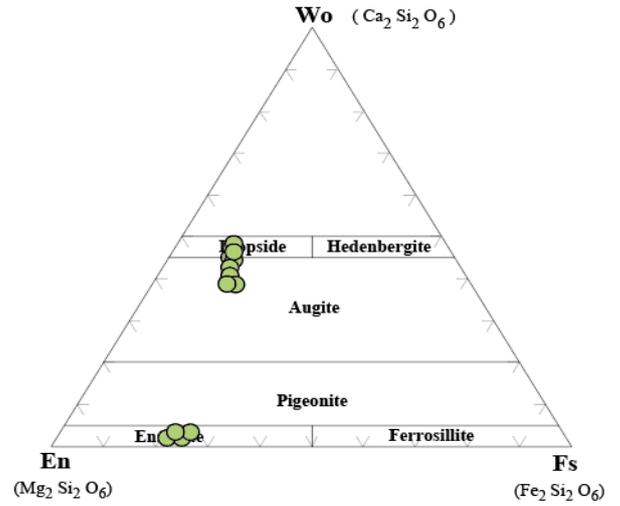


Fig. III-11 : Position des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto (1988).

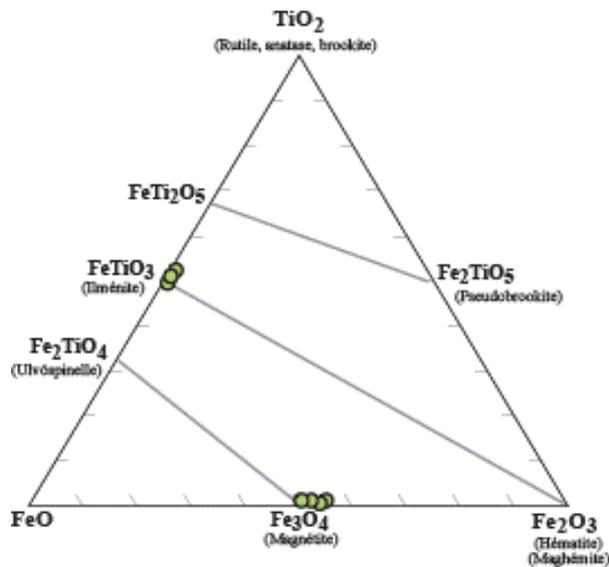


Fig.III-12 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO₂-Fe₂O₃

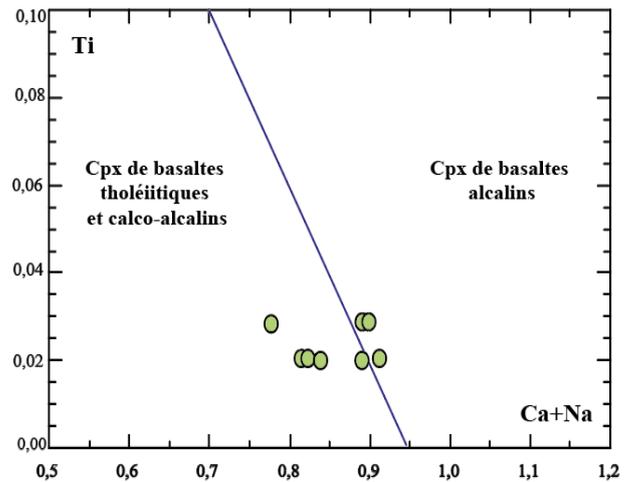


Fig.III-13 : Position des Cpx dans le diagramme de Leterrier et al. (1982)

En ce qui concerne la géochimie de ces plutonites basiques (les éléments majeurs et compositions normatives sont consignés dans un tableau en annexe), elle révèle les caractères suivants :

✓ Des compositions de roches gabbroïques avec des teneurs en SiO₂ comprises entre 47.45 et 51.85%, MgO entre 9 et 13.11% (cf. tableau en annexe). Les rapports Mg# allant de 72 à 81 révélant des caractères de magmas primitifs.

✓ Des compositions de tholéiites à olivine traduisant des « magmas saturés en silice (Fig. III-14).

✓ Une affinité calco-alcaline démontré dans le diagramme de Miyashiro (1974) (Fig. III- 15) et appuyé par les teneurs en alumine parfois élevées (atteignant jusqu'à 21%) de la majorité des échantillons étudiés (cf. tableau en annexe).

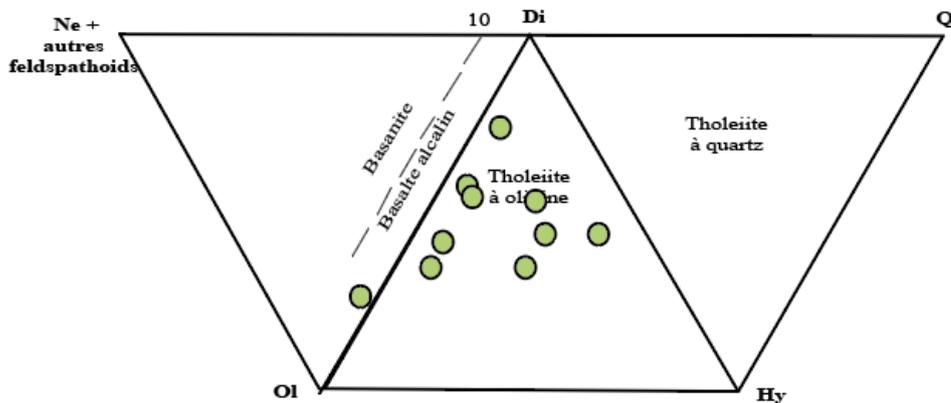


Fig.III-14 : Classification des gabbros à olivine à partir de leurs compositions normatives, dans le diagramme de Thompson (1984).
Di : diopside ; *Hy* : hypersthène ; *Ne* : néphéline ; *Ol* : olivine ; *Qz* : quartz.

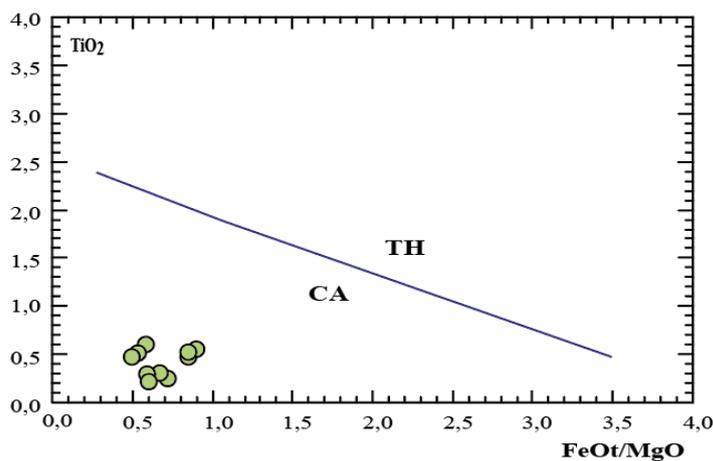


Fig.III-15 : Les gabbros à olivine dans le diagramme FeO/MgO en fonction de TiO₂ de Miyashiro (1974)

CHAPITRE IV
GEOCHRONOLOGIE U/Pb ET GEOCHIMIE
ISOTOPIQUE Lu/Hf

IV-1 Introduction

En 2009, Au cours d'une mission de terrain sur le terrane de Laouni, Mme N. REMACI et ses étudiants ont soulevé la question de l'âge de mise en place des granites et des complexes UB-B (Bertrand et al., 1986 ; Cottin et al., 1998 ; Liégeois et al., 2003 ; Bouziani, 2015 ; Alouache, 2015 ; Remaci-Bénaouda et al., 2015 ; Rahmani, 2018 ; Alouache et al., 2022).

Dans ce présent travail, nous compléterons par les datations U/Pb sur zircons certaines plutonites de cette région et appréhenderons les sources des magmas à l'origine de ces mêmes roches (par le système isotopique Lu/Hf).

Il est judicieux de rappeler quelques techniques analytiques, notamment en ce qui concerne les récents développements dans la spectrométrie de masse.

Pour sa grande précision, le système U-Pb est utilisé pour dater des minéraux tels que le zircon, la monazite, la titanite et bien d'autres. Le zircon est le plus utilisé, sa caractéristique est son ubiquité dans de nombreuses lithologies (roches sédimentaires, magmatiques ou métamorphiques) et la robustesse du système U-Pb dans ce minéral qui lui permet de conserver des informations géochronologiques dans des conditions extrêmes, même lorsque la roche qui le contient a subi un événement métamorphique de haut grade ou un épisode de fusion partielle.

Afin de déterminer des âges précis dans une large gamme d'échelles de temps géologiques, rappelons les deux types de méthode de géochronologie U/Pb sur zircons établis par Bruguier (2009) et repris par Cissé et Dioubaté (2022).

➤ La méthode de datation U-Pb sur zircon appelée SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe), utilisant une sonde ionique. La procédure de préparation d'échantillons pour l'analyse est la séparation des zircons dans les échantillons étudiés efficacement à l'aide de SHLFRAG Lab (fragmentation de puissance d'impulsion à haute tension), de liquide lourd, etc. Les zircons séparés ont été montés sur de la résine, suivis d'un polissage, d'un revêtement Au et d'une observation de cathodoluminescence.

➤ La technique d'ablation laser par ICP-MS (LA-ICP-MS), qui présente la technique d'analyse de composition chimique la plus récemment développée. Elle a bénéficié d'avancées technologiques importantes dans les deux domaines qui constituent les parties essentielles de ce type d'appareil: la source laser (LA- Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) et la spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS : Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry).

Dans le cadre d'un programme de recherche de l'Université d'Oran 2 (N. Remaci-Bénaouda), de l'Université Jean Monnet, Saint-Etienne (J.Y Cottin et P. Bowden) et du GEMOC de l'Université de Macquarie, Sydney (H. Belousova, Y. Gréau et W L. Griffin).

Lors de sa mission dans le Hoggar central, N. Remaci a pu échantillonner dans les granites et gabbros et choisir les roches plus représentatives pour la séparation des zircons afin de réaliser des datations U-Pb et étudier le système isotopique Lu /Hf.

IV-2-Géochronologie : datation U-Pb in situ sur zircons

IV-2-1-Description et préparation des échantillons par la méthode de datation LAM-ICPMS

La détermination de l'âge U-Pb in situ sur zircons dans les granites et gabbros de la région de Laouni a été réalisée au Geochemical Analysis Unit (GAU) du GEMOC Key Center (Université Macquarie). Les méthodes analytiques sont décrites par Belousova et al. (2006).

Les zircons étudiés sont échantillonnés à l'aide d'un laser UV focalisé avec le matériau microparticulaire ablaté transféré dans un flux continu d'hélium vers un ICP-MS pour la quantification isotopique. Un étalon de zircon concordant prélevé est utilisé pour calibrer les analyses. Cela corrige les effets de l'échantillonnage laser/fractionnement lié au transport de Pb et U, qui dépend quelque peu de la matrice, et le biais de masse de l'ICP-MS (Jackson et al., 1996, 1997).

IV-2-2-Résultats analytiques

Plusieurs échantillons de granite OZW et de gabbros C8250 de Laouni (cf. carte Fig. II-5) ont été choisis pour ces datations.

Dans les travaux de Williams & Claesson, 1987, le rapport Th/U des cristaux de zircon est une particularité employée pour différencier les zircons d'origine métamorphique de ceux d'origine magmatique. Le rapport Th/U des zircons métamorphiques ou des surcroissances métamorphiques est fréquemment faible ($Th/U < 0.1$) alors que les zircons d'origine magmatique présentent des rapports Th/U en moyenne plus importants (> 0.2).

- Le granite migmatitique OZW :

Comme nous l'avons décrit au chapitre III, ce granite est très riche en minéraux accessoires, en particulier en zircon. Un grand nombre de ce minéral a été analysé et a montré leur radioactivité. Le tableau IV-1 montre des cristaux de zircon avec des teneurs en U comprises entre 36 et 1327 (moyenne de 335.8), de Th comprises entre 53 et 621 (moyenne de 213.4) et des rapports Th/U variant entre 0.21 et 2.24. Ces rapports, plus élevés que 0.20 traduiraient une origine magmatique pour ces zircons.

N° analyse Granites	Th	U	Th/U	N° analyse Gabbros	Th	U	Th/U
OZW-01	172	86	1,99	C8250-01	231	86	2,67
OZW-02	210	132	1,59	C8250-03	221	235	0,94
OZW-03	593	1264	0,47				
OZW-04	425	236	1,80				
OZW-04r	172	495	0,35				
OZW-05	168	166	1,02				
OZW-06	81	96	0,84				
OZW-08	87	50	1,75				
OZW-09c	111	61	1,82				
OZW-09r	229	311	0,74				
OZW-10	60	44	1,35				
OZW-11	341	1327	0,26				
OZW-12	188	653	0,29				
OZW-13	153	84	1,83				
OZW-15	183	123	1,49				
OZW-16	284	135	2,11				
OZW-17	166	787	0,21				
OZW-18	167	339	0,49				
OZW-19	53	36	1,48				
OZW-21	621	762	0,81				
OZW-23	319	514	0,62				
OZW-24	346	288	1,20				
OZW-25	54	36	1,49				
OZW-26	68	51	1,33				
OZW-27	364	510	0,71				
OZW-28	110	68	1,61				
OZW-30	159	74	2,15				
OZW-32	119	53	2,24				
OZW-35	66	182	0,37				
OZW-36	212	95	2,24				

Tableau.IV-1 : Analyses Th et U (en ppm) des zircons des granites et gabbros de la région de Laouni (réalisées par H. Belousova et Y. Gréau).

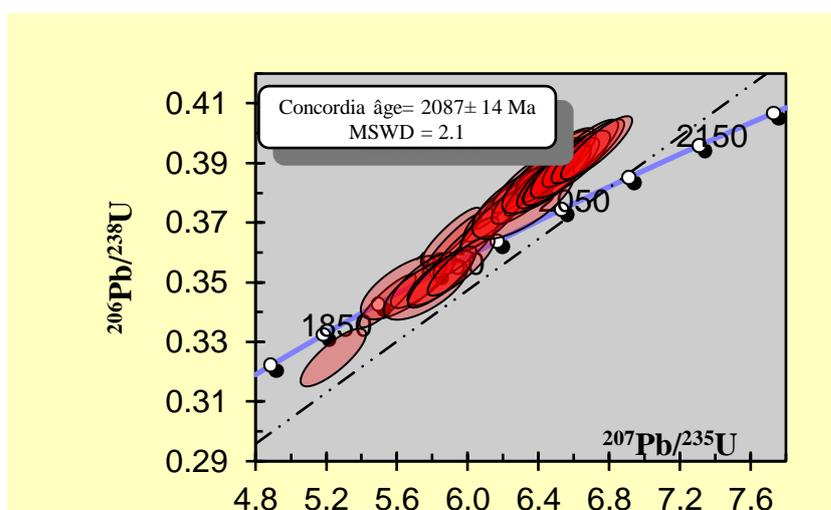


Fig. IV-1: Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons du granite de Laouni (OZW)

L'âge de 2087 ± 14 Ma (Fig.IV-1) se situe dans le Paléoprotérozoïque. Il est considéré comme l'âge de cristallisation du granite, à savoir une mise en place au cours de l'Eburnéen.

-L'échantillon C8250 représentatif du complexe gabbroïque de Laouni Est

Contrairement au granite, très peu de zircons ont été retrouvés dans cette roche mafique. Le tableau IV-1 montre des cristaux de zircon avec des teneurs en U comprises entre 86 et 235 (moyenne de 160,5), de Th comprises entre 221 et 231 (moyenne de 226) et des rapports Th/U variant entre 0.94 et 2.67. Ces rapports, plus élevés que 0.20 traduiraient une origine magmatique pour ces zircons.

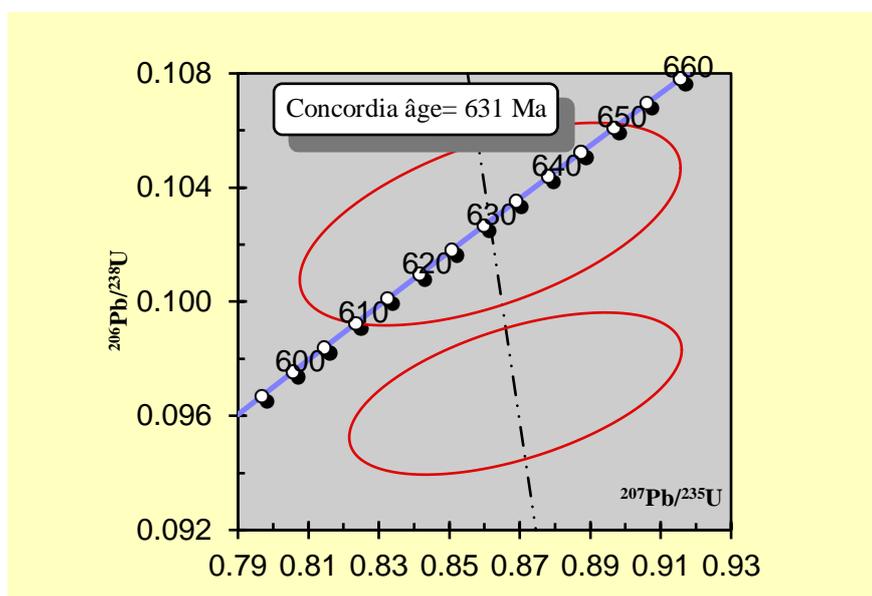


Fig. IV-2: Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons du gabbro de Laouni Est (C8250)

L'échantillon C8250 (ou 2H624) représentatif du complexe gabbroïque de Laouni Est fournit un âge de 631 Ma, correspondant à l'âge de cristallisation et de mise en place de celui-ci. Cet âge permet de confirmer le rattachement de ce complexe gabbroïque à la période néoprotérozoïque, à l'Ediacarien, pendant la phase précoce de l'orogène panafricain (650-550 Ma).

IV-3-Géochimie isotopique Lu-Hf

Cette étude présente les résultats des travaux d'analyse isotopiques Lu-Hf effectués dans les plutonites de Laouni.

Nous tenterons d'identifier les régions-sources de ce matériel, leurs compositions à partir de leurs âges modèles et de leurs signatures isotopiques Lu- Hf.

Comme nous l'avons déjà évoqué dans le Chapitre I, la présentation de ce couple isotopique est comparable à celle du Sm-Nd dans les météorites et son évolution au sein des réservoirs terrestres, à l'exception du noyau. Il serait donc souhaitable de se référer à ce chapitre pour tout ce qui est le système isotopique du Hf.

En ce qui concerne le Hoggar central, plus particulièrement Laouni, aucun échantillon n'avait fait l'objet d'analyses des isotopes du Hafnium sur zircons avant la collaboration de recherche citée ci-dessus.

Les zircons choisis proviennent toujours des échantillons prélevés pour la datation U-Pb de ces plutonites.

Les compositions initiales en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (et par la même leur ϵ_{Hf} initial) proviennent d'analyses U-Pb in-situ (LA-ICP-MS) réalisées par H. Belousova et Y. Gréau (inédites).

- Le granite migmatitique OZW :

Les résultats sont présentés dans les Figures IV-3 et IV-4, correspondant aux rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initiaux et ϵ_{Hf} initial des zircons en fonction de leurs âges. Il faut rappeler que tous les $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initiaux et ϵ_{Hf} initial ont été calculés à partir de l'âge 2087 Ma (mentionné sur la figure ci-dessous).

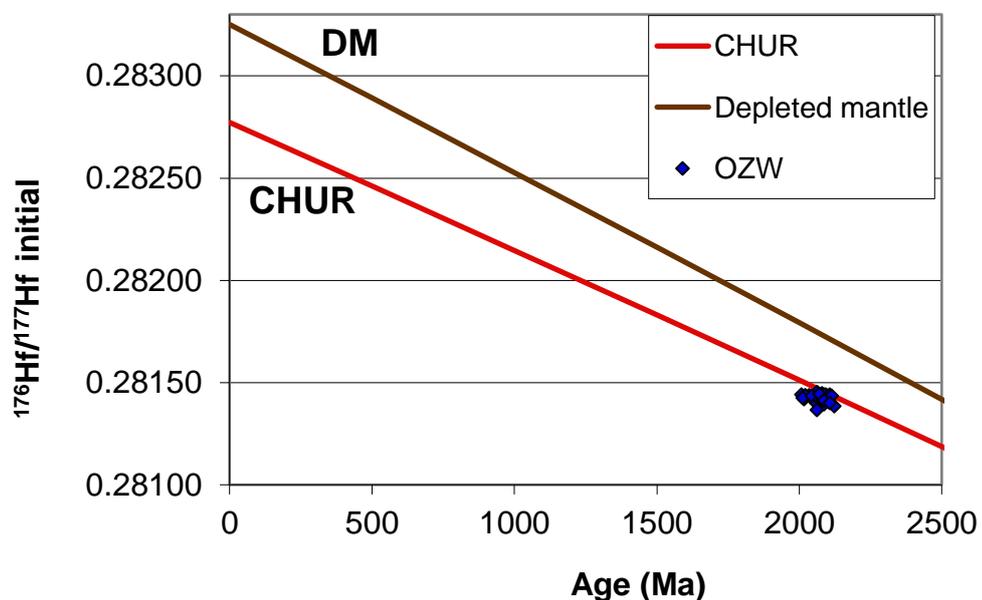


Fig.IV- 3- Résultats des analyses de zircons illustrant les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initiaux en fonction de leur âge.

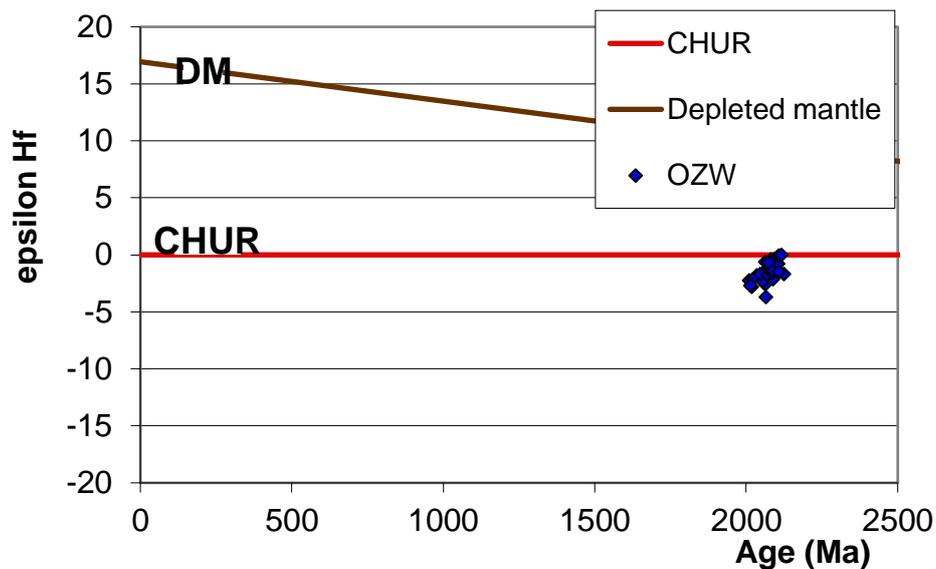


Fig.IV- 4- Résultats des analyses de zircons illustrant les ϵ_{Hf} initiaux en fonction de leur âge.

Les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et ϵ_{Hf} initiaux ne sont pas dispersés pour l'âge donné (2,087 Ga) et se retrouvent pas loin des valeurs du CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). Les valeurs maximales et minimales se situent entre **0 et -5**. Elles semblent globalement chondritiques.

Par ailleurs, Allègre et Ben Othman (1980) ont montré que les granites d'âge récent ($T < 350$ Ma) proviennent, en majeure partie, d'un recyclage crustal, alors que les granites anciens ($T > 2$ Ga) comporteraient un composant mantellique non négligeable.

En ce qui concerne l'âge modèle, nous savons que la croûte continentale s'est différenciée aux dépens du manteau à travers des processus magmatiques.

La Fig.IV-5 montre un âge modèle moyen $T_{\text{DM}} = 2.76$ Ga relevant du **Paléoprotérozoïque** et de **l'Archéen**, ce qui impliquerait que le matériel impliqué dans la genèse de ce granite éburnéen de Laouni est essentiellement néoformé dans le manteau au cours de l'Archéen, avec une durée de résidence crustale de **673 Ma**.

Nous pouvons conclure que l'âge T_{DM} traduirait la contribution d'une croûte ancienne archéenne dans la formation de cette plutonite. Le magma générateur de ce granite a subi une extraction à partir du réservoir mantellique 673 Ma avant sa mise en place (ou sa cristallisation).

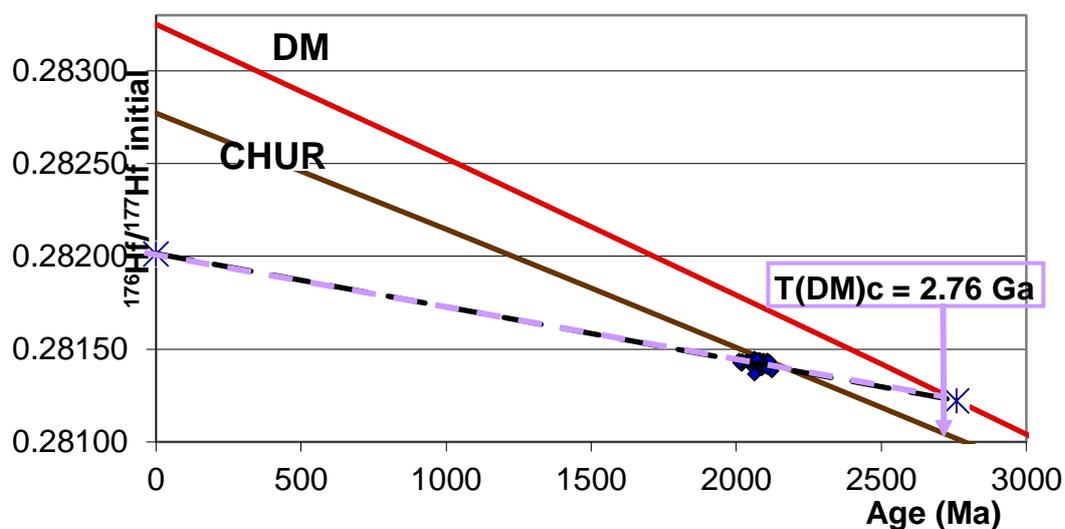


Fig.IV-5-Position de l'âge modèle dans le diagramme $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en fonction de l'âge de mise en place du granite

-Le gabbro C8250 représentatif du complexe basique de Laouni Est

Les résultats sont présentés dans la Figure IV-6, correspondant à ϵ_{Hf} initial des zircons en fonction de l'âge de 631 Ma.

En ce qui concerne ce gabbro, nous n'avons pu avoir que deux analyses qui montrent des ϵ_{Hf} initiaux peu dispersés et qui se retrouvent en dessous du CHUR (sub-chondritiques). Les valeurs se situent entre **-5.55 et -4.99**.

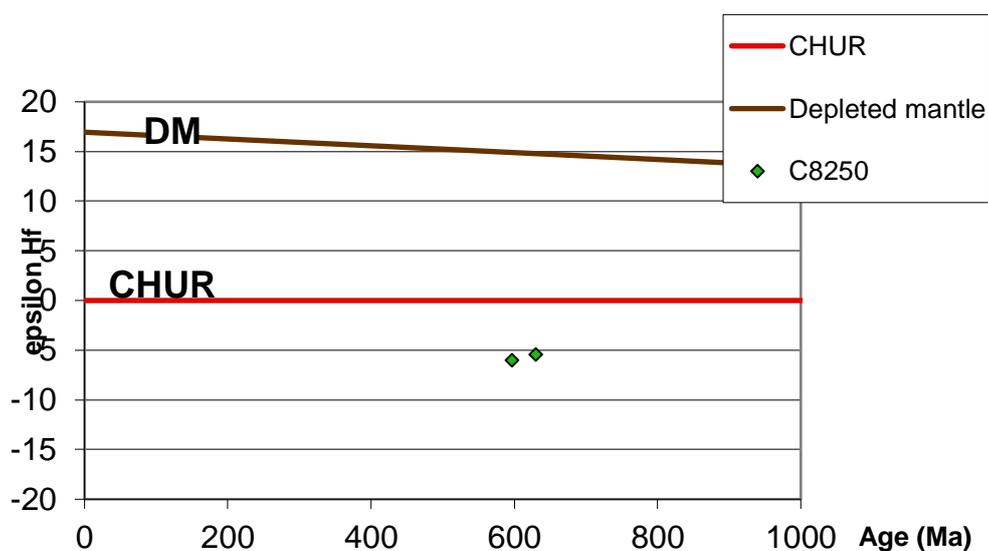


Fig.IV- 6- Résultats des analyses de zircons illustrant les ϵ_{Hf} initiaux en fonction de leur âge.

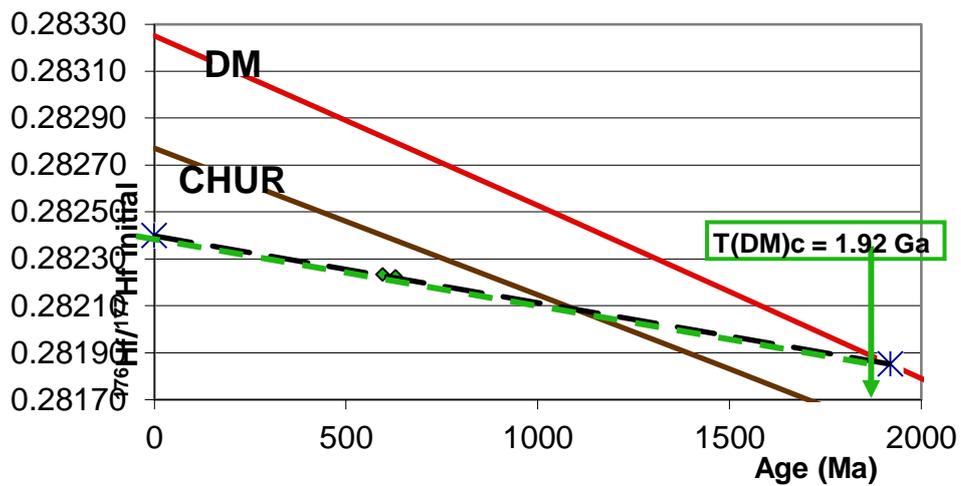


Fig.IV- 7- Position de l'âge modèle dans le diagramme $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en fonction de l'âge de mise en place du gabbro

La Fig.IV-7 montre un âge modèle moyen $T_{\text{DM}} = 1.92 \text{ Ga}$ relevant du **Protérozoïque**.

Cet âge modèle plus les valeurs des ϵHf initiaux (-5.55 et -4.99) traduisent une signature mantellique avec une contribution d'un matériel protérozoïque dans la genèse de ce gabbro édiacarien de Laouni.

CONCLUSIONS GENERALES

Dans ce présent travail, nous nous sommes intéressées aux plutonites éburnéennes et néoprotérozoïques de Laouni.

Situé dans le terrane de Laouni, dans le Hoggar central, nous avons étudié le granite migmatitique paléoprotérozoïque et le gabbro à olivine néoprotérozoïque faisant partie du complexe mafique de l'Oued Zazir (Laouni Est). Ce dernier est intrusif dans les granites HKCA.

Nous avons abordé ce travail par une étude bibliographique sur le système isotopique Lu-Hf qui met en lumière l'importance cruciale de cette méthode dans la géochimie moderne. Nous avons entamé ce travail par le système Lu-Hf qui met en lumière de l'importance cruciale de cette méthode isotopique dans la géochimie moderne. En récapitulant les points clés, nous avons exploré l'étude théorique du couple Lu-Hf, comparable au système Sm-Nd mais distinct par sa sensibilité aux processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée. Cette méthode, précise et applicable à une variété de minéraux tels que le zircon, offre une fenêtre unique sur l'évolution des réservoirs terrestres, en particulier le manteau et la croûte continentale.

La datation par Lu-Hf repose sur une équation chronométrique bien établie qui utilise le rapport des isotopes actuels et initiaux du Hf, avec la constante de désintégration du $\lambda^{176}\text{Lu}$ comme paramètre clé. Cela permet non seulement de déterminer l'âge des roches et des minéraux mais aussi de reconstruire leur histoire géologique détaillée. Par exemple, l'étude des gneiss Amitsoq, par le biais des zircons et de leurs roches hôtes, illustre cette méthode appliquée avec succès, fournissant un âge précis et un rapport initial du $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, crucial pour comprendre les processus magmatiques et métamorphiques à travers le temps.

L'évolution isotopique du Hf est examinée à travers le prisme du réservoir uniforme chondritique CHUR, définissant un cadre de référence pour interpréter les variations du $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dans les échantillons terrestres. Le paramètre ε_{Hf} permet de quantifier ces variations relatives, révélant si un échantillon est enrichi ou appauvri en ^{176}Hf par rapport au CHUR initial. Cette approche est essentielle pour reconstruire les dynamiques géochimiques complexes qui ont façonné la Terre depuis sa formation.

Dans la région étudiée de Laouni les granites datés du Paléoprotérozoïque, sont souvent déformées et migmatitiques avec une alternance des lits clairs quartzo-feldspathiques hétérogranulaires et des lits sombres riches en micas. La texture est grenue porphyroïde comprenant du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase, de la biotite et de la

CONCLUSIONS GENERALES

muscovite. Les minéraux accessoires occupent un volume important et se traduisent par de gros cristaux de zircon, d'apatite, de monazite et d'ilménite.

L'étude chimique de la paragenèse minérale principale montre :

- Un plagioclase de type andésine à oligoclase ,
- Une biotite, riche en alumine et en fer, se positionnant dans le domaine des biotites vraies avec un caractère ferrifère confirmé. Elle se situe dans les domaines calco-alcalins à alumino-potassiques,
- Une muscovite, peu abondante, avec un habitus de minéral primaire,
- Des oxydes ferro-titanés type ilménite.

L'étude géochimique de ces granites éburnéens révèle les caractères suivants :

- Une composition majoritairement acide, avec des teneurs en SiO₂ variant entre 63,75 et 70,17%. Ils sont riches en K₂O (jusqu'à 5,76 %), ce qui traduit l'abondance du feldspath potassique par rapport au plagioclase (K₂O/Na₂O supérieur à 1). Ce caractère potassique est confirmé par leur positionnement dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins hautement potassiques (High k) et shoshonitiques,
- Une composition normative monzogranitique,
- Ils présentent un caractère peralumineux avec des rapports A/CNK compris entre 1,07 et 1,27, plus un corindon normatif supérieur à 1,
- Ils présentent également des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse éburnéenne.

Quant aux gabbros, ils ont un aspect massif, de couleur sombre et à texture grenue parfois cumulative dans lesquels le plagioclase est la phase dominante. Nous y voyons une phase cumulus représentée par l'olivine et le plagioclase, puis une phase intercumulus constituée par le Cpx, l'Opx, l'amphibole, ainsi que certains oxydes ferro-titanés.

La composition chimique des phases minérales de ces gabbros à olivine montre :

- Un plagioclase de type labrador essentiellement (An₅₇ à An₆₅),
- Une olivine, en cristaux globuleux et précoces, montre des compositions magnésiennes avec un composant forstérite de Fo₇₃₋₇₁
- Deux types de pyroxènes coexistent dans ces gabbros à olivine :
 - Un Cpx de composition très calcique représenté par le diopside et une augite,
 - Un Opx, en phase interstitielle et suffisamment magnésien représenté par l'énstatite avec une En₇₂₋₇₄ et une Wo ne dépassant pas 2,5%,
- Une amphibole type tschermakite et pargasite riche alumine (jusqu'à 13%).

CONCLUSIONS GENERALES

- Enfin, les deux types d'oxyde ferro-titané (ilménite et magnétite) se retrouvent dans les gabbros à olivine.

Par ailleurs, l'étude chimique du Cpx les situe dans le domaine des Cpx des basaltes tholéiitiques et calco-alcalins.

La géochimie de ces plutonites basiques révèle les caractères suivants :

- Des compositions de roches gabbroïques avec des teneurs en SiO₂ comprises entre 47.45 et 51.85%, MgO entre 9 et 13.11%. Les rapports Mg# allant de 72 à 81 révélant des caractères de magmas primitifs.

- Des compositions de tholéiites à olivine traduisant des « magmas saturés en silice,

-Une affinité calco-alcaline démontré dans le diagramme de Miyashiro (1974) et appuyé par les teneurs en alumine parfois élevées (atteignant jusqu'à 21%) de la majorité des échantillons étudiés,

L'étude géochronologique a été réalisée par la méthode LA-ICP-MS (ou méthode U/Pb in situ sur zircons) sur les plutonites acides et basiques de Laouni :

-L'âge de 2087 ± 14 Ma se situant dans le Paléoprotérozoïque, il est considéré comme l'âge de cristallisation du granite migmatitique, à savoir une mise en place au cours de l'Eburnéen.

-L'âge de 631 Ma, correspondant à l'âge de cristallisation et de mise en place du gabbro à olivine. Cet âge permet de confirmer le rattachement de ce complexe gabbroïque de Laouni Est à la période néoprotérozoïque, à l'Ediacarien, pendant la phase précoce de l'orogène panafricain.

Enfin, la première étude isotopique du couple Lu/Hf est menée sur les roches de Laouni, en collaboration avec le GEMOC de l'Université de Macquarie, Sydney. Elle montre les caractéristiques suivantes :

- Pour le granite, les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et ϵHf initiaux ne sont pas dispersés pour l'âge donné (2,087 Ga) et se retrouvent pas loin des valeurs du CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). Les valeurs maximales et minimales se situent entre 0 et -5. Elles semblent globalement chondritiques. Ces analyses montrent un âge modèle moyen $T_{\text{DM}} = 2.76$ Ga relevant du Paléoprotérozoïque et de l'Archéen, ce qui impliquerait la contribution d'une croûte ancienne archéenne. Le magma générateur de ce granite aurait subi une extraction à partir du réservoir mantellique 673 Ma avant sa mise en place (ou sa cristallisation).

- Pour le gabbro, les deux analyses obtenues montrent des ϵHf initiaux peu dispersés et qui se retrouvent en dessous du CHUR (sub-chondritiques). Les valeurs se

CONCLUSIONS GENERALES

situent entre -5.55 et -4.99. L'âge modèle moyen $T_{DM} = 1.92$ Ga relève du Protérozoïque. Cet âge modèle plus les valeurs des ϵ_{Hf} initiaux traduisent donc une signature mantellique avec une contribution d'un matériel protérozoïque dans la genèse de ce gabbro édiacarien de Laouni, ce dernier se rattachant à la phase précoce de l'orogène panafricain.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alouache, A. (2015). Pétrologie et géochimie des faciès de bordure des intrusions basiques de Laouni (Hoggar central). Mém. Magister, Univ. D'Oran 2.

Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.P., Bechiri-Benmerzou, F., Belaidizinet, S., Bonin, B. (2003). The Taourirts 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, 331-350.

Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., & Pearson, N. J. (2010). The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119, 457-466.

Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D. (1986). Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5, 955-972.

Bertrand, J.M.L., Caby, R. (1978). Geodynamique evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, 67, 357-388.

Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M. (1994). Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22, 641-644.

Boissonas, J. (1974). Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 425p.

Bouziani, D. (2015). Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardihercyniennes de l'Oranie (Algérie Nord occidentale): implications pétrogénétiques et géodynamiques*. Univ. Oran.

Cissé, M., Dioubaté, B. (2022). Géochronologie U/Pb, pétrologie et géochimie des granitoïdes panafricains de la région de Laouni (Hoggar central, Algérie).

Cottin, J.Y., Guiraud, M., Lorand, J.P. (1990). Le magmatisme et le métamorphisme panafricain témoins d'amincissement crustal dans la région de Laouni (Hoggar central, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 311, 1345-1351.

Cottin, J.Y., Lorand, J.P. (1990). Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques-mafiques de la région de Laouni (Hoggar Central, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(6), 525-536.

Faure, G., Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications* (3rd ed.). John Wiley & Sons.

Kinny, P.D., Maas, R. (2003). Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 (1), 327-341.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Latouche, L., Vidal, P. (1974). Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bulletin Société Géologique de France*, 16, 195–203.

Lelubre, M. (1952). Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 2(22), 2 tomes.

Liégeois, J.P., Black, R. (1987). Alkaline magmatism subsequent to collision in the Panafrican belt of the Adrar des Iforas. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline igneous Rocks*, 30, The Geology Society, Blackwell Scientific Publication, pp. 381–401.

Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M. (2003). The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behavior of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*.

Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., Drareni, A. (2003). A review of Archean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 37, 207-227.

Patchett, P.J., Tatsumoto, M. (1980a). A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics*, 36, 121-144.

Patchett, P.J., Tatsumoto, M. (1980b). Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophysical Research Letters*, 7(12), 1077-1080.

Patchett, P.J., Tatsumoto, M. (1981). Lu-Hf total-rock isochron for the eucrite meteorites. *Nature*, 293, 923-924.

Pettingill, G., Patchett, P.J., Tatsumoto, M., Tasumoto, M. (1981). Lu-Hf isochron for total rock samples and separated zircons from Amitsoq gneisses, West Greenland. *Nature*, 293, 923-924.

Remaci-Bénaouda, N., Belousova, E., Greau, Y., Bowden, P., Cottin, J.Y., Bouziani, D., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. (2015). Petrogenesis of the 2.09 Ga Laouni migmatitic granite basement (Central Hoggar, Southern Algeria): in-situ zircon U-Pb age and Nd-Hf isotopic constraints. In: *The 8th Hutton Symposium on Granites and related Rocks*, Florianopolis, Brazil, September 20-25.

Scherer, E.E., Münker, C., Mezger, K. (2001). Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293 (5530), 683-687.

Stevenson, R.K., Patchett, P.J. (1990). Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean granitoid rocks of the Slave province, NWT, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 98 (1), 65-79.

Vidal, P. (1994). Geochemical studies on crustal evolution. In: *Materials Research Society Symposium Proceedings*.

Les annexes

N°Ech	OZ1				OZ1B	OZ12B			
N°Anal.	66	71	72	73	97	101	107	104	105
SiO ₂	60.73	60.61	59.36	60.61	60.51	60.45	61.04	60.23	60.01
Al ₂ O ₃	24.24	23.93	25.08	24.19	24.99	24.86	25.43	25.74	25.66
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02
FeO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.14	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.09	6.20	7.38	6.55	6.38	6.52	6.65	6.72	7.09
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Na ₂ O	8.02	7.79	7.10	7.95	7.51	7.73	7.66	7.50	7.64
K ₂ O	0.30	0.36	0.30	0.43	0.30	0.43	0.19	0.33	0.40
TOTAL	99.41	98.89	99.25	99.80	99.70	100.03	101.02	100.69	100.91
Nombre d'Oxy. 8									
Si	2.72	2.72	2.67	2.71	2.70	2.69	2.69	2.66	2.66
Al	1.28	1.27	1.33	1.27	1.31	1.30	1.32	1.34	1.34
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.29	0.30	0.36	0.31	0.30	0.31	0.31	0.32	0.34
Na	0.70	0.68	0.62	0.69	0.65	0.67	0.65	0.64	0.66
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
%An	29.04	29.91	35.83	30.53	31.40	31.02	32.07	32.49	33.14
%Ab	69.26	68.04	62.44	67.08	66.85	66.56	66.84	65.61	64.63
%Or	1.70	2.05	1.72	2.38	1.75	2.42	1.09	1.90	2.23

Tableau III-1 : Analyses chimiques et formules structurales de plagioclase des granites.

N°Ech	OZ1				OZ1B				OZ12B	OZW6
N°Anal.	63	64	65	57	105	99	100	105	108	109
SiO2	34.84	35.00	34.92	35.19	35.09	34.61	34.06	35.09	34.68	35.31
Al2O3	17.38	17.62	17.52	17.37	17.56	17.39	18.10	17.56	16.03	15.31
TiO2	3.32	2.53	3.38	3.27	3.35	2.81	0.97	3.35	3.06	3.34
FeO	22.33	22.48	22.01	22.26	22.98	23.61	23.55	22.98	24.92	25.40
MnO	0.14	0.16	0.09	0.23	0.14	0.25	0.14	0.14	0.18	0.25
MgO	7.03	7.54	6.76	7.16	6.61	6.31	7.04	6.61	5.61	6.09
CaO	0.00	0.05	0.02	0.01	0.03	0.00	0.11	0.03	0.01	0.04
Cr2O3	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00
Na2O	0.09	0.10	0.22	0.16	0.08	0.12	0.09	0.08	0.11	0.09
K2O	9.84	9.76	9.68	9.78	9.82	9.64	7.43	9.82	9.63	9.40
Total	95.02	95.26	94.62	95.43	95.67	94.77	91.50	95.67	94.25	95.23
Nombre d'Oxy. 22										
Si	5.43	5.44	5.45	5.46	5.44	5.44	5.48	5.44	5.53	5.57
Al	3.19	3.23	3.22	3.17	3.21	3.22	3.43	3.21	3.01	2.85
Al ^{IV}	2.57	2.56	2.55	2.54	2.56	2.56	2.52	2.56	2.47	2.43
Al ^{VI}	0.63	0.67	0.68	0.63	0.65	0.67	0.91	0.65	0.54	0.42
Ti	0.39	0.30	0.40	0.38	0.39	0.33	0.12	0.39	0.37	0.40
Fe	2.91	2.92	2.87	2.89	2.98	3.11	3.17	2.98	3.32	3.35
Mn	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	1.63	1.75	1.57	1.65	1.53	1.48	1.69	1.53	1.33	1.43
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.03	0.07	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03
K	1.96	1.94	1.93	1.93	1.94	1.93	1.52	1.94	1.96	1.89
XFe	0.64	0.63	0.65	0.64	0.66	0.68	0.65	0.66	0.71	0.70

Tableau III-2 : Analyses et formules structurales des biotites des granites.

N°Ech	OZ1			OZ1B			OZW6	
N° Anal.	69	74	75	104	106	104	106	107
SiO2	45.91	45.52	45.74	45.93	45.78	45.93	45.81	46.27
Al2O3	34.66	33.91	34.60	34.87	34.61	34.87	31.81	31.94
TiO2	1.47	1.64	0.82	1.24	1.23	1.24	0.29	0.37
FeO	1.45	1.54	1.51	1.48	1.67	1.48	4.08	4.44
MnO	0.04	0.05	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.08
MgO	0.77	0.88	0.74	0.93	0.82	0.93	1.47	1.54
CaO	0.02	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
Cr2O3	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.05
Na2O	0.41	0.45	0.42	0.40	0.36	0.40	0.21	0.23
K2O	10.78	10.57	10.47	10.80	10.82	10.80	10.69	11.14
Total	95.56	94.59	94.49	95.67	95.33	95.67	94.43	96.09
Nombre d'Oxy. 22								
Si	6.12	6.13	6.15	6.11	6.12	6.11	6.26	6.24
Al	5.45	5.38	5.49	5.47	5.46	5.47	5.12	5.08
Al ^{IV}	1.88	1.87	1.85	1.89	1.88	1.89	1.74	1.76
Al ^{VI}	3.57	3.52	3.64	3.58	3.58	3.58	3.38	3.32
Ti	0.15	0.17	0.08	0.12	0.12	0.12	0.03	0.04
Fe	0.16	0.17	0.17	0.17	0.19	0.17	0.47	0.50
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.15	0.18	0.15	0.18	0.16	0.18	0.30	0.31
Ca	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.11	0.12	0.11	0.10	0.09	0.10	0.06	0.06
K	1.83	1.82	1.80	1.83	1.85	1.83	1.86	1.92
XFe	0.51	0.50	0.53	0.47	0.53	0.47	0.61	0.62

Tableau III-3 : Analyses et formules structurales des muscovites des granites

N°Ech	OZ1				OZ1B		OZW6
N°Anal.	59	60	62	67	110	111	105
SiO2	0.04	0.04	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02
Al2O3	0.02	0.04	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00
TiO2	53.49	52.39	53.71	53.07	52.77	53.45	53.02
FeO	44.19	42.70	44.56	45.10	43.60	44.32	44.71
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	2.11	3.18	2.01	2.07	2.57	2.19	2.32
MgO	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.09	0.03
CaO	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00
Cr2O3	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Na2O	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01
K2O	0.01	0.10	0.00	0.00	0.10	0.02	0.00
Total	99.96	98.49	100.40	100.35	99.12	100.12	100.15
Nombre d'Oxy. 3							
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.02	1.01	1.02	1.00	1.01	1.01	1.01
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	0.93	0.91	0.94	0.95	0.93	0.93	0.94
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.07	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05

Tableau III-4 : Analyses et formules structurales des oxydes ferro-titanés des granites

	OZ1B	OZW21	OZW22	OZW24	OZW26	OZW27	OZW28	OZW29
SiO₂	64,79	64,27	67,65	67,74	69,94	70,17	64,75	63,75
TiO₂	1,45	1,15	0,99	0,62	0,44	0,41	1,06	1,23
Al₂O₃	14,87	13,92	14,47	14,21	13,65	13,59	14,15	14,31
FeO_t	7,16	6,05	5,9	3,7	3,38	2,9	5,53	6,25
MnO	0,07	0,06	0,06	0,04	0,03	0,05	0,07	0,06
MgO	1,73	1,19	0,99	0,74	0,49	0,56	0,97	1,12
CaO	2,43	2,37	2,31	1,64	1,6	1,4	2,54	2,76
Na₂O	2,47	2,15	2,57	2,55	2,29	2,53	2,41	2,38
K₂O	4,53	5,27	4,78	5,76	5,8	5,67	4,88	4,99
P₂O₅	0,61	0,46	0,38	0,18	0,11	0,11	0,46	0,52
P.F.	0,79	0,58	0,55	0,64	0,57	0,67	0,69	0,6
Total	100,9	97,47	100,65	97,82	98,3	98,06	97,51	97,97
Na₂O/K₂O	0.56	0.40	0.53	0.44	0.39	0.44	0.49	0.47
A/CNK	1.27	1.08	1.07	1.08	1.18	1.08	1.08	1.16
A/NK	2	1.62	1.55	1.3	1.44	1.3	1.62	1.75
Norme CIPW								
Quartz	25.02	23.98	27.62	26.49	30.25	30.23	25.47	23.42
Orthose	27.07	31.14	28.25	34.04	34.27	33.51	28.84	29.49
Albite	20.90	18.19	21.75	21.58	19.38	21.41	20.39	20.14
Anorthite	8.32	8.75	8.98	6.87	7.22	6.23	9.60	10.30
Corindon	2.80	1.47	1.78	1.23	0.96	1.01	1.36	1.22
Hypersthène	8.01	7.07	5.61	2.43	1.94	1.40	4.61	5.57
Magnétite	4.28	3.84	3.61	3.07	2.81	2.77	3.71	3.96
Ilménite	2.75	2.18	1.88	1.18	0.84	0.78	2.01	2.34
Apatite	1.41	1.07	8.88	0.42	0.25	0.25	1.07	0.20
Total	100.56	97.70	100.35	97.39	97.92	97.58	97.06	97.64

Tableau III-5 : Analyses de roches totales et normes CIPW des granites.

N°Ech	82682			82463		
N°Anal.	55 b	67 b	72	53 b	54 c	67
SiO2	51.59	50.16	50.45	54.16	53.59	53.88
Al2O3	29.84	30.77	31.09	29.08	29.33	29.27
TiO2	0.08	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00
FeO	0.34	0.32	0.29	0.33	0.19	0.22
MnO	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00
CaO	13.49	14.39	14.08	11.77	12.20	11.76
Na2O	3.88	3.00	3.30	4.78	4.59	4.61
K2O	0.20	0.14	0.09	0.13	0.10	0.14
Total	99.51	98.88	99.39	100.24	100.03	99.87
Nb d'Oxy.	8					
Si	2.36	2.31	2.31	2.44	2.42	2.44
Al	1.61	1.67	1.68	1.55	1.56	1.56
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.66	0.71	0.69	0.57	0.59	0.57
Na	0.34	0.27	0.29	0.42	0.40	0.40
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
%An	65.05	71.96	69.80	57.23	59.12	58.03
%Ab	33.81	27.19	29.65	42.05	40.28	41.15
%Or	1.14	0.86	0.55	0.72	0.60	0.81

Tableau III-6 : Analyses chimiques et formules structurales de plagioclase des gabbros c : cœur b : bordure

N°Ech	C82682				C82463		
N°Anal.	63	64	75	85	55	56	68
SiO2	38.45	38.37	38.51	37.98	38.44	38.87	38.43
Al2O3	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00
TiO2	0.05	0.03	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00
FeO	24.63	24.17	25.17	25.96	25.47	25.43	24.29
MnO	0.39	0.43	0.44	0.41	0.39	0.30	0.41
MgO	37.20	37.39	36.64	36.14	36.68	36.61	36.87
CaO	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02
Cr2O3	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.07	0.03
NiO	0.11	0.10	0.09	0.10	0.13	0.08	0.04
Na2O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.06
K2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	100.88	100.57	100.95	100.70	101.15	101.45	100.15
Nb d'Oxy. 4							
Si	1.50	1.50	1.50	1.49	1.50	1.51	1.51
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.80	0.80	0.82	0.85	0.83	0.82	0.80
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.16	2.18	2.13	2.12	2.13	2.12	2.16
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XFo	72.91	73.38	72.18	71.28	71.96	71.96	73.01
XFa	27.09	26.62	27.82	28.72	28.04	28.04	26.99

Tableau III-7 : Analyses chimiques et formules structurales des olivines des gabbros.

N°Ech	C82682		C82463	
N°Anal.	74	76	57	61
SiO2	54.52	54.09	54.63	53.86
Al2O3	1.42	1.55	1.64	1.75
TiO2	0.25	0.17	0.24	0.36
FeO	15.48	15.73	15.83	16.24
MnO	0.38	0.38	0.39	0.39
MgO	26.99	27.32	27.00	26.51
CaO	1.09	0.66	0.68	1.09
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.07
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.03	0.05
K2O	0.04	0.00	0.05	0.03
Total	100.17	99.91	100.47	100.33
Nb d'Oxy.	6			
Si	1.96	1.95	1.96	1.94
Al^{IV}	0.04	0.05	0.04	0.06
Al^{VI}	0.02	0.02	0.03	0.02
Fe³⁺	0.00	0.02	0.00	0.02
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.45	1.47	1.44	1.42
Fe²⁺	0.46	0.45	0.48	0.46
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
M1	1.96	1.97	1.97	1.95
Ca	0.04	0.03	0.03	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00
%En	73.60	74.18	73.79	72.40
%Fs	24.26	24.54	24.88	25.47
%Wo	2.14	1.28	1.33	2.13
XMg	0.76	0.76	0.75	0.74

Tableau III-8 : Analyses chimique et formules structurales des Opx des gabbros

N°Ech	C82682				C82463			
N°Anal.	77	78	82 b	83 c	58	60	63	65
SiO2	51.51	51.56	51.34	51.05	51.44	51.41	51.13	51.44
Al2O3	3.63	3.52	3.51	3.60	3.48	3.40	3.43	3.29
TiO2	1.12	0.74	0.87	0.66	0.90	0.93	0.84	0.91
FeO	9.22	7.76	7.85	8.29	7.11	6.83	6.88	6.94
MnO	0.24	0.21	0.21	0.30	0.22	0.22	0.22	0.17
MgO	15.64	15.52	15.11	15.26	14.85	14.85	14.85	14.73
CaO	18.77	20.01	20.54	19.79	22.40	21.92	21.48	21.43
Cr2O3	0.26	0.46	0.28	0.56	0.19	0.28	0.35	0.32
NiO	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na2O	0.44	0.47	0.46	0.53	0.51	0.57	0.51	0.52
K2O	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.03
Total	100.88	100.27	100.19	100.04	101.11	100.13	99.66	99.76
Nb d'Oxy. 6								
Si	1.89	1.90	1.89	1.88	1.88	1.90	1.89	1.90
Al ^{IV}	0.11	0.10	0.11	0.12	0.12	0.10	0.11	0.10
Al ^{VI}	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.03	0.04	0.04	0.06	0.08	0.04	0.05	0.03
Ti	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Cr	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.85	0.85	0.83	0.84	0.81	0.80	0.82	0.81
Fe ²⁺	0.25	0.20	0.20	0.20	0.14	0.17	0.16	0.19
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.74	0.79	0.81	0.78	0.88	0.87	0.85	0.85
Na	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
%En	45.42	45.16	43.93	44.49	42.37	42.41	43.28	43.17
%Fs	15.40	12.99	13.14	14.03	11.69	11.59	11.59	11.68
%Wo	39.18	41.85	42.94	41.47	45.94	46.00	45.13	45.15
XMg	0.75	0.78	0.77	0.77	0.79	0.79	0.79	0.79

Tableau III-9 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros.

N°Ech	C 82682			C 82463	
N° Anal.	68	71	80	64	50
SiO₂	41.98	42.24	41.99	42.61	41.87
Al₂O₃	12.26	13.33	11.63	11.57	12.18
TiO₂	3.50	2.62	3.68	3.27	3.51
FeO	9.51	8.92	11.62	10.77	10.81
MnO	0.14	0.17	0.11	0.15	0.12
MgO	14.47	14.99	12.78	13.79	13.62
CaO	11.55	11.84	11.55	11.54	11.99
Cr₂O₃	0.08	0.03	0.06	0.36	0.10
NiO	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00
Na₂O	2.41	1.57	2.08	2.04	1.82
K₂O	1.00	1.12	1.23	0.86	0.92
TOTAL	96.89	96.82	96.75	97.00	96.93
Nb d'Oxy. 23					
Si	5.88	6.18	5.98	6.02	5.93
Al^{IV}	2.02	1.82	1.95	1.93	2.03
Al^{VI}	0.00	0.47	0.00	0.00	0.00
Ti	0.37	0.29	0.39	0.35	0.37
Fe	1.18	0.98	1.46	1.34	1.34
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Mg	3.02	3.27	2.71	2.91	2.88
Ca	1.73	1.85	1.76	1.75	1.82
Na	0.66	0.44	0.57	0.56	0.50
K	0.18	0.21	0.22	0.15	0.17
X = Ca+Na	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A = Na+K	0.57	0.51	0.55	0.46	0.49
XMg	0.72	0.75	0.65	0.68	0.68

Tableau III-10 : Analyses chimiques et formules structurales des amphiboles des gabbros.

N°Ech	C82682					C82463	
N°Anal.	51	52	69	70	79	62	66
SiO2	0.03	0.00	0.03	0.02	0.06	2.27	0.05
Al2O3	0.01	0.00	0.02	0.53	0.55	0.93	0.55
TiO2	52.11	52.41	53.17	0.50	0.46	0.68	0.41
FeO	46.75	46.48	44.30	90.01	88.86	85.33	89.31
MnO	0.96	0.79	1.00	0.07	0.00	0.11	0.06
MgO	0.11	0.22	1.71	0.15	0.03	2.55	0.14
CaO	0.08	0.03	0.00	0.01	0.17	0.15	0.04
Cr2O3	0.05	0.13	0.04	1.08	2.19	1.71	2.04
NiO	0.00	0.01	0.00	0.08	0.10	0.00	0.05
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.05	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Formules structurales							
Total	100.15	100.08	100.31	92.46	92.40	93.73	92.65
Al	0.00	0.00	0.00	0.19	0.20	0.32	0.20
Ti	0.99	0.99	0.99	0.12	0.11	0.15	0.09
Fe3+	0.03	0.01	0.01	16.26	16.42	15.32	17.44
Cr	0.00	0.00	0.00	0.26	0.54	0.40	0.50
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	0.96	0.97	0.91	7.05	6.62	5.92	5.65
Mg	0.00	0.01	0.06	0.07	0.01	1.13	0.07
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02

Tableau III-11 : Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés dans les gabbros de Laouni.

	Gabbros à olivine									
N° Ech	2H584	2H591	2H600	2H614	2H615	2H629	2H669	2H670	83H2926	832926
SiO2	49,13	48,42	48,52	50,11	49,64	46,59	47,45	47,19	51,85	49,20
Al2O3	18,45	17,93	20	13,94	16,79	20,73	17,45	19,85	16,50	12,70
Fe2O3	5,23	6,07	5,73	6,73	7,68	7,02	7,84	6,96	7,11	7,39
MnO	0,10	0,12	0,10	0,13	0,14	0,11	0,13	0,11	0,14	0,16
MgO	10,46	10,1	10,04	11,20	9,54	10,21	10,20	10,20	9,01	13,11
CaO	13,58	12,81	11,84	14,95	11,44	10,78	11,68	11,38	11,05	13,16
Na2O	2,16	2,21	2,46	1,92	2,56	2,67	2,05	2,23	2,76	1,73
K2O	0,09	0,11	0,15	0,11	0,17	0,07	0,04	0,14	0,32	0,08
TiO2	0,41	0,30	0,27	0,55	0,45	0,25	0,40	0,30	0,47	0,50
P2O5					Traces	0,07	0,02	Traces	nd	nd
PF	0,13	1,76	0,54	0,71	1,28	0,91	1,36	0,49	0,57	1,40
Total	99,74	99,83	99,65	100,35	99,69	99,41	98,71	98,85	99,78	99,7
Mg#	81	78	79	78	72	75	73	75	73	79
Norme CIPW										
Orthose	0.53	0.65	0.89	0.65	1.00	0.41	0.24	0.83	1.89	0.47
Albite	18.28	18.7	20.82	16.25	21.66	21.42	17.35	18.87	23.35	14.64
Anorthite	40.38	38.68	43.09	29.09	33.82	44.37	38.29	43.74	31.69	26.65
Néphéline	0	0	0	0	0	1.23	0	0	0	0
Diopside	21.29	19.9	12.41	36.05	18.35	6.96	15.72	10.14	18.47	30.67
Hypersthène	2.3	3.35	2.37	3.44	9.18	0	8.76	3.11	16.08	9.68
Olivine	14.7	14.9	17.69	11.64	11.71	23.04	14.37	19.53	5.1	13.13
Magnétite	1.14	1.32	1.25	1.46	1.67	1.53	1.71	1.51	1.55	1.61
Ilménite	0.78	0.57	0.51	1.05	0.85	0.47	0.76	0.57	0.89	0.95
Total	99.4	98.07	99.03	99.63	98.24	99.43	97.2	98.3	99.02	97.8

Tableau III-12 : Analyses chimiques et normes CIPW des gabbros.