

**N°d'ordre :**

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire  
Département de Géologie

***Mémoire***

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

Option : **MAGMATISME, GEODYNAMIQUE ET TRANSFERTS  
LITHOSPHERIQUES**

**Thème :**

**Caractérisation géochimique et isotopique des plutonites basiques  
de Laouni (Hoggar central, Algérie)**

Présenté par :

**M<sup>elle</sup> BENSAAD Fatiha**

**M<sup>elle</sup> BENSEHILA Fatma**

Soutenu le .....2014, devant la commission d'examen :

<b>M. R. BENDOUKA</b>	Maître de conférences	Université d'Oran	Président
<b>Mme N. REMACI</b>	Maître de conférences	Université d'Oran	Rapporteur
<b>M. A. SEDDIKI</b>	Maître de conférences	Université d'Oran	Examineur

**2013 / 2014**

*Avant-propos*



**DEDICACE**

*Je dédie ce modeste travail :*

*A mes très chers parents.*

*A mes frères et mes petites sœurs Nadjat et Sara.*

*A toute la famille Bensaad et Merzouk,*

*A mon fiancé AbdElouahab et ma belle famille Ziani.*

*A mes amies Saadia, Houria, Fafa, Karima, fadhila, Siham, Chahrazad,  
Rokia, et Dalila.*

*A toute mes camarades en particulier Salim, et Kéré.*

*Bensaad Fatiha.*

## DEDICACE

*Je remercie ALLAH le tout puissant de m'avoir aidé à l'élaboration de ce modeste travail.*

*Je remercie très fortement mes parents pour leur soutien et leur affection, et mes sœurs et mes frères pour tous les moments partagés .je leur dois infiniment et ces remerciements me permettent de leur témoigner ma reconnaissance et mon amour.*

*J'aimerais témoigner ma très grande reconnaissance envers Belkhdim S la personne qui m'a encourager la personne qui était présent chaque fois que j'en ai eu besoin, soit pour me donner le support et l'appui nécessaire quand je me sens perdue ou pour raviver la confiance en moi dans les moments de doute, il fut et demeurera, pour moi, une immense inspiration au niveau de son immense professionnalisme .merci beaucoup d'avoir cru en moi*

*J'aimerais bien didier ce travail à mes nièces Abd el Ilah*

*, et chaimaa,*

*A mes amies chahrazed, Liela , Hamida et Karima , Houria, Dalila, Saadia, Fadhila et tout mes amies*

*A notre camarade Kéré Inossa*

*Fatima Bensehila*

## **REMERCIEMENTS**

*Il nous agréable d'adresser nos sincères remerciements à madame N. Remaci qui nous a fait confiance en nous proposant ce sujet fort intéressant, merci pour l'enseignement, les conseils et l'encouragement et pour le temps qu'elle a consacré à la réalisation de ce travail.*

*Nous tenons à remercier M. R. Bendouka d'avoir accepté de présider ce jury.*

*Nos remerciements vont également à M. A. Seddikj d'avoir accepté de juger ce mémoire et de nous faire part de ses critiques.*

*Nous adressons notre profonde reconnaissance à tout le personnel administratif du département des sciences de la terre ainsi qu'aux enseignants qui ont participé à notre formation.*

# ***TABLE DES MATIERES***

# TABLE DES MATIERES

## CHAPITRE I : GENERALITES

I-1 Introduction .....	01
I-2- Cadre géologique et structural du Hoggar .....	02
I-3-Les terranes du Hoggar central.....	03
I-4-Cadre géographique et géologique du secteur d'étude.....	06
I-5-Rappels des caractéristiques pétrologiques des gabbros et anorthosites étudié dans Laouni.....	07
I-6-Les objectifs du mémoire.....	09

## CHAPITRE II : ETUDE GEOCHIMIQUE

II-1 Introduction .....	10
II-2-Géochimie des éléments majeurs et traces.....	10
II-2-1-Classification et caractérisation géochimique.....	10
II-2-2-Comportement des éléments majeurs et traces.....	16
II-3-Contexte géodynamique.....	21
II-4- Discussions.....	22

## CHAPITRE III : GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

III-1-Introduction .....	24
III-2-Les lois de la désintégration – Les équations fondamentales de la géochronologie ...	24
III-3-La méthode rubidium-strontium.....	25
III-4- La méthode samarium-néodyme.....	27

III-5-Les couples Rb-Sr et Sm-Nd dans les plutonites basiques de Laouni.....	28
III-6- Discussions : les caractéristiques isotopiques des intrusions basiques de Laouni.....	31
CONCLUSIONS GENERALES.....	33
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	35



## Listes des figures

<b>Fig.1</b> .....	<b>02</b>
Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg.	
<b>Fig.2</b> .....	<b>04</b>
Carte du bouclier Touareg avec les 23 terranes	
<b>Fig.3</b> .....	<b>05</b>
Carte géologique du microcontinent LATEA	
<b>Fig.4</b> .....	<b>06</b>
Les intrusions ultramafiques-mafiques de Laouni	
<b>Fig.5</b> ).....	<b>12</b>
Position des plutonites de Laouni dans le diagramme de nomenclature de Cox et al. (1979	
<b>Fig.6</b> .....	<b>13</b>
Diagramme FeOT/MgO vs SiO <sub>2</sub> de Myashiro 1974 et Arculus 2003.	
<b>Fig.7</b> .....	<b>14</b>
Diagramme TiO <sub>2</sub> vs FeOT/MgO de Myashiro 1974 et Arculus 2003	
<b>Fig.8</b> .....	<b>16</b>
Position des intrusions de laouni dans le diagramme de Thompson (1984).	
<b>Fig.9</b> .....	<b>18</b>
Spectres des terres rares des roches de Laouni West normalisées aux chondrites de Boynton, 1984	

**Fig.10** .....19

Spectres des terres rares des roches d'Oued Zazir (LE) normalisées aux chondrites de Boynton, 1984.

**Fig.11** .....20

Diagrammes multi-élémentaire des éléments en traces de Laouni Est normalisées au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

**Fig.12** .....21

Diagrammes multi-élémentaire des éléments en traces de Laouni West normalisées au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

**Fig.13** .....22

Diagramme géotectonique des roches basiques de Laouni, d'après Mullen (1983).

**Fig.14** .....26

Diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans lequel est représentée la droite isochrone dont la pente  $a = (e^{\lambda t} - 1)$ .

**Fig.15** .....29

Diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des plutonites basiques de Laouni.

**Fig.16** .....31

Diagramme  $(\epsilon\text{Nd})_{611\text{Ma}}$  versus  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{611\text{Ma}}$  des plutonites basiques de Laouni.

## Liste des photos

- Photo 1.** LPA- Type adcumulative d'une anorthosite.....7
- Photo 2.** LPA- Grande lame d'ilménite entourée d'aiguilles d'actinote.....7
- Photos 3 et 4** LPA-Textures mésocumulat à orthocumulat du gabbro.....8

## Liste des tableaux

<b>Tableau II- 1.....</b>	<b>11</b>
---------------------------	-----------

Compositions chimiques des éléments majeurs des plutonites basiques de Laouni.

<b>Tableau II- 2. ....</b>	<b>15</b>
----------------------------	-----------

Composition normatives des roches basiques de Laouni (LE et LW).

<b>Tableau II- 3.....</b>	<b>17</b>
---------------------------	-----------

Analyses chimiques des éléments en trace avec terres rares des anorthosites et des gabbros de Laouni.

<b>Tableau III-1 .....</b>	<b>28</b>
----------------------------	-----------

Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des plutonites de Laouni .

<b>Tableau III-2 . ....</b>	<b>30</b>
-----------------------------	-----------

Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd plutonites de Laouni toutes les données sont calculées pour un âge de 611 Ma.



***CHAPITRE I***  
***GENERALITIES***

## I-1-Introduction

En Algérie, les complexes stratifiés ultrabasique-basique se trouvent essentiellement dans le bouclier Touareg : dans le Hoggar occidental, plus précisément la région de Tin Zibane dans le terrane de Tassendjanet, dans la région d'In-Ouzzal, et dans le terrane de Laouni qui se trouve dans la partie sud du Hoggar central.

Nous nous sommes intéressées aux intrusions stratifiées, plus particulièrement les plutonites basiques (gabbros et anorthosites) de la région de Laouni.

Le magmatisme répandu de post-collision formé le long du bouclier Touareg après le paroxysme de l'orogénèse panafricaine, daté de 600 Ma, et se terminant avec un magmatisme alcalin type anorogénique (**Liégeois et Black, 1987**). Si les granites tardifs panafricains sont bien connus dans le bouclier Touareg (**Black et al., 1994**), des intrusions stratifiées ultramafiques-mafiques cristallisées à partir de magmas tholéitiques ont été aussi associées au magmatisme post-collisionnel, dans la partie sud du bouclier Touareg (**Cottin et Lorand, 1990**). Ces intrusions stratifiées montrent beaucoup de caractéristiques lithologiques similaires aux grandes intrusions stratifiées (exemple : Bushveld, Stillwater, Jimberlana), comme une zone inférieure ultramafique surmontée de cumulats mafiques.

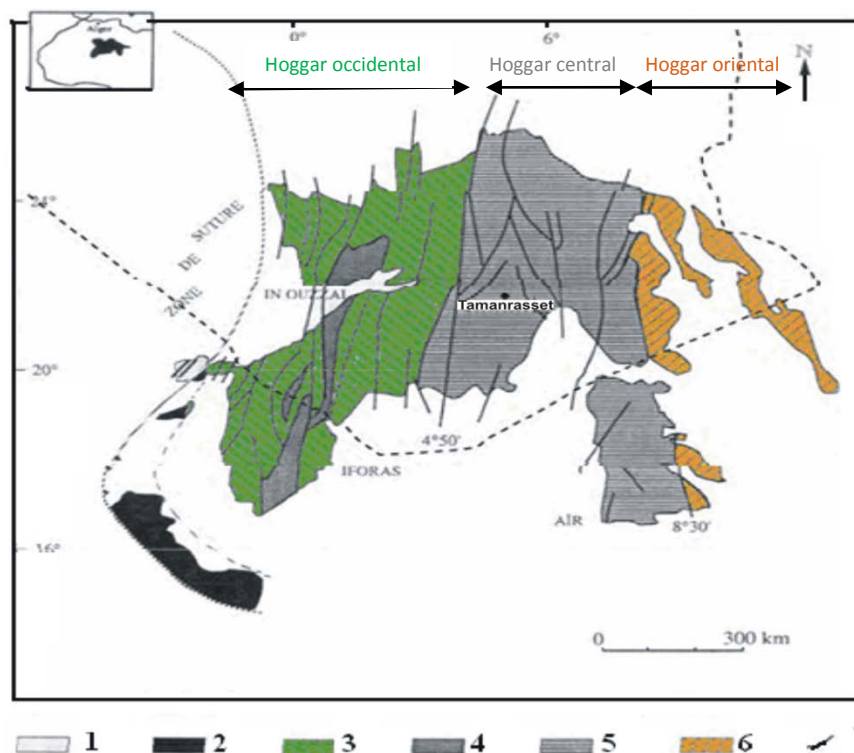
Dans les intrusions de Laouni (**Cottin et Lorand, 1990**), deux séries cumulatives différentes ont été reconnues: (i) cumulats à olivine (chromite)-plagioclase-clinopyroxène (troctolite ou gabbro à olivine) et (ii) cumulats à orthopyroxène-plagioclase (norite). Chacune de ces deux séries dérive d'un liquide d'origine respectivement tholéitique et calco-alcalin. Les cumulats provenant de chaque liquide peuvent être intimement mélangés dans une même chambre magmatique, spécialement dans la zone inférieure, donnant de variations lithologiques considérables entre les massifs. Il est bien connu que les tholéites contaminés par une croûte continentale peuvent produire un liquide calco-alcalin, par accumulation de matériaux riches en silice, augmentant l'activité de la silice (**De Paolo, 1981 ; Groves et Baker, 1984 ; Campbell, 1985 ; Gray and Goode, 1989 ; Stewart et Paolo, 1990 in Cottin et al., 1998**).

## I-2-Cadre géologique et structural du Hoggar

Le bouclier Touareg est un immense domaine qui s'étend sur plus de 500 000 km, il comprend le Hoggar en Algérie, l'Aïr au Niger et l'Adrar des Iforas au Mali. Il est constitué de terrains archéens, éburnéens et panafricains.

Le Hoggar (300 000 km), qui constitue la principale partie de ce bouclier, comprend essentiellement des terrains archéens, paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques structurés pendant l'orogénèse panafricaine (**Black et al., 1994**) et dus à la convergence du craton ouest-africain et du métacraton saharien.

Les deux principaux accidents  $4^{\circ}50'$  et  $8^{\circ}30'$  ont permis de subdiviser le Hoggar en trois grands domaines différents (**Lelubre, 1952 ; Bertrand et Caby, 1978**) : le Hoggar occidental, central et oriental (**Fig 1**).



**Figure 1:** Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (d'après **Caby et al., 1981** ; modifié par **Boullier 1991**).

1- Craton ouest africain, 2-Nappe du Gourma et du Timetrine, 3-Hoggar occidental (Chaîne pharusienne), 4-Môles granulitiques d'In Ouzzal et des Iforas, 5-Hoggar central polycyclique et Aïr, 6-Hoggar oriental, 7-Faille



Le Hoggar a connu une évolution orogénique liée à la collision continentale entre le craton ouest africain et la zone mobile targuie. 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 (**Bertrand et Caby, 1978; Black et al., 1979 ; Caby et al., 1981** ).

Les plis d'axe N-S et les grands cisaillements ayant fonctionné en surface de charriage ou en décrochements en sont les résultats les plus évidents dans le Hoggar.

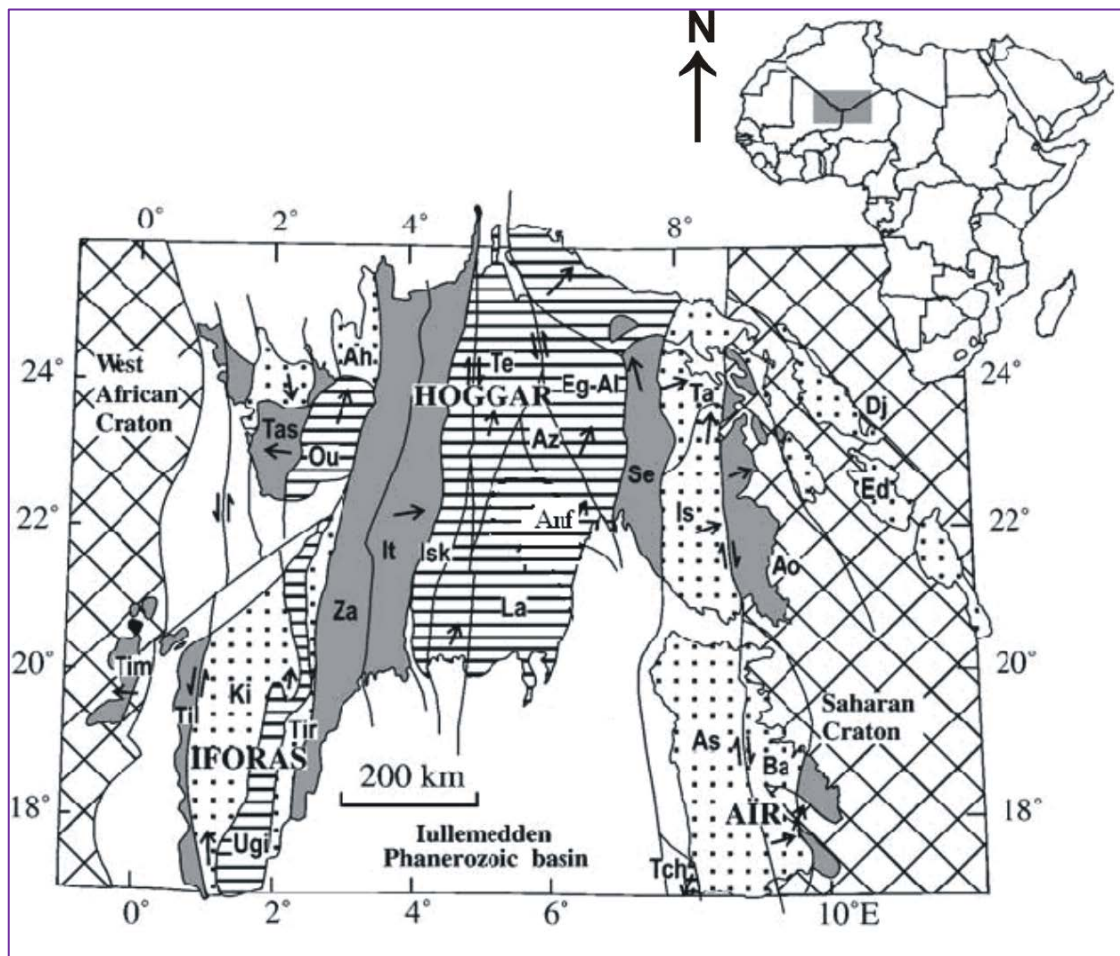
Les nouvelles données géologiques et géochronologiques ont conduit beaucoup d'auteurs à une réinterprétation du modèle géodynamique du Hoggar. Son interprétation dans un concept d'assemblage de plusieurs terrains mobiles allochtones appelés « terranes » est devenue évidente (**Black et al., 1994**).

Actuellement, le Hoggar est constitué de 23 terranes déplacés ou charriés pendant l'orogène panafricain, le long de grandes zones de cisaillement ou " megashear zones "(**Fig 2**). 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 au panafricain.

### **I-3-Les terranes du Hoggar central**






Selon le modèle de Black et al. (1994), le Hoggar central est constitué par les terranes suivants : Laouni, d'Azrou n'fad, Tefedest, Egeré-Aleksod et Serouenout. La remarquable unité de structure et de composition des formations orthodérivées et paradérivées affiliées à l'Archéen et l'Eburnéen des quatre premiers terranes ont conduit **Liégeois et al. (2003)** à les interpréter comme un vieux microcontinent appelé LATEA (acronyme de Laouni, Azrou n'fad, Tefedest, Egeré-Aleksod) (**Fig3**). Durant la période post-collisionnelle de l'orogénèse panafricaine (620-580 Ma), ce craton fut en partie déstabilisé et démembré jusqu'à correspondre à un métacraton (**Liégeois et al. 2003**).

Dans le cas du LATEA, la collision n'est pas accompagnée d'un épaissement crustal majeur et les effets du métamorphisme de haut grade restent très limités. Le socle archéen et paléoprotérozoïque est assez bien préservé. Le manteau lithosphérique épais de craton est également préservé, mais il a subi d'importantes délaminations linéaires le long des méga-shear zones, permettant l'intrusion de batholites et de plutons principalement granitiques (**Liégeois et al., 2003**).

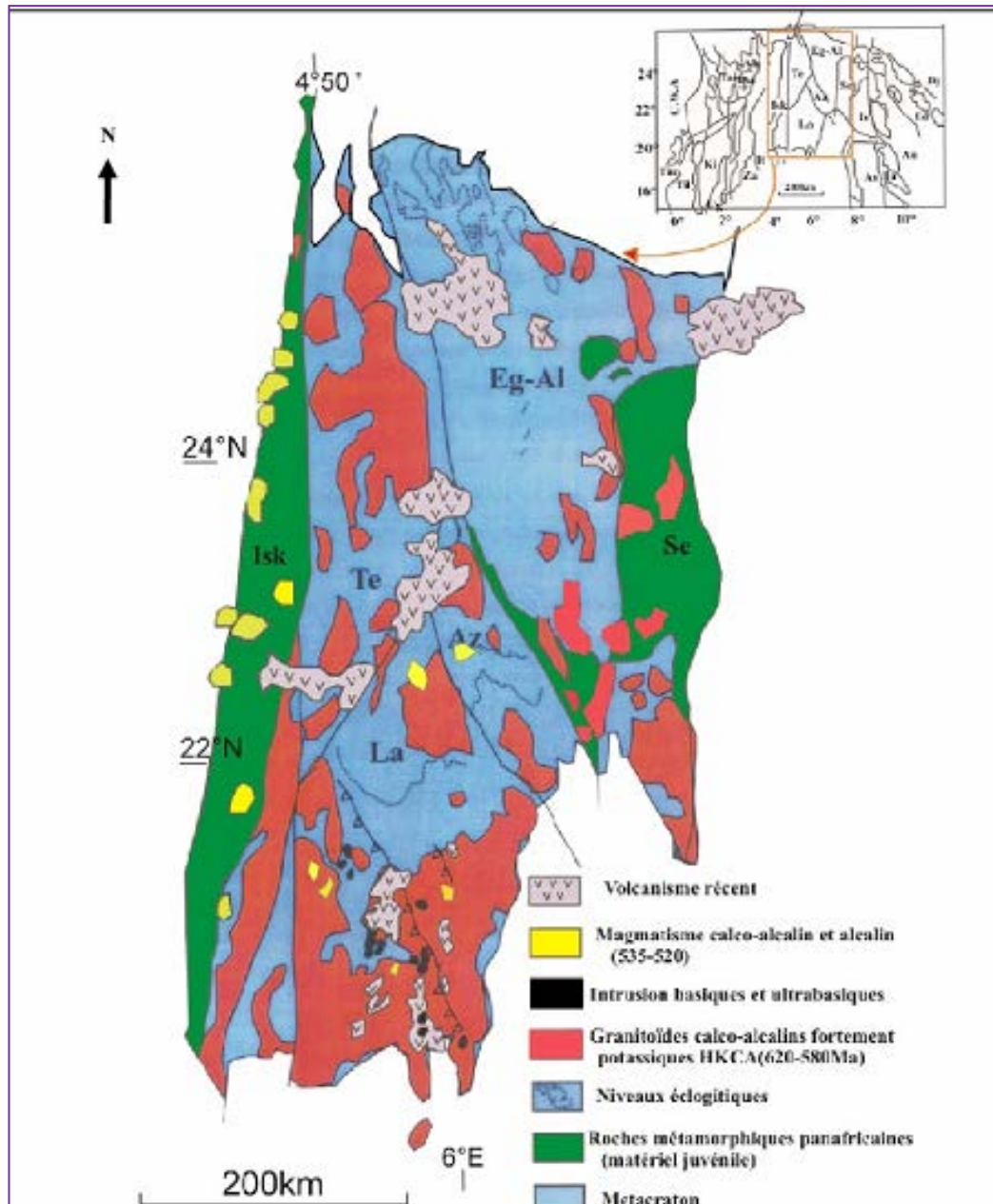


**Figure 2:** Carte du bouclier Touareg avec les 23 terranes (d'après Black et *al.*, 1994)

(Dj) Djanet , (Ed) Edembo, (Ao) Aouzegueur, (Ba) Barghot, (As-Is)Issalane, (Tch) Tchilit, (Ta) Tazat, (Se) Sérouénout, (Eg-Al) Egéré-Aleksod, (Az)Azrou-n-Fad , (Te)Tefedest, (La) Laouni ,(Isk) IskelIn , (It) TeidiniTin (Za)Zaouatene, (Tir) Tirek, (Ah) Ahnet, (Ou) In Ouzzal, (Ugi) Unité granulitique des Iforas, (Tas) Tassendjanet, (Ki) Kidal, (Til)Tilemsi, (Tim)

	Roches sédimentaires d'âge phanérozoïque
	Terranes juvéniles du panafricain
	Terranes très remobilisés
	Métacratons
	Cratons

La réactivation de celles-ci (539-523 Ma), dans un mouvement en transtension dextre, a permis la mise en place des granites Taourirt (**Boissonnas, 1974 ; Azzouni-Sekkaletal., 2003**).



**Figure 3:** Carte géologique du microcontinent LATEA (**Liégeois et al., 2003**).

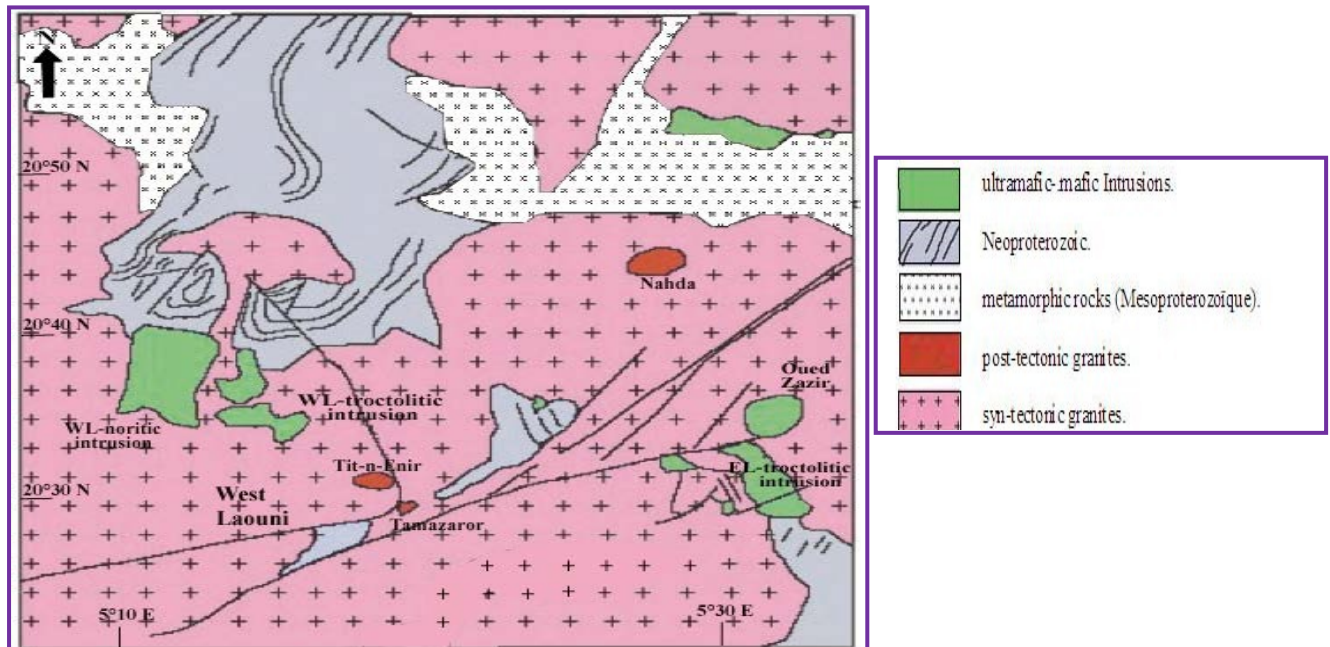
La: Laouni ; Eg-Al: Egéré-Aleksod ; Azrou n'Fad ; Se: Serouenout ; Isk: Iskel.

#### I-4-Cadre géographique et géologique du secteur d'étude :

La région de Laouni est localisée dans le Sud-Ouest du Hoggar central dans le terrane du même nom. Elle est caractérisée par l'abondance de granites qui constituent plus de 70% de la surface des affleurements (Cottin *et al.*, 1990). Ces granites sont, dans leur majorité, rapportés au magmatisme syn-tectonique panafricain qui a permis la mise en place de grands batholites granitiques calco-alcalins datés entre 630 et 600 Ma (Bertrand *et al.*, 1986). Des panneaux reliques de roches métamorphiques, pluri-kilométriques à métriques, affleurent dans la masse granitique. Elles sont datées du Protérozoïque et comprennent des granulites à grenat et cordiérite, des métagrawackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres (Cottin *et al.*, 1998).

Ces granites sont recoupés par des intrusions ultrabasiques-basiques interprétés comme étant un magmatisme post-collisionnel (Laouni mafic-ultramafic layered intrusions, Cottin *et al.*, 1998).

Dans ces intrusions stratifiées basiques de Laouni, notre intérêt s'est porté sur l'étude des plutonites basiques (gabbros et anorthosites) de la région de Laouni (Fig4).



**Figure 4:** Carte géologique du secteur d'étude (d'après Cottin *et al.*, 1998 ; modifiée par Benharrat et Belaoubi, 2010)

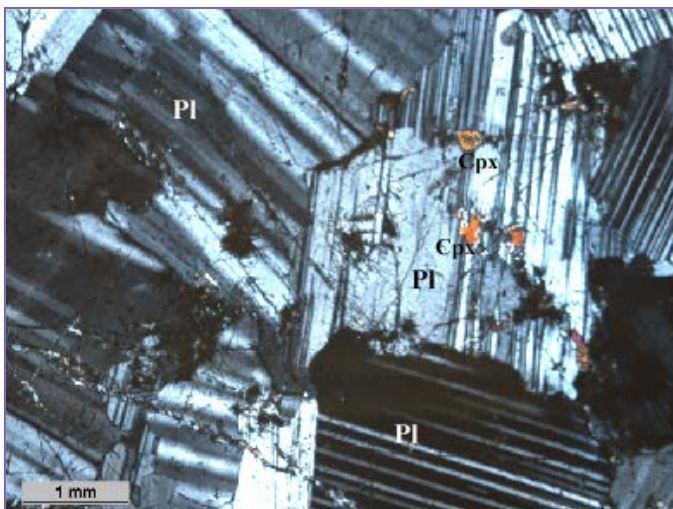


## II-5-Rappels des caractéristiques pétrologiques des gabbros et anorthosites étudiés dans Laouni

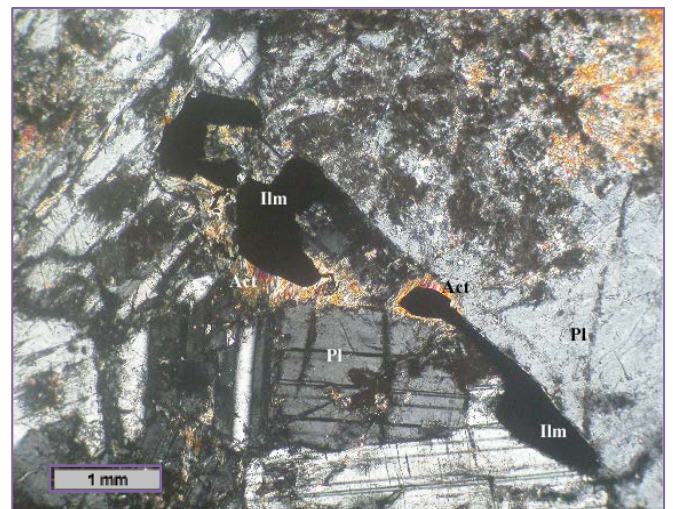
Dans le cadre du mémoire d'ingénieur (Bensaad et Bensehila, 2013), nous avons fait une étude pétrologique des roches basiques de Laouni, plus particulièrement les anorthosites associés aux gabbros. Nous rappelons ces travaux par une synthèse pétrologique afin de pouvoir aisément réaliser l'étude géochimique et isotopique de ces mêmes roches.

Les plutonites basiques sont massives, de teinte blanchâtre (hololeucocrate) et à texture grenue cumulative (type adcumulat) pour les anorthosites alors que les faciès gabbroïques, de teinte sombre, sont à texture de méso à orthocumulat selon la nomenclature d'Irvine(1982).

En ce qui concerne les anorthosites, l'observation microscopique de ces roches montre une paragenèse minérale magmatique constituée de plagioclase, pyroxène, amphibole et opaques. L'étude des textures et des relations entre les phases minérales révèle une phase cumulus constitué essentiellement de plagioclase et une phase intercumulus représenté par les pyroxènes, amphibole et opaques dans les anorthosites (photos 1 et 2).



**Photo 1-LPA-Type adcumulative d'une anorthosite**



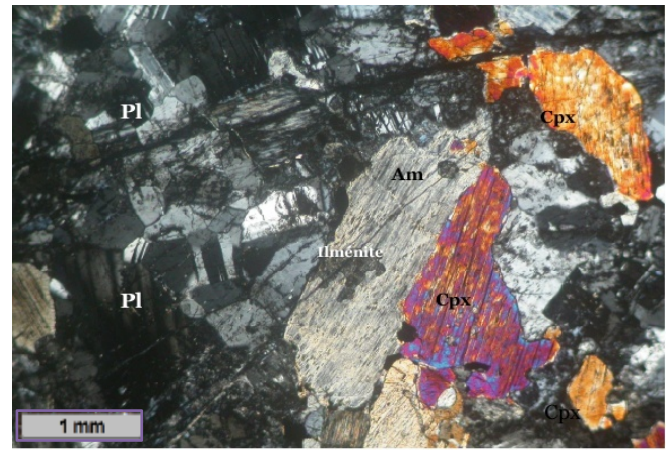
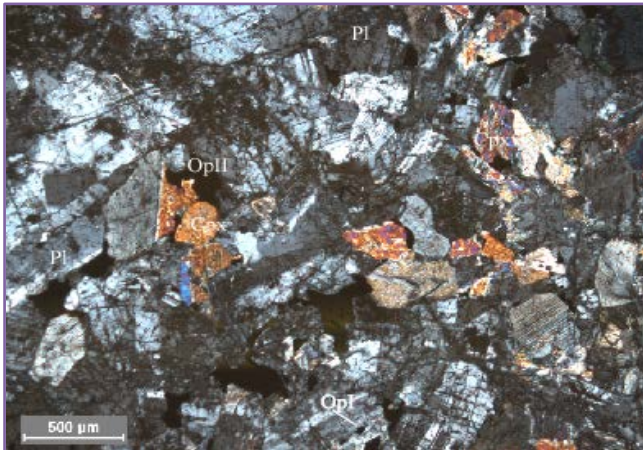
**Photo 2-LPA-Grande lame d'ilménite entourée d'aiguilles d'actinote**

Leur séquence de cristallisation débute par la cristallisation du plagioclase, suivie par celle du clinopyroxène et de l'orthopyroxène, ces deux derniers sont des phases discrètes.

Les oxydes ferro-titanés tels que l'ilménite apparaît ensuite, souvent en inclusion dans la hornblende verte qui clôture la séquence. L'amphibole fibreuse type actinote,

La saussuritisation font partie de l'altération hydrothermale qui intervient au cours du stade tardi-magmatique.

Quant aux gabbros, retrouvés le plus souvent interstratifiés avec les anorthosites, présentent une même paragenèse minérale avec la cristallisation précoce de l'ilménite (OpI), suivi par les cristaux de plagioclase et de Cpx, puis de l'ilménite (OpII) et de la hornblende verte (**photos 3 et 4**).



**Photos 3 et 4-LPA-Textures mésocumulat à orthocumulat du gabbro**

La composition chimique des phases minérales de l'anorthosite et des gabbros associés montre :

- Un plagioclase de type bytownite ( $An_{86}$ ) à labrador ( $An_{68}$  à  $An_{60}$ ), le faciès gabbroïque associé à ces anorthosites a des plagioclases ne dépassant pas le labrador ( $An_{59}$  à  $An_{55}$ ),
- Deux types de pyroxènes coexistent dans certains faciès d'anorthosites : le Cpx est de composition très calcique représenté par le diopside ( $En_{39,94}Fs_{12,98}Wo_{47,07}$ ) à ( $En_{41,41}Fs_{13,08}Wo_{45,51}$ ) et l'Opx est suffisamment magnésien pour représenter l'énstatite ( $En_{65,67}Fs_{32,81}Wo_{1,51}$ ) à ( $En_{69,53}Fs_{28,42}Wo_{2,04}$ ), Il est à remarquer que le Cpx des gabbros associés aux anorthosites présentent la même composition, à savoir du diopside ( $En_{41,46}Fs_{13,02}Wo_{45,51}$  à  $En_{40,37}Fs_{13,46}Wo_{46,16}$ ),
- Une amphibole magmatique calcique et magnésienne de type magnésio-hornblende, un deuxième type secondaire liée à l'altération des Cpx est de type actinote, riche en  $SiO_2$  et en  $MgO$ .
- Un oxyde ferro-titané de type ilménite

Par ailleurs, l'étude détaillée des Cpx traduit un contexte orogénique et une tendance tholéiitique.

L'estimation des conditions de cristallisation a permis d'établir les conditions de genèse des magmas à l'origine de ces roches :

➤ Les pyroxènes ont cristallisé à des températures comprises entre 954 et 927°C sous des pressions de 8.7 à 5.8 kb, ce qui traduit des profondeurs n'excédant pas les 30 km.

➤ Les amphiboles de type magnésio-hornblende, minéral cristallisant tardivement par rapport aux pyroxènes montrent des températures ne dépassant pas 750°C et des pressions comprises entre 5.03 et 4.58 kb, traduisant alors des profondeurs de 18 km.

Le magma à l'origine de ces anorthosites et gabbros a probablement pris naissance à une profondeur maximale de 30 km où il a débuté sa cristallisation par les plagioclases et les pyroxènes (à une température moyenne de 950°C), puis lors de sa montée, vers 18 km et à 750°C ont cristallisé les magnésio-hornblendes.

#### **I-6-Les objectifs du mémoire**

Après l'étude pétrographique et minéralogique menée dans le cadre du mémoire d'ingénieur (**Bensaad et Bensehila, 2013**), le présent travail doit apporter une contribution dans la caractérisation géochimique et isotopique des plutonites basiques (gabbros-anorthosites) du terrane Laouni dans le Hoggar central.

Les objectifs principaux tracés pour ce travail sont :

- Une présentation générale sur la géologie du Hoggar central avec le modèle des terranes et plus particulièrement celui de LATEA,
- Une synthèse pétrologique sur les faciès les plus représentatifs des plutonites basiques de Laouni Est (Oued Zazir) et Laouni Ouest,
- Une caractérisation des affinités géochimiques de ces différentes roches,
- Une identification du contexte géodynamique par le biais des éléments majeurs et traces,
- Enfin par le biais des isotopes radiogéniques Sr-Nd, essayer d'aborder la source des magmas à l'origine de ces plutonites. Quel type de manteau a généré ces roches ? Est-ce que la croûte continentale a-t-elle eu un rôle ?

***CHAPITRE II***  
***ETUDE GEOCHIMIQUE***



## II-1-Introduction

Les roches magmatiques sont filtrées à travers la chambre magmatique et tendent à remonter vers la surface. Plusieurs processus (la cristallisation fractionnée, la contamination, l'assimilation ou le mélange de magmas) se réalisent naturellement dans les chambres magmatiques profondes ou lors de l'épanchement en surface. Ces processus, qui ne sont pas accessibles à l'observation en directe, modifient la composition chimique du magma parental formé par la fusion partielle de la source.

Notre étude géochimique va nous permettre de :

- Caractériser les affinités chimiques des différentes roches,
- Evaluer le comportement des éléments majeurs et traces,
- Aborder l'origine des magmas, notamment par le biais des isotopes et identifier le contexte géodynamique.

Dans ce but, nous disposons d'analyses chimiques (majeurs, traces avec Terres Rares) ainsi que de quelques analyses isotopiques (Sr, Nd).

## II-2-Géochimie des éléments majeurs et traces

### II-2-1-Classification et caractérisation géochimique

Toutes les données analytiques (éléments majeurs, traces et compositions normatives) sont consignées dans les tableaux II-1, II-2, II-3.

Très souvent la caractérisation géochimique des roches magmatiques peut connaître des problèmes en raison des altérations métamorphiques et hydrothermales qu'elles peuvent subir (chloritisation, séricitisation, épidotisation....). Ces altérations engendrent donc des modifications parfois importantes dans le chimisme global de la roche et s'expriment par une perte au feu conséquente.

Les plutonites basiques de Laouni montrent des pertes au feu modérées, ne dépassant pas 2%, ce qui traduit un état de fraîcheur de ces roches.

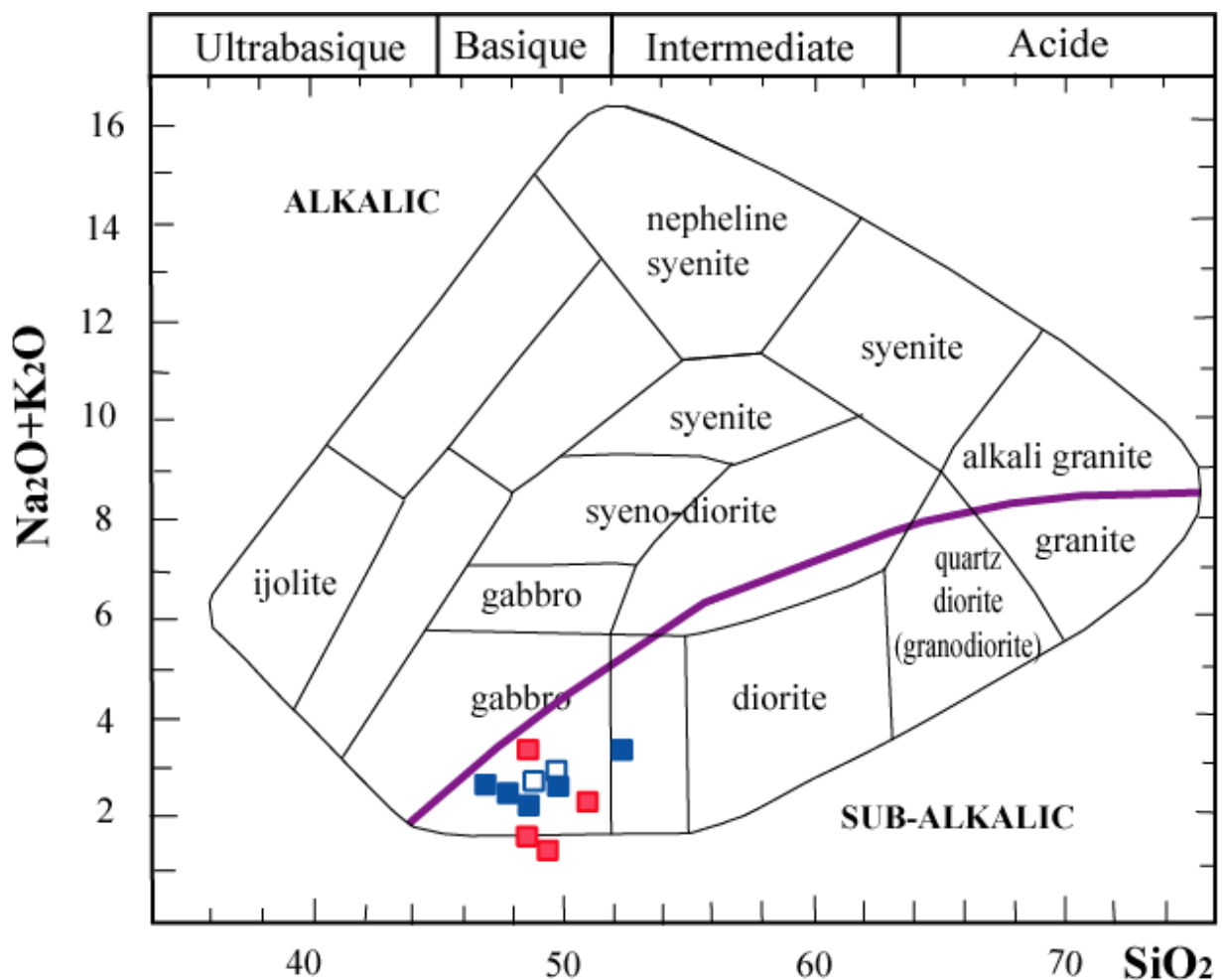
Nous avons utilisé la classification chimique proposée par **Cox et al. (1979)** pour les roches plutoniques ; elle est basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches (TAS). Pour ce diagramme, nous avons recalculé les analyses chimiques en base anhydre, c'est-à-dire en éliminant la perte au feu.

De composition basique ( $46.59 < \text{SiO}_2 < 51.85\%$ ), les roches de Laouni se répartissent bien dans le champ des gabbros (Fig.5).

N° Ech	Oued Zazir (LE)						Laouni West (LE)				
	2H724	2H727	2H669	2H629	832926	2H543	2H670	2H256	2H258	2H278	2H297
	Anorthosite		Troctolite					Troctolite		Norite	
SiO <sub>2</sub>	48,44	47,71	47,45	46,59	51,85	49,63	47,19	48	48,51	50,4	47,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,72	26,51	17,45	20,73	16,5	19,28	19,85	16,32	16,17	17,12	13,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	3,06	7,84	7,02	7,11	5,54	6,96	11,24	10,57	7,9	8,96
MnO	0,07	0,05	0,13	0,11	0,14	0,11	0,11	0,17	0,17	0,16	0,19
MgO	3,23	2,95	10,2	10,21	9,01	7,88	10,2	9,03	7,63	9,06	13,93
CaO	13,78	14,08	11,68	10,78	11,05	12,83	11,38	11,58	9,92	11,34	11,58
Na <sub>2</sub> O	2,27	2,05	2,05	2,67	2,76	2,63	2,23	1,35	3,16	2,12	1,2
K <sub>2</sub> O	0,56	0,63	0,04	0,07	0,32	0,17	0,14	0,05	0,35	0,13	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,45	0,4	0,25	0,47	0,46	0,3	1,33	1,38	0,36	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr	tr	0,02	0,07	tr	tr	tr	0,27	0,32	0,08	0,06
L.O.I.	1,75	1,96	1,36	0,91	0,57	1,07	0,49	0,45	0,77	0,16	1,97
Total	99,01	99,51	98,71	99,41	99,78	99,6	98,85	99,79	98,95	98,83	99,72
Mg#	70	67	73	76	73	75	76	63	61	71	77

**Tableau II- 1:** Compositions chimiques des éléments majeurs des plutonites basiques de Laouni.

Dans ce même diagramme, est reportée la courbe de **Miyashiro (1978)** séparant les séries alcalines des séries subalcalines. Les analyses montrent l'affinité subalcaline des plutonites de Laouni.



**Figure 5 :** Position des plutonites de Laouni dans le diagramme de nomenclature de **Cox et al. (1979)**. Report de la courbe de **Miyashiro (1978)** séparant les séries alcalines de séries subalcalines

- Gabbro Laouni Ouest (LW)
- Gabbro Laouni Est (LE) ou Oued Zazir
- Anorthosite Laouni Est (LE)

Par ailleurs, la projection des analyses représentatives sur le diagramme FeO/MgO en fonction de SiO<sub>2</sub> (Miyashiro, 1974) (Fig.6) montre que les roches sont à cheval entre le domaine tholéiitique et le domaine calco-alcalin. Par contre, le diagramme de Miyashiro(1974) FeO/MgO en fonction de TiO<sub>2</sub> (Fig.7) révèle que les points d'analyses se retrouvent majoritairement dans le domaine calco-alcalin.

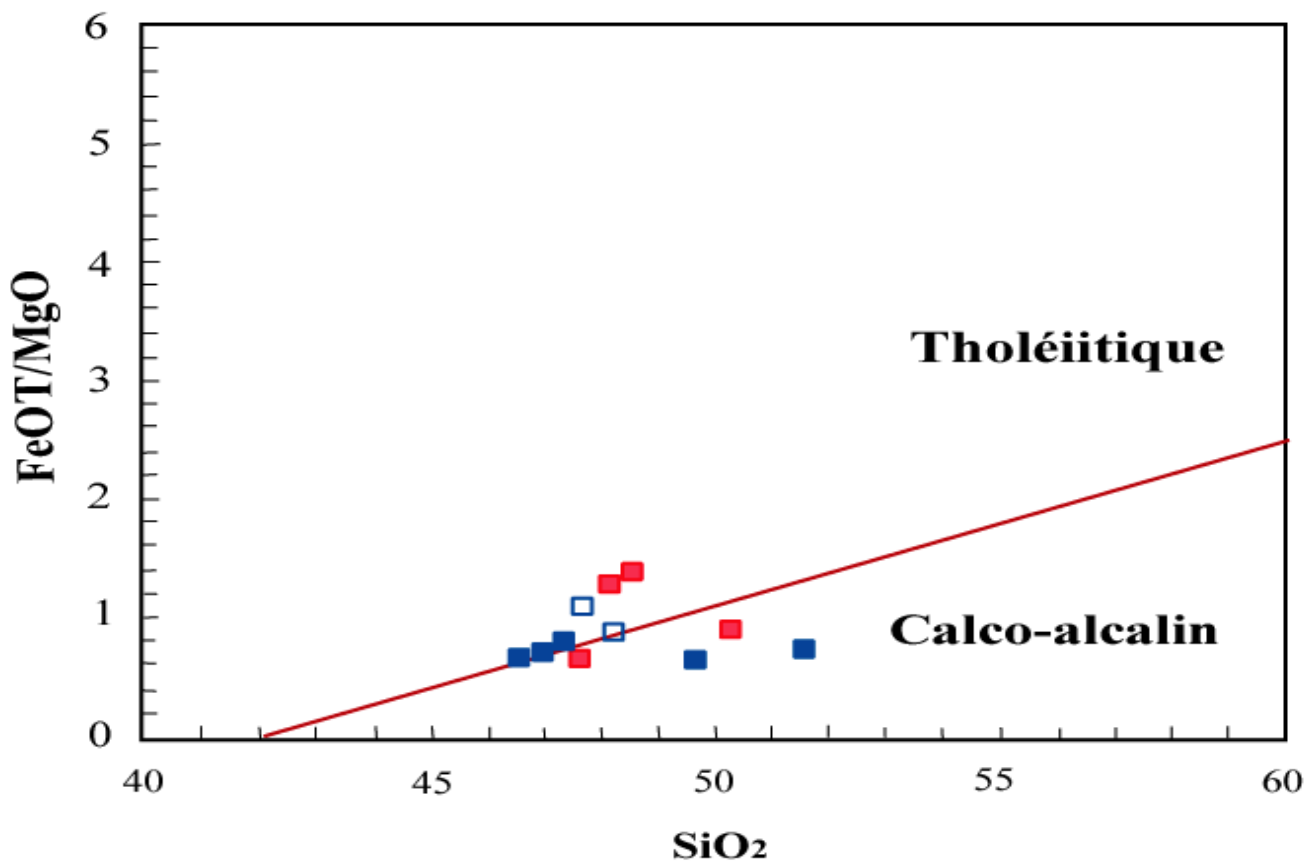
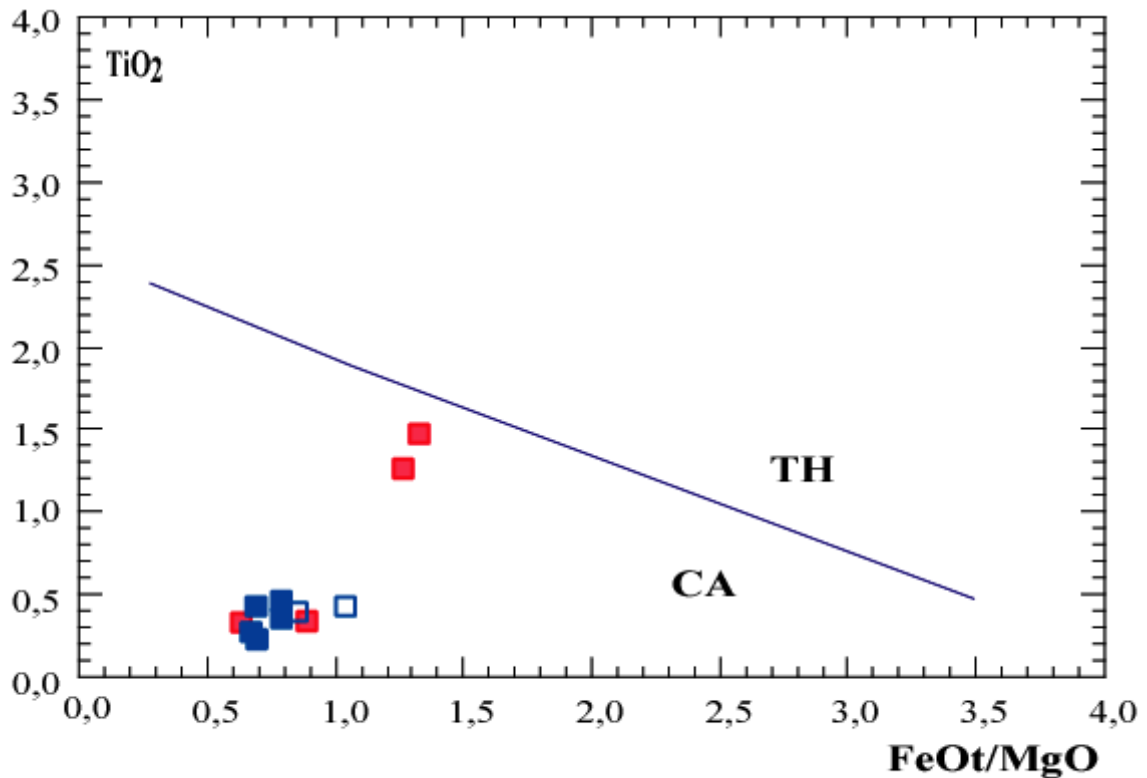


Figure 6 : Diagramme FeO/MgO versus SiO<sub>2</sub> de Miyashiro 1974.



**Figure 7 : Diagramme FeOt/MgO en fonction de TiO<sub>2</sub> de Miyashiro 1974.**

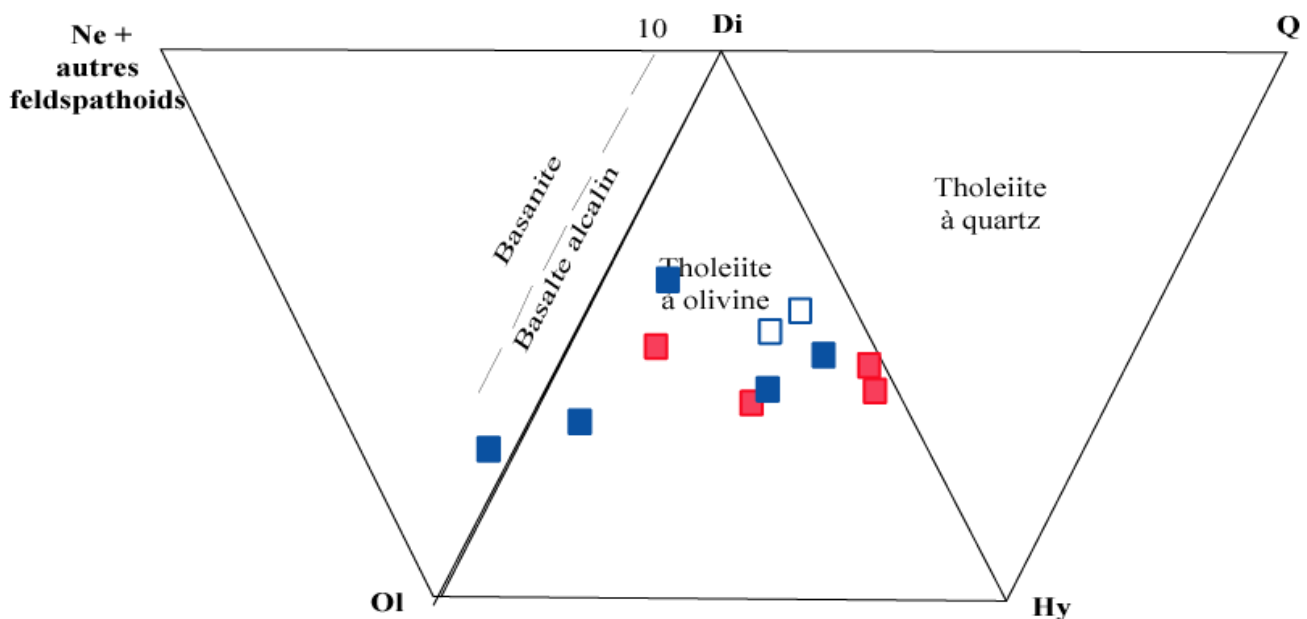
Le calcul de la norme CIPW (Tableau II- 2) montre la saturation en SiO<sub>2</sub> de la plupart de ces plutonites, qui se traduit par la présence:

- d'hypersthène normatif avec des pourcentages allant de 3.90 à 22.70%, à l'exception d'une roche qui comporte 1.20% de néphéline,
- d'olivine normative atteignant les 23,1% dans les gabbros et 2.7% dans les anorthosites.

N <sup>o</sup> Ech	2H724	2H727	2H669	2H629	832926	2H543	2H670	2H256	2H258	2H278	2H297
	Anorthosite(LE)			Troctolite(LE)				Troctolite(LW)		Norite(LW)	
Quartz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Orthose	3,30	3,70	0,20	0,40	1,80	1,00	0,80	0,30	2,10	0,80	0,40
Albite	19,20	17,30	17,10	20,30	22,80	22,20	18,80	11,40	26,70	17,90	10,10
Anorthite	58,30	61,20	38,40	44,30	32,00	40,30	43,70	38,30	28,90	36,80	31,60
Diopside	8,10	7,00	15,60	6,90	18,20	18,90	10,30	14,30	14,90	15,30	20,40
Hypersthèn	5,20	3,90	9,30	0,00	17,70	4,10	3,00	28,70	6,30	22,70	18,90
Olivine	1,80	2,70	14,10	23,10	4,10	10,00	19,60	0,90	13,60	2,60	13,50
Magnétite	0,60	0,70	1,70	1,50	1,60	1,20	1,50	2,40	2,30	1,70	1,90
Ilménite	0,70	0,90	0,80	0,50	0,90	0,90	0,60	2,50	2,60	0,70	0,60
Apatite	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,60	0,70	0,20	0,10
Néphéline	0,00	0,00	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

**Tableau II- 2:**Compositions normatives des roches basiques de Laouni (LE et LW).

Dans le diagramme de **Thompson (1984)** (**Fig.8**), ces analyses normatives sont majoritairement regroupées dans le triangle (Di-Ol-Hy). Les roches gabbroïques de Laouni Est et Ouest ont donc des compositions de tholéïtes à olivine (exception de l'analyse à néphéline normative). Elles se seraient donc formées à partir de magmas saturés en silice.



**Figure 8** : Position des gabbros-anorthosites de Laouni dans le diagramme de **Thompson (1984)**.

### II-2-2-Comportement des éléments majeurs et traces

Les plutonites de Laouni représentées par des gabbros troctolitiques, noritiques et des anorthosites sont de composition basique ( $\text{SiO}_2$  compris entre 46.59 et 51.85%).

Au niveau des autres éléments majeurs, des différences de compositions se distinguent entre les gabbros et les anorthosites. Ces dernières se caractérisent par des teneurs importantes en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~26%) et  $\text{CaO}$  (~14%) traduisant le caractère cumulatif en plagioclase. Par contre, leurs teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2,81-3,06%) et  $\text{MgO}$  (2,95-3,23%) sont faibles.

Quant aux gabbros, la plupart sont également riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (jusqu'à 21%) et présentent des teneurs élevées en  $\text{MgO}$  (jusqu'à 14%) et faibles à modérées en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (5,54 à 11,24%). Il est à noter que dans toutes les roches étudiées, les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  sont inférieures à 1%.

Au niveau des éléments traces, ces roches montrent des teneurs suffisamment élevées en éléments de transition (Cr, Ni et Co...) et faibles en éléments incompatibles tels que le Ba, Rb, Zr, Nb et Y... ; ce qui impliquera des conséquences pétrologiques.

N°Ech	2H724	2H727	2H669	2H629	832926	2H543	2H670	2H256	2H258	2H278	2H297
	Anorthosite(LE)		Troctolite(LE)					Troctolite(LW)		Norite(LW)	
Ba (ppm)	131	137	40	70	82	88	66	73	236	148	108
Rb	14	11	<10	<10	<10	<10	<10	5	12	<10	6
Sr	780	820	290	469	416	424	400	321	572	474	524
Co	50	42	101	69	73	74	99	60	53	85	55
Cr	147	132	355	235	447	395	615	524	269	243	575
Ni	368	356	168	196	469	103	224	159	96	106	193
V	132	127	138	92	171	155	82	271	243	106	177
Cu	<10	<10	79	75	27	70	53	59	89	74	99
Y	5,26		6,22		7,86			19,63	22,34		9,26
Nb			10,1		10,92			7	7		5
Zr			20,49		17,83			42	37		18
La	3,75		1,65		1,58			4	7,89		2,84
Ce	15,5		8,97		6,79			10,5	25,59		12,51
Nd	4,53		2,6		3,7			7,77	13,49		3,99
Sm	0,98		1,46		1,31			2,21	3,71		1,4
Eu	0,5		0,72		0,74			1	1,43		0,56
Gd	1,02		1,53		1,44			2,87	3,71		1,69
Dy	0,79		1,21		1,34			2,92	3,62		1,47
Er	0,53		0,72		0,71			1,68	1,94		0,82
Yb	0,42		0,57		0,66			1,47	1,72		0,77
Lu	0,06		0,22		0,14			0,22	0,24		0,1
Σ REE	28,08		19,65		18,41			34,64	59,72		26,15
La/Yb <sub>N</sub>	6,02		1,95		1,61			1,83	2,49		3,09

**Tableau II- 3:** Analyses chimiques des éléments en traces avec terres rares des gabbros et anorthosites de Laouni.

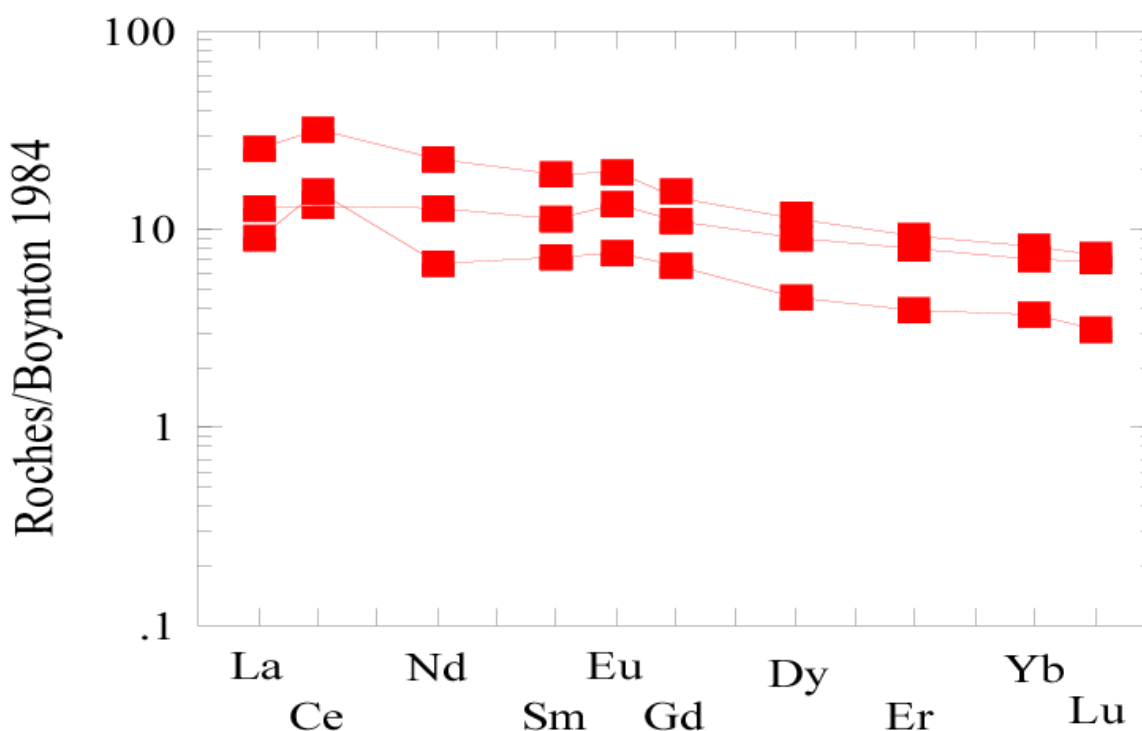


En ce qui concerne les terres rares, toutes les roches basiques de Laouni ont des concentrations assez faibles ( $\Sigma \text{REE} = 59,72$  à  $18,41 \text{ ppm}$ ).

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites de **Boynton (1984)** pour tous les faciès gabbroïques de la région de Laouni sont, le plus souvent, caractéristiques des faciès cumulatifs basiques.

- **Les faciès gabbroïques de Laouni Ouest** montrent:(**Fig.9**)

- Un enrichissement en terres rares légères (LREE) (jusqu'à 25 fois les chondrites pour le La) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (4 à 8 fois les chondrites pour l'Yb),
- Une légère anomalie positive en Eu traduisant l'accumulation du plagioclase,
- Un fractionnement modéré des spectres ( $\text{La}/\text{Yb}_N \sim 3,09$ ),



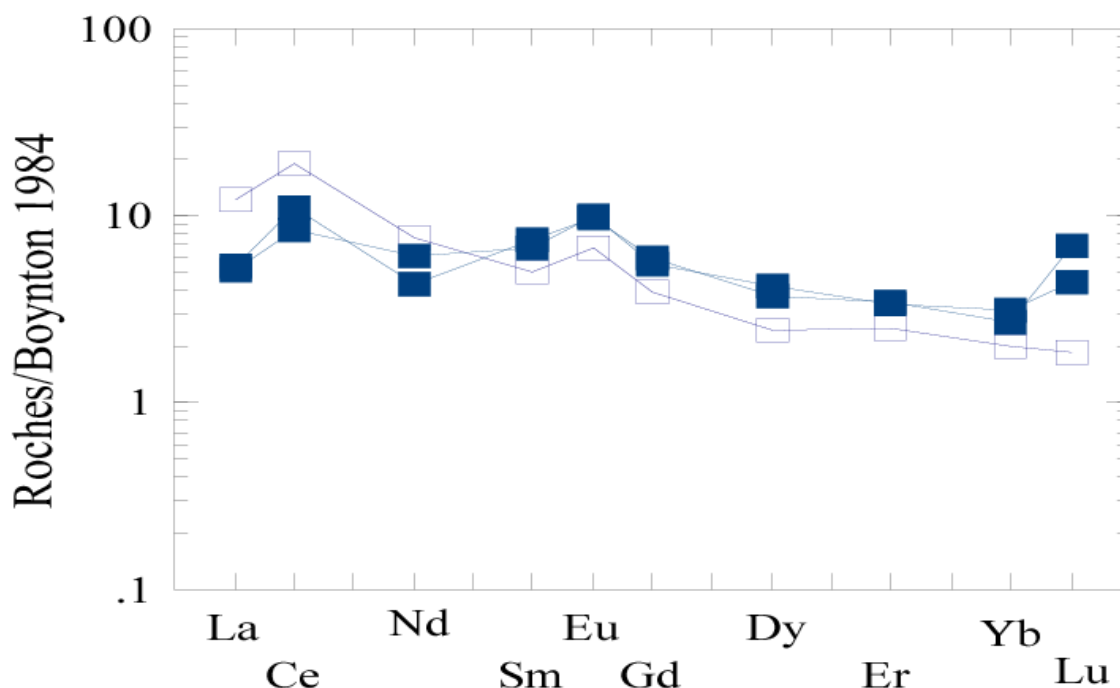
**Figure 9** : Spectres des terres rares des roches de Laouni West normalisées aux chondrites de Boynton, 1984.

- Les faciès gabbroïques de Laoui Est montrent (Fig.10) :

- Un très léger enrichissement en terres rares légères (LREE) (5 fois les chondrites pour le La) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (3 fois les chondrites pour l'Yb) pour les gabbros,
- Une anomalie positive en Eu plus accentuée dans ces faciès,
- Un spectre presque plat qui se traduit par un fractionnement faible ( $La/Yb_N \sim 6,02$ ).

Quant aux anorthosites de Laoui Est, elles diffèrent légèrement des gabbros par un enrichissement en LREE (12 fois les chondrites) et un appauvrissement en HREE (2 fois les chondrites (Fig.10) plus importants.

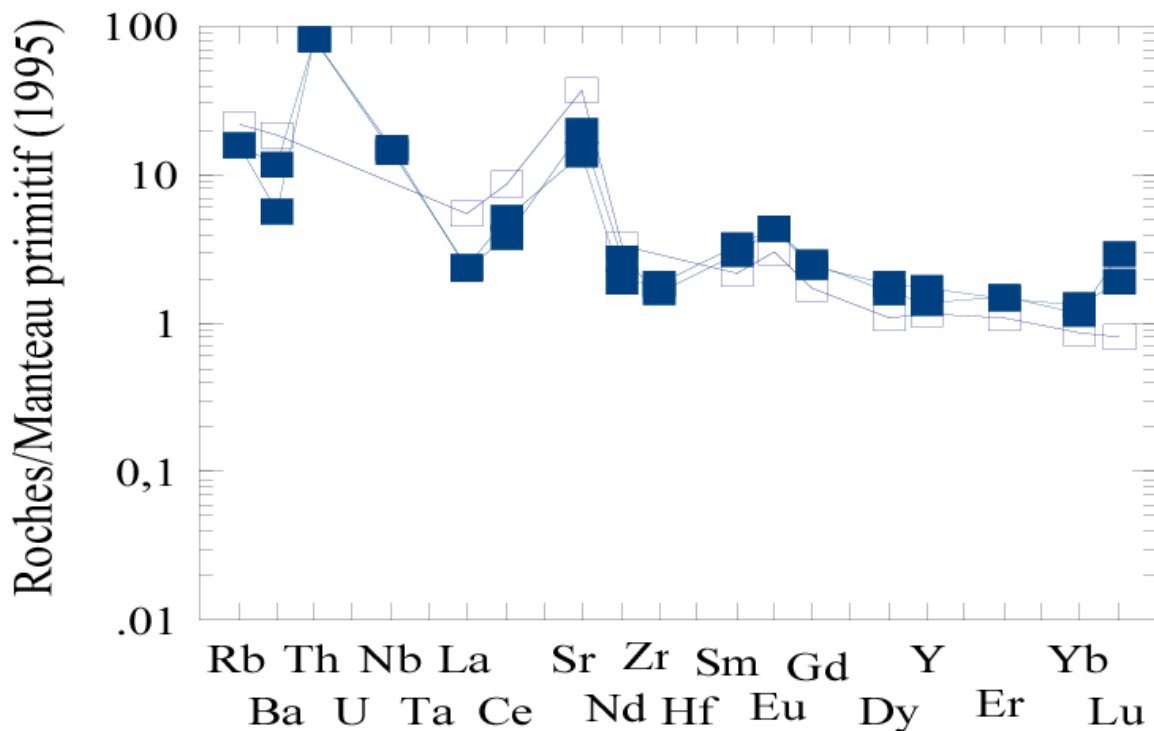
Il est à remarquer que tous les spectres de terres rares de Laoui présentent une anomalie positive en Ce (Fig.9 et 10) qui serait probablement liée à une altération secondaire de ces roches.



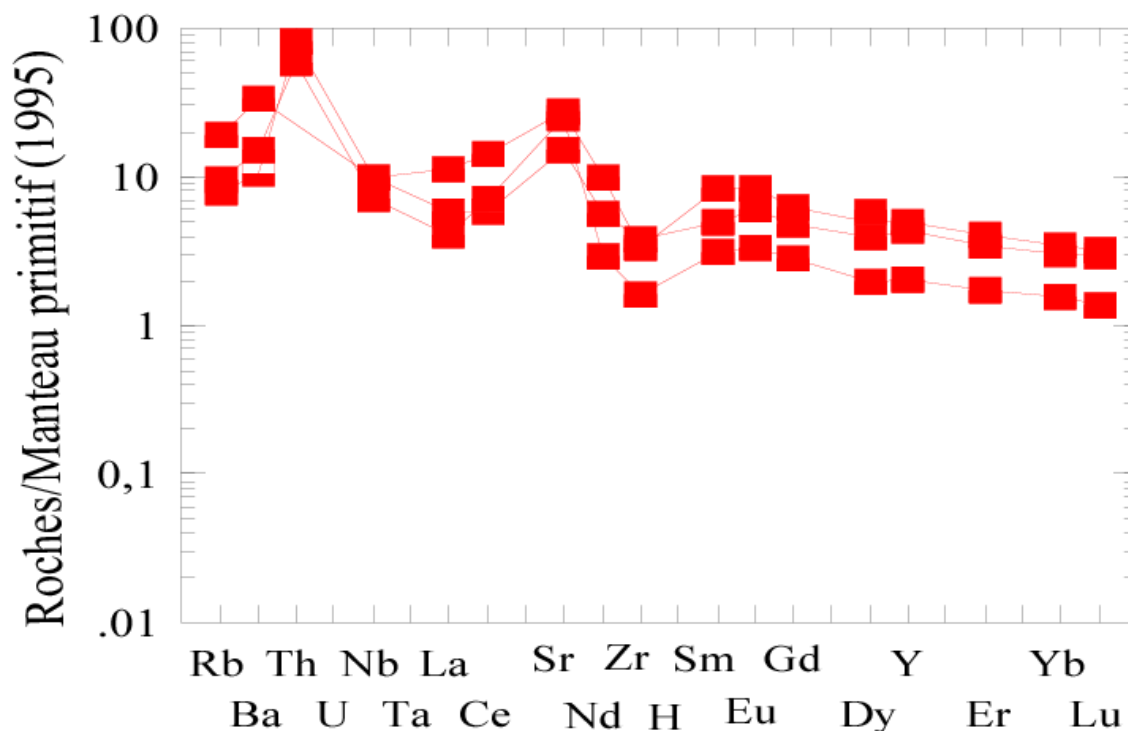
**Figure 10** : Spectres des terres rares des roches d'Oued Zazir (LE) normalisées aux chondrites de Boynton, 1984.

Les diagrammes multiélémentaires (spectres élargis) normalisés au manteau primitif de **Mc Donough et Sun (1995)** présentent, pour toutes les plutonites basiques de Laouni (**Fig. 11 et 12**), les caractéristiques suivantes :

- Un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Sr....) par rapport aux LREE et HFSE,
- Des anomalies positives en Sr et Eu reflétant l'importance du plagioclase dans ces roches,
- Des anomalies négatives en HFSE tels que le Nb et le Zr traduisant le rôle joué par la croûte continentale. L'anomalie positive importante en Th confirme la contamination crustale de ces roches gabbroïques.



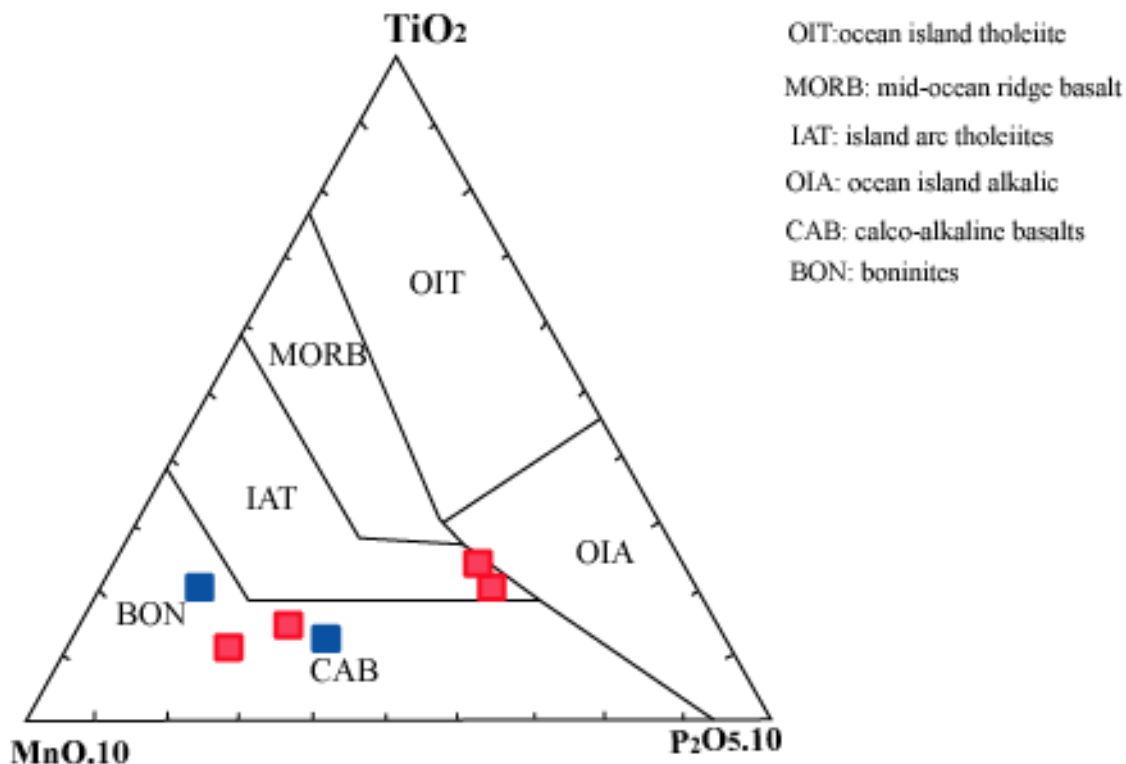
**Figure 11** : Diagrammes multi-élémentaires des éléments en traces de Laouni Est normalisés au manteau primitif de **Mc Donough et Sun (1995)**.



**Figure 12** : Diagrammes multi-élémentaire des éléments en traces de Laouni West normalisés au manteau primitif de **Mc Donough et Sun (1995)**.

### II-3-Contexte géodynamique

L'étude des éléments majeurs et traces montrent que les roches étudiées présentent des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse panafricaine. L'allure des spectres multiéléments (**Fig.11et12**) rappelle celle des magmas calco-alcalins et tholéiitiques. L'utilisation du diagramme géotectonique de **Mullen (1983)** établi à partir des oxydes TiO<sub>2</sub>, MnO P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> pour les roches de composition basaltique (**Fig.13**) permet de voir que toutes les roches étudiées s'implantent dans les domaines orogéniques, à savoir les IAT (tholéiites d'arc insulaire) et les CAB (basaltes calco-alcalins) confirmant leurs caractères tholéiitiques et calco-alcalins.



**Figure 13** : Position des plutonites de Laouni dans le diagramme géotectonique de Mullen (1983).

#### II-4- Discussions

L'étude géochimique des plutonites basiques de Laouni révèle les caractères suivants :

- des compositions de roches gabbroïques
- des compositions de tholéïtes à olivine issues de magmas saturés en silice,
- une affinité subalcaline avec les tendances calco-alkaline et tholéïtite,
- la majorité des roches étudiées présentent des caractères de magmas primitifs avec des rapports Mg# atteignant 77 et des teneurs en MgO élevées (jusqu'à 14%). Elles se rapprochent de la source mantellique. De plus le fractionnement très modérée des spectres de terres rares ( $La/Yb_N \sim 6$ ) indique probablement une péridotite à spinelle,

- Un enrichissement en LILE par rapport aux LREE et HFSE, caractéristiques des magmas orogéniques,
- Les anomalies positive en Th et négative en Nb traduisent le rôle joué par la croûte continentale dans la genèse de ces roches,
- Un contexte géodynamique confirmant le caractère de magmas orogéniques et l'affinité calco-alkaline et tholéiitique de ces roches. Comme nous l'avons déjà évoqué, les plutonites de Laouni sont bien liées à un orogène, ici panafricain et elles sont bien post-collisionnelles.

***CHAPITRE III***  
***GEOCHIMIE ISOTOPIQUE***

### III-1-Introduction

Avant d'aborder la géochimie des couples Rb-Sr et Sm-Nd appliquée aux plutonites de Laouni, il serait intéressant de rappeler quelques généralités sur la radioactivité naturelle qui a deux applications essentielles en Sciences de la Terre : la géochronologie (datation des roches) et l'utilisation des isotopes comme traceurs des processus pétrogénétiques (la géochimie isotopique).

A partir de la synthèse des principes de la géologie isotopique de **Faure (1986)** et de **Vidal (1994)**, nous essaierons de présenter les équations fondamentales de la géochronologie et les appliquer aux roches étudiées.

### III-2-Les lois de la désintégration – Les équations fondamentales de la géochronologie

Les méthodes de la géochronologie reposent sur le principe suivant : un noyau (nuclide) radioactif père (P) se désintègre en un nuclide radiogénique fils (F) stable.

Quel que soit le mode de radioactivité, la loi fondamentale de la radioactivité est :

$$dP/dt = -\lambda P \quad (1)$$

P = nombre d'atomes du nuclide radioactif présents

dP = nombre de nuclides transformés pendant le temps dt

$\lambda$  = la constante de désintégration (ou constante radioactive). Elle s'exprime en  $\text{an}^{-1}$  (inverse du temps) On admet qu'elle est restée stable durant toute l'histoire de la Terre.

$\lambda P$  est l'activité de l'élément et le signe négatif indique que le nombre d'atomes va en décroissant. On mesure l'activité en Curie (1 Ci =  $3,7 \cdot 10^{10}$  désintégrations par seconde).

L'intégration de cette équation (1) permet d'écrire :

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

P étant le nombre d'atomes ou de noyaux radioactifs restant aujourd'hui,

$P_0$  étant le nombre d'atomes radioactifs présents à l'instant initial,

t étant l'intervalle de temps qui mesure la durée de l'expérience.

Pour tout élément radioactif, on définit sa période appelée demi vie T calculée par la formule  $P = P_0 / 2$  la constante de désintégration  $T = \ln 2 / \lambda = 0,6931 / \lambda$ .

A l'instant initial, seuls les isotopes radioactifs se trouvent dans le système  $P_0$ . Après un certain temps t, un certain nombre se sont perdus par formation des isotopes fils radiogéniques  $F^*$  :

$$F^* = P_0 - P \quad \text{où } P = P_0 - F^*$$



En combinant l'équation (2) avec cette équation, on obtient :

$$F^* = P_0 - P_0 e^{-\lambda t} \quad F^* = P_0 (e^{\lambda t} - 1)$$

d'où l'on tire:

$$t = 1/\lambda \ln (1 + F^*/P) \quad (3)$$

D'une façon générale, à ce nombre d'atomes  $F^*$  radiogéniques s'ajoutent un nombre d'atomes  $F_0$  du même élément présents initialement au moment de sa formation, si bien que le nombre d'atomes fils mesurés  $F = F_0 + F^*$

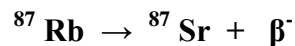
$$F^* = P_0 (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{soit } F = F_0 + P (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

$$d'où l'âge  $t = 1/\lambda \ln (1 + F - F_0/P) \quad (5)$$$

Cette équation est l'équation générale de base de la radiochronologie  $F$  et  $P$  sont mesurables, tandis que  $F_0$  est inconnu. Cette valeur peut être supposée ou bien calculée à partir des résultats analytiques.

### III-3-La méthode rubidium-strontium

Le système Rb-Sr est basé sur la désintégration du Rb en Sr par radioactivité  $\beta^-$  :



Le Rb possède deux isotopes naturels de masse 85 et 87 ( ${}^{85}\text{Rb} = 72,15\%$  et  ${}^{87}\text{Rb} = 27,85\%$ ). Seul le  ${}^{87}\text{Rb}$  est radioactif et se transforme en  ${}^{87}\text{Sr}$  par émission  $\beta^-$ .

Sa période de désintégration est très grande (50 Ga) et sa constante de désintégration  $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ .

Par contre, le Sr commun possède 4 isotopes naturels de masse 84, 86, 87, et 88 dont seul le 87 est radiogénique.

A partir de l'équation fondamentale de géochronologie, nous pouvons écrire :

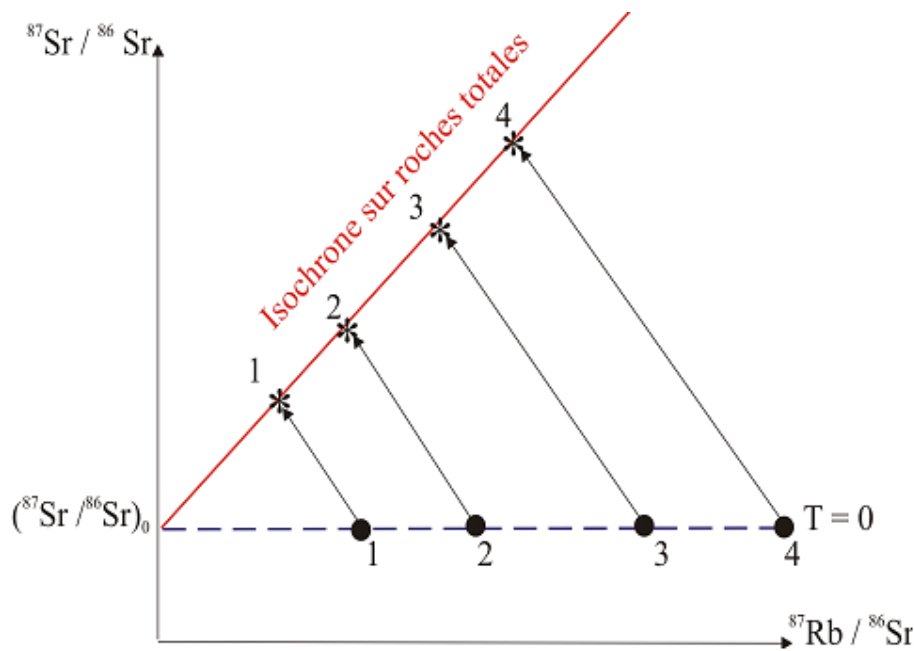
$$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Elle exprime l'augmentation en fonction du temps du rapport  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  d'un milieu donné possédant un certain rapport Rb/Sr. Elle est de la forme :

$$y = b + xa$$

Cette expression montre que des échantillons cogénétiques évoluant en système clos vont s'aligner sur une droite isochrone représentée dans le diagramme

$${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = f ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}) \quad (\text{Fig. 14})$$



**Figure14-** Diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans lequel est représentée la droite isochrone dont la pente  $a = (e^{\lambda t} - 1)$

La pente est  $a = (e^{\lambda t} - 1)$  et l'ordonnée à l'origine correspond à  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  initial. Si nous disposons de plusieurs minéraux ou roches cogénétiques ayant même rapport initial mais présentant des rapports Rb/Sr différents, les points représentatifs de ces minéraux (ou roches) dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  définiront une droite dont la pente est proportionnelle au temps écoulé entre l'instant initial de fermeture du système et l'instant  $t$  de la mesure. Cet instant  $t$  est considérée comme celui de l'âge de la mise en place.

Le champ d'application de la géochimie isotopique du Sr est très vaste : l'histoire du manteau, l'évolution du système croûte-manteau, la croissance continentale ....

L'absence de roches terrestres aussi ancienne que 4,57 Ga interdit toute information directe sur le rapport isotopique initial de la terre. Pour tourner cette difficulté, nous nous adressons aux météorites puisqu'elles sont demeurées des systèmes clos depuis leur formation. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de ces roches, nommé **BABI (Basaltic Achondrite Best Initial)**, qui est donc celui du système solaire, est de  $0,69897 \pm 0,00003$ . Ce rapport évolue lentement dans le manteau profond car la quantité du Sr augmente progressivement dans le temps.

Nous savons que les basaltes tholeiitiques (MORB) ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  homogènes dont la moyenne est de 0,7027. Les basaltes alcalins et tholeiitiques du domaine intraplaque sont plus hétérogènes et plus radiogéniques (riche en Sr), leur moyenne est de 0,703 à 0,706.

#### III-4- La méthode samarium-néodyme

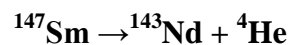
Cette méthode samarium (Sm)-néodyme (Nd) a été utilisée pour la première fois par **Lugmair (1974)** sur les météorites et **Richard et al. (1976)** et **DePaolo et al. (1976a)** sur les roches terrestres.

Ce système Sm-Nd est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Son succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du Sm par rapport au Nd, ce qui n'était pas le cas des systèmes utilisés jusqu'alors.

De plus, ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations post-mise en place, autant en domaine superficiel que métamorphique.

Le Sm et le Nd appartiennent au groupe des lanthanides. Ils possèdent chacun plusieurs isotopes :

$^{62}\text{Sm}$  : 144, 147, 148, 149, 150, 152, 154, dont seul l'isotope 147 donne par décomposition radioactive l'isotope 143 du Nd :



La période de sa désintégration est très grande, elle est de 106 milliards d'années avec une constante de désintégration  $\lambda^{147}\text{Sm}$  de **6,54. 10<sup>-12</sup> an<sup>-1</sup>**.

$^{60}\text{Nd}$  : 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150 dont seul l'isotope 143 est radioactif.

La période de désintégration du Sm est beaucoup plus longue que celle du Rb (50 milliards d'années). Pour cette raison, le couple Sm-Nd est plus adapté, comme chronomètre, à la mesure des âges anciens et moins adapté pour les âges récents.

L'équation de la désintégration de ce couple s'écrit :

$$^{143}\text{Nd}_{\text{actuel}} = ^{143}\text{Nd}_{\text{initial}} + ^{147}\text{Sm} (e^{\lambda t} - 1)$$

Comme le nombre d'atomes de  $^{144}\text{Nd}$  reste constant avec le temps, nous pouvons écrire :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda t} - 1)$$

D'où l'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left[ 1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{initial}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actuel}}} \right]$$

Comme dans le cas du couple Rb-Sr, les points représentatifs de plusieurs échantillons sont alignés dans le diagramme  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$  lorsque ceux-ci sont de même âge et se sont comportés en système clos depuis leur passage de l'état liquide à l'état solide. Les faibles variations des rapports Sm/Nd (rapports moins étalés que dans les rapports Rb/Sr, donc il est plus difficile d'obtenir une isochrone) limitent l'application de cette méthode.

Des isochrones sur roches totales ne peuvent donc guère être obtenus que sur les météorites et parfois sur des ensembles d'âge archéen.

Contrairement à la méthode Rb-Sr, le couple Sm-Nd offre l'avantage de s'appliquer aussi bien aux roches basiques et ultrabasiques qu'aux granites.

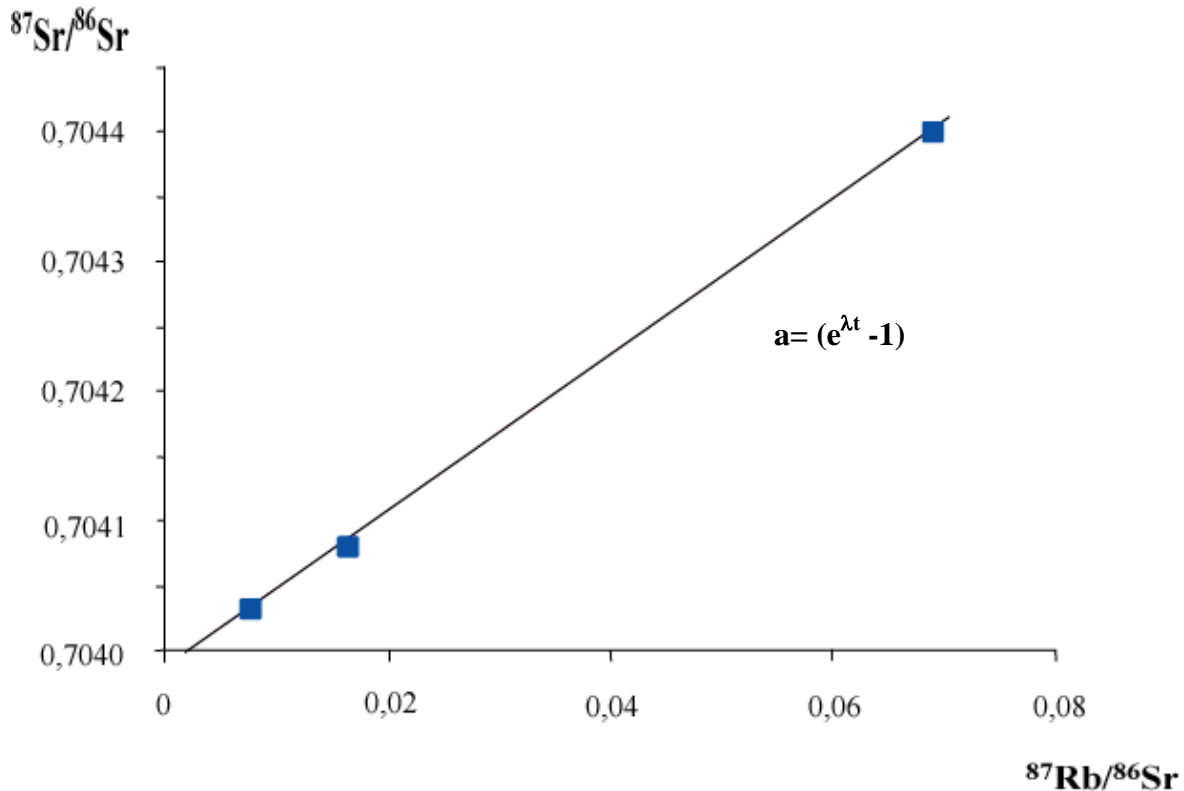
### III-5-Les couples Rb-Sr et Sm-Nd dans les plutonites basiques de Laouni

Les analyses des plutonites basiques (gabbros et anorthosites) de Laouni sont consignées dans les **tableaux III-1**.

	Echant.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$\epsilon\text{Nd}_{\text{actual}}$
Laouni Ouest (LW)	2H278	2,91	512	0,01644	0,704682	1,6	5,9	0,164	0,512109	-10,32
	2H297	2,94	522	0,01629	0,704131	1,16	4,67	0,1502	0,512151	
	2H342	2,59	394	0,01902	0,706668	0,55	2,28	0,1459	0,511818	-16
	2H85	1,57	66	0,06882	0,70445	0,73	2,9	0,1522	0,512572	-7,8
	2H109	1,13	435	0,00751	0,704083	0,49	2,77	0,107	0,512238	-1,29
Laouni Est (OZ)	2H584	0,61	384	0,0046	0,705392					
	2H669	0,97	309	0,00908	0,703048	0,78	2,63	0,1794	0,512831	-3,76
	832926	0,97	403	0,00696	0,703726	0,59	2,3	0,1551	0,512521	-2,46
	2H543	0,05	433	0,00033	0,703766					
	2H724	13	756	0,0496	0,705185	2,8	17	0,0996	0,512229	+ 0,10

**Tableau III-1** : Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des plutonites de Laouni.

Les données isotopiques Rb-Sr mesurées, c'est-à-dire les valeurs actuelles, permettent d'avoir une isochrone avec seulement quelques analyses (**Fig.15**). Dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , les échantillons 2H85, 2H109, 2H342 s'alignent correctement le long d'une droite.



**Figure-15** Diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des plutonites basiques de Laouni.

Le calcul de l'âge à partir de la droite isochrone  $t = \ln(a+1)/\lambda$  et sa pente  $a = (e^{\lambda t} - 1)$  peuvent être utilisés avec prudence. Nous obtenons alors un âge de **611 Ma** (âge convenable) et un rapport isotopique initial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) de **0.7040**. Cet âge permet de les rattacher à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma).

L'âge obtenu (611 Ma) nous permet de calculer les rapports isotopiques initiaux du Sr et également du Nd (voir **tableau III-2**) pour toutes les roches de Laouni.

	Echant.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}$
<b>Laouni Ouest (LW)</b>	2H278	0,70454	0,51145	-7,78
	2H297			
	2H342	0,70649	0,51123	-12,05
	2H85	0,70402	0,51181	-0,80
	2H109	0,70385	0,51196	+2,19
<b>Oued Zazir (OZ)</b>	2H584	0,70535		
	2H669	0,70297	0,51211	+5,12
	832926	0,70367	0,51189	+0,79
	2H543	0,70376		
	2H724	0,70475	0,51183	-0,39

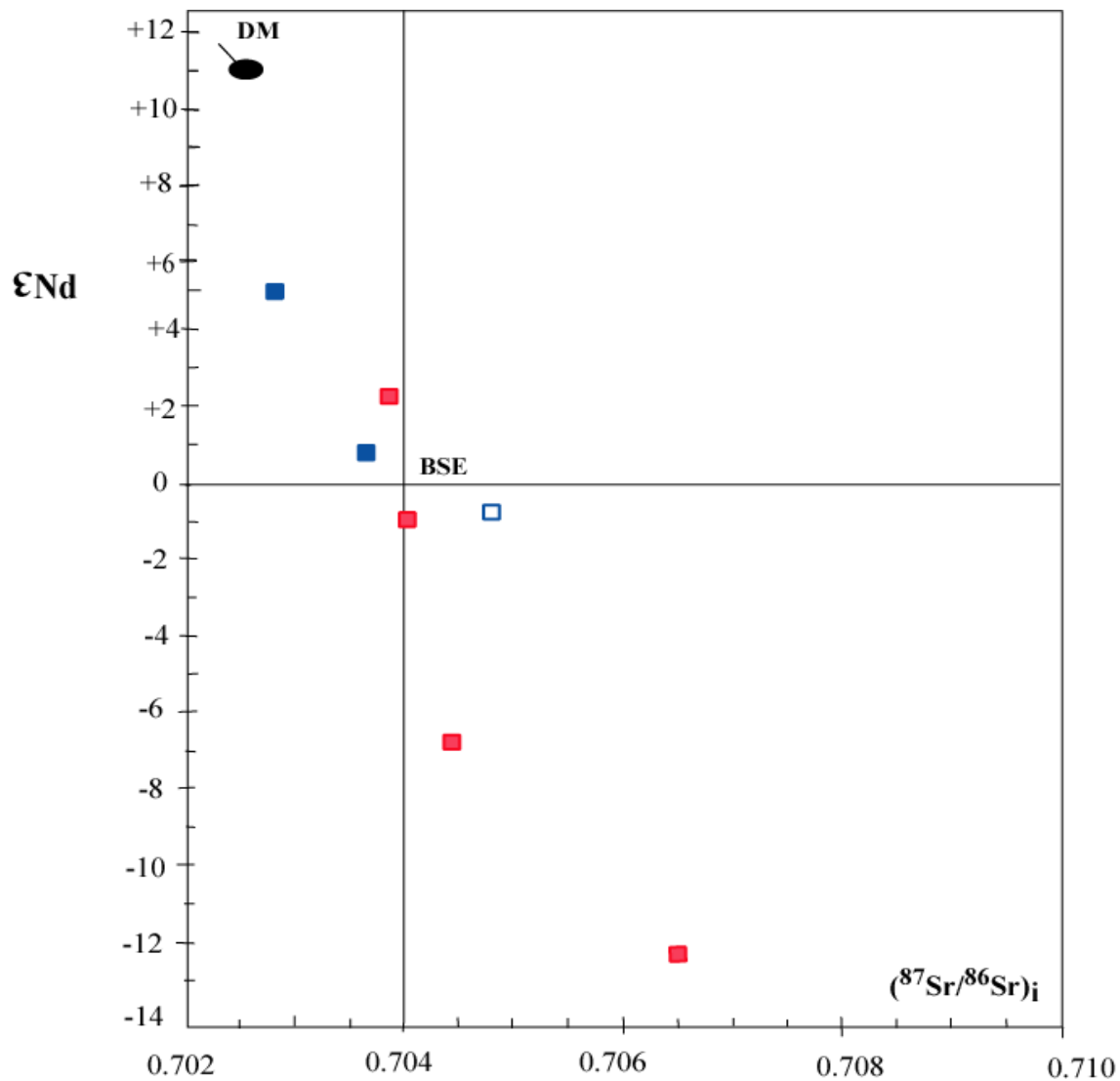
**Tableau III-2 :** Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des plutonites de Laouni. Toutes les données sont calculées pour un âge de 611 Ma.

En ce qui concerne les gabbros de LW, les rapports isotopiques initiaux du Sr s'étalent entre **0,70385 et 0,70649** et des  $\epsilon\text{Nd}$  varient de **+2.19 à -12.5**.

Quant aux gabbros et anorthosites de OZ, les rapports isotopiques initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  sont plus bas et compris entre **0,70297 et 0,70535** et beaucoup plus élevés en  $\epsilon\text{Nd}$  variant entre **+5.12 et -0.39**.

### III-6- Discussions : les caractéristiques isotopiques des plutonites basiques de Laouni

Les compositions isotopiques initiales, à partir de l'âge supposé de mise en place de 611 Ma, des roches étudiées sont reportées dans le diagramme  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  en fonction du  $\epsilon\text{Nd}$ (Fig.16).



**Figure 16 :** Diagramme  $(\epsilon\text{Nd})_{611\text{Ma}}$  versus.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{611\text{Ma}}$  des plutonites basiques de Laouni.  
DM= depleted mantle (manteau appauvri), BSE = Bulk Silicate Earth = Réservoir uniforme primitif

D'un point de vue isotopique, les plutonites basiques de Laouni montrent au moins deux composants (un manteau asthénosphérique ( $\text{Nb}/\text{La} > 1$ ) de type depleted mantle (DM) et une croûte continentale dans leur genèse.

C'est dans OZ qu'apparaît le mieux le rôle joué par le manteau appauvri dans la genèse de ces gabbros, avec des valeurs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$  et  $\epsilon\text{Nd}$  atteignant +5, la participation d'une croûte continentale étant insignifiante.

Par contre à LW, les gabbros paraissent avoir été beaucoup plus affectés par la contamination crustale, les rapports Sri sont plus élevés et les  $\epsilon\text{Nd}$  plus bas.

Les valeurs très basses de  $\epsilon\text{Nd}$  (jusqu'à -12) ne peuvent traduire qu'une participation d'une croûte continentale ancienne, telle que la croûte éburnéenne (~ 2Ga) que nous retrouvons au niveau du Hoggar central. Cette hypothèse de contamination a également été suggérée par Cottin et al. (1998).

Les comparaisons établies entre les gabbros de Laouni et ceux de Tin Zébane, Hoggar occidental ( $\epsilon\text{Nd}=5.9$  à  $+7.8$  et  $\text{Sri} = 0.70257$  à  $0.70278$ ) (Aït Djafar et al., 2003), montrent des similitudes pour leur origine. Dans ces derniers, la source est bien un manteau appauvri (DM) où la contamination par la croûte a été faible, voire inexistante. Les gabbros troctolitiques de OZ se rapprochent beaucoup plus de Tin Zebane avec des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$  et  $\epsilon\text{Nd} \sim +5$ .



## ***CONCLUSIONS GENERALES***

## CONCLUSIONS GENERALES

---

Dans ce présent travail, nous avons essayé de caractériser géochimiquement et isotopiquement les plutonites basiques de Laouni.

Situées dans la région du Hoggar central, précisément dans le terrane de Laouni, ces gabbros-anorthosites constituent en grande partie les intrusions basiques-ultrabasiques de Laouni Ouest et Laouni Est (Oued Zazir).

Les plutonites basiques formant les intrusions stratifiées de Laouni présentent une structure magmatique concentrique bien conservée et un allongement N-S parallèle aux grands accidents méridiens tardi- panafricains qui affectent l'ensemble du Hoggar.

D'un point de vue pétrologique, les faciès étudiés sont grenus à texture cumulative, avec une texture méso à orthocumulat pour les faciès gabbroïques et adcumulat pour les anorthosites. La paragenèse minérale et la composition chimique des différentes phases minérales sont constituées de :

- Un plagioclase de type labrador pour les gabbros et pouvant atteindre la bytownite pour les anorthosites,
- Un clinopyroxène calcique de type diopside et un orthopyroxène suffisamment magnésien pour représenter l'enstatite,
- Une amphibole magmatique calcique et magnésienne de type magnésio-hornblende,
- Enfin un oxyde ferro-titané de type ilménite

L'estimation des conditions de cristallisation des magmas à l'origine de ces gabbros et anorthosites montre des températures n'excédant pas les 950°C et des pressions allant jusqu'à 8.7 kb. Ceci permet de penser que le magma à l'origine de plutonites a probablement pris naissance à une profondeur maximale de 30 km.

D'un point de vue géochimique, l'analyse des éléments majeurs et traces révèle :

- Des compositions de tholéiites à olivine issues de magmas saturés en silice,
- Une affinité subalcaline avec les tendances calco-alcaline et tholéiitique,

## CONCLUSIONS GENERALES

---

➤ La majorité des roches étudiées présentent des caractères de magmas primitifs avec des rapports Mg# atteignant 77 et des teneurs en MgO élevées (jusqu'à 14%). Elles se rapprochent de la source mantellique.

➤ Cette source mantellique pourrait être une péridotite à spinelle, vu le fractionnement très modérée des spectres de terres rares ( $La/Yb_N \sim 6$ ),

➤ Un enrichissement en LILE par rapport aux LREE et HFSE rappelant les caractéristiques de magmas orogéniques,

➤ Les anomalies positives en Th et négative en Nb traduisent le rôle joué par la croûte continentale dans la genèse de ces roches basiques,

➤ Un contexte géodynamique qui confirme le caractère orogénique et l'affinité calco-alcaline et tholéiitique de ces roches. Ces plutonites de Laouni sont bien liées à un orogène, ici panafricain et elles sont bien post-collisionnelles.

D'un point de vue isotopique, les analyses Rb-Sr et Sm-Nd ont permis de proposer un âge de mise en place de ces gabbros et d'identifier leur source :

➤ Par la méthode de la droite isochrone et sa pente  $a = (e^{\lambda t} - 1)$ , nous avons obtenu un âge convenable de 611 Ma qui nous permet de rattacher ces roches à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma),

➤ les plutonites basiques de Laouni montrent deux composants dans la genèse de ces roches : un manteau asthénosphérique de type DM et une croûte continentale,

➤ C'est dans Laouni Est (OZ) qu'apparaît le mieux l'implication du manteau appauvri dans la genèse de ces gabbros, avec des valeurs  $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.703$  et  $\epsilon Nd$  atteignant +5, la participation d'une croûte continentale étant insignifiante.

➤ Dans Laouni Ouest (LW), les gabbros paraissent avoir été beaucoup plus affectés par la contamination crustale, les rapports Sri sont plus élevés et les  $\epsilon Nd$  plus bas.

➤ Les valeurs très basses de  $\epsilon Nd$  (jusqu'à -12) ne peuvent traduire qu'une participation d'une croûte continentale ancienne, telle que la croûte éburnéenne (~ 2Ga) que nous retrouvons au niveau du Hoggar central.

Les comparaisons établies entre les gabbros de Laouni et ceux de Tin Zébane, Hoggar occidental ( $\epsilon Nd = 5.9 \text{ à } +7.8$  et  $Sri = 0.70257 \text{ à } 0.70278$ ), montrent des similitudes pour leur origine. Dans ces derniers, la source est bien un manteau appauvri (DM) où la contamination par la croûte a été faible, voire inexistante. Les gabbros troctolitiques de OZ se rapprochent beaucoup plus de Tin Zebane avec des rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.703$  et  $\epsilon Nd \sim +5$ .

## ***REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

### A

**Aït Djafer S., Ouzegane K., Liégeois J.P. & Kienast J.R. , 2003.** An example of post-collisional basic magmatism : the gabbro-anorthositic layered complex from the Tin Zibane area (western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 37, 313-330.

**Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., Bonin B., 2003.** The “Taourirt magmatic province, a marker of the very end of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of the available data and Sr–Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 331-350.

### B

**Benharrat et Belaoubi, 2010 .** Contribution à l'étude pétrographique et minéralogique d'un pointement granitique de la région de Tin-enir (Laouini, Hoggar central). *Mémoire ingénieur d'Etat*. Université d'Oran. 53p.

**Bensaad et Bensehila, 2013.** Contribution à l'étude pétrologique des anorthosites avec l'exemple des anorthosites de Laouini (Hoggar central, Algérie). *Mémoire ingénieur d'Etat*. Université d'Oran. 43p.

**Bertrand J.M.L., Caby, R., 1978.** Geodynamic evolution of the Pan-african orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield. *Geologische Rundschau* 67, 2, 357-388.

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

**Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boulier, A.M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979.** Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, 278, 223-227.

**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.

**Boissonnas, J., 1974.** Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Thèse d'Etat*, Centre de Recherches sur les Zones Arides, Série Géologie 16, 662 p.

**Boullier, A.M., 1991.** The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): A review. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P., (Eds.), *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 85-105.

**Boullier, A.M., Liégeois, J.P., Black, R., Fabre, J., Sauvage, M., Bertrand, J.M., 1986.** Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline granitoids (Adrar des Iforas, Mali). *Tectonophysics*.

**Boynton W.V. 1984.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.

## C

**Caby R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981.** Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas Pan-African segment. In: A. Kröner, (Ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, pp. 407-434.

**Campbell, I.H., 1985.** The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 37-43.

**Cottin, J.Y., Lorand, J.P. 1990.** Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques- mafiques de la région de Laouini (Hoggar central, Algérie). *Bull. Soc. Geol. France*, t VI, n°3, pp. 525-536.

**Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L., Liégeois, J.P., 1998.** Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouini layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*. 45, 197-222.

**Cox, K. G., Bell, J.D. et Pankhurst, R.J. 1979.** The interpretation of igneous rocks. George Allen et Unwin., London. 450p.

## D

**De Paolo D.J et Wasserburg G.J (1976a):** Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys.Res. Letters*, **3, 12**, 249-252.

## F

**Faure G. 1986-** Principles of isotope geology. WILEY, John Wiley and Sons. INC. Second edition.

## G

**Gray, C.M., Goode, A.D.T., 1989.** The kalka layered intrusion, Central Austria. A strontium isotopic history of contamination and magma dynamics. *Contrib. Mineral. petrol.* 103, 35-43.

**Groves, T.L., Baker, M.B., 1984.** Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trend. *J. Geophys. Res.* 89, 3253-3274.

## I

**Irvine T. N. (1982).** Terminology for mafic intrusions. *Journal of Petrology*. 23, p. 127-162.

## L

**Lelubre, M. 1952.** Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental. *Bull.Serv.Géol.* Algérie.

**Liégeois, J.P., Black, R., 1987.** Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-african belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: Fitton, J.G., Upton, B.J.G. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 30, pp. 381-401.

**Liegeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003.** The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 161-190.

**Lugmair G.W (1974):** Sm-Nd ages: a new dating method. *Abstract. Meteoritics*. 9, 369.

## M

**Mc Donough , W. F. et Sun S. S. (1995).** Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, p.

**Miyashiro, A. 1974.** Volcanic rocks series in Island arc and actives margins. Amer. J. Sci, 274, 321-355.

**Miyashiro A. 1978-** Nature of alkali volcanic rock series. Contrib. Mineral. Petrol. 66,91-104.

**Mullen, E. D. 1983.** “ MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environements and its implications for petrogenesis ”. EarthPlanetary Science Letters 62, 53-62.

## **R**

**Richard P., Shimizu N., Allègre CJ. 1976-**<sup>143</sup>Nd/<sup>146</sup>Nd, a naturel tracer: An application to oceanic basalts.ERSL, 31, p 269-78.

## **S**

**Stewart B.W, De Paolo D.J. 1990-** Isotopic studies of processes in mafic magma chambets: II. The skaergaard intrusion, East Greenland. Contrib. Mineral. Petrol. 104, 125-141.

## **T**

**Thompson R.N (1984).** Dispatches from the basalt front.Experiments Proc. Geol. Ass., 95, 249-262.

## **V**

**Vidal Ph. (1994) :**Géochimie. Geosciences. Edition Dunod.