

N° d'ordre :

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche  
Scientifique**

**Université  
d'Oran**

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du  
Territoire

Département des Sciences de la  
Terre

**MEMOIRE  
PRESENTE POUR L'OBTENTION  
DU GRADE DE MASTER EN  
GEOLOGIE**

*Option : Magmatisme, géodynamique  
et transfert de la lithosphère.*

**Thème :**

***LA GÉOCHIMIE DES GABBROS DE TIMGAOUINE,  
HOGGAR CENTRAL.***

Présenté par :

**M<sup>r</sup>. DEKHLI Rachid**

**Soutenu le : 05 septembre 2013, devant le jury composé de :**

<b>M<sup>r</sup>. A.SEDDIKI</b>	<b>MAITRE DE CONFERENCES(UNIV. D'ORAN)</b>	<b>PRÉSIDENT</b>
<b>M<sup>r</sup>. M.TABELIOUNA</b>	<b>MAITRE DE CONFERENCES(UNIV. D'ORAN)</b>	<b>ENCADREUR</b>
<b>M<sup>r</sup>.A.MEDDAH</b>	<b>MAITRE DE CONFERENCES (UNIV. D'ORAN)</b>	<b>EXAMINATEUR</b>

## *Remerciement*

Au terme de ce travail, il me reste un devoir très agréable à remplir, celui de remercier toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Je remercie en particulier, M Tabeliouna qui a tout d'abord accepté de m'encadrer, de m'avoir proposé ce thème, a orienté mon travail avec ses conseils et ses encouragements et de m'avoir fait confiance.

Je remercie beaucoup Monsieur Seddiki qui m'a fait un immense plaisir et un grand honneur d'avoir accepté de présider le jury de soutenance de ce mémoire.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Monsieur Meddah d'avoir accepté, d'examiner ce travail, je lui dois beaucoup et le remercie très sincèrement.

A mes valeureux enseignants de Master, M Tabeliouna Mme Remaci ; M Seddiki ; M Zerka; M Bendoukha ; M Zeroual, qui m'ont appris les principes fondamentaux de la pétrologie et géochimie des ensembles magmatiques ainsi que les méthodes d'approche et d'analyse structural. je leurs remercie énormément.

Je dois adresser un grand merci à tous les enseignants de S.T.U ; Tlemcen, où j'ai obtenu ma licence.

Je remercie également M. Osmani et tous l'équipe de la bibliothèque.

Je tiens enfin à remercier toute personne ayant contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

## ***Dédicace***

***A***

*La mémoire de ma mère.*

***A***

*Mon père et ma belle mère.*

***A***

*Mon frère Mohammed , mes sœurs et tous mes cousins particulièrement Karima*

***A***

*Si Belkadi Abdrahman , M.Bendjabour , M.Boukharchoufa ,M.Cheddad, M.Kouriche .*

***A***

*Les nouveaux mariés Benamer, potcho, fethallah et tous mes amies sans exceptions.*

***Je dédie ce travail***

## 1- Introduction :

Le Hoggar, massif situé au sud de l'Algérie. les travaux sur cette partie du Sahara à connus d'énorme progrès depuis la fin de 19<sup>ième</sup> siècle

La structuration de cette entité géologique ainsi que le magmatisme on fait l'objet de plusieurs thèse et publications. Cette documentation riche nous permet de connaître l'histoire géologique de Hoggar. Kilian en 1932 et Lelurbe (1952), suivie ultérieurement par Chikhaoui ; 1981, Haddoum ; 1984, Meriem ; 1989, Chalal ; 1989 Amirache ; 1991).

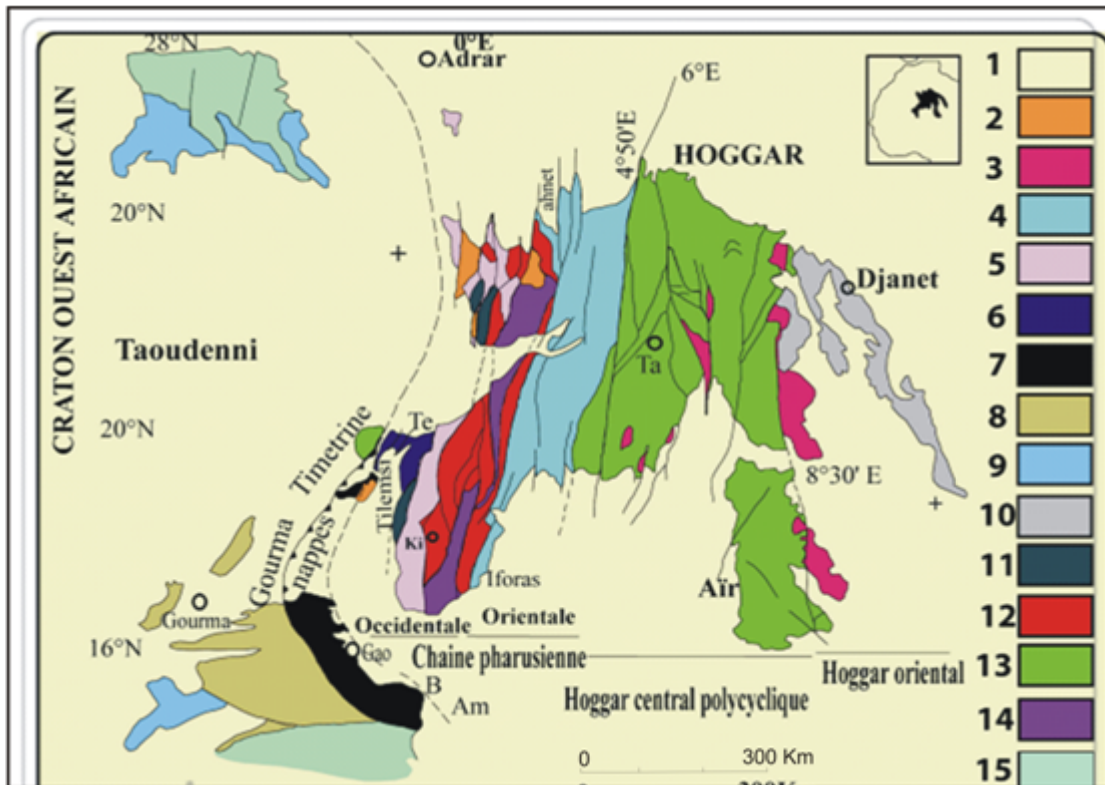
Par ce travail nous souhaitons participer à l'enrichissement de cette documentation. En effet, une étude pétrographique a été effectuée par Koudjil S et Sarir H (2012), sur le massif gabbroïque de Timgaouine, et nous complétons cette étude par une analyse géochimique, contribuant à l'avancement de l'état des connaissances et de proposer un modèle de genèse.

## 2- présentation du Hoggar :

### 2-1- Cadre géographique :

Le massif du Hoggar se situe entre 1° et 11° de longitude Est, et entre 20° et 27° de latitude nord ; limité au nord par des formations paléozoïques du Tassili N'Ajjer, et au sud par des enceintes paléozoïques (**fig.01**). Sa superficie estimée à 520 000 km<sup>2</sup>, in Briedj ;M (1996) Il se prolonge au sud-ouest, par le massif d'Adrar des Iforas au Mali ; et au sud-est, par le massif de l'Air, au Niger

. Son altitude moyenne est de l'ordre de 1000m avec des sommets dépassant souvent 2.000 m et un point culminant à plus de 3 003m : le Djebel Tahat



**Fig.01** : Carte géologique simplifiée du bouclier Touareg et des régions adjacentes (modifié par M. Kesraoui à partir de Caby et al, 1981 et Boulhier ,1991)

1- couverture paléozoïque et mésozoïque. 2- « série pourprée » molassique ou nigritien. 3- Ceintures schisteuses volcano détritiques du Protérozoïque supérieur terminal dans le Hoggar central et oriental avec les groupes de Tiririne et du « proche-Ténéré ». 4- Greywakes et roches magmatique de la chaine pharusienne occidentale. 5- Greywakes et roches magmatique de l'arc insulaire de Tilemsi. 7- Nappes de Gourma et de Timertine. 8- dépôts de bassin de l'aulacogène de Gourma. 9- Sédiments de plate-forme du Protérozoïque supérieur. 10- Roches indifférenciés du Hoggar oriental (métamorphisme d'environ 730Ma). 11- Gneiss affectés par un métamorphisme tardif HT-BP. 12- Gneiss indifférenciés fortement réactivé au panafricain. 13- Gneiss pré panafricains réactivés. 14- Granulites éburnéennes faiblement réactivées dans la chaine pharusienne. 15- Dorsales Reguibat et Leo.

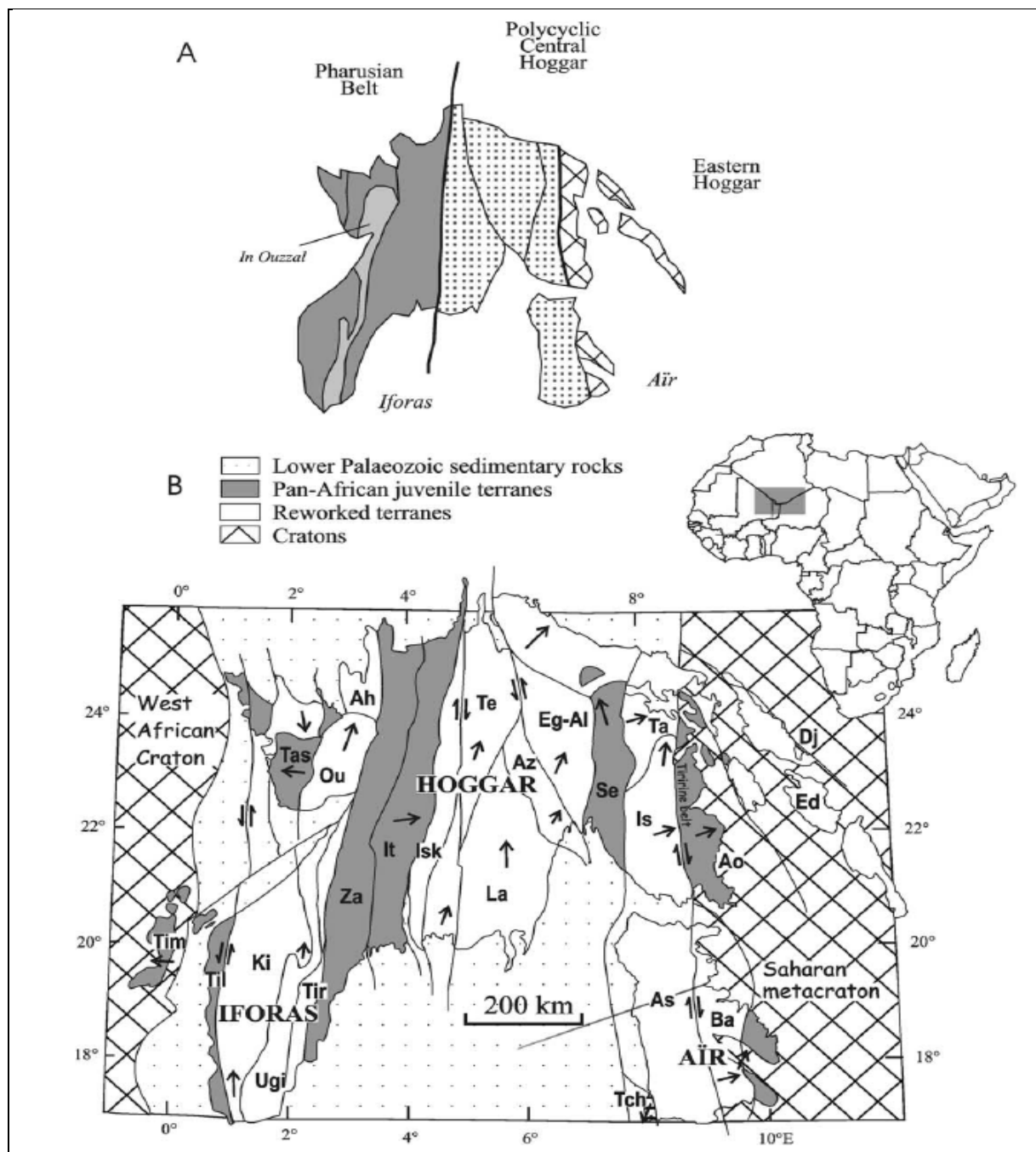
## 2-2-cadre géologique et structural du Hoggar :

Le Hoggar appartient à la zone mobile affecté par l'événement panafricain tel que définie par Kennedy (1964), Globalement, on distingue trois principaux épisodes tectono-métamorphiques :

- l'orogénèse éburnéenne (~ 2Ga) reconnue dans plusieurs endroits (Tassendjanet, Aleksod, et dans le môle d'In Ouzzal).
- l'orogénèse Kibarienne (~1Ga) a affecté intensément toute la région du Hoggar central.
- L'évènement panafricain (~600Ma) est accompagné de la mise en place d'ensembles magmatiques très variés.

La structure du Hoggar est caractérisée par la manifestation de grands cisaillements lithosphériques subméridiens (4°50 et 8°30) et de décrochement majeurs dextres NNE et senestres NNO qui lui confèrent une structure morcelée dont l'interprétation a évolué précieusement en fonction de temps Vitel (1979). Trois grandes subdivisions structurales ont été proposées :

- **La première subdivision** : en 1952, Lelurbe identifie deux cycles orogéniques séparés par une nette discordance majeure :
  - le cycle Suggarien à la base comprenant deux ensembles gneissiques superposés polycycliques et fortement métamorphique d'âge paléo protérozoïque.
  - le cycle pharusien au sommet est constitué également de deux ensembles volcano-sédimentaires monocycliques et moins métamorphique d'âge Néo protérozoïque.
- **La seconde subdivision** : les travaux de Bertrand et Caby (1978), ont permis d'établir une véritable subdivision litho-stratigraphique et structurale bien illustré. Le Hoggar est alors subdivisé en trois grands domaines structuraux séparés par deux accidents majeurs (**fig.02.a**).
  - le Hoggar occidental est constitué de deux rameaux, séparés par la mole granulitique d'In Ouzzal d'âge Archéen.
  - le Hoggar centrale polycyclique, à dominance de terrains paléoproterosoïque.
  - le Hoggar oriental, est à dominance de formations plutono-volcaniques d'âge Néoproterosoïque constituant une partie du craton Est saharien.
- **La troisième subdivision**: cette subdivision basée sur le concept d'assemblage de terranes, qui sont des micros plaques conduisant à la naissance d'une chaîne orogénique. Black et al (1994), interprètent que ces derniers sont assemblées pendant l'orogénèse panafricain en deux phases successives distinctes ; la collision du bouclier Touareg a eu lieu tout d'abord à l'est avec le craton Est saharien (vers 730 Ma), puis à l'ouest avec le craton Ouest Africain (vers 630 Ma).le stade tardif est marqué par une fracturation NS caractérisée par d'importantes méga shear zones « zones de cisaillements» communes à tout le bouclier (**fig.02.b**)



**Fig. 02. Bouclier Touareg :** (A) première subdivision (Bertrand et Caby, 1978);  
 (B) carte des terrains du Bouclier Touareg (de Black et al, 1994).

- Flèches remplies = mouvement des terrains.

De l'Est vers l'Ouest, les 23 terrains sont :

Djanet (Dj), Edembo (Ed), Aouzegueur (Ao), Barghot (Ba), Assodé-Issalane (As-Is), Tchilit (Tch), Tazat (Ta), Serouenout (Se), Egéré-Aleksod (Eg-Al), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Laouni (La), Iskel (Isk), In Teidini (It), TinZaouatene (Za), Tirek (Tir), Ahnet (Ah), In Ouzzal (Ou), unité granulitique Iforas (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilemsi (Til), Timétrine (Tim).

### 3- La géologie du Hoggar centrale :

Le Hoggar est principalement formé de terrains Archéen, paléozoïque et néo protérozoïque. Cet amalgame durant l'orogénèse Panafricaine tardif du néo protérozoïque comme étant le résultat de la convergence entre le Craton Ouest Africain et le méta craton saharien.

### 3-1 les grandes unités géologiques :

Black et al (1994) ont montré que le Hoggar central, est constitué de cinq terranes ; Laouni (La), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Egéré-Aleksod (Eg-Al), Serouenout (Se), Iskel (Isk). Les quatre premiers terranes ont conduit Liégeois et al. (2003) à les interpréter comme un vieux microcontinent appelé LATEA. (**Fig.03**).

le Hoggar central polycyclique est constitué d'un matériel très ancien (socle gneissique et couverture méta-sédimentaire) qui a subi une évolution poly métamorphique et poly-tectonique au cours de l'orogénèse éburnéenne et peut être Kibarienne (Bertrand.1974). ce matériel a été réactivé au cours de l'orogénèse panafricain. dans ce domaine, les formations du protérozoïque terminal sont peu développés. Alors que, la plupart des granites étudiés se situent dans le terrane de Laouni, ce sont les « Taourirts » du centre (Boissonnas ; 1973, Azzouni-Sekkal ; 1995, Bonin *et al*, 1998).

Une zone de subduction à plongement ouest, caractérisée par des assemblages de roches basiques et ultrabasiques d'affinité tholéiitique, interprétées comme de potentielles ophiolites (Liégeois et al, 1994 ; Boullier, 1991), in Dahmani (2009).

### 3-2 le magmatisme :

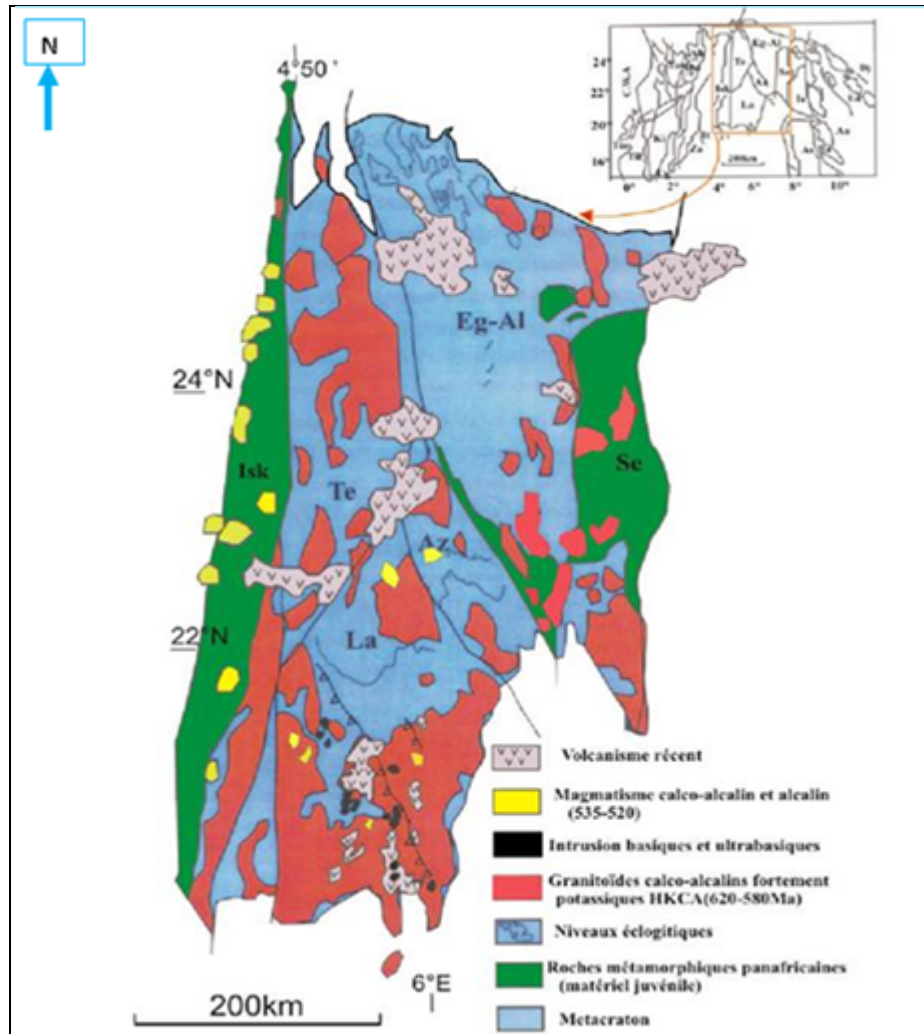
Les relations entre les différents mouvements tectoniques (compressif, dispersif et décrochant) de la région sont responsables de la mise en place du magmatisme varié : effectivement dans le Hoggar central plusieurs séries magmatiques sont mises en places dans des cadres géodynamiques différents.

Le premier stade correspond à l'accrétion d'arc insulaire avec le plan de subduction d'Iskel plongeant depuis le craton LATEA; Latouche (1978), durant la période 900-680 Ma, constitue une marge passive sans aucune contrainte. Le chevauchement d'arc insulaire d'Iskel sur la marge passive du craton et les reliques de ses terrains présentent de l'obduction des terrains juvéniles par les éclogites et les ophiolites qui sont préservées en entre deux corps rigides. tel que le microcontinent LATEA, formant le Hoggar central (Liégeois et al 2003).

Le second stade était marqué par l'échappé tectonique régional nordique des terrains : LATEA est serré entre le craton ouest africain (WAC) vers l'ouest et le craton saharien (SC) vers l'Est. Il est caractérisé par de spectaculaires zones de cisaillement N-S, qui sont devenues inactive entre 592±6Ma Haddoum, H., (1992) et Nachida, A (2008).

Durant ce stade le Hoggar central, a eu lieu la compression de ce corps rigide et qui fut briser en plusieurs blocks en mouvement mais garde une grande partie de sa rigidité, cela induit un mouvement influe le long de la méga zone N-S et l'intrusion de batholithes granitiques, durant la période post-collisionnelle de l'orogène panafricain (620-580 Ma). Les délaminations lithosphériques et un soulèvement asthénosphérique au dessous des méga zone de cisaillement ont pu être produites, permettent une remontée du flux de chaleur et induire une fusion crustal (Liégeois et al, 2003).





**Fig.03** : Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al, 2003).

#### 4- le secteur d'étude :

##### 4-1 Introduction :

Ce travail s'inscrit dans le cadre de préparation du mémoire de fin d'étude, intitulé : étude géochimique de massif gabbroïque de la région de Timgaouine, proposé par M. Tabetiouna.

Cette étude est basée essentiellement sur les analyses chimiques des roches totales dans le but de faire ressortir les principales caractéristiques géochimiques, compléter par une étude comparative des complexes basiques de la chaîne pharusienne étudiés par M. Abad (1983), et les gabbros de Laouni étudiés par Cottin et al (1998).

##### 4-2- situation géographique :

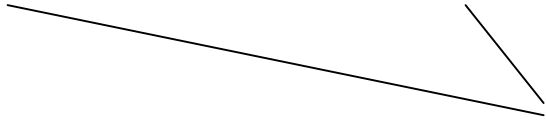
Timgaouine, est une région située au sud-ouest de Tamanrasset appartenant au domaine du Hoggar central. (*fig. 04, a*)

Du point de vue géologique la région fait partie du Hoggar central, elle est située dans le Terrane de Laouni, plus précisément dans sa partie nord.

Dans ce secteur, un massif s'aligne en une bande large de 3 km, longue de 60 km ; du Sud Est de la feuille de Timgaouine, et au Nord de celle de Tin-Rerhoh. cet alignement est encore mal connu puisque les missions géologiques de reconnaissance, sont moins importantes

Le massif gabbroïque de Timgaouine affleure à environ de 2 km au Nord -Est de la montagne de Timgaouine, c'est un affleurement s'étalé sur un diamètre environ de 560 m, dont la partie Ouest est caché par un oued (*fig. 04, b*)





*fig.04 : -a : Cadre géographique de la région de Timgaouine.(Document ORGM)  
-b : La position des gabbros en contact avec l'encaissant (prise à partir de Google earth)*

#### 4-2 aperçus géologiques :

La région de Timgaouine est composée par des intrusions basiques d'âge panafricain qui sont occupés par des complexes plutoniques de composition divers. Particulièrement, des gabbros et des diorites syntectoniques, d'affinités sub-alkalines (*fig.05*).

Au Hoggar central (LATEA), la mise en place des granites panafricains post-collisionnel est en relation directe avec la collision entre le bouclier touareg et le craton ouest africain durant l'orogénèse panafricaine tardive.

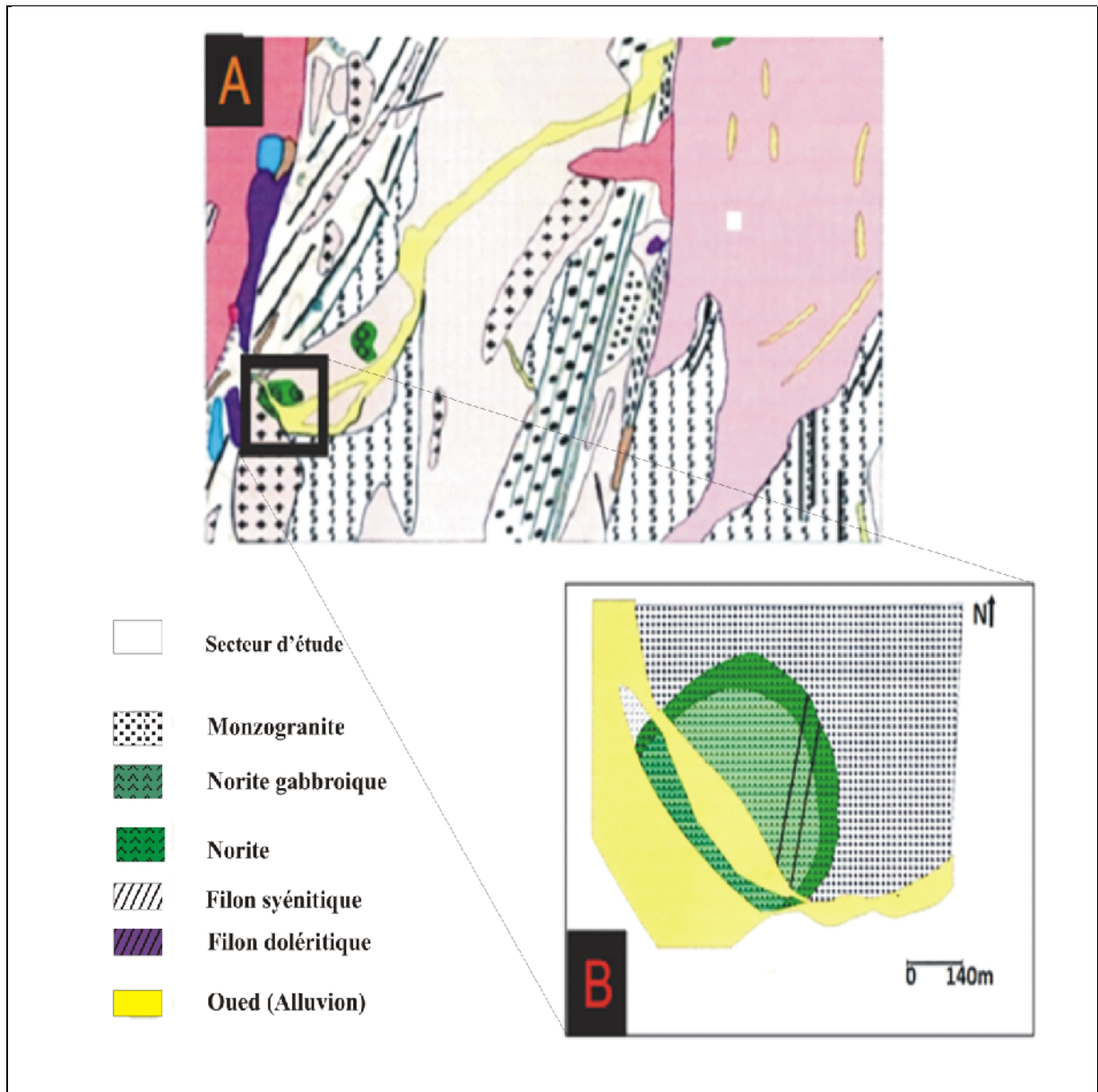
Les roches plutoniques panafricaines occupent presque le tiers de la superficie. L'étude pétrologique et géochimique dans un cadre géodynamique plus vaste montre l'existence de trois séries, Meriem(1987) :

La première série calco alcaline, pre-tectonique, d'origine lithosphérique issu d'un magma purement basaltique et hautement alumineux datée de 700-630 ma. Ce magmatisme post-collisionnel s'est développé durant la période 620-580 Ma avec la mise en place des batholites calco-alkalin hautement potassiques, cela conduit à une série subalkaline, tarditectonique également lithosphérique avec contamination crustal d'origine plus profonde que la première ; et s'est prolongé jusqu'à 520 Ma avec la mise en place des complexes granitiques à une affinité alcali-calciques et alcalins, d'origine mantellique et issue du fractionnement d'un magma basaltique alcaline .

Une famille alcaline, Les complexes tardifs post tectoniques 615-515ma, sont généralement de petits plutons, composés essentiellement de granite à biotite et granite à amphibole.

Les gabbros étudiés sont intrusifs dans les granites de Timgaouine qui ont pris la prépondérance de 70% de la surface

Ces granites et les roches métamorphique sont intrusés par des corps stratifiés ultrabasique-basique



**Fig.05 :** *A - extrait de la carte géologique de Timgaouine (NF-31-XI) «1/200 000 ».*  
*B - schémas géologique du massif gabbroïque, réalisé par Koudjil S et Sarir H (2012).*

## 5- synthèse à l'étude pétrographique

L'étude pétrographique et les analyses modales ont permis de distinguer quatre faciès dans les gabbros étudiés :

Le massif gabbroïque est caractérisé par deux unités magmatiques principales sont recoupées par deux filons plus ou moins parallèles de direction N 26, avec un diamètre de 560 m.

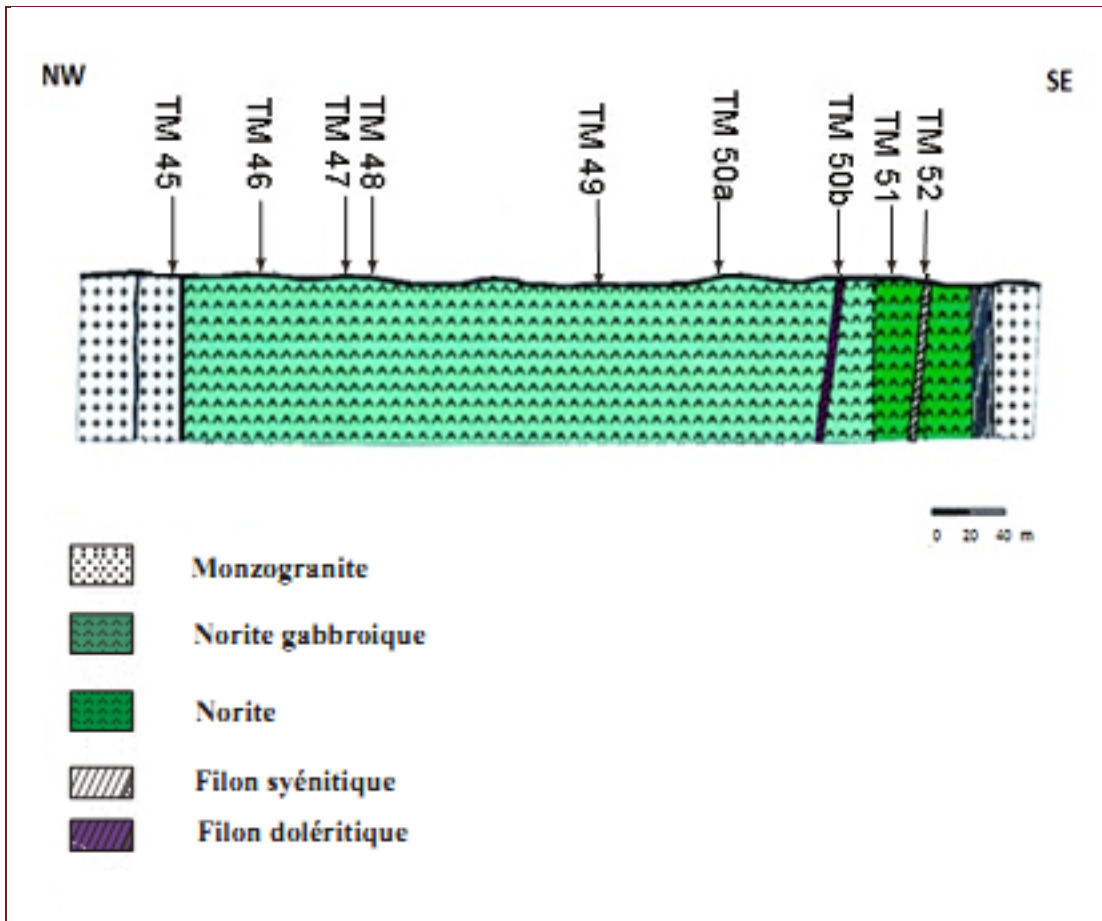
Une coupe ENE-WSW a été réalisée sur le terrain par M. Tabeliouna au cours de son émission 2009 afin de mettre en évidence l'intrusion gabbroïque à travers le monzogranite à biotite de Timgaouine (**fig.06**).

Le massif est composé par des associations basiques, des norites (TM 51) à l'est, et des norites gabbroïques (TM 46,48,49,50 a) qui couvrent une grande superficie à l'ouest. Ces faciès sont recoupés par deux filons évoluant du dolérite (TM 50b) à syénite (TM 52) qui est purement acide.

### 5-1- L'analyse modale

L'analyse modale précise la nomenclature des roches étudiées (**tab.01**). Le diagramme triangulaire de classification (Pl, Opx et Cpx), des roches basiques et ultrabasiques de Yoder et Tilley (1962) a permis de déterminer quatre faciès :

Norite (TM 51), norite gabbroïque (TM 46,48,49,50a), et filon doléritique (TM 50b), cependant, le diagramme P-Q-A de Streckeis (1976), montre que le deuxième filon (TM 52), est de nature syénite. Cette intrusion est en contact avec l'encaissant, qui est un monzogranite à biotite (TM 45).

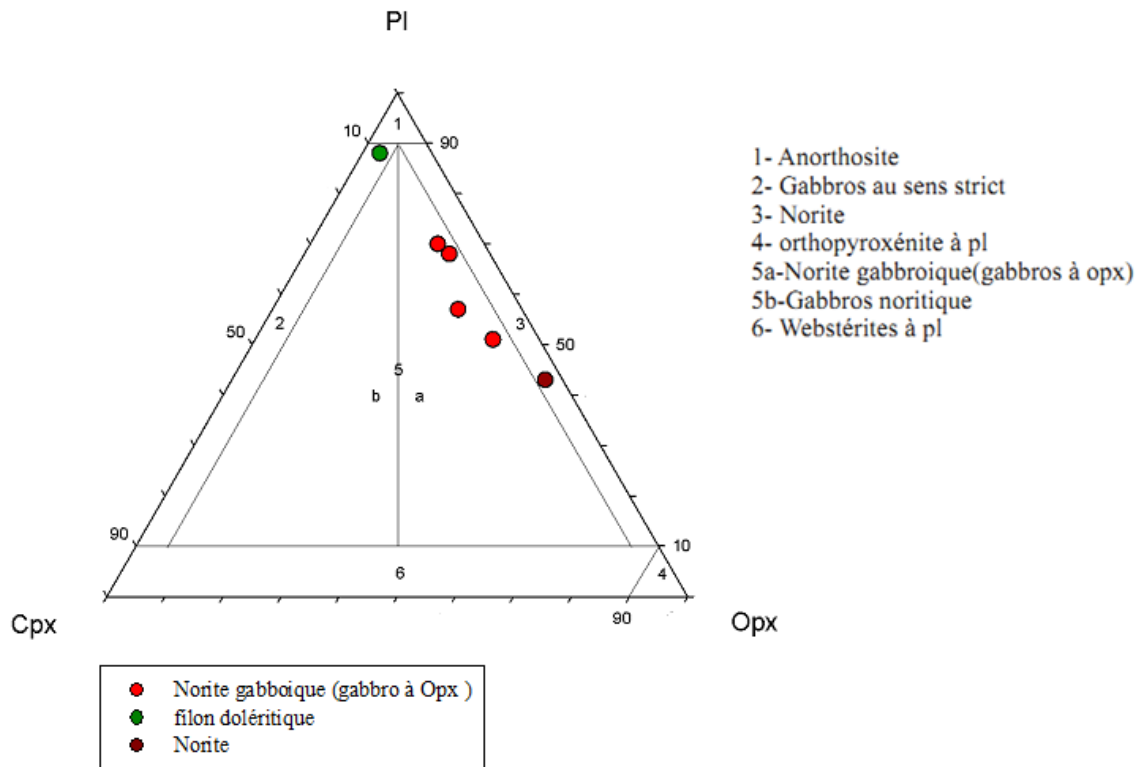


*Fig.06 : coupe schématique des gabbros en contact avec l'encaissant, réalisé par Koudjil S et Sarir H (2012).*

N ° éch	Composition minéralogique	nomenclature	texture	gisement
TM 45	pl. 35%, f k 33%, Qz 18%,Biot 12%, amphi 1%,op 1%	monzogranite à biotite	Grenue porphyroïde	Massif
TM 46	Pl 64%(An53-71%),Opx 17%,cpx 7%, amphi 10%, Biot 0.4%,Op 1.5%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 47	Pl 60%(An56-72%),Opx 22%,cpx 6%, amphi 11%, Biot 1%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 48	Pl 60%(An53-70%),Opx 19%,cpx 7%, amphi 11%, Biot 2%,Op 1%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 49	Pl 50%(An55-73%),Opx 28%,cpx 9%, amphi 10%, Biot 0.8%,Op %	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 50a	Pl 51%(An56-76%),Opx 36%,cpx 1%, amphi 11%, Biot 1%,Op 0.5%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 50b	Pl 68%(An52-73%),Opx 2%,cpx 7%, amphi 11%, Biot 9%,Op 1%	dolérite	doléritique	Filon
TM 51	Pl 35%(An55-76%),Opx 48%,cpx 5%, amphi 10%, Biot 1%,Op 1%	Norite	grenue	Massif
TM 52	F.K 96%, Qz 3%, Pl 1%	Syénite	grenue	Filon

**Tab .01** : tableau récapitulatif l'analyse modale réalisé par Koudjil S et Sarir H (2012),  
modifié.





**Fig.07** : le diagramme *Pl-Cpx-Opx*.de Yodder et Tilley (1962).

## 5-2- l'étude petrographique

l'étude détaillée montre les facies cités précédemment :

### **Norite (TM 51) :**

macroscopiquement, la roche est de couleur vert foncée avec des taches blanchâtres, sa texture est grenue. Les minéraux cristallisés sont :

Le plagioclase est la phase minérale la plus abondante après les pyroxènes. Sa composition en anorthite c'est de labradore et bytownite (An 56-76%). Il présente un taux de 35% avec une forme automorphe, et renferme des inclusions de minéraux opaques et d'apatite.

Le clinopyroxène apparaît sous forme subautomorphe avec une concentration de 5% du volume total de la roche. Il est représenté soit en exsolution dans l'opx qui traduit le refroidissement lent de magma soit en cristaux individualisés qui sont le résultat de cristallisation fractionnée.

L'amphibole (hornblende verte) représente un taux égal à 11%, il est représenté par des cristaux xénomorphe autour de pyroxène qui exprime une ourlittisation.

La biotite est très peu abondante, avec un taux de 1%. Elle apparaît le plus souvent en association avec l'amphibole.

Les minéraux opaques représentent 1% de volume de la roche. Ils sont inclus dans les principales phases minérales tels que pyroxènes, amphibole et biotite.

L'ordre de cristallisation de ses minéraux est : Op-ap-plg-opx-cpx-amphi-biotite.

### **Norite gabbroïque ( TM 46 ,48 ,49 ,50 a) :**

Ces échantillons sont formés essentiellement par des plagioclases et des pyroxènes, l'agencement entre ces derniers est représenté par une texture grenue.

Le plagioclase est le minéral le plus fréquent, il est marqué par une évolution à partir de (TM 49 , 50a ) avec un taux de 50% jusqu'à la partie ouest de massif (TM 48 ,46) à une concentration égale à 64%. La composition en anorthite de ces plagioclases c'est de labradore et bytownite (An 56-76%).

L'orthopyroxène (hypersthène) représente un taux qui varie entre 19% et 28%, tandis que le clinopyroxène (augite) ne représente que 7 à 9% de volume total de la roche.

L'amphibole occupe 10%. Elle est caractérisée, par un clivage de 60° m apparaît dans les sections basales et par la présence des macles de type h1 : c'est l'hornblende verte.

La biotite est légèrement moins importante dans ces facies grâce à sa faible concentration qui varie entre 0.4 et 2 %.

Les minéraux opaques représentent 1%, ils sont souvent piégés dans les pyroxènes, amphiboles et biotites. L'étude en lumière réfléchie montre l'existence de deux types, la magnétite et titanomagnétite.

Ces roches montrent que les phases minérales se fractionnent sous l'ordre de cristallisation suivant : Op-ap-plg-opx-cpx-amphi-biotite.

### **Le filon doléritique (TM 50 b) :**

C'est une roche magmatique grenue,intermédiaire entre les gabbros et les basaltes.elle est souvent altéré ( ourtilisation de pyroxéne).sa texture est microlitique représente des petites baguettes de plagioclase baignant dans une matrice de phénocristaux.

Le plagioclase est le mineral le plus fréquent,avec une teneur de 68%, sa compositon en anorthite c'est de labradore et bytownite (An 56-76%).

L'orthopyroxéne represente 2%,cependant,le clinopyroxéne n'occupe que 1% du volume total de la roche.

L'amphibole est la phase minérale la plus abondante après le plagioclase.elle se presentent en association avec l'amphibole avec des macles frequantes de type h1.

La biotite represente avec l'amphibole la phase ferromagnésien hydratés.elle est de forme xénomorphe contient des inclusions de mineraux opaques.

Les mmineraux opaques apparaient soit en microcristaux individualisés,soit en inclusions dans la biotite.

L'ordre de cristallisation de ses minéraux est : Op-ap-plg-opx-cpx-amphi-biotite.

### **Le filon syénitique (TM 52) :**

La roche est de couleur blanchatre avec des passés grisatres (hololeucocrate),à une texture porphyroide marqué par de gros cristaux de F.K. il represente 96% du volume total de la roche, et qui apprait sous formes de deux plages ; perthitique et allongé pour l'orthose et en quadriage pour la microcline qui est peut fréquent.

Le quartz est généralement secondaire marqué par une extinction onduleuse,il est localisé surtout dans les microfissures qui affectent la roche.

## 1- Introduction :

Ce chapitre est consacré à l'étude de la chimie des roches de Timgaouine. cette étude géochimique s'est appuyée sur 08 échantillons qui ont été prélevés par M. Tabeliouna dans le cadre de son émission 2009. l'étude pétrographique effectuée par Koudjil S et Sarir H, (2012) dans le cadre de leur mémoire de fin d'étude (Ingéniorat d'état) en 2012, à montré la « cohabitation » quatre facies dans le même massif. les Norite et Norites gabbroïques, recoupé par deux filons de nature pétrographique différent ; le premier est doléritique, alors que le second est de nature syénitique.

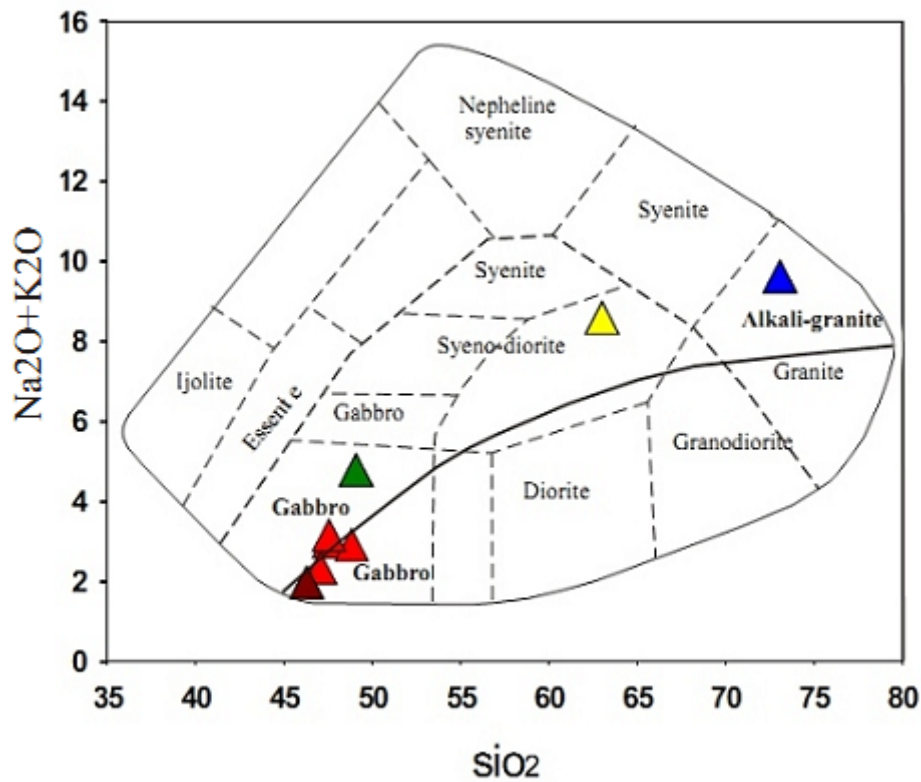
Ech en%	Norite	Norite gabbroïque				Filon doléritique	Filon syénitique	Monzogranite à biotite
	TM 51	TM 46	Tm 48	TM 49	TM 50a	TM 50b	TM 52	TM 45
SiO <sub>2</sub>	46.25	47.51	48.79	47.01	47.51	49.04	73.05	62.79
TiO <sub>2</sub>	0.51	1.33	0.77	0.99	1.01	2.17	0.04	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.93	17.95	20.73	17.98	17.61	15.12	12	14.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.54	11.37	8.17	11.55	9.84	12.51	0.5	5.87
MnO	0.15	0.13	0.11	0.16	0.14	0.18	0.01	0.11
MgO	14.6	7.92	7.6	9.51	10.01	5.26	0.11	1.21
CaO	10.14	12.32	12.54	11.96	9.35	7.26	0.8	2.75
Na <sub>2</sub> O	1.55	2.63	2.41	2.06	2.45	3.28	1.62	3.95
K <sub>2</sub> O	0.29	0.22	0.37	0.14	0.57	1.37	7.87	4.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.1	0.06	0.15	0.43	0.02	0.29
LOI	0.945	0.225	0.355	0.175	0.865	2.285	0.285	0.44
total	98.985	101.665	101.945	101.595	99.505	98.905	96.305	97.9

**Tab .02 :** tableau récapitulatif les éléments majeurs des gabbros de Timgaouine. Les analyses (Fluorescence X(XRF)) des éléments majeurs (Tab.02) et des éléments traces, ont été effectuées à l'école des Mines de St Etienne

## 2- Nomenclature et classification des roches étudiées :

Le diagramme des alcalins versus  $\text{SiO}_2$  montre que les analyses (TM 46;48; 49; 50a; 50b; 51), sont projetés dans le champ des gabbros, alors que le TM 52 et TM 45, respectivement, dans le champ de granite alcalin et de syéno-diorite.

La tendance générale de ces échantillons, montre deux caractères différents, le premier est situé dans le domaine alcalin, tandis que, le deuxième est sub-alcalin.



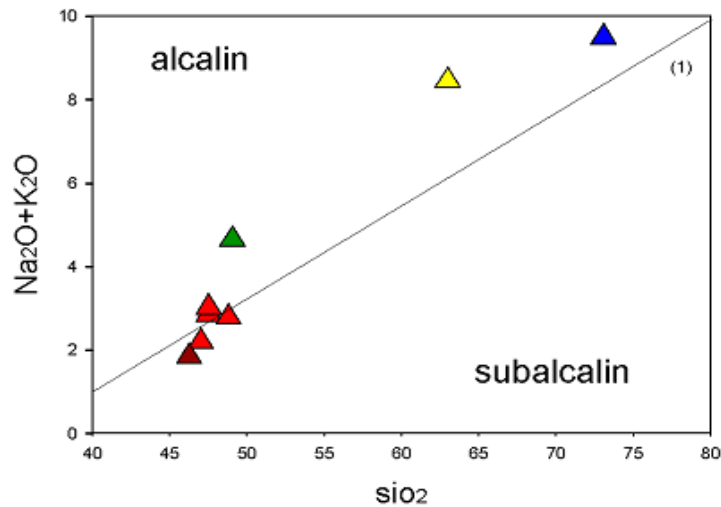
*fig.08* : Le diagramme des alcalins versus  $\text{SiO}_2$  de Cox et al,(1986).

### 3. La géochimie des éléments majeurs :

#### 3-1 Diagrammes binaires ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) versus $\text{SiO}_2$

Le Bas et al,(1986) ont proposé une classification des séries magmatiques d'après les teneurs en ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) en fonction  $\text{SiO}_2$  (**fig.09**), séparant la série "alcaline" des séries "sub alcalines" (tholéiitique et calco alcaline), dans une gamme de valeurs en  $\text{SiO}_2$  varie entre 46% et 73% pour tous les massifs et filons.

Dans cette classification, la situation des différentes roches du massif est plus claire. En effet les norites (TM 51) et les norites gabbroïques de la partie Est de massif (TM 49) appartiennent au domaine sub-alcalin. Alors que, les norites gabbroïques (TM 48,46) sont à cheval sur la limite qui sépare les deux champs. Le filon doléritique, le filon syénitique et l'échantillon représentant la roche encaissante (TM 45) ont une affinité alcaline.



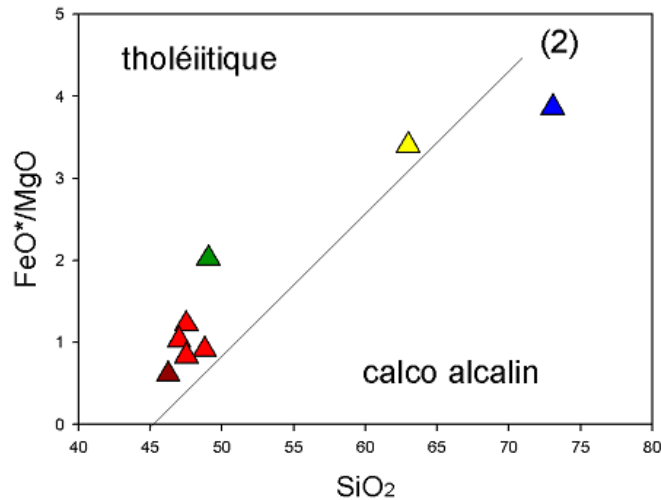
#### Légende

	Norite gabbroïque
	Norite
	Filon doléritique
	Filon syénitique
	Monzogranite à biotite

**Fig.09** : diagramme ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) % /  $\text{SiO}_2$  % de Lebas et al (1986)  
(1) : droite de séparation des domaines alcalins et sub alcalin de Miyashiro(1978)

### 3-2 Diagramme FeO\* / MgO

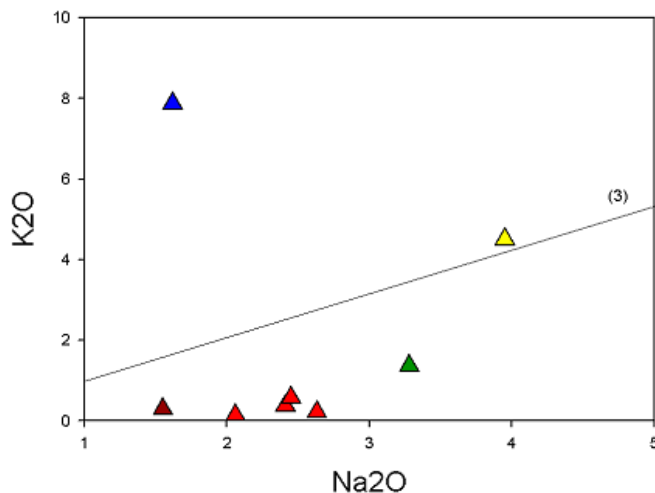
Le diagramme FeO\* / MgO versus SiO<sub>2</sub> (**fig.10**), montre l'appartenance des plutonites (norite, norite gabbroïque) et le filon doléritique à une série tholéiitique et confirme la nature calco alcalin du filon syénitique.



**Fig.10 :** diagramme FeO\*/MgO en wt % versus SiO<sub>2</sub> en wt%.  
 (2) : la limite entre les domaines tholéiitique et calco alcalin est issu de Miyashiro(1974).

### 3-3 Diagramme K<sub>2</sub>O versus Na<sub>2</sub>O

Le diagramme K<sub>2</sub>O versus Na<sub>2</sub>O (**fig.11**), montre que norite (TM 51), norite gabbroïque (TM 50, 49, 48, 46) et le filon doléritique (TM 50b) ont une tendance sodique. En revanche, le monzogranite à biotite (TM 45) et le filon syénitique (TM 52) sont marqués par une appartenance au domaine potassique.



**Fig.11 :** diagramme K<sub>2</sub>O % versus Na<sub>2</sub>O %  
 (3) : droite sépare les deux champs, sodique et potassique. Même légende que les figures 09.

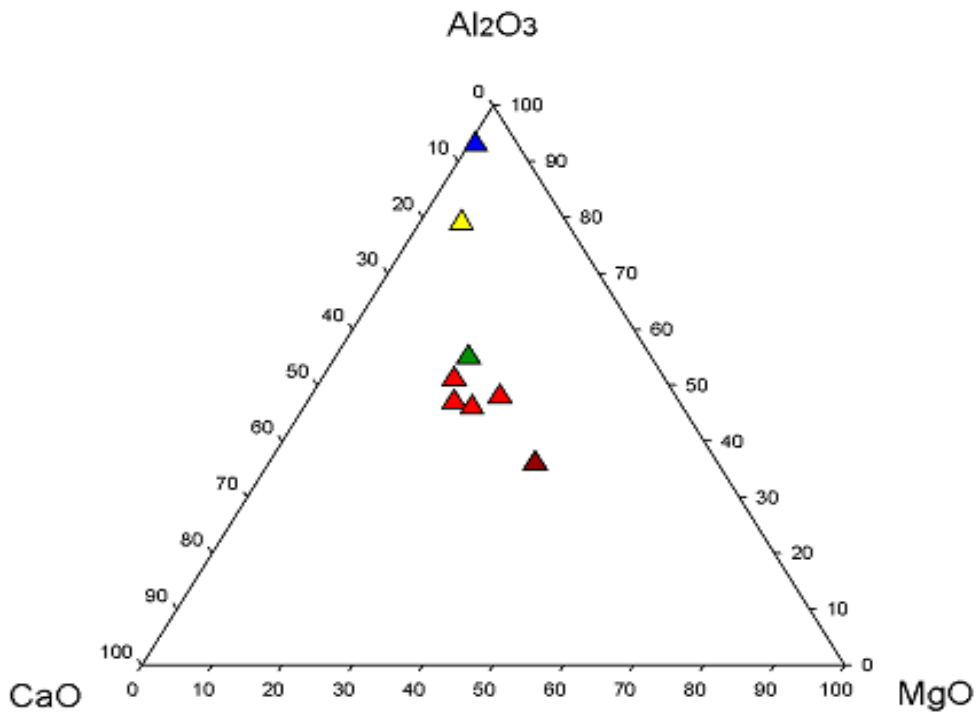
### 3-4 Les données de la norme C.I.P.W

Les résultats de la norme C.I.P.W (*tab .03*) indiquent l'apparition de quartz normatif, dans les roches saturés en silice (l'échantillon d'encaissant et le filon syénitique). En revanche, à la limite de saturation en silice, regroupant les termes les moins évolués (norite, norite gabbroïque et le filon doléritique), le diopside et l'hypersthène normatif diminuent progressivement.

La présence d'Albite est du essentiellement, par un enrichissement en sodium.

### 3-5 Diagramme $Al_2O_3$ -CaO-MgO :

Dans cette projection le comportement des analyses montre deux tendances. Le monzogranite et le filon syénitique montrent une tendance alumineuse, alors que les norite ; norite gabbroïque et le filon doléritique présentent une tendance moins alumineux en occupant le centre de diagramme (*fig.12*).



*Fig.12 : Diagramme triangulaire  $Al_2O_3$ -CaO-MgO. Même légende que les figures 09.*



Ech en %	Norite	Norite gabbroïque				Filon doléritique	Filon syénitique	Monzo- granite à biotite
	TM 51	TM 46	Tm 48	TM 49	TM 50a	TM 50b	TM 52	TM 45
Quartz	-	-	-	-	-	-	31.7	13.1
Orthose	1.7	1.3	2.2	0.8	3.4	8.1	46.6	26.6
Albite	13.1	14.9	20.4	17.4	20.7	27.7	13.7	33.4
Anorthite	30.2	30.6	44.6	39.4	35.3	22.5	2.2	9.6
Diop.Mg	5.4	7	4.3	4.8	2.6	2.1	0.2	0.3
Apatite	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	1	00	0.7
Hyp. Mg	6.4	0	1.2	1.3	5.2	7.7	0.1	2.8
Olivine.Mg	17.3	9	9.5	12.4	12	2.3	00	00

Si	770.8	791.8	813.7	783.5	791.8	817.3	1217.5	1049.5
Ti	6.4	16.6	9.6	12.4	12.6	27.1	0.5	11.1
Al	136.6	176	203.2	176.3	172.6	148.2	117.6	146.3
Fe	9.9	134.2	7.7	10.8	9.2	11.7	0.5	5.5
Mn	2.1	1.8	1.5	2.3	2	2.5	0.1	1.5
Mg	365	198	190	237.8	250.3	131.5	2.8	30.3
Ca	181.1	220	223.9	213.6	167	129.6	14.3	49.1
Na	25	63.7	38.9	33.2	39.5	52.9	26.1	63.7
K	3.1	2.3	3.9	1.5	6.1	14.6	83.7	47.9
P	0.6	0.4	0.7	0.4	1.1	3	0.1	2

**Tab .03 :** tableau récapitulatif les compositions normatives CIPW des gabbros de Timgaouine et nombres cationiques des roches totales.

### 3-6 Diagramme «A/CNK» versus «A/NK», (Fig.13) :

Les rapports molaire «A/CNK» ( $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ ) de Clarke (1981) et «A/NK» ( $Al/(N+K)$ ), in Kesraoui M (2005), sont compris respectivement entre 1.1 et 1.5 ; et 1 et 5, les facies noritiques ainsi que le filon doléritique appartiennent au champ peralumineux. En revanche, le monzogranite à biotite et le filon syénitique sont peralcaline.

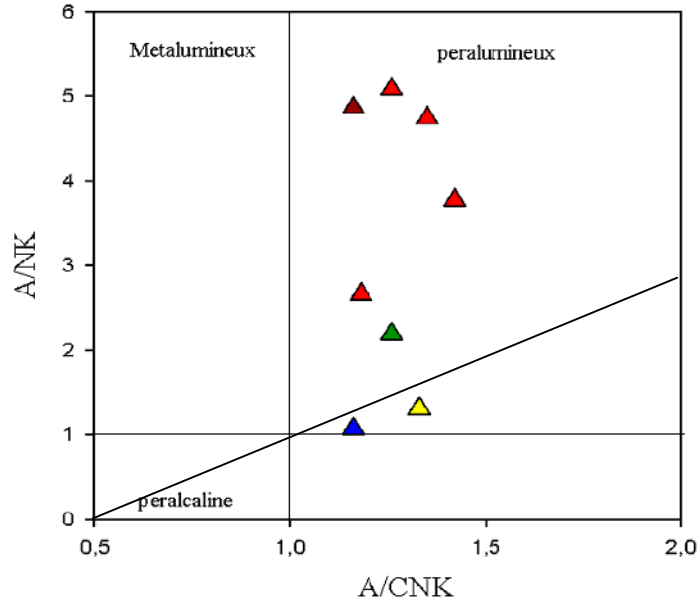


Fig.13 : position des roches de Timgaouine dans le diagramme A/NK vs A/CNK, d'après Maniar & Piccoli (1989)

### 3-7 Diagrammes triangulaires $K_2O-Na_2O-CaO$ :

La norite, les norite gabbroïques et le filon doléritique ont une tendance vers le pôle  $CaO$  (fig.14) reflétant le fractionnement de clinopyroxène. Tandis que, le filon syénitique est plus proche au pôle potassique, traduisant la précipitation du F.K.

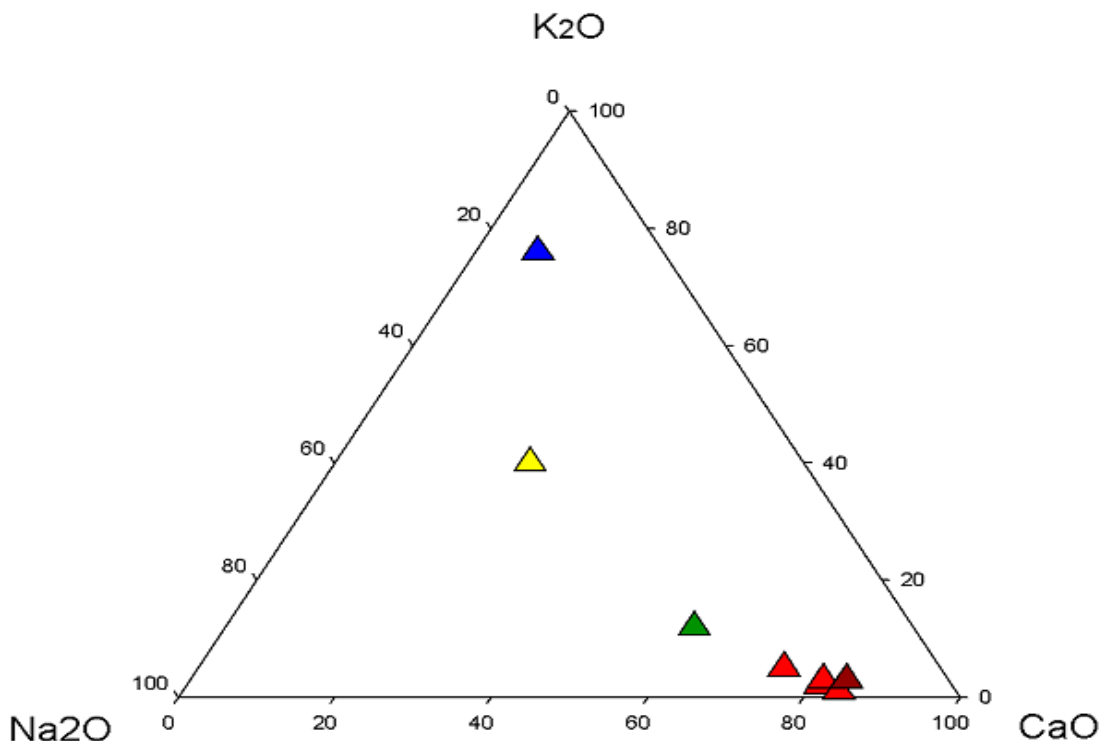


Fig.14 : diagramme  $CaO-K_2O-Na_2O$ . Même légende que les f.

### 3-8 Diagrammes de Harker

Dans le diagramme oxydes vs  $\text{SiO}_2$  l'ensemble des roches présentent des comportements différents. Pour essayer de comprendre l'évolution des magmas, nous allons étudier le comportement de chaque oxyde en fonction de la silice

Le diagramme  $\text{MgO}$  vs  $\text{SiO}_2$  (**Fig.15.A**) est caractérisé par une corrélation négative. Dans les facies noritiques et le filon doléritique, Les concentrations en  $\text{MgO}$  décroissent de la valeur 14.6% jusqu'à 7.6% dès les premiers enrichissements en silice. Tandis que, dans le filon syénitique, le  $\text{MgO}$  est marqué par un taux très bas en magnésium (0.11%).

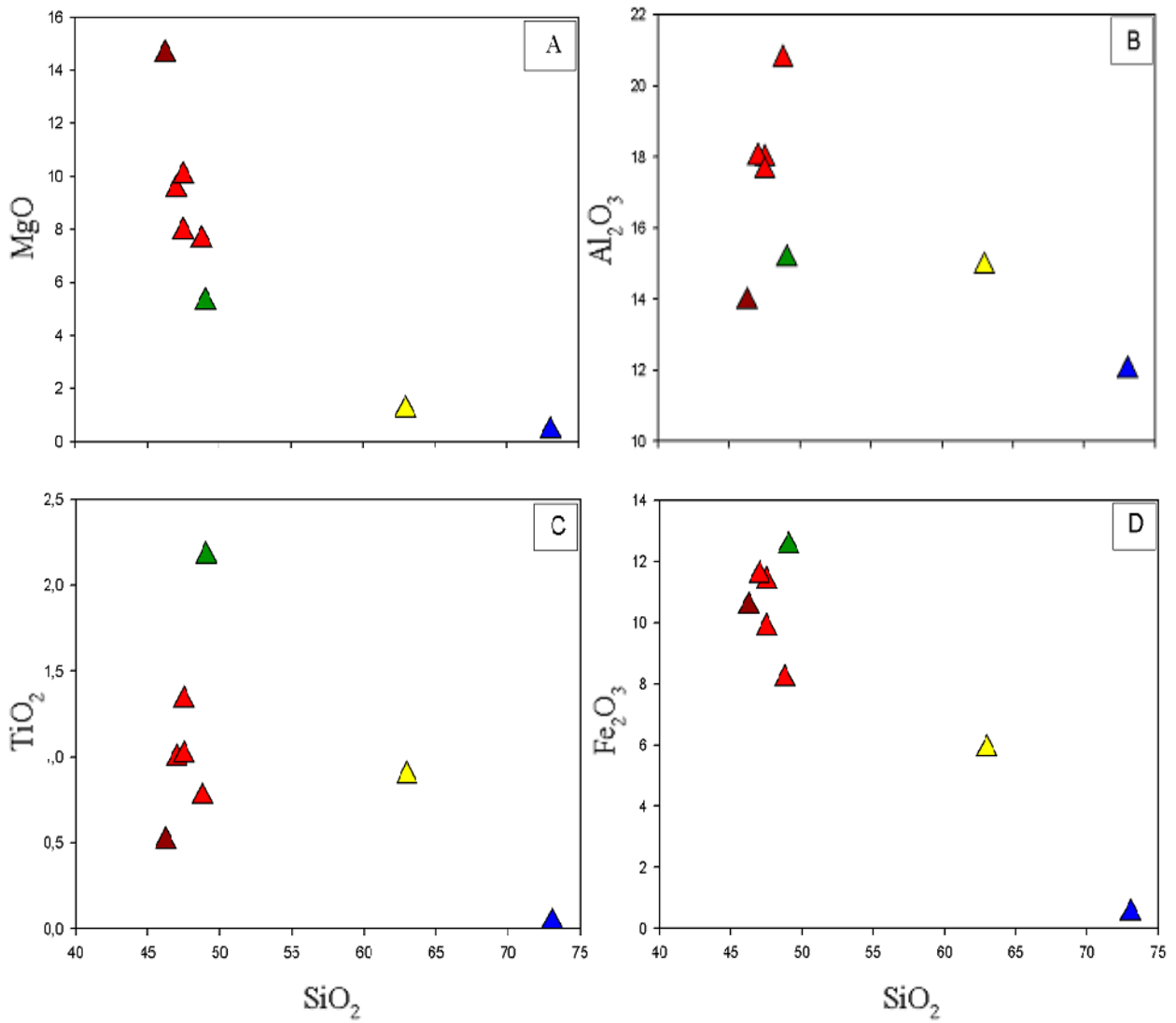
Ce comportement traduit la cristallisation des minéraux ferromagnésiens, particulièrement l'orthopyroxène.

Le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{SiO}_2$  (**Fig.15.B**), montre que les facies noritiques ainsi que le filon doléritique présentent un enrichissement en Al, de 13,93 % à 20.73 % avec une faible variation de  $\text{SiO}_2$  (46.25 % à 48.79 %), ce qui correspondrait à la cristallisation des plagioclases. Par contre, les termes les plus évolués, le monzogranite à biotite (TM45) est caractérisé par un taux d'alumine 14.92% avec une forte valeur de  $\text{SiO}_2$  62.97 %, et le filon syénitique (TM 52) à une proportion d'alumine 12 % avec une très forte concentration de  $\text{SiO}_2$  73.05 %. Cette tendance traduit ainsi la cristallisation des plagioclases et de F.K à partir de liquide magmatique.

L'évolution du  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (**Fig.15.C**), est similaire que l'aluminium. Dans les facies gabbroïques, le  $\text{TiO}_2$  varie entre 0.5% et 1.33%, jusqu'à 2.17 % pour le filon doléritique. Cependant, pour le monzogranite à biotite, le  $\text{TiO}_2$  reste dans l'intervalle des roches basiques, et diminue jusqu'à 0.04% pour le filon syénitique.

Le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  versus  $\text{SiO}_2$  (**Fig.15.D**), montre une variation du pourcentage du fer qui oscille entre 12.51% dans le filon doléritique (TM 50B) jusqu'à 8.17% dans la norite gabbroïque (TM48). En revanche dans les termes les plus différenciés, la projection des analyses montrent une chute progressive à partir de 5.87% pour le monzogranite à biotite (TM 45) jusqu'à 0.5% pour filon syénitique (TM 52).

Plus la silice augmente et moins et plus le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  diminue dans le liquide magmatique pour se concentrer dans les minéraux ferromagnésiens tel que les pyroxènes, les amphiboles et les biotites.



**Fig.15** : diagrammes binaires de type Harker des roches basiques de Timgaouine.  
 A : wt% MgO vs SiO<sub>2</sub>, B : wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>, C : wt% TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub>, D : wt% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>  
 Même légende que les figures 09.

L'évolution de MnO vs SiO<sub>2</sub>(**Fig.16.E**), est marqué par un comportement proche de ceux de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de SiO<sub>2</sub>. Dans les faciès gabbroïques (norite, norite gabbroïque et le filon doléritique), la diminution du MnO est légèrement plus important, de 0.18% à 0.11% par rapport au faible variation en SiO<sub>2</sub>. alors que, leur diminution est plus importante pour le filon syénitique qui présente une concentration de 0.01%.

Le diagramme CaO en fonction de SiO<sub>2</sub>(**Fig.16.F**), montre une corrélation négative qui varie, entre 12.54% et 9.35% pour les faciès noritiques, et 7.26% pour le filon doléritique (TM 50B). Cependant, la concentration du calcium est beaucoup moins importantes dans le monzogranite (2.75%) et le filon syénitique (0.8%). À ce stade, se sont les plagioclases et les clinopyroxène qui contrôlent l'évolution de CaO.

Dans le diagramme Na<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub>(**Fig.16.G**), les faciès les moins riches en SiO<sub>2</sub> présentent une corrélation positive allant de norite, norite gabbroïque au filon doléritique, dans un écart compris entre 1.55% et 3.28%. En revanche, le monzogranite à biotite (3.95%) et le filon syénitique (1.62%), présentent les taux les plus bas.

Les analyses de K<sub>2</sub>O projetées sur le diagramme K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> (**Fig.16.H**), montrent une légère corrélation positive dans les faciès noritiques et le filon doléritique montant ainsi un enrichissement du liquide magmatique en K. Tandis que, de la roche d'encaissant et du filon syénitique sont beaucoup plus riches en potassium, qui présentent respectivement les valeurs 4.5% et 7.87%.

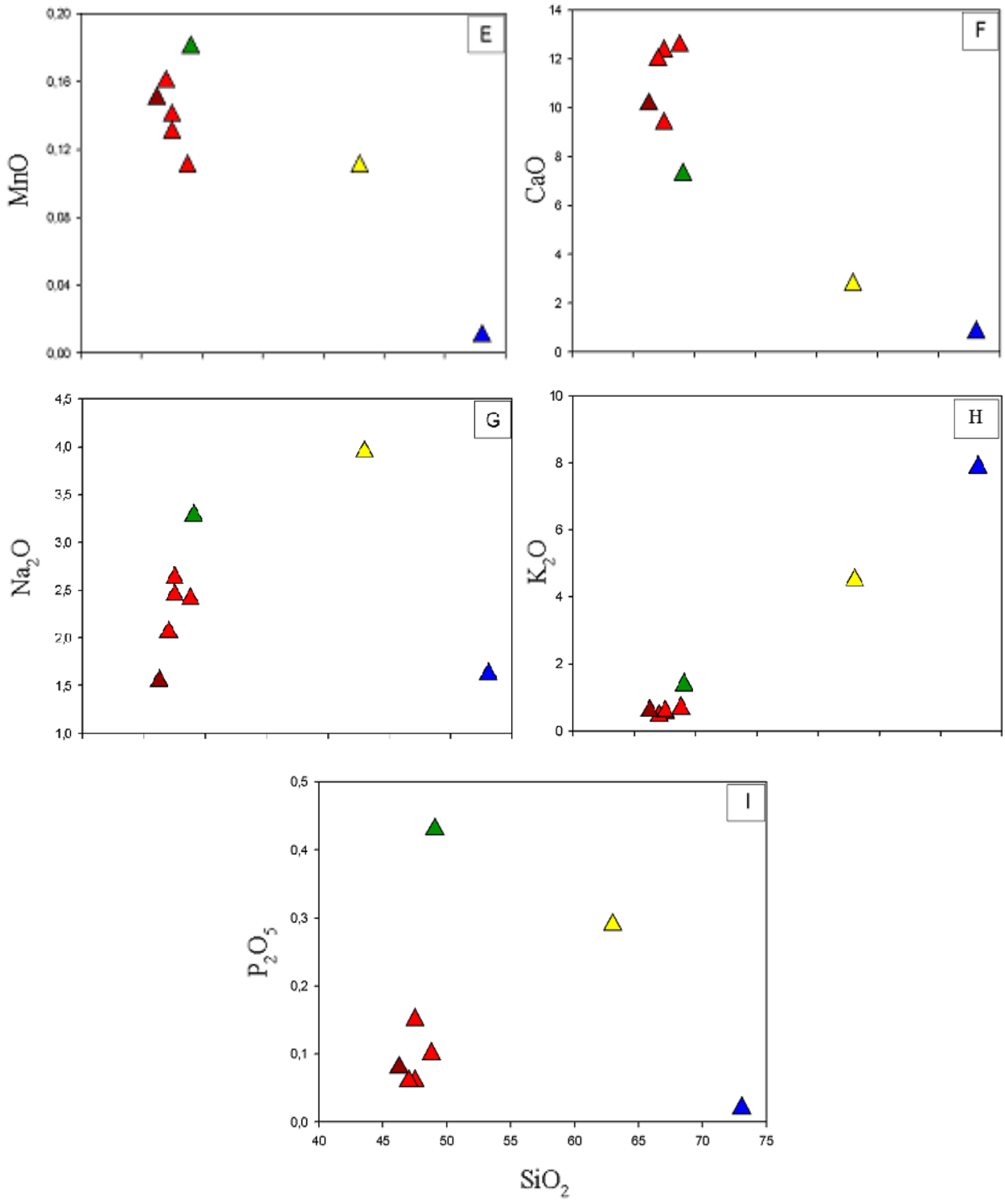
Le diagramme P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en fonction de SiO<sub>2</sub> (**Fig.16.I**), montre que les roches basiques sont riches en phosphore par rapport aux roches acides. sa concentration varie entre 0.06% pour norite gabbroïque (TM 46) et 0.45% pour le filon doléritique (TM 50b), passant par la norite (TM 51) avec une valeur égal à (0.08%). par contre, le filon syénitique est marqué par une faible concentration de cet oxyde 0.02%.

La diminution de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> est très rapide dans le champ basique est traduit par le fractionnement précoce de l'apatite associés aux amphiboles,

### **Conclusion :**

La distribution des éléments majeurs dans les faciès noritiques révèle une nette évolution au cours de la différenciation. Ainsi, nous constatons que les principaux éléments; le fer, le magnésium, le calcium décroissent régulièrement parallèlement au l'alumine et sodium qui sont marqués par une augmentation progressive, depuis norite ; norite gabbroïque et filon doléritique. Ceci peut être expliqué par la précipitation précoce des minéraux ferromagnésiens tels que les pyroxènes et l'amphibole. Le liquide magmatique s'enrichit progressivement en Ti par rapport SiO<sub>2</sub> dans les roches basiques, ce qui traduit le fractionnement des oxydes Ti-Fe et des silicates titanifères (amphibole et biotite). Na et K participent au fractionnement de plagioclase, feldspath potassique et par une précipitation plus ou moins importante d'une phase potassique tel que la biotite.

Ces éléments ne gardent pas le même comportement dans le monzogranite à biotite et le filon syénitique.



**Fig.16** : diagrammes binaires de type Harker des roches basiques de Timgaouine.  
*E* : wt% MnO vs SiO<sub>2</sub>, *F* : wt% CaO vs SiO<sub>2</sub>, *G* : wt% Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>, *H* : wt% K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>,  
*I* : P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs SiO<sub>2</sub>. Même légende que les figures 09

#### 4- Variations du rapport MgO/FeO (Fig.17) :

Dans cette partie de notre travail nous allons utiliser les analyses de Abad H, (1983) et Cottin et al, (1998) pour établir une étude comparative des différents facies gabbroïques de la chaîne pharusienne d'une part et intrusions mafiques et ultramafiques de Laouni d'autre part. Le rapport MgO/FeO des roches, varie entre 0.2 et 2%, celui des échantillons de « complexe basique de la chaîne pharusienne, Hoggar occidental », (*tab.04*) ; est compris entre 0.5 et 4%. En revanche, pour les gabbros de Laouni, (*tab.05*) ; il varie entre 0.8 et 1.6 %.

Le diagramme CaO en fonction MgO/FeO montre que la variation du calcium dans les gabbros de Laouni est beaucoup moins importante entre 11.05% et 11.68%, que dans ceux de Timgaouine qui sont oscillent entre 7.26% et 12.54%. Tandis que cette évolution est plus marquée dans les facies étudiées Abad H, (1983) dans un écart compris entre 5.96% et 14.70%. Les facies noritiques, le filon doléritique, et les gabbros de Laouni, correspondent au champ des gabbros de la chaîne pharusienne avec un rapport MgO/FeO compris entre 0.2% et 1.2%.

Les teneurs d'alumine dans les gabbros de Timgaouine et de Laouni sont légèrement plus importantes qui varient respectivement entre 13.93% et 20.73% ; 13.63% et 17.45%, que dans ceux de la chaîne pharusienne du Hoggar occidental qui oscille entre 11.61% et 18.63%. Le comportement d' $Al_2O_3$  présente deux champs distincts. Le premier englobe les norites gabbroïques (TM 46 ; 49 ; 50 a), le filon doléritique (TM 50b), les facies troctolitiques de Cottin et al (1998), et les gabbros sub-doléritique d'Abad (1983). En revanche, le deuxième est formé essentiellement par la norite (TM 51) et norite West Laouni 2H(WL). La norite gabbroïque (TM 48) est plus alumineuse

Les variations du rapport MgO/FeO dessinent une corrélation négative avec les teneurs en  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  et  $Na_2O$ , dans les trois séries gabbroïques, ceci traduit par un enrichissement au cours de la différenciation. Plus le rapport MgO/FeO augmente et moins ces oxydes peuvent être concentrés dans les minéraux ferromagnésiens qu'il forme.

Les proportions en  $TiO_2$  varient entre 0.51% et 2.17% dans les gabbros de Timgaouine, et 0.32% jusqu'à 1.33% dans les roches de Laouni, tandis que, dans les gabbros de la chaîne pharusienne entre 0.11% et 2.00%.

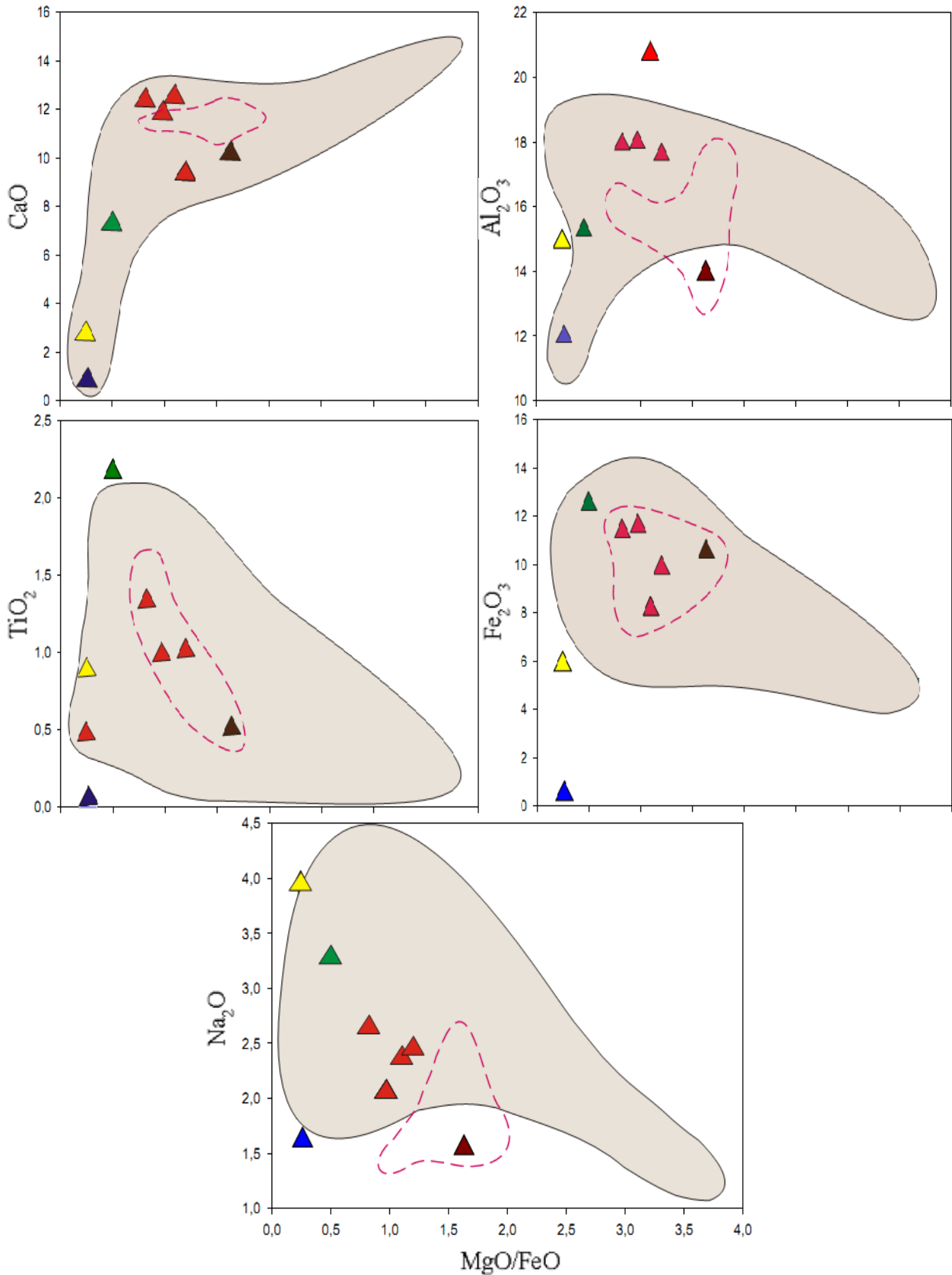
Le diagramme  $TiO_2$  versus MgO/FeO montre que les facies noritiques de Timgaouine et les gabbros de Laouni appartiennent au champ d'Abad (1983), exceptionnellement le filon doléritique (TM 50b) qui est marqué par une forte concentration (2.17%).

Le diagramme  $Fe_2O_3$  versus MgO/FeO montre que les roches basiques de Timgaouine (8.17% et 12.54%) et les facies gabbroïques de Laouni (7.11% et 11.24%) occupent le même champ parallèlement au gabbro sub-doléritique de la chaîne pharusienne, Hoggar occidental.

Le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{MgO}/\text{FeO}$  montre l'appartenance, des norites gabbroïques et de filon doléritique au champ des gabbros de la chaîne pharusienne qui oscille entre 1.32% et 4.12%. Alors que, la norite (TM 51) et WL noritique 2H sont moins sodique avec des teneurs 1.55% et 1.2% respectivement.

Les metagabbros (251.244) de la région de Tin-Rh'allès caractérisent par un rapport  $\text{MgO}/\text{FeO}$  beaucoup plus ou moins important à une teneur égal à 2.785 et 3.648 respectivement, et par leur richesse en alumine et calcium, ce sont des troctolites qui ont toujours l'olivine en cumulus. Ceci, nous permet de déduire que ces échantillons sont moins évolués par rapport au norite (TM 51) et au faciès troctolitiques de Laouni étudiés par Cottin et al (1998).





**Fig.17** : distribution des éléments majeurs par rapport les variations de rapport MgO/FeO. Le champ gris englobe les échantillons étudiés par M.Abad (1983). la courbe en pointillés rouge représente les analyses des gabbros de Laoui ; Cottin et al (1998)

Ech En %	Meta gabbro Sub-doléritique		Gabbro à amphibole			Gabbro sub-doléritique			Meta gabbro		
	TM271	AD319	Tamtek			Tin-dahar			Tin-Rh'allès		
			333	334	335	274	201	204	252	251	244
SiO <sub>2</sub>	49.8	48.11	49.13	46.52	44.60	50.69	49.36	49.94	46.97	48.68	48.09
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.32	1.42	1.34	1.93	2.00	1.26	0.80	0.11	0.15	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.61	18.02	18.57	17.23	17.50	14.31	15.65	18.63	17.02	16.03	13.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.83	5.38	9.46	12.29	13.69	11.98	7.59	9.42	8.49	5.50	5.078
MnO	0.17	0.04	0.10	0.19	0.17	0.21	0.14	0.19	0.10	0.16	0.08
MgO	11.76	9.95	4.15	6.09	6.23	4.04	7.31	4.27	10.31	13.02	15.75
CaO	11.14	9.37	9.29	8.59	8.90	7.37	5.96	8.69	12.03	11.23	14.70
Na <sub>2</sub> O	1.86	3.98	3.85	3.06	3.01	4.12	3.90	3.87	2.31	2.05	1.32
K <sub>2</sub> O	0.5	0.20	1.61	1.15	1.40	2.21	1.30	2.01	0.25	0.68	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.6	3.40	2.23	2.12	2.05	1.58	7.49	1.87	2.13	2.54	2.70
total	99.97	99.05	99.89	90.60	99.57	99.31	99.72	99.69	99.84	100.1	99.68

**Tab.04** : analyses chimiques des plutonites non cumulative de complexe basique de la chaîne pharusienne (Hoggar occidentale) étudié par Abad, (1983).

éch En %	WL	WL	EL	EL 669
	Troctolitic	Noritic 2H	Troctolitic	Troctolitic 2H
SiO <sub>2</sub>	48	47.7	51.85	47.45
TiO <sub>2</sub>	1.33	0.32	0.47	0.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.32	13.63	16.5	17.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.24	8.96	7.11	7.84
MnO	0.17	0.19	0.14	0.13
MgO	9.03	13.93	9.01	10.2
CaO	11.58	11.58	11.05	11.68
Na <sub>2</sub> O	1.35	1.2	2.76	2.05
K <sub>2</sub> O	0.05	0.06	0.32	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.16		0.02
Total	99.34	97.75	99.21	97.26

**Tab .05**: tableau récapitulatif les éléments majeurs des gabbros de Laouni étudiés par Cottin et al, (1998).

## 5-Géochimie des éléments en traces :

### 5-1 Introduction

Les éléments traces (*Tab .05*) sont des éléments, dont leur concentration dans la roche est ordinairement inférieure à 0.1% ou 1000 ppm, contrairement aux éléments majeurs. Ils sont beaucoup plus discriminant, leur concentrations initiales ont été peut affecter ou pas par les processus post magmatique tel que l'altération et métamorphisme.

Ils sont divisés en deux groupes d'après leur comportement vis-à-vis la phase solide du magma, lors d'un processus d'évolution : les éléments compatibles et les éléments incompatibles ou hygromagmaphile

### 5-2 Diagrammes de Harker

- les éléments compatibles : Ni et Zn (*fig.18*)

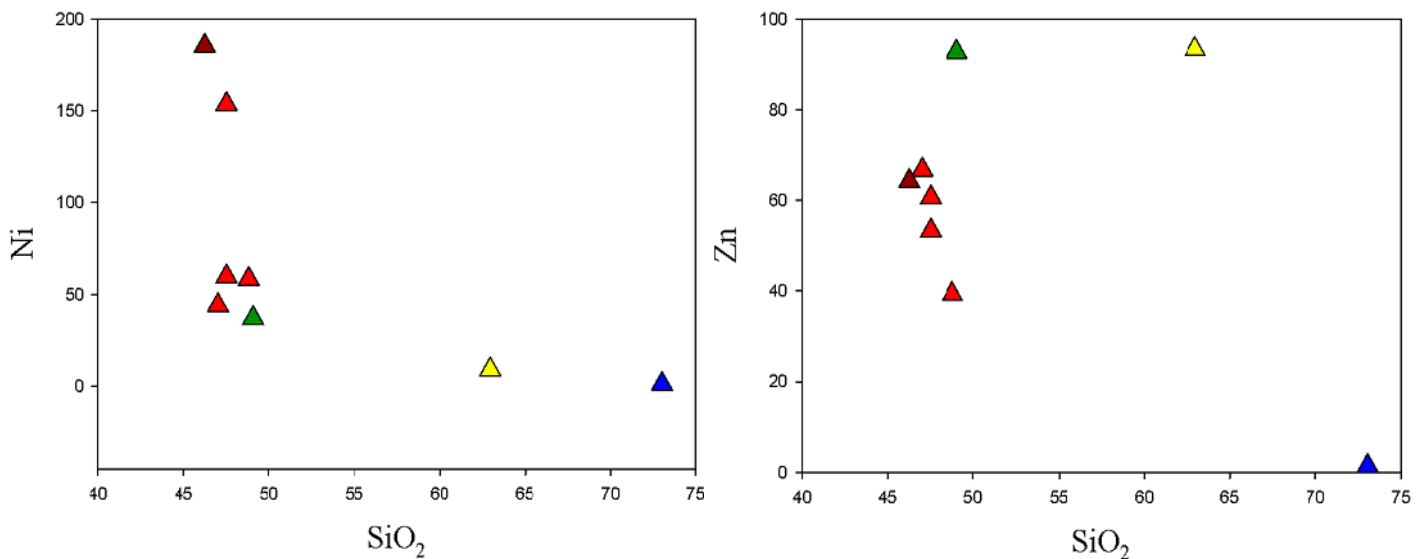
Le diagramme Ni en fonction  $\text{SiO}_2$ , est marqué par une corrélation négative .sa concentration est oscille entre 185.3 ppm pour norite (TM 51) et 44.1 ppm pour norite gabbroïque (TM 49), et 37.1 ppm pour le filon doléritique (TM 50 b).Alors que, dans les termes les plus évolués, le Ni est marqué par une chute égal à 1.3 ppm pour le Filon syénitique (TM 52).

Le comportement de Zn correspond à celui de Ni en fonction de  $\text{SiO}_2$ , caractérisé par une diminution progressive allant du filon doléritique (TM50b) avec une teneur égal à 92.7 ppm, jusqu'à norite gabbroïque (TM 48) ; 39.3 ppm, passant par la norite (TM 51) ; 64.2 ppm. Tandis que, l'échantillon d'encaissant (TM 45) marqué par une forte concentration (93.3 ppm) contrairement au filon syénitique avec une valeur égal à 1.4 ppm.

La décroissance régulière de ces éléments, au cour de la différenciation magmatique, reflétant le fractionnement précoce de pyroxène et des oxydes. Leur comportement est compatible, car ils s'incorporent préférentiellement dans les phases minérales silicatées au début de la différenciation telle que la biotite et l'amphibole.

Ech En PPM	Norite	Norite gabbroïque				Filon doléritique	Filon syénitique	monzogranite à biotite
	TM 51	TM 46	Tm 48	TM 49	TM 50a	TM 50b	TM 52	TM 45
Ni	185.33	59.8	58.4	44.1	153.6	37.1	1.3	9.1
Cu	14.8	41.5	16.7	34.8	21.6	13.7	0	4.8
Zn	64.2	53.3	39.3	66.7	60.6	92.7	1.4	93.3
Ga	13.3	18.5	17.3	16.7	16	20.2	12.2	21.2
Rb	7.3	3.4	6.3	2.3	11.9	31	199	119.1
Sr	596.6	736.4	738.8	644.5	616.6	484.2	218.3	258.3
Y	8.6	10.5	10.2	9.7	11.9	33.5	3.4	51.1
Zr	42	35.3	48.1	23.5	71.3	213.8	8	514.7
Nb	0.5	0	1.2	0	3.5	14.4	1.8	28.9
Pb	1.3	2.1	2.1	0.9	2.9	3.9	28.7	19.2
Th	-	-	-	-	-	3.1	-	4.6
U	-	-	-	-	-	-	1.1	-

**Tab .06:** tableau récapitulatif les éléments en traces des gabbros de Timgaouine.



**Fig.18 :** diagramme binaire des éléments traces (compatibles : Ni et Zn en ppm) versus SiO<sub>2</sub>.  
Même légende que les figures 09.

- Les éléments incompatibles (*fig.19*)

➤ Le Sr et Rb se sont des éléments incompatibles faisant partie de groupe LiLE (large ion lithophiles élément), élément à grand rayon ionique mais de charge faible, ils sont peu incorporés dans la phase minérale à cause de leur grande taille.

Le diagramme Sr versus  $\text{SiO}_2$  est marqué par une corrélation négative, la concentration du Sr varie depuis 738.8 ppm pour norite gabbroïque (TM 48), 596.6ppm pour la norite (TM 51), jusqu'à 484.2 ppm pour le filon doléritique (TM 50b). En revanche, elle diminue progressivement, pour arriver à une teneur de 218.3 ppm dans le filon syénitique (TM 52), soulignant ainsi le fractionnement de plagioclase dans les différentes roches.

Dans le diagramme Rb vs  $\text{SiO}_2$ , la concentration du Rb présente un léger écart qui oscille entre 7.3 ppm (TM 51) 11.9 ppm (TM 50 a) dans les faciès noritiques, et 31 ppm pour le filon doléritique (TM 50 b). Par contre, dans les termes les plus différenciés, le Rb atteint le seuil maximale avec une teneur égal à 199 ppm pour le Filon syénitique (TM 52) passant par l'échantillon d'encaissant (TM 45), à une valeur égal à 119.1 ppm.

Le Rb reproduit le même comportement que  $\text{K}_2\text{O}$ . On remarque que nos roches sont pauvres en rubidium et potassium.

Cette évolution du Sr et Rb est responsable au changement de la composition des plagioclases du pôle labrador à bytownite, et témoignant leur fractionnement.

➤ Les éléments à fort potentiel ionique (Y, Cu, Zr, Nb, Ga, et Pb), montrent tous des corrélations positives dans les faciès basiques (norite, norite gabbroïque, et le filon doléritique) alors que leurs comportements n'est pas uniforme dans les roches à caractères fortement calco-alcalin (filon syénitique).

- HFSE (High Field Strength Elements) : se sont des éléments à petit rayon ionique et charge élevée : Il s'agit de Nb, Zr, Y. Ces cations de petites tailles (inférieurs à  $1\text{Å}$ ), mais de forte charge, tendent à se complexer avec l'oxygène dans les liquides, qui ne peuvent être intégrés dans les structures silicatées.

Ces éléments, n'ont qu'une faible affinité pour la majorité des minéraux magmatiques des roches étudiées. En général la concentration en Zr croît jusqu'à apparition d'une phase particulière, le zircon ( $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ ). Le Nb peut entrer dans le réseau cristallin des minéraux comme la magnétite et lors de la cristallisation de la biotite, le Nb devenu compatible.

-Le comportement de Cu, Ga et Pb sont proches de ceux de HFSE. il est identique dans les faciès gabbroïques, avec des pentes positives régulièrement, traduisant alors qu'ils sont incompatibles. Néanmoins, ces éléments sont devenus compatibles dans le filon syénitique (TM 52), exceptionnellement le Pb qui est marqué par taux très élevé égal à 28.7 ppm. Gallium se substitue à Al, soulignant la prédominance du plagioclase sodique sur le feldspath potassique pour les roches basiques

➤ Les actinides Th et U possèdent à la fois des rayons ioniques relativement élevés et des charges importantes; ils sont très incompatibles.

Le Th apparaît dans le filon doléritique avec un taux égal à 3.1 ppm, tandis que l'U est trouvé dans le filon syénitique à une faible concentration de 1.1 ppm.

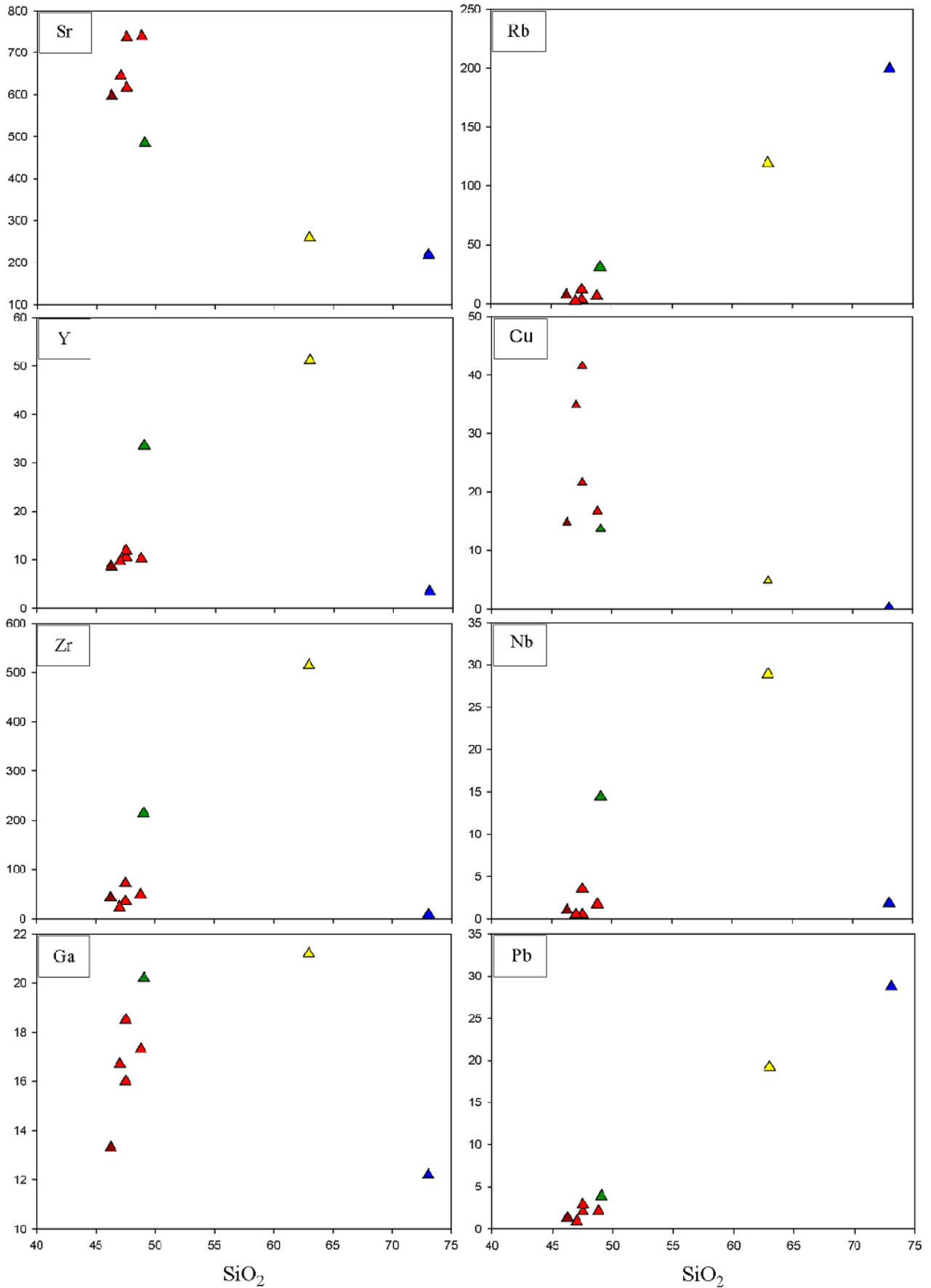


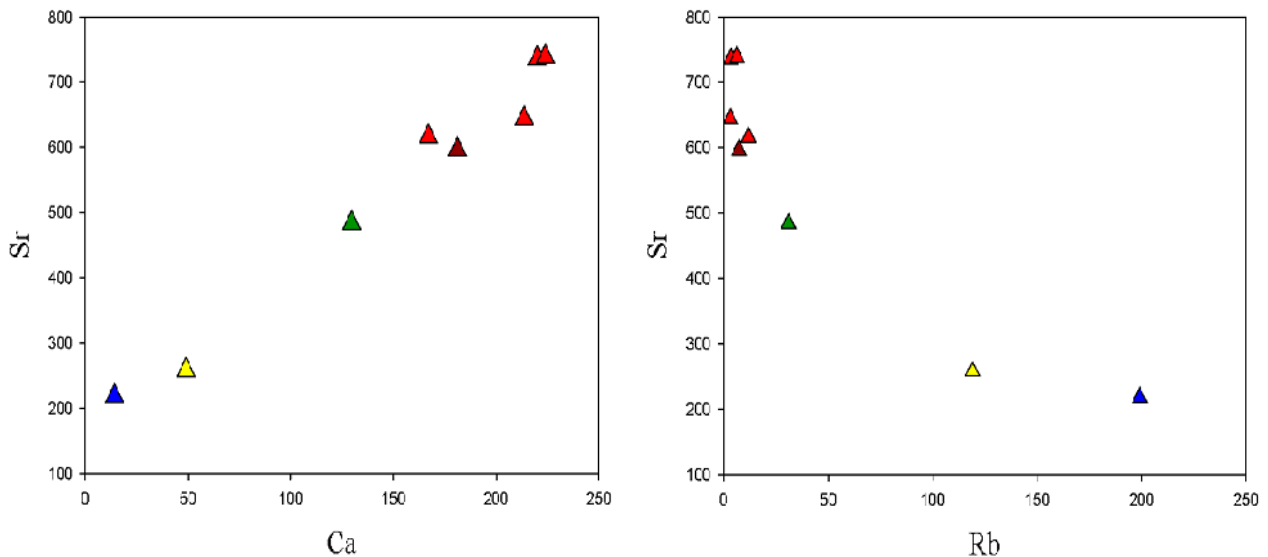
Fig.19 : diagrammes binaires des éléments traces (incompatibles) versus SiO<sub>2</sub>.

### 5-3 Diagrammes Sr vs Rb et Sr vs Ca (fig.20).

Le comportement du Sr vs Ca présente une corrélation positive. la teneur du Sr varie entre 484.2ppm(TM 50b) jusqu'à 738.8ppm (TM48) pour les roches basiques ou l'écart du Ca est compris entre 129.6 ppm et 223.9. D'autre part, ces éléments sont marqués par une faible concentration dans l'échantillon d'encaissant et le filon syénitique.

En fonction de Rb, la concentration du Sr diminue depuis les norites gabbroïques(TM 48) au filon doléritique, la teneur du Rb augmente de 2.3ppm (TM 49) jusqu'à 31 ppm (TM 50) Ce comportement est identique aux termes les plus différenciés, le Rb atteint 199 ppm dans le filon syénitique, tandis que le Sr diminue jusqu'à 218.3 ppm.

Cette évolution est contrôlé principalement par le fractionnement de plagioclase, le Rb se concentre dans la biotite pour les facies gabbroïques et ensuite rentre dans le site des feldspaths potassique dans le monzogranite à biotite et le filon syénitique (TM 52).

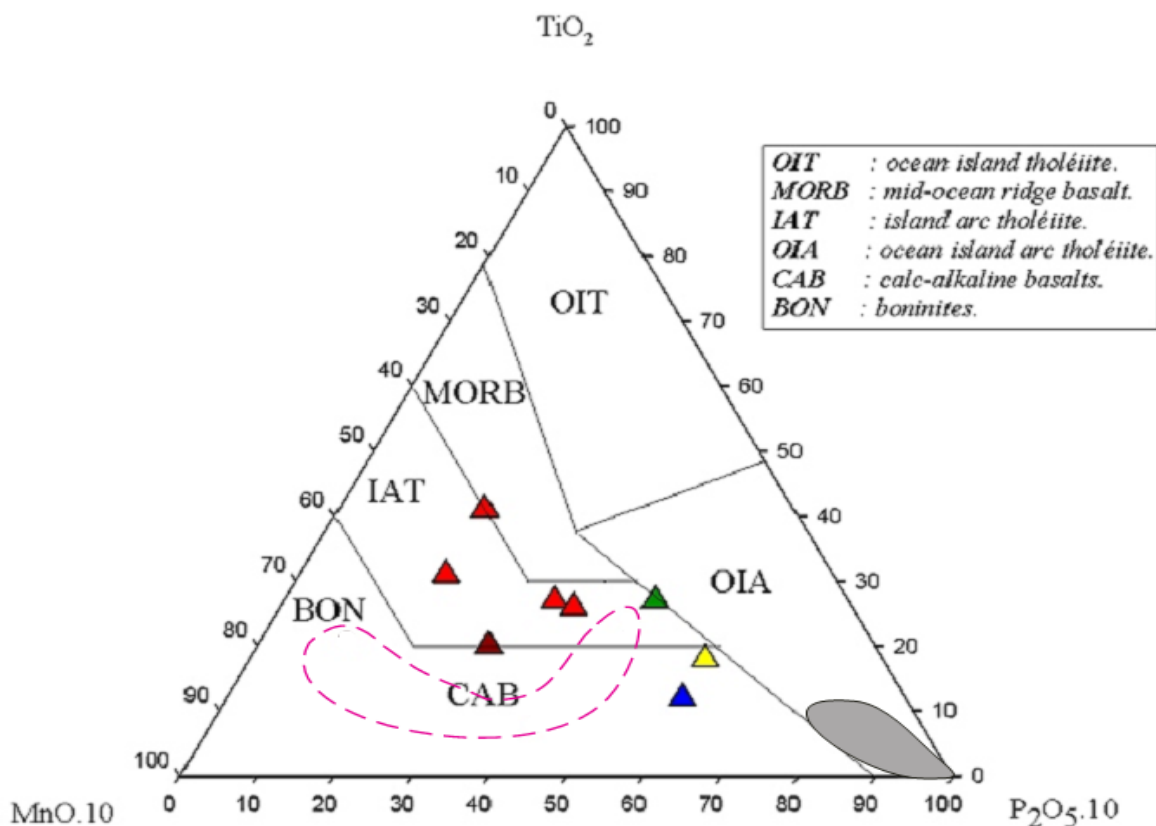


**Fig.20** : diagrammes binaires Sr vs Ca et Sr vs Rb.

## 1- Le contexte géotectonique :

Le diagramme géotectonique de Mullen (1983), (**fig.21**), montre le rapprochement du magmatisme de massif gabbroïque et le filon doléritique au pôle des tholéiites des arcs insulaires (IAT). cette situation des gabbros de Timgaouine conduit à une série tholéiitique, qui dérivent essentiellement du manteau lithosphérique plus profond. En revanche le filon syénitique et l'échantillon d'encaissant projetés, dans le domaine des basaltes calco-alcalin d'arcs insulaires (CAB). Ce phénomène est responsable au magmatisme post-collisionnel, qui s'est développé durant la période 620-580 Ma avec la mise en place des filons calcoalcalin hautement potassique (Meriem, 1987).

A titre comparatif, nous allons essayer d'intégrés la mise en place des roches basiques de la chaine pharusienne étudiés par Abad (1983), qui sont occupent le champ des tholéiites des îles océaniques (OIA). En revanche, le cadre géotectonique des gabbros de Laouni étudiés par Cottin et al (1998) est différent ; Noritic 2H West Laouni appartient au domaine des basaltes calco-alcalin d'arcs insulaires (CAB), et l'échantillon Troctolitic West Laouni coïncide avec les tholéiites des arcs insulaires (IAT). par contre, les analyses des gabbros Est Laouni sont projetés dans le domaine des boninites.



**Fig.21** : le diagramme géotectonique de Mullen (1983).  
Même légende que les figures 17.

## 2- Conclusion générale :



Le massif de Timgaouine situé dans le Hoggar central, à la limite du terrane Laouni et du terrane d'Iskel. C'est une intrusion gabbroïque qui présente une forme assez circulaire ; intrudant le monzogranite à biotite, du protérozoïque inférieur, ceci montre le caractère tardi à post orogénique de ce massif, (Cottin et Lorand ; 1990).

Le comportement des éléments majeurs et en traces montre que ces échantillons étudiés n'appartiennent pas à une même série magmatique ?

Les faciès noritiques et le filon doléritique sont les mieux représentées avec un fractionnement bien marqué ainsi par une évolution propre.

Les teneurs en  $TiO_2$  sont portés par les oxydes opaques, cependant, l'augmentation de sodium et l'aluminium dans ces faciès, est guidé par une grande quantité de plagioclase présent en phénocristaux.

Le fer ; le magnésium ; le calcium décroissent régulièrement avec l'augmentation de la silice depuis la norite ; norite gabbroïque ; et le filon doléritique, qui sont participés essentiellement, à la ségrégation des minéraux ferromagnésiens tels que les orthopyroxènes, les clinopyroxène suivie par l'amphibole et la biotite. Alors que le filon syénitique, est hautement potassique.

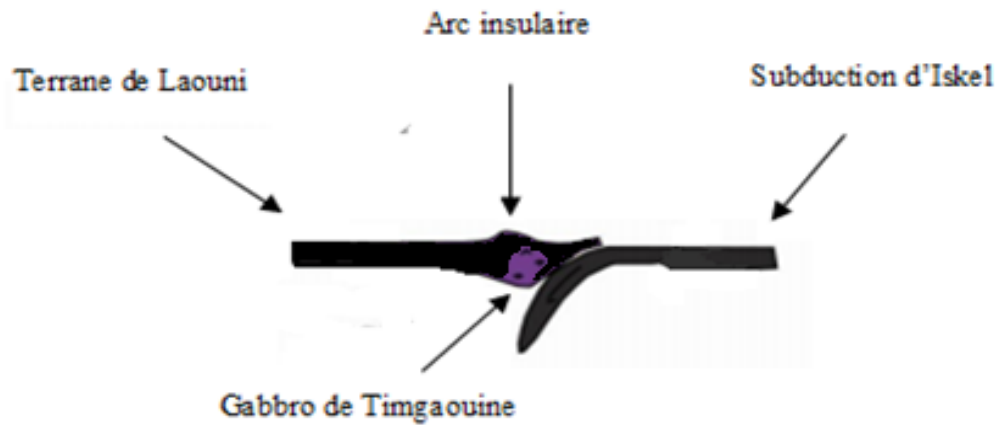
L'abondance de plagioclase et les fortes teneurs en alumine indiquent que le magma était également peralumineux.

Les analyses chimiques projetés dans le diagramme  $FeO^*/MgO$  versus  $SiO_2$ , montrent deux comportements distincts, les faciès noritiques (TM 46, 48, 49, 50 a) et le filon doléritique (TM 50 b), sont situés dans le domaine tholéitique. Par contre, le filon syénitique (TM 52), est à caractère calco-alcalin. Ceci pourrait dire, que le filon syénitique appartient à une série magmatique totalement différente ou bien elle fait partie de la même série mais ayant subi une contamination responsable de ce changement chimique ?

Les analyses des gabbros étudiés par Abad (1983) montrent une affinité tholéitique alors que les trcotolittes étudiés par Cottin et al (1998) montre deux tendances géochimiques qui cohabitent dans ces massifs ; les gabbros de West Laouni constituent une série tholéitique tandis que, ceux du l'Est de Laouni sont calco-alcalin.

Les analyses des gabbros projetées, dans le diagramme géotectonique de Mullen (1983), montrent que, ces roches sont typiques des arcs insulaires, ceci nous permet de constater, que le magma basique est né dans un cadre géodynamique d'arc insulaire.

massif magmatique pourrait s'expliquer par le rapprochement des deux terranes Laouni et Iskel. (fig.22). nous proposons un schéma expliquant le contexte géodynamique du secteur.



*fig.22* : modèle proposé de la mise en place de gabbro de Timgaouine.

## **Références bibliographiques :**

**Abad H** – complexes basiques et ultrabasiques de la chaîne pharusienne, « Hoggar occidental ». *thèse de doctorat troisième cycle. Université de Nancy, 1983.*

**Amirache A (1991)** – analyse factorielle en composantes principales des tendances géochimiques des granites alumineux de la région de Tamanrasset et de Laouini (Hoggar central, Algérie). *Mem. Ing. Etat, U.S.T.H.B, Alger, 100p.*

**Azzouni-Sekkal A (1995)** – Pétrologie et géochimie des granites de type « Taourirts », un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogénique au panafricain (Hoggar Algérie). *mémoire du service géologique de l'Algérie n°7 p288.*

**Bendaoued , A (2008)** - pétrologie et géochimie des séries basiques et ultrabasiques précambrienne de l'In Ouzzal et du Hoggar central et leur relation avec l'encaissant.

**Bertrand J.M (1974)** – évolution polycyclique des gneiss précambrien de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologique, géochimique, et géochronologiques. *Thèse Sci., Montpellier et Ed. CNRS- CRZA. Paris série Géologie, n° 19, 307 p + annexes.*

**Bertrand J.M & Caby R (1978)** – Géodynamique evolution of the panafricain orogénic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algeria Sahara). *Rundsch, 67,357-388.*

**Boissonas J (1973)** – les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africain en Ahhagar (Sahara –Central, Algérie). *Mém.CRZA-CNRS, sér.géol.° 16,662 p.*

**Bonin ,B.,Azzouni-Sekkal,A.,Bussy,B.,Ferrag,S,(1998)** – Alkali-calcic and alumin post-orogenic (po) granit magmatism: petrologic constraint and geodynamic settings. *Lithos :45-70*

**Black R, Latouche L; Liegeois J P ; Caby R; Bertrand J M (1994)** – panafricain displaced terranes in the Touareg shield (Central Sahara). *geology 22,641-644.*

**Boullier A M; (1991)** – the panafricain Trans-Saharan belt in the Hoggar Shield (Algeria, Mali, Niger); a review. In; Dallmeyer, R.D., Lecorche, J.P. (Eds), *The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives. Springer Verlag, Berlin, pp.85-105*

**Briedj M (1996)** – Etude géologique de la région de Tahifet (Hoggar central, Algérie). implications géodynamiques. *Thèses Université de Nancy I- France*

- Caby (1970)** – la chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l’Ahhagar (Sahara central, Algérie) sa place dans l’orogénèse du précambrien supérieur en Afrique. *Thèse Sci., Montpellier, 1 vol., 336p.*
- Chikhaoui , M (1981)** – les roches volcaniques du protérozoïque supérieur de la chaîne panafricain (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). *thèse . Doc. Etat. Univ, Montpellier, 183p.*
- Cottin J.Y et Lorand (1990)** – nouvelles données géologiques sur le massifs ultramafiques-mafiques de la région de Laouni (Hoggar central, Algérie). *bull. soc.Géo.Fr,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 Laouni layered intrusions pan-africain belt
- Gravelle (1969)** – recherches sur la géologie de socle précambrien de l’Ahhagar Centro-occidental dans la région de Si let-Tibéhaouine. *Thèse. Etat. Univ. Paris, 298p.*
- Haddoum (1984)** – evolution of the Précambrian In-Ouzzal block (Central, Sahara. Algeria). *Précambrien. Res, 65, pp, 155-166*
- Haddoum,H.,(1992)** – Etude structural des terrains archéens du mole In Ouzzal (Hoggar occidental,Algérie).*Thèse Doct.Etat,USTHB Algérie.*
- Kennedy W.Q (1964)** – the structural differentiation of Africa in the panafricain (about 500 m.v.). *Tectonic episode. Ann. Rep. Institue. Afr. Géol. Univ. Leeds, 8, 48.*
- Kesraoui M (2005)** – Nature et évolutions comparées de granits à métaux rares dans le Hoggar Central (Algérie) à travers la pétrographie, la cristalochimie des micas et des minéraux à Ta, Nb,Sn,W. Et la Géochimie. *Thèse.Doct.d’état.U.S.T.H.B.p 201.*
- Killian C (1932)** - Sur les conglomérats précambriens du Sahara central : le pharusien et le Suggarien .*C.R.Soc. Géol. France, 7,87p.*
- Koudjil S et Sarir H (2012)** – étude pétrographique des gabbros de Timgaouine (Hoggar central, Algérie).*Mém, Ing. Univ, Oran.35p.*
- Latouche (1978)** – le précambrien de la région des Gour Oumelalen. *Thèse . Doct. d’état, Univ.Paris VII ,255 p.*
- Lelurbe M (1952)** – l’antécambrien de l’Ahhagar (Sahara centra), *Monographies régionales 1<sup>ère</sup> série : Algérie N°6.*

**Liegeois , J.P., Latouche,L.,Boughara,M., Navez,J & Guiraud,M .,(2003)** – the Hoggar swell and volcanism reactivation of the Precambrian Touareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism.

**Loumi K and Mahdjoub Y, 2008.** Detachment fault- related deformation of the Tin Amzi granite (Hoggar central-Algeria).*Third International geomodeling conference. Firenze. Italy.*

**Miyashiro A, (1974)** - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.*Amer.Journ.Sci.Lett. 274,321-355.*

**Moulahoum O (1988)** – Dualité du magmatisme d'âge panafricain :aspects structuraux et pétrologique des granites subalcalins et aluminieux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie).*Phd Thèse, université Nancy I. 145 p.*

**Mullen (1983)-** MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implication for petrogenesis.earth planet.*Sci.Lett.62,53-62.*

**Nachida A 2008** Géochimie et Géochronologie des intrusions magmatiques panafricaines du terrane Egéré-Aleksod : exemple des massifs granitiques de l'Ounane, Tihoudaine et Tisselliline ( Hoggar central, Algérie).

**Streckeisen (1976),** A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks.*New Jahrb.Mineral.Abh.,136:169-206.*

**Tabliouna M(2009)** – pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, (Eglab Occidental, dorsale Reguibat, SW Algérien). *Thèse. Doct. D'état. Univ, Oran. p 189*

**Vitel G (1979)** – la région Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara).Evolution d'un complexe granulitique précambrien. *Thèse Univ. Paris VII ? 323p. (unpubl).*

**Zerka, M (1991)** – étude des enclaves ultramafiques du volcanisme plioquaternaire de l'Oranie Occidental. Exemple des massifs d'Ain T'émouchent et de Basse Tafna. *Thèse Magistère, U.S.T.H.B, Alger.*

# Table des matières

Remerciements

## Chapitre I : Généralités

1- Introduction .....	06
2- présentation du Hoggar.....	06
2-1- Cadre géographique .....	06
2-2- Cadre géologique et structural .....	08
3- La géologie du Hoggar central .....	10
3-1 les grandes unités géologiques .....	10
3-2 le magmatisme .....	10
4- Le secteur d'étude.....	12
4-1 Introduction .....	12
4-2 Situation géographique .....	12
4-3 Aperçu géologique.....	14
5- Synthèse à l'étude petrographique.....	16
5-1 L'analyse modale.....	16
5-2 la petrographie des faciès gabbroïque.....	20

## Chapitre II : Géochimie

1- Introduction .....	22
2- Nomenclature et classification des roches étudiées .....	23
3- la géochimie des éléments majeurs.....	24
3-1 Diagramme binaire ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) versus $\text{SiO}_2$ .....	24
3-2 Diagramme binaire $\text{FeO}^*$ versus $\text{MgO}$ .....	25
3-3 Diagramme binaire $\text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Na}_2\text{O}$ .....	25
3-4 Les données de la norme .....	26
3-5 Diagramme triangulaire $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{CaO}$ - $\text{MgO}$ .....	26
3-6 L'hyperaluminosite .....	28
3-7 Diagrammes triangulaires $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{CaO}$ .....	28
3-8 Diagrammes de Harker .....	29
Conclusion .....	31
4- Variations du rapport $\text{MgO}/\text{FeO}$ .....	33

	36
5- Géochimie des éléments en traces .....	36
5-1 Introduction (Intérêt des éléments en traces ).....	36
5-2 Diagrammes de Harker .....	40
5-3 Diagrammes binaire Sr vs Rb et Sr vs Ca .....	40
Conclusion .....	
<b>Chapitre III : conclusion générale</b> .....	<b>41</b>
1- Contexte géotectonique .....	42
2- Conclusion générale .....	44
Liste des tableaux .....	45
Liste des figures.....	46
Références bibliographiques .....	

## **Conclusion Générale.**



# **Chapitre I : Généralités.**

## Chapitre II : Géochimie

## *Liste des figures*

<i>Fig. 01 : Carte géologique simplifié du bouclier Touareg et des régions adjacentes.....</i>	07
<i>Fig. 02. Bouclier Touareg : (A) première subdivision (Bertrand et Caby, 1978).....</i>	09
<i>(B) carte des terrains du Bouclier Touareg (de Black et al, 1994).</i>	
<i>Fig.03 : Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al, 2003).....</i>	11
<i>Fig.04 : a : cadre géographique de la région de Timgaouine.....</i>	13
<i>b : la position des gabbros en contact avec l'encaissant</i>	
<i>Fig.05 : a : extrait de la carte géologique de Timgaouine (NF-31-XI) «1/200 000 ».....</i>	15
<i>b : schémas géologique du massif gabbroïque.</i>	
<i>Fig.06 : coupe schématique des gabbros en contact avec l'encaissant.....</i>	17
<i>Fig.07 : le diagramme Pl-Cpx-Opx. de Yodder et Tilley (1962) modifié.....</i>	19
<i>Fig.08 : Le diagramme des alcalins versus SiO<sub>2</sub> de Cox et al.....</i>	23
<i>Fig.09 : diagramme (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) % / SiO<sub>2</sub> % de Lebas et al (1986).....</i>	24
<i>Fig.10 : diagramme FeO* /MgO en wt % versus SiO<sub>2</sub> en wt%.....</i>	25
<i>Fig.11 : diagramme K<sub>2</sub>O % / Na<sub>2</sub>O %.....</i>	25
<i>Fig.12 : Diagramme triangulaire Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-MgO.....</i>	26
<i>Fig.13 : position des roches de Timgaouine dans le diagramme A/NK vs A/CNK,.....</i>	28
<i>d'après Maniar &amp; Piccoli (1989)</i>	
<i>Fig.14 : diagramme CaO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O.....</i>	28
<i>Fig.15: diagrammes binaires de type Harker des roches basiques de Timgaouine. ....</i>	30
<i>A : wt% MgO vs SiO<sub>2</sub>, B : wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>, C: wt% TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub>, D : wt% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub></i>	
<i>Fig.16 : diagrammes binaires de type Harker des roches basiques de Timgaouine. ....</i>	32
<i>E: wt% MnO vs SiO<sub>2</sub>, F : wt% CaO vs SiO<sub>2</sub>, G: wt% Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>, H : wt% K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>, I : P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs SiO<sub>2</sub>.</i>	
<i>Fig.17: distribution des éléments majeurs par rapport les variations de rapport.....</i>	34
<i>MgO/FeO</i>	
<i>Fig.18: diagramme binaire des éléments traces (compatibles :Ni et Zn) versus SiO<sub>2</sub>.....</i>	37
<i>Fig.19: diagrammes binaires des éléments traces (incompatibles) versus SiO<sub>2</sub>.....</i>	39
<i>Fig.20: digrammes binaires Sr / Rb et Sr / Ca.....</i>	40
<i>Fig.21: le diagramme géotectonique de Mullen (1983).....</i>	41
<i>Fig.22: modèle proposé de la mise en place de gabbro de Timgaouine.....</i>	43

## ***Liste des tableaux***

<b><i>Tab .01</i></b> : tableau récapitulatif l'analyse modale réalisé par le compteur de points.....	18
<b><i>Tab .02</i></b> : tableau récapitulatif les éléments majeurs des gabbros de Timgaouine.....	22
<b><i>Tab .03</i></b> : tableau récapitulatif les compositions normatives CIPW des gabbros de Timgaouine et nombres cationiques des roches totales.....	27
<b><i>Tab.04</i></b> : analyses chimiques des plutonites non cumulative de complexe basique de la chaine pharusienne (Hoggar occidental).....	35
<b><i>Tab .05</i></b> : tableau récapitulatif les éléments majeurs des gabbros de Laouni étudiés par Cottin et Al (1998).....	35
<b><i>Tab .06</i></b> : tableau récapitulatif les éléments en traces des gabbros de Timgaouine.....	37