

## Liste des tableaux

<b>Tableau I-1:</b> Exemples de lithologies associées à des minéralisations enrichies en EGP localisées dans certains complexes intrusifs.	<b>17</b>
<b>Tableau III-1 :</b> Nomenclature des textures de cumulat selon Irvine (1982), schémas in Bard (1990) inspirés de Wager et al. (1975).	<b>37</b>
<b>Tableau III- 2 :</b> Résultats de l'analyse modale des roches magmatiques du stratiforme Oued Zazir.	<b>38</b>
<b>Tableau IV-1 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les troctolites. c: coeur, b : bordure.	<b>55</b>
<b>Tableau IV-2 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les gabbros à olivine.	<b>56</b>
<b>Tableau IV-3 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les gabbros à deux pyroxènes.	<b>57</b>
<b>Tableau IV-4 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des olivines dans les troctolites.	<b>59</b>
<b>Tableau IV-5 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des olivines dans les gabbros à olivine.	<b>60</b>
<b>Tableau IV-6 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des Opx dans les troctolites.	<b>63</b>
<b>Tableau IV-7 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des Opx dans les gabbros à olivine et gabbros à deux pyroxènes.	<b>65</b>
<b>Tableau IV-8 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des Cpx dans les troctolites.	<b>67</b>
<b>Tableau IV-9 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des Cpx dans les gabbros à olivine.	<b>69</b>
<b>Tableau IV-10 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des Cpx dans les gabbros à deux pyroxènes.	<b>70</b>
<b>Tableau IV-11 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des amphiboles dans les gabbros à olivine.	<b>73</b>
<b>Tableau IV-12 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des micas noirs dans les gabbros à olivine.	<b>74</b>

<b>Tableau IV-13 :</b> Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés dans le stratiforme Ouest Zazir.	<b>77</b>
<b>Tableau V-1 :</b> Estimations des températures obtenues avec le géothermomètre Opx-Cpx de Wood et Banno (1973) et Wells (1977).	<b>83</b>
<b>Tableau V-2 :</b> Températures de cristallisation des amphiboles des gabbros à olivine d'Oued Zazir, à partir du géothermomètre de Colombi (1988).	<b>86</b>
<b>Tableau V-3 :</b> Températures de cristallisation des amphiboles à partir du géothermomètre de Féménias et al. (2006).	<b>86</b>
<b>Tableau V-4 :</b> Calculs des pressions et estimations des profondeurs de cristallisation des amphiboles des gabbros à olivines.	<b>88</b>
<b>Tableau VI-1 :</b> Analyses de roches totales et normes CIPW des plutonites basiques de Laouni Est.	<b>93</b>
<b>Tableau VI-2 :</b> Teneurs en éléments traces et terres rares des plutonites basiques de Laouni Est.	<b>97</b>
<b>Tableau VII-1 :</b> Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des faciès de l'Oued Zazir.	<b>104</b>
<b>Tableau VII-2 :</b> Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des faciès de Laouni Est. Toutes les données sont calculées pour un âge $t = 631\text{Ma}$ (âge obtenu par U-Pb sur zircons).	<b>105</b>

## Liste des figures

<b>Figure I-1 :</b> Epaisseur en fonction de la longueur des différents types de corps magmatiques intrusifs (d'après Menand, 2008).	<b>05</b>
<b>Figure I-2 :</b> Représentation des chambres magmatiques : deux géométries principales ont été définies (en entonnoir, en entonnoir inversé), d'après Turner et Campbell, 1986.	<b>06</b>
<b>Figure I-3 :</b> Comparaison de la séquence minéralogique à l'échelle de l'intrusion du Stillwater et du Bushveld (modifié d'après Jaupart et Tait, 1995).	<b>07</b>
<b>Figure I-4 :</b> Schéma récapitulatif des principaux processus intervenant lors de l'évolution d'une chambre magmatique (Bremond, 1989).	<b>08</b>
<b>Figure I-5 :</b> Litage uniforme : des lits de chromite alternant avec des lits riches en plagioclase dans le complexe du Bushveld (in McBirney et Noyés, 1979).	<b>09</b>
<b>Figure I-6 :</b> Deux types de couches granoclassées (in McBirney et Noyés, 1979).	<b>09</b>
<b>Figure I-7 :</b> Litage dans les intrusions stratifiées.	<b>11</b>
<b>Figure I-8 :</b> Carte de localisation des complexes intrusifs contenant des minéralisations enrichies en Cu-Ni-EGP (in B. Godel, 2007).	<b>18</b>
<b>Figure I-9 :</b> Modèle de dépôts des EGP.	<b>20</b>
<b>Figure II-1 :</b> Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978; modifié).	<b>25</b>
<b>Figure II-2 :</b> Carte des différents terranes du bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994).	<b>27</b>
<b>Figure II-3 :</b> Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).	<b>30</b>
<b>Figure II-4 :</b> Position du stratiforme gabbroïque ouest Oued Zazir dans le terrane Laouni (d'après Cottin et al., 1998 ; modifié).	<b>32</b>
<b>Figure II-5 :</b> Vue du massif gabbroïque Oued Zazir (Laouni Est- Hoggar central).	<b>33</b>
<b>Figure III-1 :</b> Projection des compositions modales dans le diagramme ternaire de Streckeisen (1976).	<b>39</b>
<b>Figure IV-1 :</b> Position des plagioclases dans le diagramme An-Or-Ab.	<b>54</b>
<b>Figure IV-2 :</b> Histogramme représentant la distribution du XMg pour les olivines.	<b>61</b>
<b>Figure IV-3 :</b> Position des olivines de Laouni Est dans le diagramme MgO vs NiO de (Fleet et al., 1977). Leur comparaison avec celles du manteau supérieur, des basaltes et des intrusions.	<b>62</b>

<b>Figure IV-4 :</b> Position des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto (1988).	<b>64</b>
<b>Figure IV-5 :</b> Nomenclature des amphiboles calciques d'après Leake et al., 1997.	<b>72</b>
<b>Figure IV-6 :</b> Projection des micas noirs dans le diagramme XFe en fonction de Al <sup>IV</sup> de Deer et al. (1962).	<b>75</b>
<b>Figure IV-7 :</b> Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO <sub>2</sub> -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Deer et al., 1992).	<b>76</b>
<b>Figure IV-8 :</b> Position des clinopyroxènes dans le diagramme SiO <sub>2</sub> versus Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de Lebas (1962).	<b>78</b>
<b>Figure IV-9 :</b> Position des clinopyroxènes dans le diagramme Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> versus SiO <sub>2</sub> , Lebas (1962). Th : tholéïtique, Alc : alcalin.	<b>79</b>
<b>Figure IV-10 :</b> Position des clinopyroxènes dans le diagramme de Leterrier et al. (1982).	<b>80</b>
<b>Figure IV-11 :</b> Position des clinopyroxènes dans le diagramme (Ca+Na) versus Ti, Leterrier et al. (1982).	<b>80</b>
<b>Figure V-1 :</b> Champ de composition des olivines des gabbros dans le diagramme CaO/MgO (*100) de l'olivine en fonction du CaO/MgO du liquide (roche totale), d'après Jurewicz et Watson (1988).	<b>83</b>
<b>Figure V-2 :</b> Géothermomètre de Lindsley, 1983.	<b>84</b>
<b>Figure V-3 :</b> Position des amphiboles dans le diagramme Ti versus Al <sup>IV</sup> de Helz (1973).	<b>85</b>
<b>Figure V-4 :</b> Report de la composition chimique des biotites dans le diagramme Al <sup>VI</sup> vs Ti avec les domaines de températures de Schreurs (1985).	<b>87</b>
<b>Figure V-5 :</b> Répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la teneur en eau des magmas.	<b>89</b>
<b>Figure V-6 :</b> Estimation de la teneur en Fe <sup>3+</sup> des clinopyroxènes selon la méthode de Papike et al. (1974). La droite 1:1 matérialise l'absence de Fe <sup>3+</sup> .	<b>90</b>
<b>Figure VI-1 :</b> Position des gabbros de l'Oued Zazir dans le diagramme de nomenclature de Cox et al (1979). Report de la courbe de Miyashiro (1978) séparant les séries alcalines de séries sub-alcalines.	<b>94</b>
<b>Figure VI-2 :</b> Diagramme FeO/MgO en fonction de TiO <sub>2</sub> (d'après Miyashiro (1974)).	<b>94</b>
<b>Figure VI-3 :</b> Classification des roches basiques du stratiforme de l'Oued Zazir, à partir de leurs compositions normatives, dans le diagramme de Thompson (1984).	<b>95</b>

<b>Figure VI-4 :</b> Spectre de terres rares des roches basiques du stratiforme de l'Oued Zazir normalisées aux chondrites de Boynton, 1984.	<b>96</b>
<b>Figure VI-5 :</b> Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).	<b>98</b>
<b>Figure VI-6 :</b> Position des plutonites basiques de Laouni Est dans le diagramme géotectonique de Shervais (1982).	<b>99</b>
<b>Figure VI-7 :</b> Position des plutonites basiques de Laouni Est dans le diagramme géotectonique de Mullen (1983).	<b>100</b>
<b>Figure VII-1 :</b> Diagramme Concordia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ des zircons du gabbro de Laouni Est.	<b>103</b>
<b>Figure VII-2 :</b> Diagramme $(\epsilon_{\text{Nd}})_{631 \text{ Ma}}$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{631 \text{ Ma}}$ des faciès de Laouni Est.	<b>105</b>

## Liste des photos

<b>Photo 01</b> – LN – Lame 83298 : Olivine et plagioclase en phase cumulus, Opx et opaque en phase intercumulus.	<b>40</b>
<b>Photo 02</b> – LN – Lame 83298 : Serpentinisation de l'olivine.	<b>41</b>
<b>Photo 03</b> – LN – Lame 82682: Grandes plages de plagioclase ; couronne d'amphibole et de minéraux opaques autour de l'olivine cumulus.	<b>43</b>
<b>Photo 04</b> – LPA – Lame 2614 : Cumulats d'olivine-clinopyroxène-plagioclase.	<b>44</b>
<b>Photo 05</b> – LN – Lame 82682 : Hornblende brune en liseré des clinopyroxènes ; plagioclases de couleur limpide ; olivine cumulus, Opx, Cpx, hornblende brune, biotite et opaques interstitiels.	<b>45</b>
<b>Photo 06</b> – LN – Lame 82643 : Olivine et opaque en inclusion dans les clinopyroxènes ; grandes plages d'opaques post-cumulus.	<b>46</b>
<b>Photo 07</b> – LPA – Lame 83696 : Plagioclases déformés ; exsolutions lamellaires d'Opx dans les Cpx.	<b>47</b>
<b>Photo 08</b> – LN – Lame 83696 : Opaques en périphérie d'un cristal de plagioclase.	<b>48</b>
<b>Photo 09</b> – LPA– Lame 574 : Anorthosite saine/altérée.	<b>49</b>
<b>Photo 10</b> –LPA– Lame 574 : Grandes lattes de plagioclase et Cpx en cristaux interstitiels.	<b>50</b>
<b>Photo 11</b> – LN – Lame 574 : Opx en phase en liseré autour de l'opaque et du Cpx.	<b>50</b>
<b>Photos 12</b> –LPA–Lame 727 : Grandes plages d'amphibole en phase intercumulus avec inclusion d'opaques.	<b>51</b>

## RESUME

Nous nous sommes intéressés aux intrusions plutoniques basiques-ultrabasiques du terrane Laouni, dans le Hoggar central qui présentent une structure magmatique concentrique bien conservée et un allongement N-S parallèle aux grands accidents méridiens tardi-panafricains affectant l'ensemble du Hoggar.

Le complexe stratifié de Laouni Est (Oued Zazir) plus particulièrement, intrusif dans des granites migmatitiques éburnéens, a servi de cadre à ce travail et a permis de contribuer à la compréhension du magmatisme post-collisionnel pan-africain du Hoggar.

D'un point de vue pétrologique, l'intrusion de l'Oued Zazir, essentiellement gabbroïque, est traversée parfois par des passées blanchâtres anorthositiques. L'observation microscopique laisse apparaître des textures grenues cumulatives (mésocumulat et orthocumulat), passant des troctolites, puis des gabbros à olivine pour terminer par des gabbros à deux pyroxènes. La paragenèse minérale magmatique principale montre du plagioclase, de l'olivine, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, des oxydes ferro-titanés. De l'amphibole et du mica noir peuvent être observés. Les troctolites sont constituées de plagioclase (bytownite-labrador), d'olivine de type  $Fo_{80}$  caractéristiques d'olivine mantellique appartenant aux intrusions stratifiés, d'orthopyroxène réactionnel ( $En_{79}$  à  $En_{76}$ ), de clinopyroxène (diospide et augite) et d'ilménite. Dans les gabbros à olivine et ceux à deux pyroxènes, le plagioclase est moins basique (labrador), l'olivine est une  $Fo_{71}$ , l'Opx est de type  $En_{75}$  à  $En_{69}$  et le Cpx va du diopside à l'augite. L'amphibole de type magnésio-hastingsite, plus rarement tschermakite et pargasite ainsi que la phlogopite sont présentes uniquement dans le gabbro à olivine. Les oxydes ferro-titanés montrent ilménite et magnétite dans les gabbros à olivine et magnétite dans les gabbros à deux pyroxènes. Ces caractères minéralogiques montrent des conditions oxydantes au fur et à mesure de la genèse et de l'évolution du complexe gabbroïque.

L'étude thermo-barométrique permet d'évaluer des températures et des pressions de cristallisation du magma à l'origine de ce complexe stratifié comprises entre 1175 et 760°C, sous des pressions de 8.7 à 5.8 kb, ce qui traduit des profondeurs n'excédant pas les 30 km.

Les magmas, à l'origine du complexe gabbroïque de l'Oued Zazir, seraient relativement hydratés. Ils auraient débuté leur cristallisation dans des conditions de forte activité de silice

et une fugacité d'oxygène  $fO_2$  qui augmente depuis les troctolites jusqu'aux gabbros à deux pyroxènes.

D'un point de vue géochimique, les gabbros de l'Oued Zazir ont des compositions de tholéiites à olivine issues de magmas saturés en silice et ayant une affinité subalcaline à tendance calco-alcaline. Ces plutonites sont très proches de la composition du magma mantellique primaire qui a donc subi un faible degré de cristallisation. Par ailleurs, le contexte géodynamique confirme le caractère orogénique et l'affinité calco-alcaline de ces roches.

La datation U-Pb in situ sur zircons dans un gabbro de l'Oued Zazir (par la méthode LA- ICP-MS) a donné un âge précis de  $631 \pm 12$  Ma, confirmant ainsi le rattachement de ce complexe gabbroïque à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma).

En accord avec leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques, nous montrons que les signatures isotopiques de cette intrusion sont compatibles avec une origine mantellique asthénosphérique de type DM (depleted mantle) ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$  et un  $\epsilon\text{Nd} \sim +5$  et  $\text{Nb}/\text{La} \sim 6$ ) ; la contamination par la croûte continentale reste peu importante.

La fusion partielle d'un manteau asthénosphérique type manteau appauvri (péridotite à spinelle) serait à l'origine du magmatisme basique de l'Oued Zazir, dans Laouni Est.

**Mots clés.** – Laouni Est, Hoggar central, intrusion stratifié gabbroïque, troctolites, gabbro à olivine, gabbro à deux pyroxènes, mésocumulat, orthocumulat, isotopes Sr-Nd, U-Pb zircons, l'orogène panafricain, post-collisionnel, manteau asthénosphérique appauvri.

Les connaissances actuelles sur la différenciation magmatique sont basées sur des systèmes simplifiés qui doivent être testés et validés sur le terrain. Les exemples les plus significatifs et les plus appropriés à ce processus sont les stratiformes ignés.

Ces complexes stratifiés ou stratiformes ignés s'accumulent par gravité dans les planchers des chambres magmatiques, au milieu des espaces de roche de l'écorce terrestre.

Ce phénomène représente une grande migration de matière en distance et en volume. Toutefois, il faut une grande profondeur d'érosion pour atteindre ces amas. Ce sont des corps intrusifs à contours nets, ou concordants (laccolites, lopolites). C'est le cas de l'immense laccolite du Bushveld (Afrique du Sud) et de l'intrusion de Stillwater (U.S.A).

Ces complexes sont considérés comme un "laboratoire" naturel pour l'étude des chambres magmatiques, destiné à appréhender plus finement, la structure des intrusions, les associations minéralogiques, l'ordre de cristallisation, les processus pétrogénétiques accompagnant le refroidissement et la cristallisation magmatique tel les phénomènes de contamination ou d'hybridation...

A l'heure actuelle, les axes de recherches concernant les intrusions stratifiées sont multiples mais sont principalement orientés vers un but de recherche purement économique, (prospection minière, exemple : découverte de gisements magmatiques de nickel, chrome, cuivre, vanadium et éléments du groupe du platine (EGP)...).

En Algérie, les complexes stratifiés ultramafiques-mafiques se trouvent essentiellement dans le bouclier Touareg. Au Hoggar, nous pouvons citer ceux de la région de Laouni-Hoggar central (Cottin et al., 1985 ; 1990 et 1998) ; le complexe stratifié anorthosites-gabbros de la région de Tin Zebane (Aït-Djafer et al., 2003) ainsi que l'intrusion d'In Tedeini (Augé et al., 2011) dans le Hoggar occidental.

Notre présent travail continuera à contribuer sur les intrusions ultramafiques- mafiques et plus particulièrement les plutonites basiques stratifiées d'Oued Zazir dans la région de Laouni Est (Hoggar central). Il vient en complément des résultats de recherche déjà effectuées sur la même région notamment par Cottin et al., 1985, 1990 et 1998 ; Salhi, inédits, Khemmas et Djaouti, 1998 ; Bensaad et Bensehila, 2014.

Ce présent travail permet donc d'apporter une contribution à la connaissance des intrusions stratifiés ultrabasiques-basiques. Les objectifs attendus sont les suivants :

- Entamer ce travail par une étude bibliographique sur ces complexes, si rares, mais qui ont une importance incontestable géologique, géodynamique et économique,

- Faire une présentation générale sur la géologie du Hoggar central avec le modèle des terranes et plus particulièrement celui de LATEA,

- Mener une étude pétrographique détaillée sur les caractères texturaux et paragenétiques des gisements de Laouni à partir de lames minces mises à notre disposition par Cottin. Ce sont des lames qui appartenaient à la regrettée F. Salhi et qui malheureusement n'a pu mener ce travail à terme,

- Réaliser une étude chimique des phases minérales constituant les paragenèses primaires et secondaires et estimer les conditions de cristallisation de ces plutonites, à l'aide de géothermomètres et géobaromètres,

- Appréhender par une approche géochimique des éléments majeurs et des éléments traces la caractérisation de ces plutonites et l'identification de leur contexte géodynamique,

- Pour la première fois proposer l'âge de mise en place de cette intrusion gabbroïque par la géochronologie U-Pb in situ sur zircons ; cette datation a été réalisée au GEMOC, l'université de Macquarie, Sydney en Australie,

- Aborder, à l'aide de données isotopiques Rb-Sr, Sm-Nd la source des magmas à l'origine de ces plutonites basiques.

***Chapitre I :***

***Généralités***

## I-1-Introduction

Des zones comportant de très grands ensembles de roches plutoniques ont été découvertes dans la croûte continentale à plusieurs endroits dans le monde. Elles représentent des intrusions ou réservoirs contenant de magma silicaté basique provenant en grande partie du manteau terrestre, mis à la surface après érosion. On les appelle des chambres magmatiques fossiles. La reconstitution géologique montre que ces réservoirs sont de très grandes dimensions et qu'ils peuvent atteindre jusqu'à dizaine de kilomètres en hauteur sur plusieurs dizaines de kilomètres en largeur pour les plus grandes d'entre elles.

Ces intrusions ont longtemps été une véritable énigme pour les géologues car on y observe une grande variété de composition de roches, ainsi que beaucoup de structures litées, au milieu de roches plus homogènes.

Ces structures planaires sont économiquement plus importantes et ont fait l'objet de nombreuses études comme celle du Skaergaard ou Klokken au Groenland, Bushveld en Afrique du Sud, Rhum en Grande-Bretagne, Fongen-Hyllingen en Norvège, Sudbury, Lac des îles et Muskox au Canada, Noril'sk-Talnakh en Russie ou du Stillwater, aux Etats-Unis, etc...

La structure et la composition ainsi que les phénomènes physico-chimiques qui règnent dans ces structures restent difficiles à déterminer, à cause de leur inaccessibilité.

Au cours du temps, l'étude de ces stratiformes s'est d'abord faite par les méthodes pétrographiques qui ont été ensuite affinées à l'aide de l'outil géochimique. La plupart des concepts généraux de la pétrologie trouvent leur source dans les idées de Bowen (1928), notamment la cristallisation fractionnée qui joue le rôle majeur dans la genèse des roches ignées.

Depuis une vingtaine d'années, de nouveaux concepts ont fait leur apparition, basés sur des théories physiques de thermodynamique, surtout de mécanique des fluides. Il s'agit d'abord de formation et de croissance de cristaux à l'intérieur du magma, puis de sédimentation de ces cristaux sous l'action de la gravité formant des cumulats.

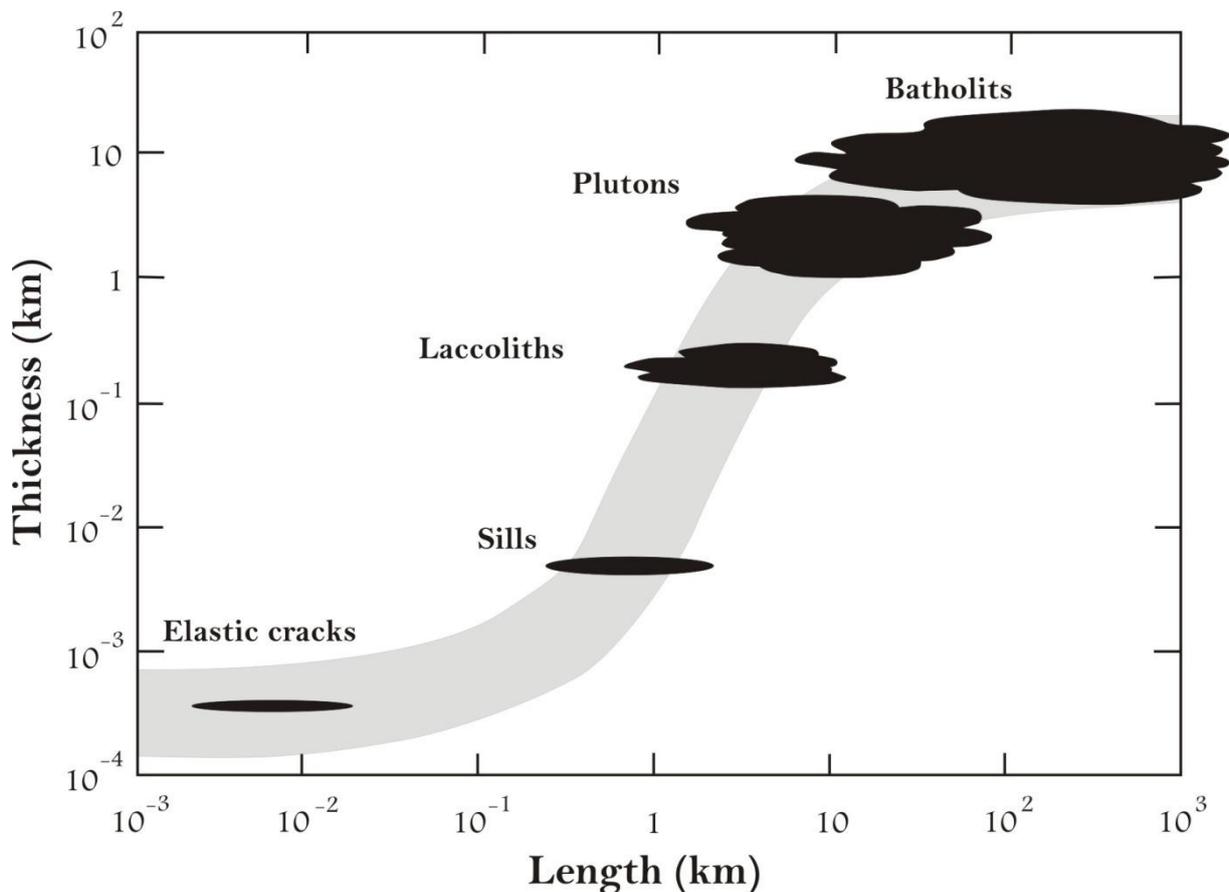
Les quinze dernières années ont vu se multiplier les approches théoriques de la dynamique des magmas, à partir d'expériences de laboratoire (modélisations analogiques) visant à reproduire les systèmes magmatiques.

La mise en application de ces concepts dans les systèmes naturels nécessite une maîtrise parfaite des paramètres physiques gouvernant l'évolution des chambres magmatiques. Parmi ces paramètres, deux sont particulièrement déterminants, la densité et la viscosité des magmas. Plusieurs méthodes existent pour évaluer ces paramètres, reposant soit sur des

approches thermodynamiques, soit sur des considérations plus empiriques, soit le plus souvent sur les deux démarches.

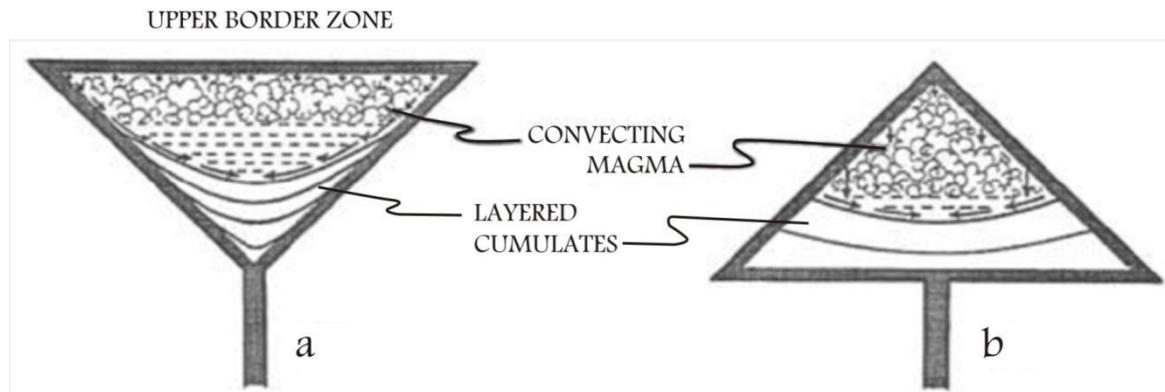
### I-2- Différents concepts

Dans un article synthétique récent, Marsh (1989), résume un certain nombre de résultats généraux concernant les caractéristiques des chambres magmatiques. Leur taille est très variable, elles sont de toutes les dimensions : de  $1 \text{ km}^3$  dans les arcs volcaniques jusqu'à  $10^4$  ou  $10^5$  pour les grands batholites (Stillwater, Bushveld) (Fig. I-1).



**Figure I-1 :** Epaisseur en fonction de la longueur des différents types de corps magmatiques intrusifs (d'après Menand, 2008).

En ce qui concerne leur forme, les réservoirs magmatiques sont très divers. Ils correspondent à des variations minéralogiques et texturales obliques ou parallèles au plancher ou aux murs de la chambre ; cependant, plus le corps est proche de la surface, plus il est aplati et se présentent généralement en masses lenticulaires : lopolite ou laccolite (Fig.I-2).

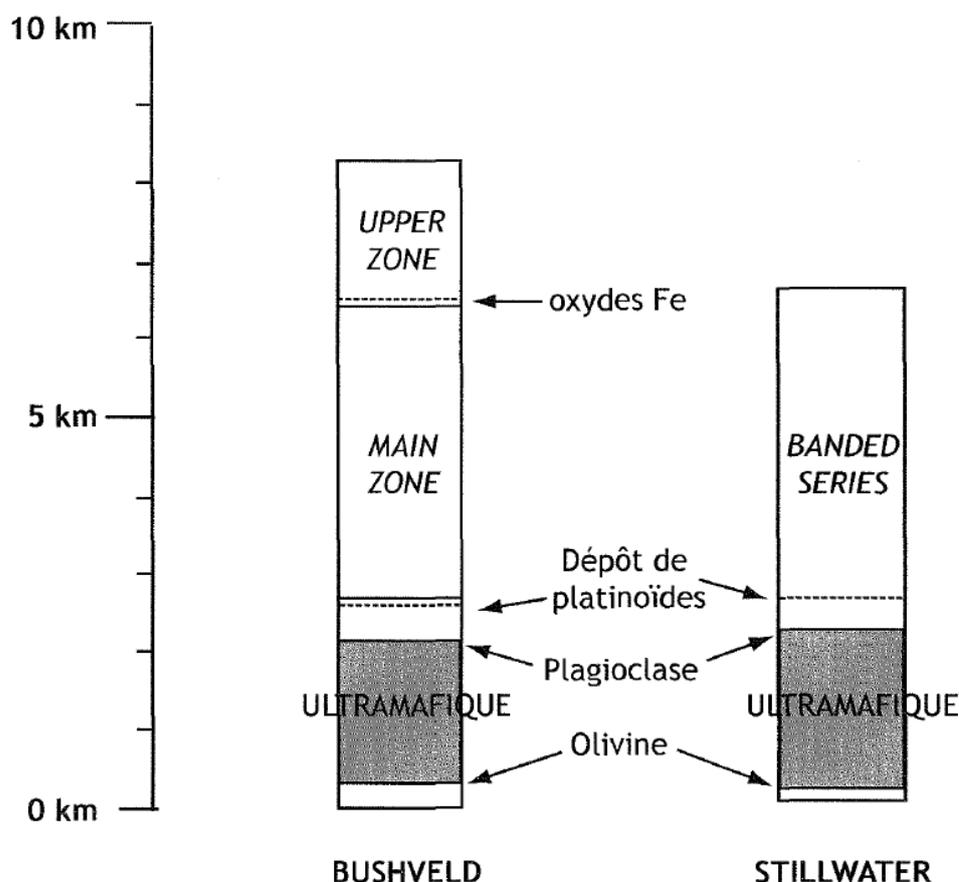


**Figure I-2 :** Représentation des chambres magmatiques : deux géométries principales ont été définies (en entonnoir, en entonnoir inversé), d'après Turner et Campbell, 1986.

- Lopolite ou entonnoir : massif en forme de cuvette de plusieurs kilomètres dont les différentes zones plongent à angle faible vers le milieu des lobes.
- Laccolite (entonnoir inversé) : massif en grosse lentille, de quelques km d'épaisseur à surface inférieure plane et surface supérieure convexe vers le haut.

La durée de mise en place de ces intrusions est généralement considérée comme faible en comparaison du temps pris par leur refroidissement. Cependant le refroidissement d'un réservoir, contenant du magma chaud (de 700 à 1600°C selon sa composition) de taille moyenne, est d'environ 1 Ma alors que la construction de pluton peut aller jusqu'à 10 Ma selon certains auteurs (Glazner et al, 2004) à en moins de 1 Ma (Bartley et al, 2002).

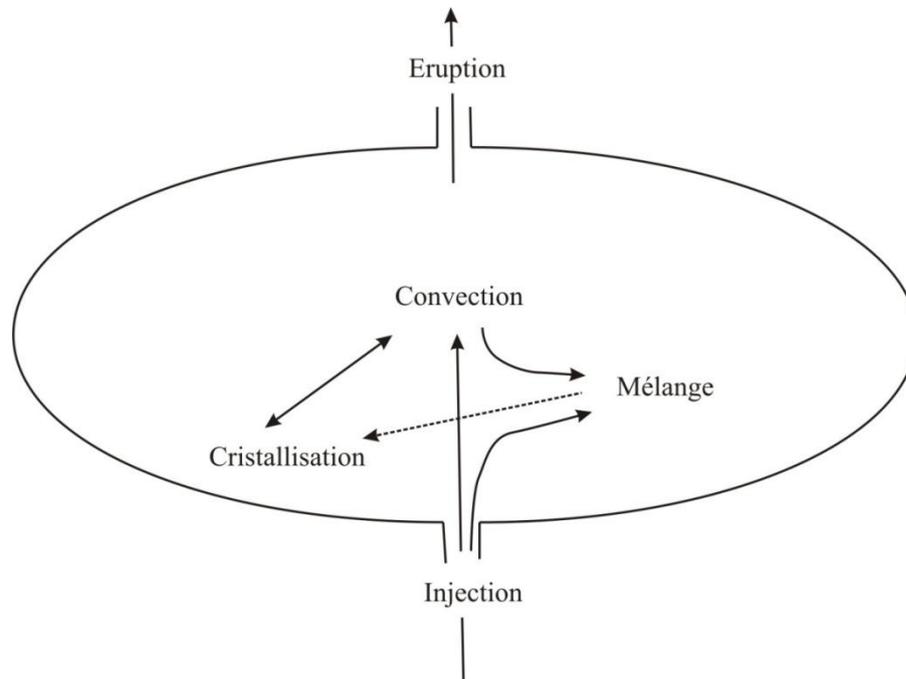
L'épaisseur de la chambre atteint parfois des proportions très importantes dans les systèmes basaltiques et permet donc fournir des clefs pour mieux comprendre les processus fondamentaux impliqués dans la différenciation. Un aspect remarquable de ces intrusions est la répétition de certaines caractéristiques sur toute l'épaisseur de la chambre et d'une chambre à l'autre (Wager et Brown, 1968; Jackson, 1970). Par exemple, la répartition des assemblages minéralogiques dans les complexes du Bushveld (9 km d'épaisseur) et du Stillwater (7 km d'épaisseur) sont assez semblables tant en composition qu'en épaisseur (Fig. I-3) (Jaupart et Tait, 1995).



**Figure I-3 :** Comparaison de la séquence minéralogique à l'échelle de l'intrusion du Stillwater et du Bushveld (modifié d'après Jaupart et Tait, 1995).

De plus, les chambres magmatiques sont des systèmes complexes surtout par leur nature de système ouvert. En effet, une chambre magmatique peut se comporter, comme un système ouvert ou fermé : ouvert lorsque du magma entre dans la chambre ou lorsqu'elle se vidange pour engendrer une éruption, fermé s'il n'y a pas d'échange.

Dans le cas d'un système ouvert, les intrusions peuvent connaître de multiples réinjections de magma et la différenciation qui se produit en leur sein accroît encore la diversité des liquides que l'on peut y rencontrer. Ceci permet le développement d'une grande variété de phénomènes physico-chimiques qui peuvent s'exprimer de manières différentes (cristallisation fractionnée, mélanges, convection, litage, figures d'immiscibilité, etc...) (Fig.I-4).



**Figure I-4 :** Schéma récapitulatif des principaux processus intervenant lors de l'évolution d'une chambre magmatique (Bremond, 1989).

Il est admis que la variation de composition des roches à l'échelle de la chambre est souvent interprétée comme due à une cristallisation fractionnée des magmas.

Les roches sont de plus en plus différenciées au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'intrusion. Cependant, certaines intrusions ne présentent pas la lignée de différenciation dans son ensemble.

### I-3-Litage magmatique ou stratification ignée

Les structures litées (Wager et Deer, 1939 ; Brown, 1956 ; Hess, 1960 ; Jackson, 1961 ; Wager et Brown, 1968) sont les témoins des différents processus ayant eu lieu pendant leur refroidissement. Un litage est observé dans la plupart des complexes stratiformes et dans certaines chambres granitiques et syénitiques (Barrière, 1981 ; Parsons et Becker, 1987) et leur donne un aspect fascinant et spectaculaire à l'affleurement.

Plusieurs types de litages peuvent se développer à partir d'un changement dans la minéralogie, dans la texture ou dans la composition des minéraux. Dans le contexte des intrusions litées une couche forme une unité conforme qui peut être distinguée par ses figures texturales et/ou compositionnelles. Les couches peuvent être :

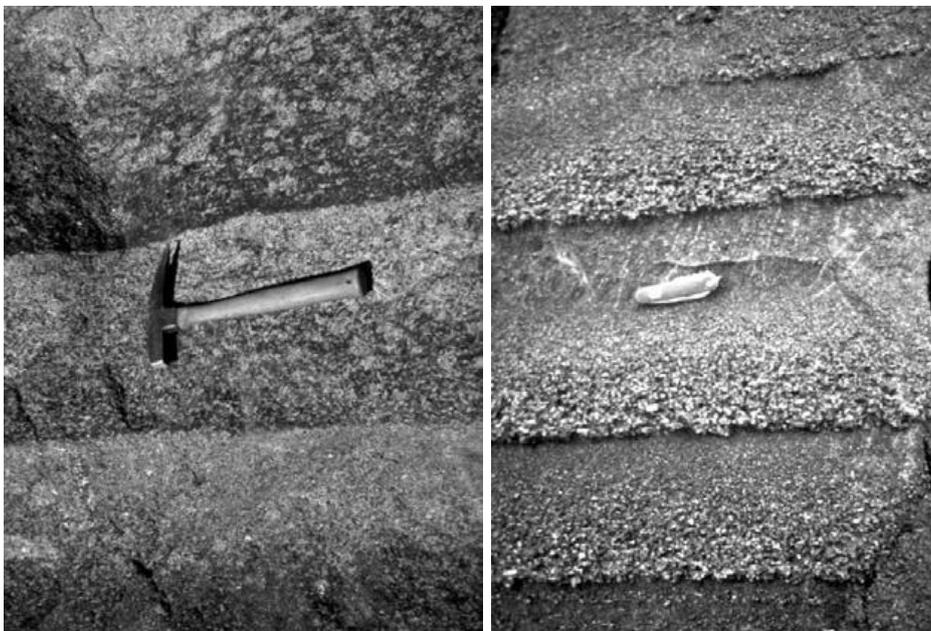
- ✓ Uniformes (minéralogiquement et texturalement homogènes) (Fig. I-5) ;
- ✓ Non uniformes (variations latérales ou verticales) (Fig. I-6).

Les couches non uniformes typiques sont les couches dites progrades qui montrent une variation progressive à la fois dans la minéralogie et dans la taille des grains. Ces dernières sont fréquentes dans les faciès ultramafiques par rapport aux faciès gabbroïques.

La nature du litage ou la stratification (ignée) dépend aussi de la structure et de la fabrique des séquences incluant plusieurs couches.



**Figure I-5 :** Litage uniforme : des lits de chromite alternant avec des lits riches en plagioclase dans le complexe du Bushveld (in McBirney et Noyés, 1979).



Olivine et Plagioclase

Orthopyroxène et Plagioclase

**Figure I-6 :** Deux types de couches granoclassées (in McBirney et Noyés, 1979) : a) litage modal résultant de la concentration des minéraux mafiques vers la base (Skaergaard); b) litage lié à la taille des cristaux résultant de la concentration des grands cristaux vers la base

### **I-3-1- Litage modal**

La stratification ou le litage modal est caractérisée par une variation des proportions minérales sur une distance verticale de l'ordre du cm à quelques mètres. Elle comprend des couches uniformes ou progrades ou une combinaison des deux.

### **I-3-2- Litage de phase**

Le litage de phase est en relation avec l'apparition ou la disparition d'un ou plusieurs minéraux dans la séquence de cristallisation développée dans les couches modales. Elle définit de larges subdivisions ou des intervalles marqués par la présence ou l'absence d'une phase minérale particulière dans la séquence stratifiée.

Comme pour les formations sédimentaires, la stratification de phase est utilisée communément pour définir les subdivisions majeures dans les séquences stratifiées des intrusions mafiques litées.

### **I-3-3- Litage cryptique**

Le litage cryptique n'est pas accessible à l'œil nu. Il est basé sur des variations systématiques dans la composition chimique de certains minéraux en fonction de la position stratigraphique dans la séquence litée. Par exemple la diminution des rapport  $Mg^*/(Mg^2/Mg^2+Fe^2)$  dans les minéraux mafiques et  $Ca/(Ca+Na)$  dans les plagioclases de la base au sommet de la séquence.

## **I-4- Régularité du litage**

La régularité du litage a aussi une importance dans l'évolution des intrusions mafiques litées. Le litage peut être :

- ✓ Rythmique : dans lequel les couches se répètent systématiquement.
- ✓ Intermittent : avec des successions de lits moins régulières. Exemple : succession d'un litage rythmique avec un granoclassement ponctué par l'existence de lits uniformes (Fig. I-7).

Le litage rythmique métrique est dit macrorythmique, alors que le litage centimétrique (alternance minéralogique) est dit microrythmique.

Parle-t-on du litage en grand, autrement dit, différenciation typique d'un magma en terme de la minéralogie (caractère basique en base de l'intrusion et acide en haut). Le litage en grand ne représente pas nécessairement un processus gravitaire : chromite en bas et olivine au dessus mais olivine plus grosse en bas et chromite devrait être au dessus (loi de Stokes).



**Figure I-7** : Litage dans les intrusions stratifiées : a) Litage rythmique vertical centimétrique de Pl et Cpx dans le complexe de Stillwater ;b) Litage rythmique horizontal de lits de Chromite alternant avec des lits riches en Pl dans le complexe du Bushveld (in McBirney et Noyés, 1979) ;c) Litage intermittent montrant des lits granoclassés séparés par des lits gabbroïques uniformes (non granoclassés). Intrusion de Skaergaard, Groenland, d'après McBirney (1993).

Selon la loi de Stokes, le fondement de ce processus réside dans le fait qu'une particule solide sphérique dont la densité est supérieure à celle du liquide peut se sédimenter, sous l'influence de la gravité. Si la variation de taille de grain, dans un lit, est produite par la sédimentation de cristaux, les grains les plus gros doivent se trouver en bas de la séquence et les plus petits en haut.

### **I-5- Origine des différents litages**

Le fait que ce litage se retrouve d'une intrusion à une autre amène à penser que plusieurs mécanismes différents sont en cause. Il n'y a pas une explication unique à leur origine et de nombreuses théories ont été proposées. La plupart font intervenir des mécanismes dynamiques de transport de cristaux et de liquides résiduels tels que la convection, la ségrégation, les injections multiples, la sédimentation gravitaire, le mûrissement textural, l'assimilation, la compaction...

Le litage modal, marqué par des variations à l'intérieur d'un banc, montre que le liquide en voie de cristallisation change rapidement de composition, c'est-à-dire évolue en système quasi fermé isolé du reste du magma. La rythmicité des bancs suppose un renouvellement périodique.

Le litage cryptique suggère qu'à la fin de formation de chaque banc, une partie du liquide résiduel évolué est incorporé au reste du magma, ce qui modifié lentement sa composition.

### **I-6- Mécanisme de mise en place et contexte tectonique**

La remontée de chaleur asthénosphérique provoque la fusion de roches mantelliques (Coffin & Eldhom, 1993a ; Courtillot et al., 1999 ; Pirajno, 2004). Le liquide produit, moins dense ( $d \sim 2.65$ ) que son encaissant ( $d \sim 3.3$ ), remonte vers la surface à travers un système de plomberie magmatique complexe et corrélé aux fracturations crustales.

Dans les conditions terrestres, la fusion des roches mantelliques n'est que partielle. Un magma interstitiel est formé au sein d'une matrice solide constituée du résidu de fusion. La force d'Archimède, résultant de la différence de densité entre magma et encaissant, entraîne l'ascension du magma. L'extraction est efficace lorsqu'un réseau suffisant existe (lorsque les poches de fusion sont interconnectées). Pendant le trajet de ce magma vers la surface, il peut être stocké dans des chambres magmatiques et cristalliser en profondeur : on parle de complexe intrusif. La profondeur de mise en place est variable (d'une centaine de mètres à plusieurs kilomètres).

De plus, ces provinces ignées incluent des roches intrusives majoritairement mafiques-ultramafiques caractérisées par une stratification ignée et une variation de composition avec la profondeur. Elles peuvent exister presque dans tous les contextes géotectoniques où les magmas basiques sont générés par des processus très différents de ceux connus en zone d'expansion océanique ou de subduction. De ce fait, Bryan et Ernst (2008) ont récemment proposé une nouvelle définition prenant en compte les dernières classifications des LIPs « grande province magmatique » – traduction de « Large Igneous Province ». Ces réservoirs ignés sont donc considérés comme une partie du système de conduits magmatiques nécessaire à la mise en place des provinces ignées. Coffin et Eldholm (1994) ont souligné que les larges intrusions requièrent pour leur formation de très grands volumes de magmas mis en place lors d'une période relativement courte au sein d'une de la croûte continentale ou océanique pour être amenées à l'affleurement à la faveur de l'érosion.

La question de l'origine de ces provinces magmatiques basiques a longtemps été sujette à polémique.

Les environnements tectoniques d'extension restent les sites les plus fréquents de leur développement. Elles sont donc retrouvées dans :

➤ **Les rides médio-océaniques** : qui restent les sites les plus fréquents de leur développement ;

➤ **Les zones en extension intracontinentales** : l'environnement géotectonique continental propice à la production de larges volumes de magmas mafiques est celui des CFB « continental flood basalts » où le rifting est souvent associé à un point chaud ou ce qu'on appelle plume mantellique. Comme exemple, nous avons:

1- **Le complexe de Duluth**, quant à lui, est associé avec les basaltes du System de Mid-continental Rift (Nicholson et al., 1992). Ce complexe lité est cogénétique avec les laves basaltiques. Les données géochimiques et isotopiques mettent en évidence que les magmas de ce système sont dérivés d'une source lithosphérique et d'une plume mantellique. En effet, Hutchison et al. (1990) considèrent que ce système est causé par le processus de rifting passif au-dessus d'une plume mantellique. Cannon (1992) suggère que la plume mantellique commence à se former au moment d'une collision, donc un régime de contraction qui empêche cette ouverture intracontinentale.

2- **L'intrusion de Skaergaard** est spatialement associée et comagmatique avec les basaltes de plateau d'âge tertiaire dans un contexte de rifting.

3- L'association spatiale du **Complexe de Bushveld** avec les bassins volcano-sédimentaires intracratoniques suggère son emplacement dans un contexte de rift sous l'impact d'une plume mantellique.

4- Les intrusions de **Noril'sk** en Sibérie (Naldrett, 1989) présentent un meilleur exemple bien documenté concernant l'association de l'activité du point chaud (plume mantellique) et l'emplacement du magma mafique et ultramafique. Cette intrusion est associée aux basaltes de plateau liés au majeur rift d'âge mésozoïque (Naldrett et al, 1992).

➤ **Les bassins arrière-arc en extension tectonique** (exemple : dépôt de Rottenstone, Saskatchewan).

En conclusion, la plupart des intrusions mafiques litées est mise en place dans un système de rift associé à une plume mantellique. Cette mise en place est accompagnée d'une activité volcanique donnant naissance à de vastes étendues de basaltes de plateau.

La plupart des ces provinces magmatiques ont été attribuées à des panaches mantelliques d'origine profonde (Griffiths and Campbell, 1990 ; Griffiths and Campbell, 1991 ; Campbell, 1998 ; Courtillot et al., 2003 ; Campbell et al., 1989). Certains auteurs évoquent des stratiformes formées lors de fusion par décompression adiabatique en contexte de rifting (White and McKenzie, 1989), d'arrière arc (Rivers and Corrigan, 2000). D'autres auteurs évoquent un lien avec des impacts de météorites (Jones et al., 2002).

Certaines intrusions ont été mises en place par impact météoritique ou par un volcanisme (complexe de Sudbury). En premier, après la chute de la météorite, sur l'axe de la structure avant la déformation situé sur des failles, un complexe de norite-granophyre se met en place faisant un couvercle, du magma arrive au dessous et au moment de la différenciation, le liquide résiduel s'enrichit en fluide qui explose le couvercle et produit une onde de choc. Ceci implique aussi une fracturation en profondeur qui permet la remonté de magmas basique qui emporte avec lui une partie des cumulats qui s'étaient déjà formés en profondeur (cumulats ultrabasiques et sulfures).

### **I-7-Nature des roches, nomenclature des magmas**

Un magma est défini en fonction de son mode de mise en place (intrusif ou effusif), de ses propriétés chimiques (composition en éléments majeurs et traces) et physiques (viscosité, température) (Cox et al., 1979 ; McBirney, 1984 ; Hess, 1989). Dans le cas des grandes intrusions litées, les roches étudiées sont principalement basiques avec des composants ultrabasiques et des volumes substantiels de roches siliceuses qui sont souvent associés. Ces roches intrusives sont l'équivalent des péridotites, des pyroxénites et de gabbros (peu sont en

association avec des anorthosites) en composition, mais différent par une taille de grain intermédiaire (0,06 à 2mm) (Lyle, 2003). La température du magma à l'origine de ces roches avoisine les 1200°C. La mise en place d'une intrusion à haute température dans un milieu froid provoque des changements physico-chimiques dans l'encaissant (Einaudi & Burt, 1982 ; Meinert, 1992).

### **I-7-1-Métamorphisme thermique**

Lorsqu'un magma chaud (de 700 à 1600°C selon sa composition) pénètre un encaissant froid (dont la température dépend de la profondeur  $T \sim 30^\circ\text{C}/\text{km}$ ), l'effet le plus immédiat est un transfert thermique. Un flux de chaleur entraîne une hausse de la température de l'encaissant. Conjointement une baisse de la température du magma a lieu. Le chauffage de l'encaissant a des conséquences sur sa pétrologie. Il y a métamorphisme thermique qui concerne les changements pétrologiques qui sont à la fois minéralogiques, texturales et chimiques – associés à cette élévation de température. On le rencontre principalement lors de métamorphisme régional et lors du métamorphisme de contact.

Dans le contexte du métamorphisme de contact, le corps intrusif perturbe son encaissant par un apport brutal de chaleur. Lors du rééquilibrage thermique, la chaleur diffuse à travers la zone de contact, provoquant un métamorphisme local autour de l'intrusion : on parle d'auréole de contact, ou auréole métamorphique (Ganino, 2008 ; Kerrick, 1991). La taille de l'auréole dépend de nombreux paramètres comme la taille de l'intrusion, sa température de mise en place, et la température de l'encaissant (Winkler, 1965). Lorsque les réactions qui ont lieux sont isochimiques, le métamorphisme se traduit par des variations de texture, par l'apparition de nouveaux minéraux, et par la libération d'eau essentiellement. Les compositions chimiques des roches sont conservées, il n'y a pas de métagénèse. Ces réactions sont conditionnées par le gradient thermique autour de l'intrusion et la pression n'intervient pas ou peu compte tenu de la faible profondeur des structures. Lorsque le métamorphisme thermique n'est pas isochimique, les roches peuvent perdre de la matière en émettant des volatils dont la nature et la quantité dépendent du protolithe (Svensen et al., 2004 ; Self et al., 2006 ; Ganino, 2008 ; Ganino & Arndt, 2009). Au sein de l'auréole de contact, les modèles de diffusion de la chaleur permettent de montrer que le gradient thermique est extrêmement fort aux abords du contact, puis décroît rapidement quand on s'en éloigne (Best, 2003). Le degré de métamorphisme associé varie en intensité en fonction de la distance à l'intrusion, entraînant une zonation concentrique des changements minéralogiques observés dans l'auréole. La paragenèse des roches est un bon indicateur de l'intensité du

métamorphisme, car elle permet de contraindre les conditions rencontrées dans l'auréole de contact (Deer, Howie & Zussman, 1992).

### **I-7-2-Contamination magmatique et signature géochimique**

Lors de leur formation et de leur mise en place, les magmas peuvent interagir avec leur environnement et subir des changements dans leur composition chimique à travers différents processus de contamination. Les évidences de tels phénomènes sont particulièrement visibles au niveau des compositions en éléments traces des roches magmatiques analysées. Depuis leur site de fusion, et lors de leur remontée, les magmas peuvent interagir avec la croûte continentale et assimiler des fragments de roches de l'encaissant. La croûte étant 50 à 100 fois plus riche en éléments traces que les magmas basaltiques, un mélange des deux unités montrera donc une empreinte forte sur le spectre multiéléments des roches (Hofman, 1988 ; Taylor & McLennan, 1985).

Cette contamination crustale profonde se traduit notamment par un enrichissement en Terres Rares (REE) de l'ensemble du liquide magmatique, et par un déficit relatif en niobium (Nb) et tantale (Ta), et un excès en plomb (Pb), à l'image de la composition de la croûte. L'anomalie sera plus ou moins marquée en fonction du degré de contamination, qui dépend entre autre du temps de résidence du magma dans la croûte. Une autre source de contamination concerne la présence de fluides circulants aux abords du contact entre le magma cristallisé et son encaissant. Les alcalins et alcalino-terreux en particuliers sont facilement mobilisables par les fluides (Taylor & McLennan, 1985).

L'encaissant possède des caractéristiques chimiques propres liées à son origine (marine ou continentale), ce qui conditionne la nature du signal de la contamination par circulations fluides observé dans le spectre multiéléments du magma. Ce phénomène est tardif, local et non pénétratif, il n'affecte pas le cœur de l'intrusion. L'étude des spectres multiéléments permet de retrouver le type de contamination ayant affecté le magma.

### **I-8-Les gisements associés aux complexes lités**

Les grandes intrusions litées ultramafiques-mafiques peuvent contenir des gisements de minerai économiquement intéressants riches (un à plusieurs dizaines de ppm) en platinoïdes (ou «EGP» : Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh), métaux communs (principalement Ni et Cu), oxydes (de fer, titane, vanadium, étain) et chromite (de formule  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Fe}^{3+}\text{Al})_2\text{O}_4$ ). Ces minerais sont en général associés à des sulfures disséminés (1 à 5 % en volume) dans diverses lithologies (tableau **I-1**). En général, ces niveaux minéralisés forment des horizons de

faible épaisseur (quelques dizaines de centimètres à quelques mètres maximum). Ces horizons minéralisés sont appelés «reefs».

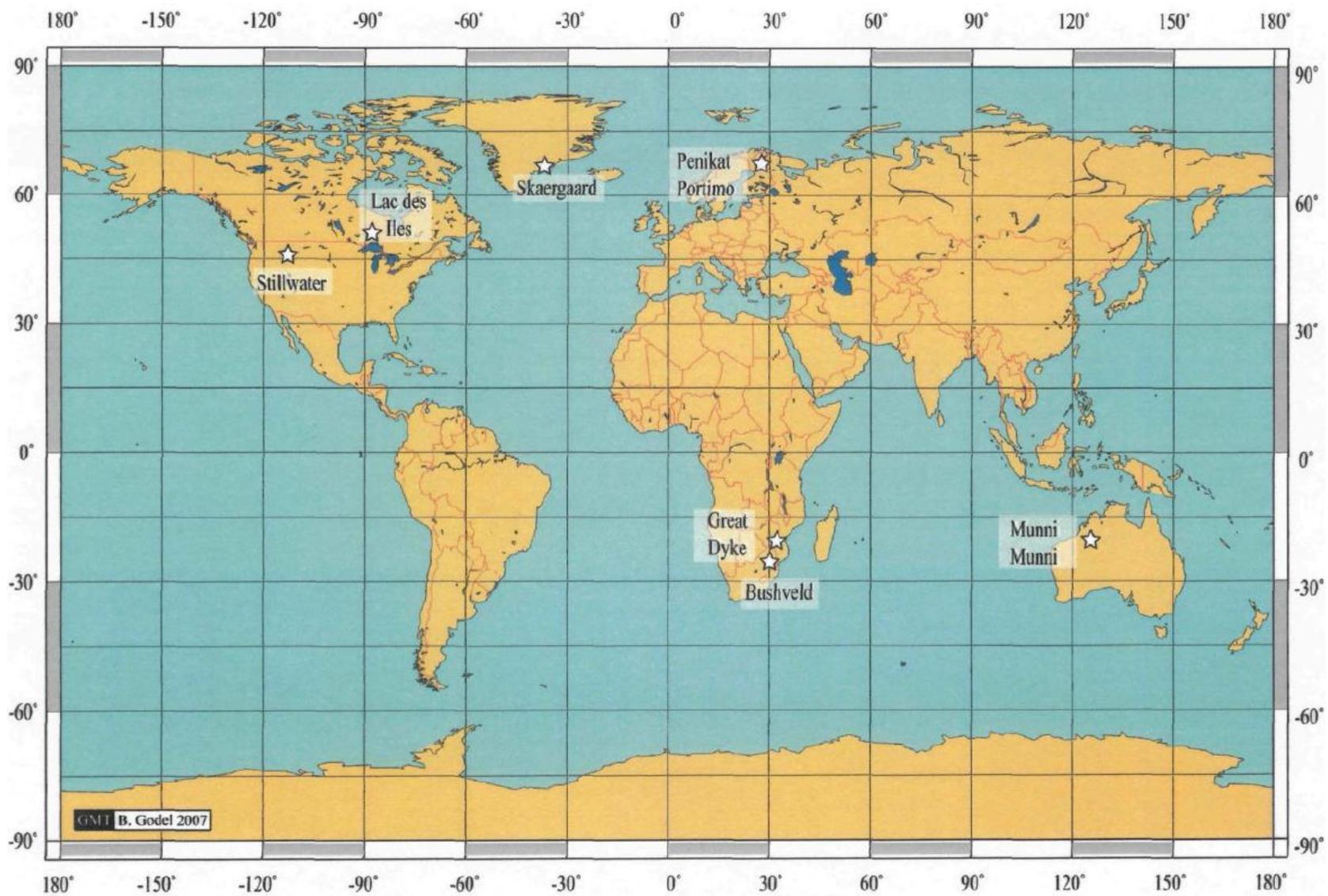
Les complexes lités peuvent contenir également d'important volume de cumulats anorthositiques. L'intérêt économique majeur des gisements d'anorthosite réside dans la présence d'ilménite qui est très riche en titane. Certains gisements contiennent aussi de grosses quantités de labradorite, très recherchée à la fois comme pierre semi-précieuse et comme matériau de construction. Les anorthosites archéennes, riches en calcium, contiennent d'importantes quantités d'alumine qui sont exploités économiquement.

Les métaux magmatiques (Cu-Ni-EGP, Oxydes) ont à l'heure actuelle une importance économique considérable. Ils sont utilisés dans différents domaines.

<b>Nom du complexe ou de l'intrusion*</b>	<b>Nom de la zone minéralisée enrichie en EGP</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Références</b>
Bushveld	Merensky Reef	chromite, mélanorite	Barnes and Maier (2000a)
	UG-2	chromite	Cawthorn (2002)
Stillwater	JM Reef	troctolite, anorthosite, gabbronorite	Zientek <i>et al.</i> (2002)
Great Dyke	Main Sulphide Zone	websterite	Oberthür (2002)
Munni Munni	Porphyritic Websterite Zone	websterite	Barnes and Hoatson (1994)
Penikat	Paasivaara Reef (PV reef)	gabbro	Alapieti and Lahtinen (2002)
	Ala-Penikat Reef (AP reef)	anorthosite et gabbronorite	
	Sompujarvi Reef (SJ reef)	gabbronorite, chromite	
Portimo	SK reef	orthopyroxenite, gabbro	Alapieti and Lahtinen (2002)
	RK reef	anorthosite, norite	Alapieti and Lahtinen (2002)
Skaergaard	Platinova Reefs	gabbro	Andersen <i>et al.</i> (2002)

**Tableau I-1:** Exemples de lithologies associées à des minéralisations enrichies en EGP localisées dans certains complexes intrusifs.

\* La localisation des complexes intrusifs est donnée sur la Fig. I-8.



**Figure I-8:** Carte de localisation des complexes intrusifs contenant des minéralisations enrichies en Cu-Ni-EGP.  
 (In Belinda Godel, 2007)

Le **Merensky Reef** dans le Complexe du Bushveld en Afrique du Sud, **John Manville (J-M) Reef** et **Picket Pin Reef** dans le Complexe de Stillwater dans le Montana aux Etats-Unis sont trois exemples de niveaux minéralisés enrichis en éléments du groupe du platine (EGP) associés à des minéraux sulfurés : pentlandite  $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$  ; pyrrhotite  $\text{Fe}(1-x)\text{S}$  ( $x=0-0.17$ ) et chalcopyrite  $(\text{CuFeS}_2)$  essentiellement et localisés dans la partie inférieure (1/3 de la base) d'intrusions litées.

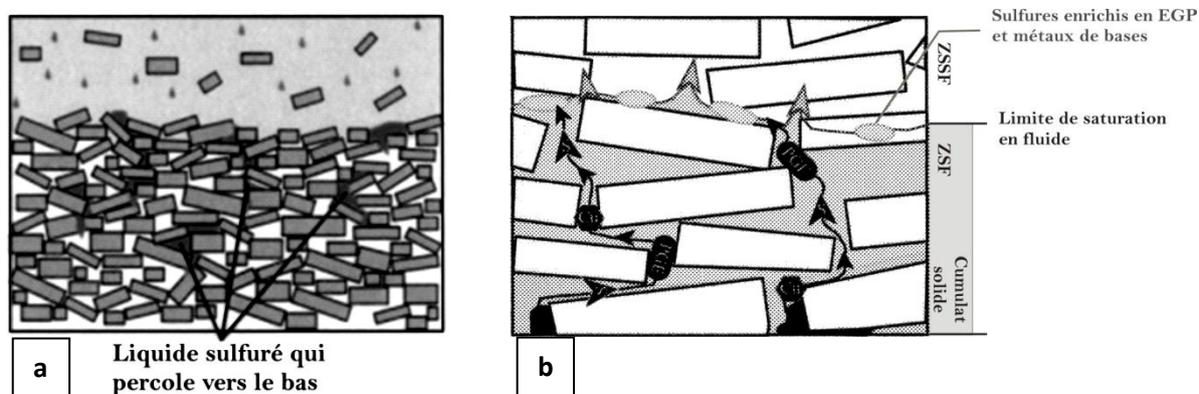
Les EGP se retrouvent en solution solide dans les sulfures et/ou sous forme de minéraux du groupe du platine (MGP) (Kingston and El-Dosuky, 1982 ; Kinloch, 1982 ; Zientek and Oscarson, 1986 ; Ballhaus and Ryan, 1995 ; Ballhaus and Sylvester, 2000 ; Zientek et al, 2002 ; Prichard et al, 2004). Il existe une très grande variété de styles de minéralisations riches en EGP pouvant se retrouver dans différentes parties des intrusions et être soit (Maier, 2005) : (i) situées à la base de l'intrusion au contact ou dans la roche encaissante, (ii) associées à des niveaux de chromites, (iii) situées dans la partie inférieure des intrusions (<1000 m de la base) constituées essentiellement de péridotites et de pyroxénites, (iv) associées à des niveaux de chromites, (v) situées dans la partie centrale des intrusions et associées généralement à des unités cycliques, (vi) situées dans la partie supérieure des intrusions, (vii) dues à une activité hydrothermale.

Quant aux principes de formation, les gisements purement magmatiques sont formés par les processus classiques de cristallisation et ségrégation dans des magmas basiques à ultrabasiques. Leur cycle de mise en place comprend leur fusion, leur transfert avec éventuellement assimilation d'encaissant et leur cristallisation. Les roches formées contiennent quasi-exclusivement des silicates avec des teneurs minimales en oxydes et sulfures. Dans certains cas, des petites différences : (1) dans la composition de la source mantellique, (2) dans le degré de fusion partielle, (3) dans l'assimilation de matériel crustal et (4) dans les mécanismes de mise en place ou de cristallisation, peut aboutir à l'accumulation de métaux dans des concentrations économiquement exploitables. Les phases magmatiques exploitées sont des phases « normales », qui sont simplement accumulées.

Bien que de nombreux travaux aient été réalisés, la genèse de ces dépôts reste mal comprise et source à de nombreux débats. D'autres modèles de formation pour ces types de gisement sont proposés (Fig. I-9). De nombreux auteurs ont suggéré que les EGP sont collectés par un liquide sulfuré enrichi en métaux de base. Ce liquide sulfuré ségrège à partir du magma et percole vers le bas dans la pile de cumulât (silicates et/ou oxydes) (Campbell and Naldrett, 1979 ; Campbell et al, 1983 ; Naldrett et al, 1986 ; Barnes and Maier, 2002).

Au contraire, d'autres pensent que les EGP sont plutôt captés et concentrés par des fluides aqueux tardi-magmatiques (Boudreau and McCallum, 1992a ; Boudreau and McCallum, 1992b ; Boudreau and Meurer, 1999 ; Willmore et al, 2000) enrichis en chlore qui percolent vers le haut dans la pile de cumulat lors de la compaction et précipitent les EGP, S, Ni, Cu lorsque le fluide se dissout dans le liquide silicate intercumulus.

Globalement, seuls les phénomènes d'immiscibilité magmatique (l'étude de Noril'sk) ou de cristallisation fractionnée et ségrégation (chromites du Bushveld), permettent la concentration d'éléments et la formation de gisements économiquement exploitables. Pour comprendre la formation d'un gisement, il est important de chercher la perturbation responsable d'une cristallisation fractionnée anormale ou d'une immiscibilité.



**Figure I-9 :** Modèle de dépôts des EGP

**a)** Collecte des EGP par un liquide sulfuré qui percole vers le bas (modifié d'après Barnes et Maier, 2002).

**b)** par un fluide enrichi en chlore (in B. Godel, 2007) : Lors de la compaction, le fluide migre vers le haut en apportant avec lui le soufre, les métaux de base et les EGP. La migration du liquide s'arrête à l'interface entre la zone saturée en fluide (Z.S.F) et la zone sous-saturée en fluide (Z.S.S.F). Au niveau de la limite de saturation en fluide, le fluide se redissout dans le liquide silicaté interstitiel (sous-saturé en fluide). Lorsque le soufre, les métaux et les EGP sont saturés dans le liquide silicate interstitiel, ils précipitent sous forme de sulfures enrichis en EGP. Au fur et à mesure de la compaction et que la pile de cumulat se solidifie, le front de minéralisation se déplace vers le haut de la pile de cumulats.

### I-9- Les processus tardifs

Les processus souvent invoqués après la sédimentation des cristaux sont cités brièvement : infiltration de fluide métasomatique, d'immiscibilité, formation d'une zone de raffinage et mûrissement d'Ostwald.

Le métasomatisme est un processus qui consiste à rééquilibrer les minéraux cumulus avec le liquide intercumulus par infiltration de fluides métasomatiques qui migrent vers le haut par compaction (Irvine, 1980).

La formation de litage par immiscibilité des liquides consiste en une différenciation de magmas mafiques jusqu'à un degré extrême d'enrichissement en fer permettant la séparation en deux liquides immiscibles, l'un riche en silice, aluminium et alcalins et l'autre riche en fer (McBirney, 1975 ; Philpotts, 1976 ; Roedder, 1978).

Le raffinage de zone qui est un processus très utilisé en métallurgie se déroule durant la migration du liquide à travers la pile de minéraux cumulus (McBirney, 1987). Certaines caractéristiques du litage des intrusions du Bushveld et du Stillwater, sont considérées comme pouvant être dues à une migration de vapeur à l'intérieur de la pile de cumulats (Boudreau, 1988; Nicholson et Mathez, 1991).

Le mûrissement d'Ostwald consiste à dissolution des cristaux en dessous d'une taille critique au profit des plus gros pour atteindre, au stade final, une taille homogène (Boudreau, 1987). La formation du litage, à l'échelle centimétrique, est expliquée par ce mécanisme pour le Stillwater où des lits de pyroxène alternent avec des lits sans pyroxène. Le mûrissement d'Ostwald se produit sur ces cristaux, appauvrissant le milieu environnant en pyroxène, créant ainsi des zones sans pyroxènes. La répétition de ce phénomène est supposée former un litage très fin (Boudreau, 1987).

### **I-10- Exemples d'intrusions mafiques stratifiées en Algérie**

En Algérie, ce type d'intrusions a été étudié dans le bouclier Touareg : dans le Hoggar occidental, plus précisément la région de Tin Zibane dans le terrane du Tassendjanet, dans la région de l'In-Ouzzal (Kienast et al., 1987 ; Kienast et al., 1996 ; Hadj-Kaddour et al., 1998, Ouzegane et al., 2003 ; Aït Djafer et al., 2003), le complexe de l'Allioum à la limite des deux terranes Azrou N'Fad-Tefedest et enfin dans le terrane Laouni du Hoggar central.

#### **I-10-1-Le complexe stratifié anorthosite- gabbro de Tin Zibane**

Le complexe stratifié gabbro-anorthosite de Tin Zibane (terrane du Tassendjanet) (Aït Djafer et al., 2003), représenté par des cumulats riches en plagioclase, forme un ensemble des corps lenticulaires à ronds intrusif dans les roches métamorphiques de HP dans le Hoggar Occidental. Les anorthosites sont intercalées avec des leucogabbros et des gabbros qui montrent des structures magmatiques préservées et avec des gabbros à olivine caractérisées par une texture coronitique. L'assemblage primaire des gabbros comprend des plagioclases ( $An_{93-70}$ ), olivines ( $Fo_{77-70}$ ), clinopyroxènes zonés ( $En_{43-48}$ ,  $Fs_{05-13}$ ,  $Wo_{41-49}$  et  $Al_2O_3 > 4.3\%$ ) et de rares orthopyroxènes ( $En_{73-78}$ ). Les pyroxènes et les olivines sont souvent entourés par des amphiboles calciques. Le contact olivine-plagioclase est généralement marqué par de symplectite d'orthopyroxène-spinelle-Cr -amphibole. Les anorthosites à grains grossiers

sont principalement constitués de bytownite ( $An_{86-74}$ ), dont le cœur est plus calcique et d'amphibole de type pargasite.

D'un point de vue géochimique, les gabbros et les anorthosites de Tin Zibane montrent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE avec une anomalie positive importante en Eu, un enrichissement en Sr ( $>10 \times$  chondrite) et des teneurs élevées en  $Al_2O_3$  (17-33%) caractérisant le caractère cumulatif. Les proportions élevées en MgO montrent que l'olivine est la phase cumulus majeure.

Les rapports isotopiques Sr et Nd des gabbros anorthositiques sont d'une source typique un manteau appauvri ( $Sr_i = 0.70257-0.70278$ ;  $\epsilon_{Nd} = +5.9$  à  $+7.8$ ).

### **I-10-2-Le complexe basique de l'Allioum et son satellite**

Le massif basique de l'Allioum ( $24^{\circ}10'30''N$ ,  $5^{\circ}39'30''E$ ,  $24 \text{ km}^2$ ) a été étudié par Vitel (1979) et plus récemment par Ikhlef (2011). Il est situé à 155 km au nord de Tamanrasset. Le satellite à lui est situé à 25 km au sud de l'Allioum. Les deux zones se situent près de la zone de décrochement séparant deux blocs constitutifs du métacraton LATEA, Azrou N'Fad-Tefedest. Le massif basique de l'Allioum culminant à 1698m a une forme grossièrement elliptique de 4.1 km (NW – SE) sur 3.5 km (NE – SW) dans les grands axes soit  $13.6 \text{ km}^2$ . Son allongement NW-SE coïncide avec une faille de cette direction. Le massif de l'Allioum se trouve complètement serti dans la granodiorite d'In Ozzaf ( $639 \pm 12 \text{ Ma}$ ). Une pétrographie homogène est composée globalement de cumulats amphiboliques où quatre faciès se distinguent : les gabbro-amphiboliques, les ferro-gabbros, les leuco-gabbros et les gabbro-diorites.

La géochimie des éléments majeurs et traces montrent que les roches de l'Allioum ont une affinité tholéiitique continentale type CFB présentant beaucoup de similitudes avec les complexes basiques de Laouni (Cottin et al., 1998).

Le satellite est un massif circulaire affleurant dans l'extrême nord est du Bloc Azrou-n-Fad. La composition des roches est plus variée avec, du cœur à la bordure, un gabbro à olivines et pyroxènes cumulatifs, un gabbro à amphibole et des gabbro-diorites.

Du point de vue géochimique les roches du satellite sont plus évoluées et enrichies par rapport aux roches de l'Allioum mais ce sont aussi des tholéiites continentales type CFB ayant subi une légère contamination crustale.

*Chapitre II :*  
*Géologie du Hoggar*

## II-1-Introduction

Le bouclier Touareg, dont le Hoggar représente la partie algérienne méridionale (500.000km<sup>2</sup> de superficie et un millier de mètres d'altitude moyenne et un point culminant à plus de 3000m : Djebel Tatrart), fait partie d'un immense domaine, construit pendant l'orogène panafricain, situé immédiatement à l'Est du craton ouest africain. Il se prolonge, au sud-ouest, au Mali, par le Massif des Iforas, et à l'Est, au Niger, par le Massif de l'Air (Fig. II-1).

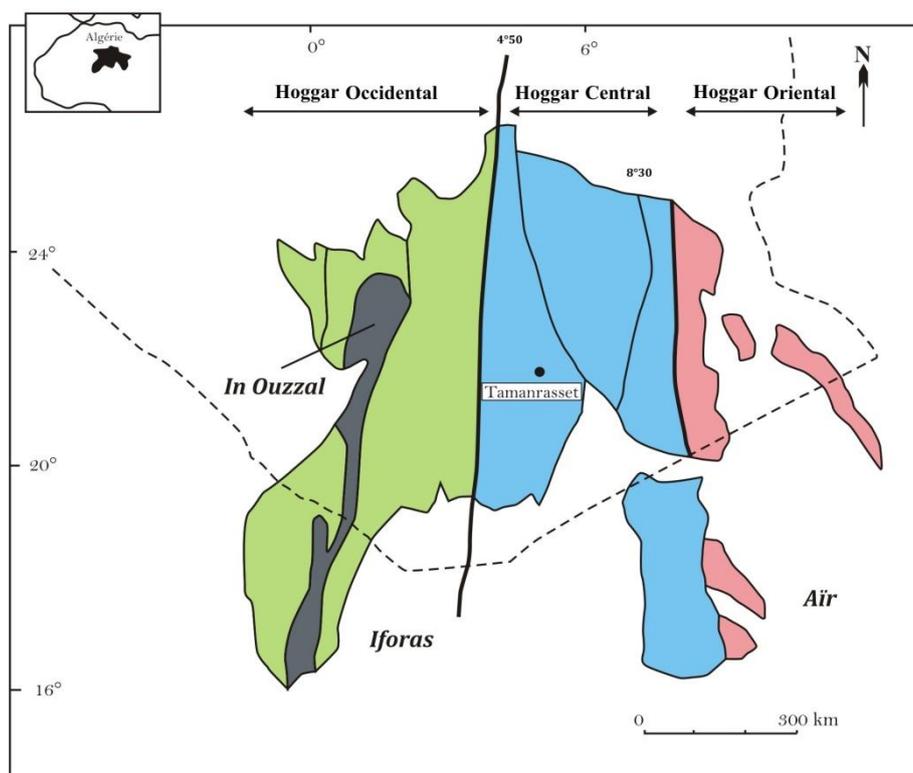
A l'affleurement, le massif du Hoggar offre une grande diversité de roches cristallines et métamorphiques essentiellement précambriennes comprenant des granites et des gneiss, des schistes, des micaschistes, des cipolins, des quartzites et des amphibolites. La couverture, en discordance, est formée de grès ordoviciens, les Tassilis. Elle ne subsiste que dans les parties Nord et Sud. Son décapage a été provoqué, à la fin du Jurassique, par une phase distensive liée à l'ouverture de l'Atlantique mais aussi par un bombement lithosphérique à grand rayon de courbure (Girod, 1976 ; Dautria, 1988). Ce dernier est accompagné par une grande activité volcanique, de type "point chaud", à caractère tholéïtique à alcalin et d'âge Eocène supérieur à Quaternaire récent (Girod, 1976 ; Dautria, 1988 ; Ait-Hamou, 2000).

Historiquement, le Hoggar représente la plus jeune et la mieux conservée des chaînes précambriennes. Sa configuration actuelle est héritée principalement de l'orogénèse panafricaine (750 - 525 Ma). Elle se termine par la mise en place de suites post-orogéniques d'affinité alcaline. Ce sont les granites « Taourirt » qui se mettent en place le long de shear zones en régimes de transpression – transtension, plus ou moins contemporains de la pénépléation et du développement de bassins molassiques intracontinentaux contrôlés par les failles (Bonin et al., 1998).

## II-2- Structure d'ensemble

Le Hoggar est traversé par de grands accidents majeurs de direction N-S à composantes décrochantes, soit l'accident 4°50' et l'accident 8°30'. Ces accidents ont divisé le Hoggar en compartiments longitudinaux juxtaposés. Cette compartimentation définit trois grands domaines structuro-formationnels distincts par leur lithologie et leur évolution tectono-métamorphique (Lelubre, 1952 ; Bertrand et Caby, 1978). Ce sont, d'ouest en est (Fig. II-1) :

1. le Hoggar occidental ou la chaîne pharusienne qui s'étendait de la limite du Craton Ouest Africain (C.O.A) jusqu'au méridien 4°50' avec le mole In Ouzzal et les rameaux occidental et oriental de la chaîne pharusienne ;
2. le Hoggar central polycyclique situé entre les méridiens 4°50' et le 8°30' ;
3. Hoggar oriental ou Ténéré très peu étudié à l'est du méridien 8°30'.



**Figure II-1 :** Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978; modifié).

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

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

Cette collision rappelle d'ailleurs (Black et al., 1979), celle qui s'est produite entre le bouclier NE asiatique et l'Inde au Cénozoïque.

Des études récentes (Black et al., 1993 et Liégeois et al., 1994) ont été entreprises au sud du Hoggar dans la région de l'Adrar des Iforas et l'Aïr (prolongement de la zone mobile du Hoggar au sud). En utilisant la démarche appliquée et l'ensemble des critères définis dans ces régions. Il a été possible de faire une réinterprétation complète de la géologie du Hoggar.

Son interprétation dans un concept d'assemblage de plusieurs terrains mobiles allochtones appelés «terrane» est devenue évidente (Black et al., 1994).

C'est ainsi que, actuellement, il a été possible de définir 23 terranes ou blocs crustaux (Fig. II-2) lithologiquement différents, déplacés le long de grandes zones de cisaillement ou «megashear zones» (Black et al., 1994). De dimension de plusieurs centaines de km de long, ces terranes correspondent à une succession de domaines, les terranes juvéniles panafricains alternant avec des terranes constitués de roches archéennes à paléoprotérozoïques, parfois remobilisés au panafricain.

### II-3- Modèle d'évolution géodynamique du Hoggar :

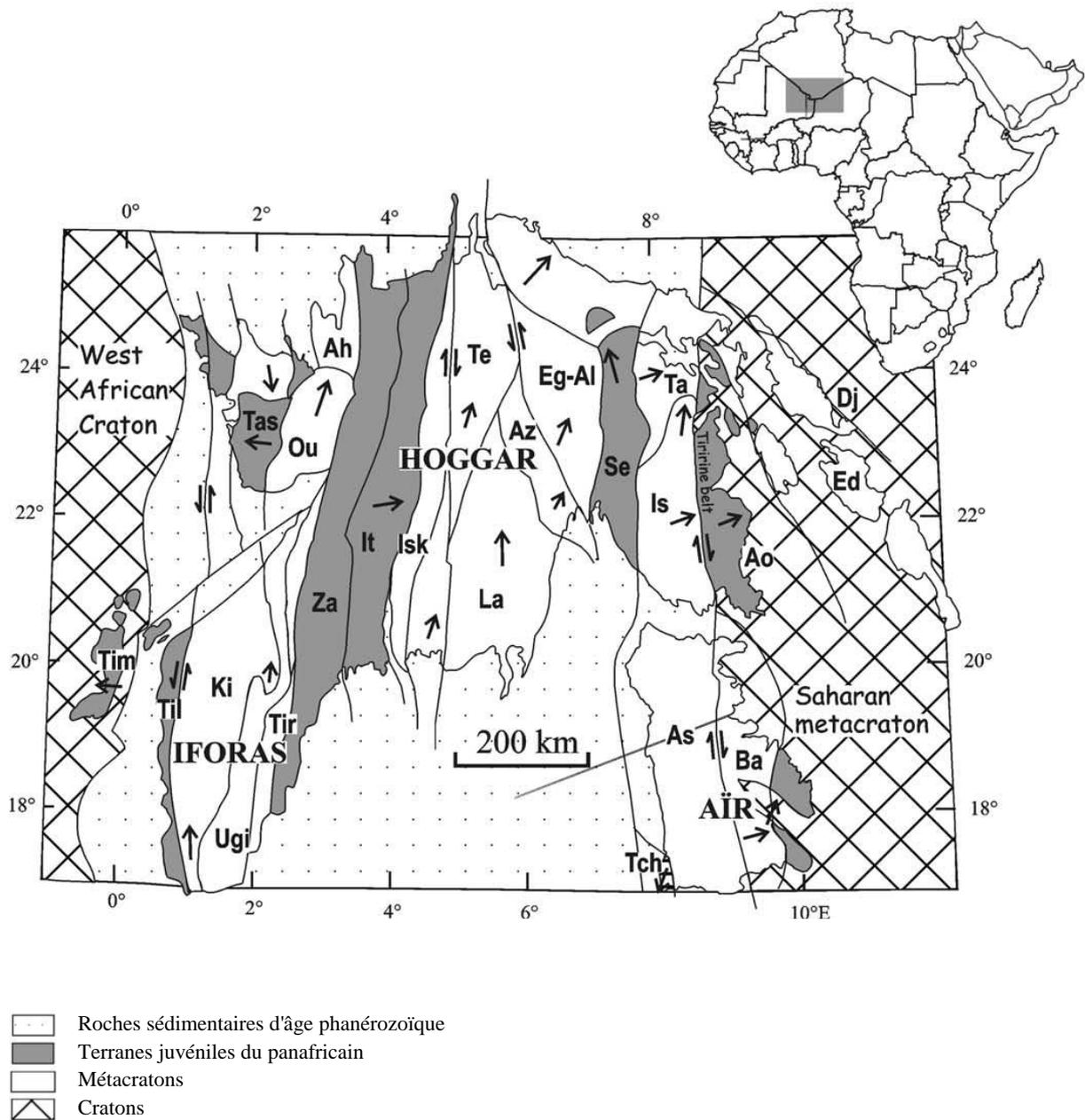
Le bouclier Touareg s'est structuré au cours de l'orogénèse panafricaine ; celle-ci, est définie par Kennedy en 1964. Selon Liègeois et al., 2003, l'histoire géodynamique du Hoggar peut être résumée par deux phases principales de collision :

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

**-Vers 630 Ma**, commence une deuxième phase de collision avec le craton Ouest Africain et s'achève vers 525 Ma suivie d'un magmatisme post-collisionnel.

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

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



**Figure II-2 :** Carte des différents terranes du bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994)

\* Flèches pleines: direction du mouvement de l'Est vers l'Ouest.

\* Les 23 terranes sont : Djanet (Dj), Edembo (Ed), Aouzegueur (Ao), Barghot (Ba), Assodé-Issalane (As-Is), Tchilit (Tch), Tazat (Ta), Sérouénout (Se), Egéré-Aleksod (Eg-Al), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Laouni (La), Iskel (Isk), In Teidini (It), Tin Zaouatene (Za), Tirek (Tir), Ahnet (Ah), InOuazzal (Ou), Unité granulitique des Iforas (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilemsi (Til), Timétrine (Tim).

#### II-4- Les terranes du Hoggar central

Le Hoggar central constitue un vaste domaine de croûte continentale ancienne et épaissie, plus ou moins réactivée au cours de l'orogénèse panafricaine.

Sa configuration actuelle est due à la juxtaposition de quatre terranes aux caractéristiques géologiques communes (Laouni, Azrou-n-Fad, Téféddest et Egéré-Aleksod), bordés au sud par le principal terrain juvénile de Serouenat, et à l'ouest par les terrains Iskel.

Ces quatre terranes composites de LATEA sont formés d'un socle paléoprotérozoïque (Bertrand et al 1986) avec des lithologies archéennes bien conservées (Latouche et Vidal, 1974 ; Peucat et al 2003), et de terrains néoprotérozoïques d'extension limitée (moins de 10% de la surface), bordés par des contacts tectonique (Bertrand et Caby, 1978).

Les ressemblances remarquables entre les différents terranes, à savoir la paragenèse primaire, la composition, les reliques de métamorphisme panafricain de type HP-HT, et les critères de sens de cisaillement qui indiquent un sens de mouvement général vers le Nord-Nord-Est, ont conduit Liégeois et al. (2003) à les interpréter comme un vieux microcontinent appelé LATEA. Le terme de LATEA a été choisi, à partir des initiales des terranes qui le composent (Laouni, Azrou n'fad, Tefedest, Egeré-Aleksod) (Fig. II-2).

L'histoire de l'ensemble de LATEA selon Maxon et Tinkoff (1996) correspond à une orogénèse de type «hit and run » : « hit » correspond à la collision précoce marqué par de grands chevauchements et par un soulèvement des roches métamorphiques de haute pression et « run » correspond aux grands mouvements horizontaux des terrains le long des méga zones de cisaillement subvertical accompagné par la mise en place de nombreux batholites.

Ceci est conforme à la période collisionnelle et post-collisionnelle comme elle a été décrite par Liégeois et al (1998), cependant dans le cas de LATEA, la collision n'est pas accompagnée par un épaississement crustal important et le métamorphisme de haut grade reste très limité. Le socle archéen et paléoprotérozoïque est assez bien préservé. Le manteau lithosphérique épais est également préservé, mais il a subi d'importantes délaminations linéaires le long des mégashear zones, permettant l'intrusion de batholites et de plutons principalement granitiques (Liégeois et al., 2003).

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

Cela veut dire que le Hoggar central s'est comporté comme un craton durant la partie précoce de l'orogénèse panafricaine, mais, il était partiellement déstabilisé et disséqué durant

la seconde partie. Cette metacratonisation a eu lieu essentiellement durant la période de 620-580 Ma, mais continue jusqu'à 520Ma.

Ce caractère intermédiaire entre un craton rigide non affecté et une chaîne mobile complètement affectée par une orogénèse correspond à la notion de « **metacraton** » récemment proposée par Abdel Salem et al., 2002.

### **II-5- Le terrane de Laouni**

Le terrane de Laouni, se situe dans le Sud-Ouest des compartiments structuraux du Hoggar central polycyclique à environ 250 Km au Sud de Tamanrasset. Il s'agit d'une région de collines basses, sans reliefs bien marqués.

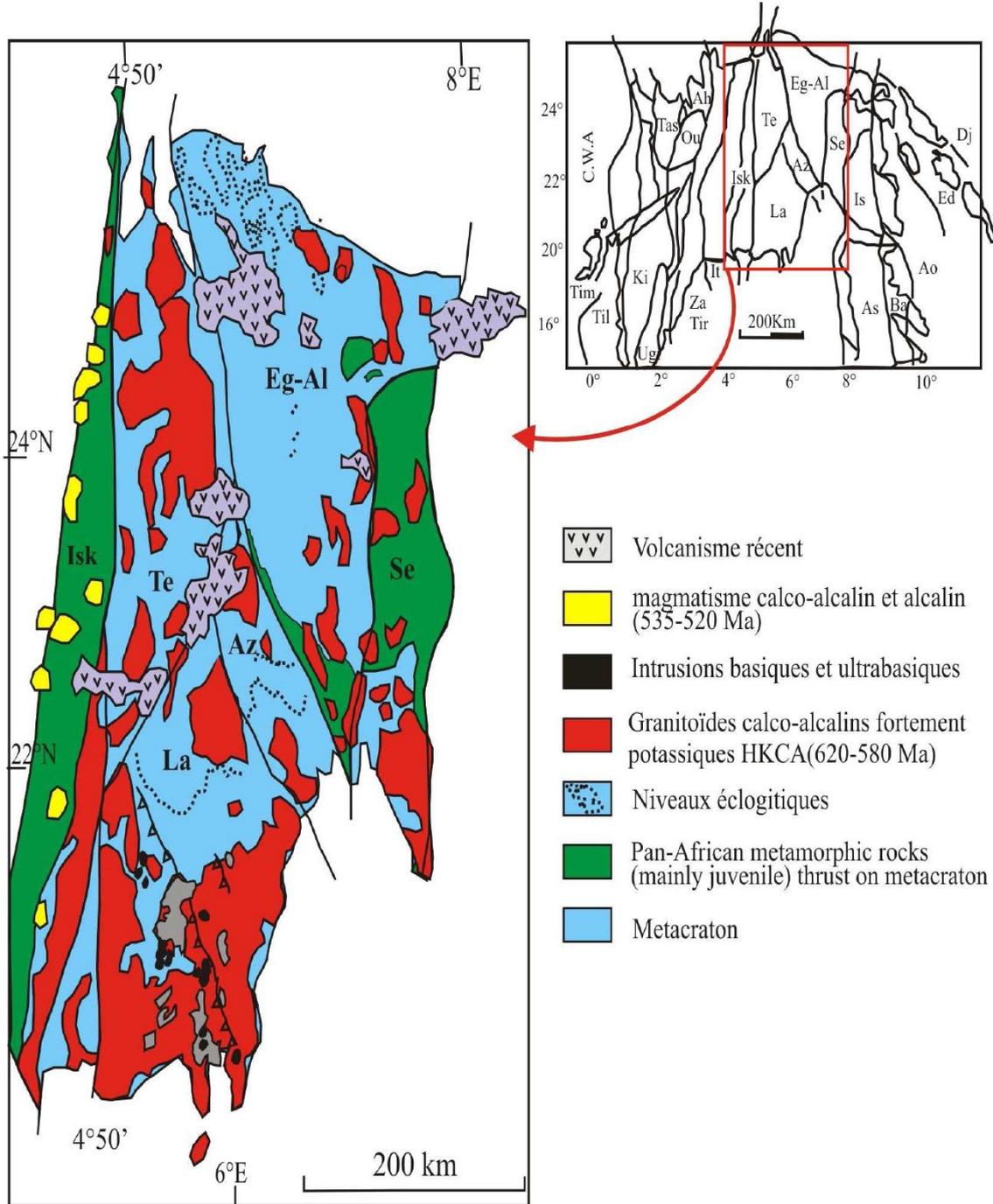
Le terrane de Laouni, dont la forme générale est celle d'un grand losange (Fig. **II-3**), peut être divisé en quatre domaines (Liégeois et al., 1998) :

1. Une partie nord caractérisée par de vastes structures en dômes et bassins, où des antiformes à dominante ortho-gneissique et amphibolitique sont séparés par des synformes de formations paradérivées (gneiss, quartzites et marbres) ;
2. Une partie sud presque entièrement granitisée, où de rares synformes permettent de situer le toit des batholites ;
3. Un bassin des Monts Tessalit, bassin de matériel paradérivé où dominent des schistes noirs et des micaschistes associés à des péridotites serpentinisées, alignés selon une direction Nord Ouest –Sud Est et jalonnés par des massifs ultramafiques mafiques intrusifs ;
4. Un groupe de trois synformes alignées le long de la limite Est du terrane, formé de roches acides, de gneiss mylonitiques, de minces niveaux de quartzites et de pyroxénites.

### **II-6- La région de Laouni**

Celle-ci est localisée dans le Sud-Ouest du Hoggar central dans le terrane du même nom. Les secteurs Sud et Est de cette région sont caractérisés par des formations gréseuses tassiliennes. Elle se distingue par la l'abondance de granitoïdes qui constituent plus de 70% de la superficie totale (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 métagraywackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres correspondant à un métamorphisme de haut degré (Cottin et al., 1998).



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

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

De plus, une cartographie détaillée des massifs gabbroïques a pu être faite (Cottin, 1985, 1990). Elle a permis de fournir des indications précieuses sur la pétrologie de ce rare type d'intrusions qui caractérise ce domaine.

### **II-7- Les complexes mafiques-ultramafiques de Laouni**

Que ce soit à l'Ouest ou à l'Est dans le bouclier Touareg, les accidents sont marqués le plus souvent par des fragments de plancher océanique ou par des intrusions granitiques et des complexes ultramafiques mafiques.

Ces complexes intrusifs présentent des évidences de litage, de différenciation et la présence de la chromite disséminée dans leurs termes ultramafiques.

Dans le cas de Laouni, les intrusions litées mafiques à ultramafiques (Cottin et Lorand, 1990 ; Cottin et al., 1998) sont localisés dans la partie sud de Hoggar Central (Fig. II-4).

Ces intrusions se présentent en petits massifs- stratifiés d'une surface inférieure à 30 km<sup>2</sup> (Fig. II-4) intrusifs dans des granites apparentés globalement aux granites calco-alcalins, d'âge compris entre 640 et 580 Ma et présentant les caractéristiques des granites syn-tectoniques.

Suivant la répartition géographique de ces massifs, Bonnici, 1961 ; Donville, 1962 ; Reboul et al., 1962 ; Cottin, 1985 ; Cottin et al., 1990 ; Cottin et al., 1998, distinguent deux grandes parties (Fig. II-4) :

1. Laouni Ouest avec ses massifs troctolitiques et noritiques ;
2. Laouni Est avec son massif troctolitique, plus précisément à Oued Zazir.

Ces massifs stratifiés sont, par ailleurs, recoupés par des dykes de granites et de pegmatites. Ils présentent également une orientation identique à celle des granites post-tectoniques de type « Taourirts » mis en place entre 580 et 510 Ma (Boissonas, 1973 ; Vitel, 1979 ; Benmoussa, 1981) marquant une transition entre un magmatisme alcali-calcique tardi-orogénique post-collision et un magmatisme alcalin intraplaque ou anorogénique (Azzouni et al., 2003).

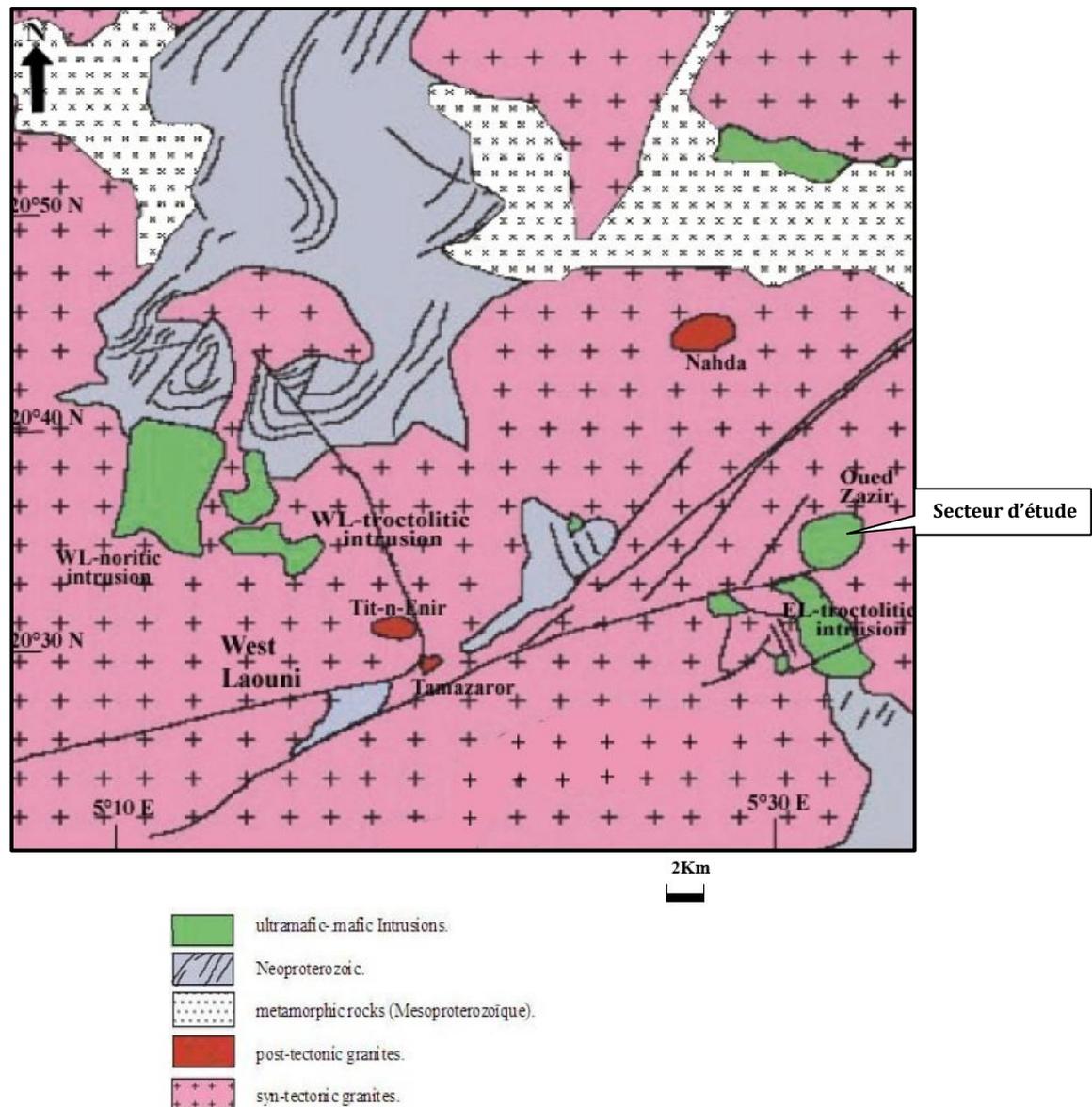
L'ensemble de ces observations attestent du caractère tardi-tectonique des massifs basiques et permet de proposer un âge relatif de mise en place aux alentours de 580 Ma.

### **II-8- Cadre géographique et géologique du secteur étudié**

Les intrusions ultramafiques mafiques de Laouni présentent une structure magmatique concentrique parfaitement conservée et un allongement N-S parallèles aux grands accidents méridiens tardi-panafricains qui apparaît clairement sur les photos aériennes. Ces massifs,

indemnes de toutes déformations et recristallisations métamorphiques, sont intrusifs dans des granites migmatitiques syntectoniques remobilisés durant l'orogénèse panafricaine.

Dans la présente approche, nous nous limiterons d'étudier le complexe de Laouni-Est, affleurant à l'ouest de Oued Zazir, située au Sud-Est de la feuille de Laouni. C'est un petit pointement essentiellement troctolitique, différent de ce qui a été décrit car la zone semble dépourvue d'une base ultramafique. Il est plus difficile à atteindre puisqu'aucune route ne s'y rend. Celui-ci est sensiblement allongé N-S peu élevé en altitude 80 m à peu près (Fig. II-5), sur une longueur de 3 km et une largeur qui ne dépasse pas 2 Km.



**Figure II-4 :** Position du stratiforme gabbroïque ouest Oued Zazir dans le terrane Laouni (d'après Cottin et al ., 1998 ; modifié).



**Figure II-5** : Vue du massif gabbroïque Oued Zazir (Laouni Est- Hoggar central)

## *Chapitre III :*

### *Etude pétrographique*

### III-1-Introduction

Le complexe mafique, faisant l'objet de cette étude, présente une structure magmatique concentrique bien conservée et un allongement N-S parallèle aux grands accidents méridiens tardi- panafricains qui affectent l'ensemble du Hoggar. Il est intrusif dans des granites syn-tectoniques édiacariens et granites migmatitiques éburnéens (Cottin et Lorand, 1990 ; 1998 ; Alouache, 2015 ; Bouziani, 2015 ; Remaci et al., 2015).

Il s'agit d'une masse lopolitique intrusive structurée en anneaux constitués presque exclusivement de roches mafiques, d'aspect massif, de couleur sombre, considérée comme enclavée dans un encaissant granitique migmatitique selon la carte géologique de la région de Laouni (Fig. II-4).

A l'affleurement, cette étendue en colline sombre apparaît sous forme d'un amoncellement d'énormes boules de roche noire souvent décamétriques enchassées dans le sable.

Le contact est matérialisé par anneau de faciès intermédiaires de type monzodiorites (Alouache, 2015) de 10 à 50 m d'épaisseur plus ou moins altérés observables au pied du pointement. Ces faciès de bordure préservent leurs textures et leurs assemblages magmatiques primaires montrant également de belles figures de fluage et de mélange magmatique, caractéristiques des associations composites.

Dans ce massif, ces roches basiques dans leur ensemble ne présentent aucune déformation à l'exception de quelques fractures tardives d'importance tout à fait limitée liées au refroidissement et à la surrection du pluton (Cottin et al., 1990).

Parmi les membres pétrographiques constitutifs de la série stratifiée de Laouni, nous nous sommes intéressés particulièrement aux faciès mafiques gabbroïques, les plus répandus et plus subsidiairement aux anorthosites qui sont étroitement liés à ces roches.

Cette étude pétrographique porte sur quelques lames minces mises à notre disposition par Cottin et qui avaient été réalisées dans le cadre de la thèse, inachevée de la regretté F. Salhi.

### III-2-Etude pétrographique

En premier lieu, avant d'entamer l'analyse microscopique, il nous importe de donner les différentes caractéristiques macroscopiques des roches, tel que la granulométrie, la couleur, la structure, la texture et l'abondance particulière des minéraux dans la roche.

En deuxième lieu, procéder à une estimation du pourcentage des minéraux présents dans la roche à l'aide du compteur de points.

Enfin, donner une nomenclature plus ou moins correcte aux roches faisant l'objet de cette étude.

### **III-2-1-Caractères macroscopiques**

Les plutonites basiques intrusives dans les granites syn-tectoniques et les granites migmatitiques sont massives et à texture grenue à la cassure, de teinte sombre pour les faciès gabbroïques et de teinte blanchâtre (hololeucocrate) pour les anorthosites (dominance du plagioclase jusqu'à 90% du volume total de la roche). Ces dernières forment, le plus souvent, des passées dans les faciès gabbroïques.

Cette série litée est composée de plusieurs faciès gabbroïques individualisés par les compositions modales calculées.

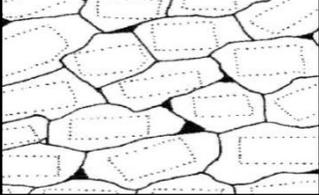
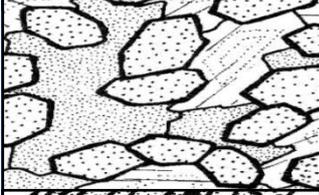
### **III-2-2-Caractères microscopiques**

L'observation microscopique laisse apparaître des textures grenues cumulatives. Nous proposons alors quelques notions sur ces textures.

Les premiers témoins magmatiques ont généralement des caractères cumulatifs, résultant de processus de ségrégation magmatique régie par la cristallisation fractionnée et se distinguant en fonction de la proportion des minéraux précoces (phase cumulus) et des minéraux interstitiels tardifs (phase intercumulus) (Irvine, 1982).

Les cristaux cumulus (cristaux généralement automorphes à subautomorphes) sont antérieurs aux cristaux intercumulus (plutôt xénomorphes, correspondant à la cristallisation tardive du liquide interstitiel baignant les cristaux cumulus).

Le tableau présenté ci-dessous (Tableau **III-1**), est couramment utilisé pour distinguer les principales textures à tendance de cumulat. Il fait intervenir les pourcentages des phases cristallines cumulus et intercumulus.

	Type textural	Critères de reconnaissance
	<b>Adcumulat</b>	Un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs cimentés par des minéraux post-cumulus (0-5%)
	<b>Mésocumulat</b>	Un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux post-cumulus (7-25%)
	<b>Orthocumulat</b>	Un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux tardifs abondants (25-50%)
	<b>Hétéradcumulat</b>	Un minéral cumulus cimenté par de grandes plages poecilitiques d'un ou plusieurs minéraux post-cumulus
	<b>Cumulat 'harristique'</b>	Olivines allongées disposées parallèlement les unes aux autres et cimentées par d'autres minéraux poecilitiques

**Tableau III-1** : Nomenclature des textures de cumulat selon Irvine (1982), schémas in Bard (1990) inspirés de Wager et al. (1975).

L'étude des lames minces a permis de distinguer plusieurs faciès : troctolites, gabbros à olivine, gabbros à deux pyroxènes, anorthosites....

### III-2-2-1-Le facies gabbroïque

Les roches gabbroïques présentent les paramètres suivants :

- Le plagioclase, phase déterminante, est compris entre 35-65%. Au-delà de ces limites, on parle de variété mélanocrate (Pl inférieur à 35%) ou de variété leucocrate (Pl supérieur à 65%).

- La composition en anorthite du plagioclase est supérieure à 50%. Cette composition en An intervient dans l'intervalle 50-80%. Au-delà, on passe à une variété de type allivalite.

- Les minéraux mafiques qui interviennent sont l'olivine et les pyroxènes, l'orthopyroxène et le clinopyroxène.

L'étude microscopique détaillée des facies gabbroïques de l'intrusion basique de Laouni-Est (Oued Zazir), montre au premier abord, une paragenèse minérale magmatique constituée principalement de quatre minéraux : la phase alumineuse principale représentée par le plagioclase, l'olivine (Ol), l'orthopyroxène et le clinopyroxène (Opx et Cpx). A ceux-ci s'ajoutent les oxydes ferro-titanés. En plus de ces minéraux anhydres, des phases hydratées (amphibole et micas noirs) peuvent être observées.

Si nous ajoutons à cela l'altération des diverses roches qui est assez limitée (serpentinisation des olivines, chloritisation ...), l'état de conservation de ces roches intrusives est bon, nous disposons donc d'un bon outil pour étudier les phénomènes magmatiques.

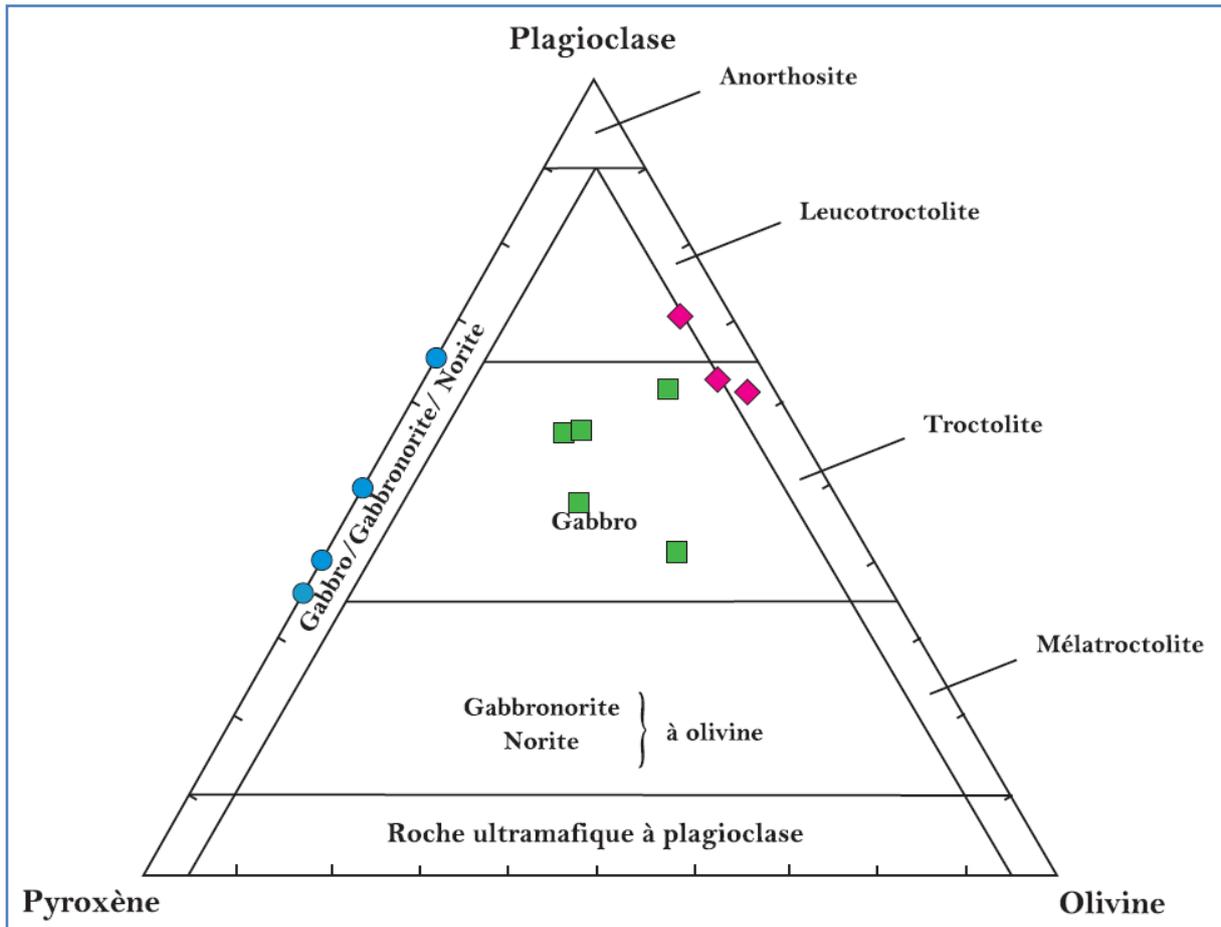
Ainsi, les analyses modales réalisées à l'aide du microscope polarisant équipé d'un compteur de points, montrent des variations de compositions minéralogiques importantes (Tableau III-2).

Echantillon	83298 troctolite	83317 troctolite	83318 troctolite	2614 gab à Ol	82463 gab à Ol	82682 gab à Ol	832624 gab à Ol	832720 gab à Ol	83278 gab à 2px	83314 Gab à 2px	83696 gab à 2px	832710 gab à 2px
Olivine	34.71	29	22	17.41	18.07	24.69	22	36	-	-	-	-
Plagioclase	60.06	62	69	54.63	54.46	60.08	46	41	48	40.41	36.26	65
Clinopyroxène	2.25	2.8	2.7	19.71	20.63	8.53	22	15	28	49.06	51.50	19
Orthopyroxène	0.89	3.5	3	5.67	2.87	2.71	6	6.5	22	10.12	11.86	15
Amphibole	-	0.8	0.8	0.51	0.67	1.23	1.7	-	-	-	-	-
Micas noirs	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-
Opaque	2.08	1.8	2.5	2.07	3.30	2.71	0.9	1.3	2	0.41	0.38	1

**Tableau III- 2 :** Résultats de l'analyse modale des roches magmatiques du stratiforme Oued Zazir.

Le report des résultats de l'analyse modale dans le diagramme de Streckeisen (1976), permet de révéler un passage graduel entre trois associations magmatiques qui sont, de la base au sommet (Figure III-1):

- gabbros troctolitiques,
- gabbros à olivine
- gabbros-norites à deux pyroxènes appelés également gabbros sensu-stricto.



**Figure III-1 :** Projection des compositions modales dans le diagramme ternaire de Streckeisen (1976).

#### a- Les troctolites

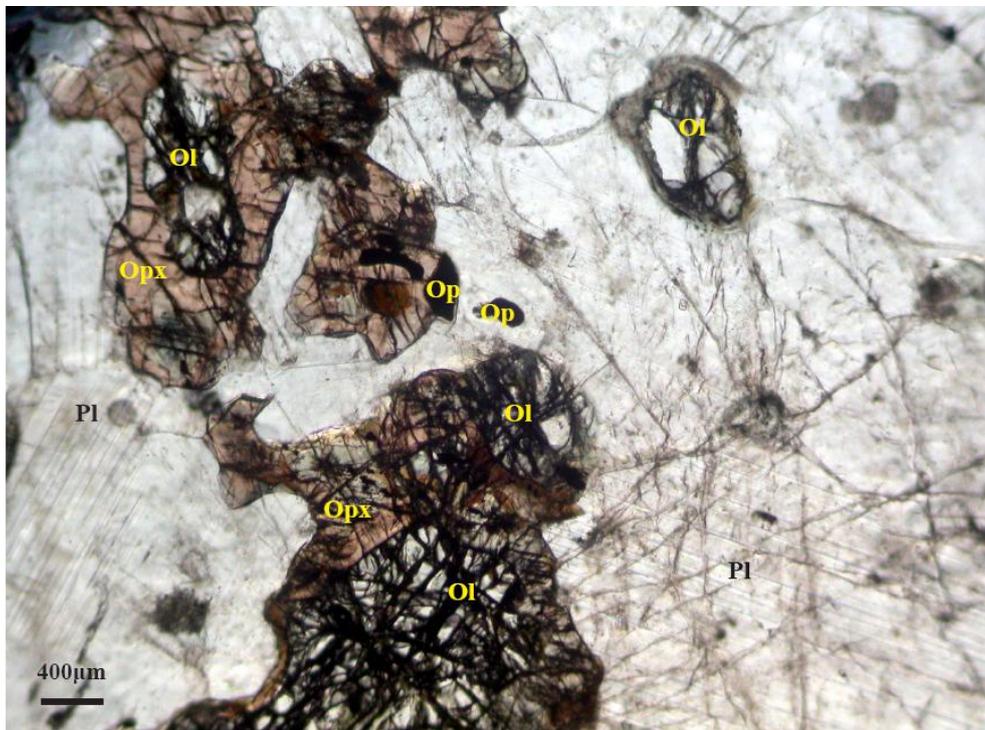
Il s'agit d'un facies composé principalement de cumulats riches en plagioclase et olivine et dans lequel le plagioclase domine. Un petit pourcentage (5%) de clinopyroxène ou orthopyroxène peut intervenir. Cet ensemble constitue ce qu'on appelle les troctolites d'où le nom du massif troctolitique.

Ces roches présentent une texture grenue à caractère cumulatif. Ce caractère nous oriente vers la texture **mesocumulat** (7-25%), selon la nomenclature d'Irvine (Tableau III-1): on peut distinguer des cristaux "cumulus" précoces cimentés par des cristaux "postcumulus".

L'étude microscopique ainsi que l'analyse modale révèlent que ces roches sont constituées essentiellement de plagioclase, d'olivine, plus rarement d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de minéraux ferro-titanés et de minéraux secondaires résultant de l'altération des phases précoces (Tableau III- 2).

L'olivine et le plagioclase apparaissent comme des minéraux cumulus. Ces derniers sont pratiquement cimentés par des minéraux post-cumulus d'orthopyroxène et de clinopyroxène (photo 01 et 02).

**Le plagioclase**, avec son habitus de minéral magmatique, est le composant le plus abondant. Il représente plus de 60% du volume total de la roche. Il se présente en prismes plurimillimétriques (0,8 à 3 mm), allongés, subautomorphes à automorphes, s'appuyant les uns contre les autres (photo 01). Ces lattes dessinent une nette fluidalité planaire représentant une direction préférentielle. Les macles polysynthétiques fines et régulières sont toujours présentes. Quelques macles conjuguées ont été observées. Les zonages sont quelquefois bien exprimés.



**Photo 01 – LN – Lame 83298** : Olivine et plagioclase en phase cumulus, orthopyroxène et opaque en phase intercumulus

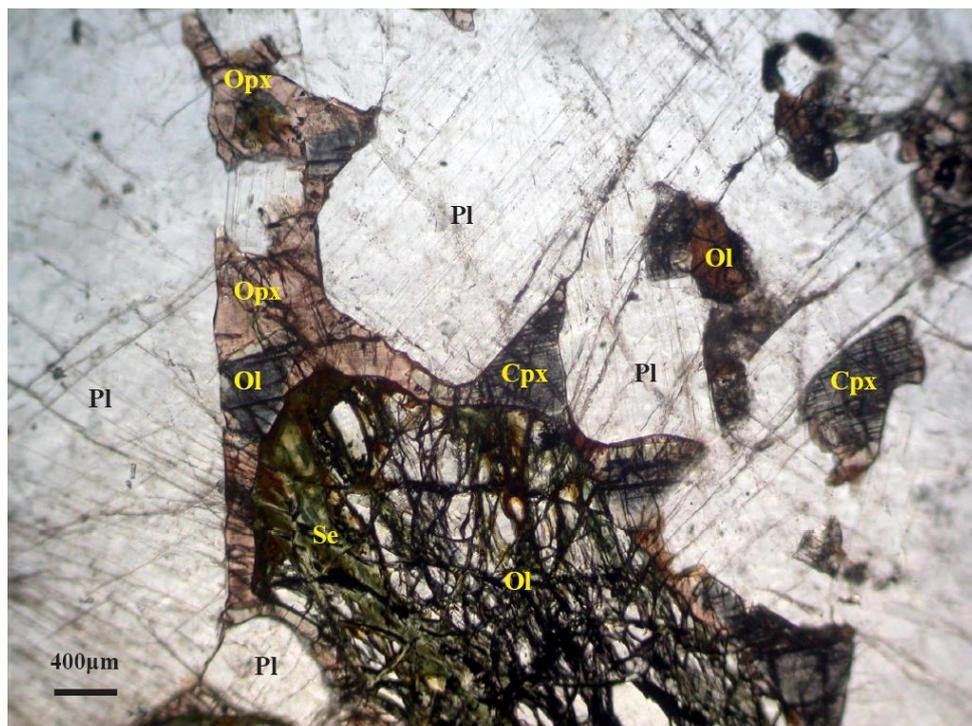
Liste des abréviations : Ol = Olivine ; Pl = Plagioclase ; Opx = Orthopyroxène ; Cpx = Clinopyroxène ; Am = Amphibole ; Bi = Biotite ; Op = Opaque ; Se = Serpentine.

**L'olivine** représente 34 à 36 % du volume de la roche. Elle apparaît en cristaux globuleux millimétriques (1-2 mm), subautomorphes, formant avec le plagioclase la principale phase cumulus au sein des espaces occupés par les autres phases minérales (photo.01). Elle se présente en grains allongés et montre parfois un début d'altération

caractérisée par une propagation de serpentine, accompagnée de granules d'opaques, le long des craquelures ou en bordure des plages. Cette serpentinisation est produite à un stade tardif de l'évolution magmatique. L'olivine est très souvent auréolée d'orthopyroxène de couleur rosée.

**L'orthopyroxène** est une phase discrète, il constitue moins de 02 % du volume total de la roche. Coloré en rose brun et légèrement pléochroïque il forme le plus souvent des liserés autour des cristaux d'olivine où il se développe à ses dépens (photo **01**) et des petites sections interstitielles à contours irréguliers en association avec les clinopyroxènes (photo **02**).

**Le clinopyroxène**, de couleur verdâtre, très peu abondant, constitue moins de 3% du volume total de la roche. Il se présente par des petites sections xénomorphes en phase intercumulus au contact des plagioclases et parfois en liserées autour de l'olivine, ne dépassant guère 0.4 mm de long (photo **02**). Les clivages sub-orthogonaux apparaissent rarement.



**Photo 02** – LN – Lame 83298 : Serpentinisation de l'olivine

**Les oxydes ferro-titanés** très peu abondantes (environ 1 % du volume total de la roche). Lorsqu'ils sont présents, ils forment des petits grains (0.1 à 0.4 mm) sub-arrondis et/ou des bâtonnets soit dispersés dans les espaces interstitiels soit systématiquement en inclusion baignant dans les autres phases minérales à savoir le plagioclase et le pyroxène (photo **01**).

La **paragenèse secondaire** se traduit par le développement de la serpentine, (en périphérie et en remplissage des craquelures des minéraux d'olivine) (photo **02**) et parfois de la séricite résultant de l'altération des cœurs de plagioclases.

#### **L'ordre de cristallisation**

L'ordre d'apparition des minéraux est déterminé à partir de l'agencement et les relations texturales des différentes phases minérales (inclusion d'un minéral dans un autre), les relations réactionnelles ainsi que sur la morphologie des cristaux. Les petites inclusions au centre de cristaux plus grands sont de cristallisation précoce. Les minéraux en suspension dans le magma forment des cristaux automorphes, alors que pendant les derniers stades de la cristallisation magmatique les phases minérales qui apparaissent vont mutuellement se gêner, leur contour sera irrégulier et la texture sera interstitielle.

La séquence de cristallisation des troctolites verrait d'abord l'apparition d'une phase principale magmatique : au cours de cette phase précoce, commencent à cristalliser simultanément les minéraux de plagioclase et d'olivine (phase cumulus). Puis apparaît le clinopyroxène, ensuite l'orthopyroxène en partie par réaction entre l'olivine et le liquide résiduel. Des phases ferro-titanés clôturent cette séquence de cristallisation.

Une phase tardi-magmatique d'altération est caractérisée par l'apparition de minéraux secondaires (serpentine et séricite) qui proviendraient de la transformation des minéraux principaux.

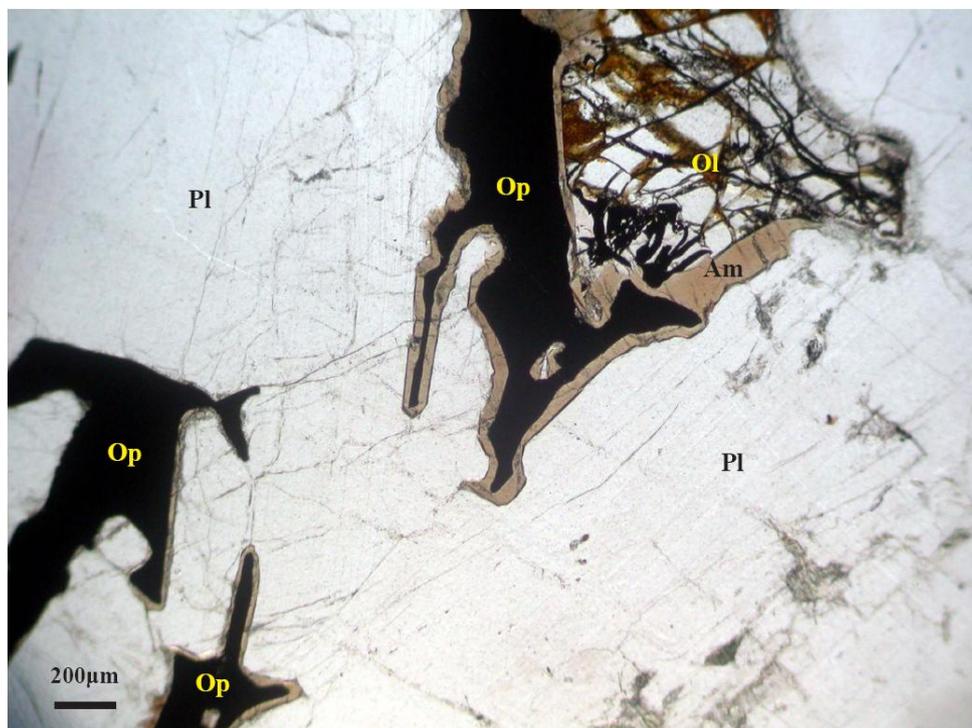
#### **b- Les gabbros à olivine**

Le facies de gabbros à olivine n'est pas négligeable. Il se situe systématiquement dans la partie médiane de l'intrusion en contact graduel avec celle des troctolites. Il s'agit d'un facies à aspect massif, homogène et grenu (2-3 mm) à caractère cumulatif, dans lequel le plagioclase est véritablement la phase dominante. Selon l'importance de l'intercumulus, les textures correspondent à des **mésocumulats** (7-25%) au sens d'Irvine (Tableau **III-1**). La paragenèse cumulus est constituée essentiellement d'olivine et de plagioclase, viennent ensuite les pyroxènes, les amphiboles et les micas noirs en phase intercumulus (Photos **03** et **04**). On peut noter également, la présence constante, parfois abondante des minéraux opaques. Si l'on ajoute à cela, la présence fréquente de textures de réaction des cristaux d'olivine avec le bain silicaté : l'olivine est typiquement résorbée et entourée de la hornblende brune, d'orthopyroxène et de mica noir et rarement en contact avec des oxydes ferro-titanés.

Le **plagioclase** représente la phase minérale essentielle cristallisant dans ces gabbros (photos **03**). Il atteint des proportions modales élevées (Tableau **III-2**). Il se présente

généralement en grandes tablettes automorphes, allongées (1 à 3mm), localement emprisonné dans les pyroxènes et dans certains endroits au sein des cristaux d'olivine. En lumière polarisée analysée, ces tablettes présentent souvent des macles polysynthétiques et plus rarement des macles de Carlsbad, elles ont également une orientation préférentielle et une disposition parallèle et planaire.

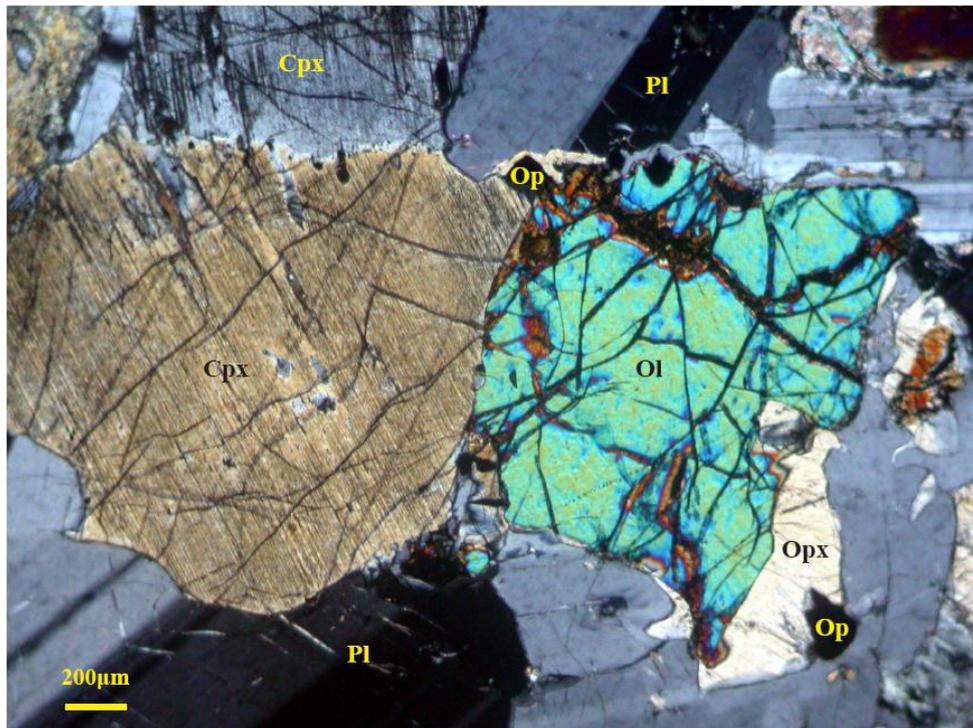
La majeure partie de ces cristaux peut donc être considérée comme phase cumulus accompagnée par l'olivine qu'il moule ou encore englobe, alors que la couronne, formée de pyroxène et de minéraux opaques plus les phases minérales hydratées, représente la phase intercumulus, postérieure à l'olivine et aux plagioclases.



**Photo 03** – LN – Lame 82682: Grandes plages de plagioclase ; couronne d'amphibole et de minéraux opaques autour de l'olivine cumulus.

**L'olivine** peut dépasser les 30% du volume total de la roche (Tableau III-2).

La taille des cristaux d'olivine est assez variable à travers les différents échantillons examinés. Elle oscille, ainsi, de 1 mm à 2mm. Elle se présente en cristaux globuleux, à contours majoritairement irréguliers et curvilignes le plus souvent interlobés (angles rentrants). Elle est souvent auréolée d'orthopyroxène rose ou d'amphibole. Elle apparaît généralement en cristaux précoces (photos 04). Elle se retrouve également en petits granules en inclusion dans les cristaux de plagioclase et de pyroxène (photos 05).



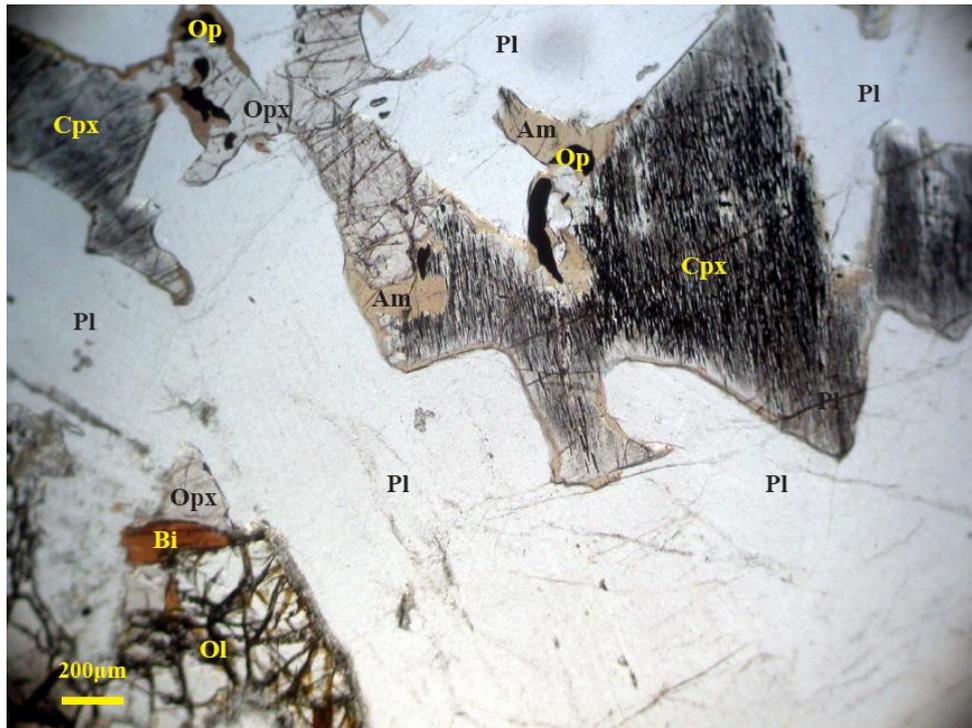
**Photo 04** – LPA – lame 2614 : Cumulats d’olivine-clinopyroxène-plagioclase.

Elle est incolore mais souvent parcourue de nombreuses cassures ou de parois de dislocations brunes, anastomosées remplies par des oxydes de fer opaques. Un début d’iddingsitisation se manifeste, accompagné par l’apparition de serpentine (photo **04**).

**Le clinopyroxène** est important en volume, il peut prendre de l’ampleur à la place des olivines (Tableau **III-2**). C’est une phase subautomorphe qui contourne et inclut plagioclase et olivine. Il est caractérisé par un aspect assombri et opacifié par un réseau d’inclusions (photos **04** et **05**). Il est parfois remplacé par de la hornblende brune (photos **05**). Les inclusions contenues dans les clinopyroxènes se résument à de petits grains subautomorphes à arrondis d’olivine et de plagioclase (photos **06**).

**L’orthopyroxène** est moins abondant, il n’apparaît qu’en très faibles proportions (6%). Il semble que l’abondance de l’orthopyroxène soit liée à celle des olivines. L’analyse microscopique montre bien sa position interstitielle (photo **05**). De couleur rose et pléochroïque, il est xénomorphe, à contours irréguliers. Il se présente sous forme de liserés ou de petits cristaux compris dans les espaces intercrystallins des grains d’olivine, de plagioclase et de clinopyroxène, et occasionnellement, il peut former des plages à tendance subautomorphe de dimension semblable à celle du clinopyroxène.

Les associations Orthopyroxène-Clinopyroxène ou Orthopyroxène-Olivine, sont fréquemment observées dans ces roches (photos **05**). Elles paraissent être le résultat d’une réaction entre le liquide magmatique et les cristaux d’olivine.

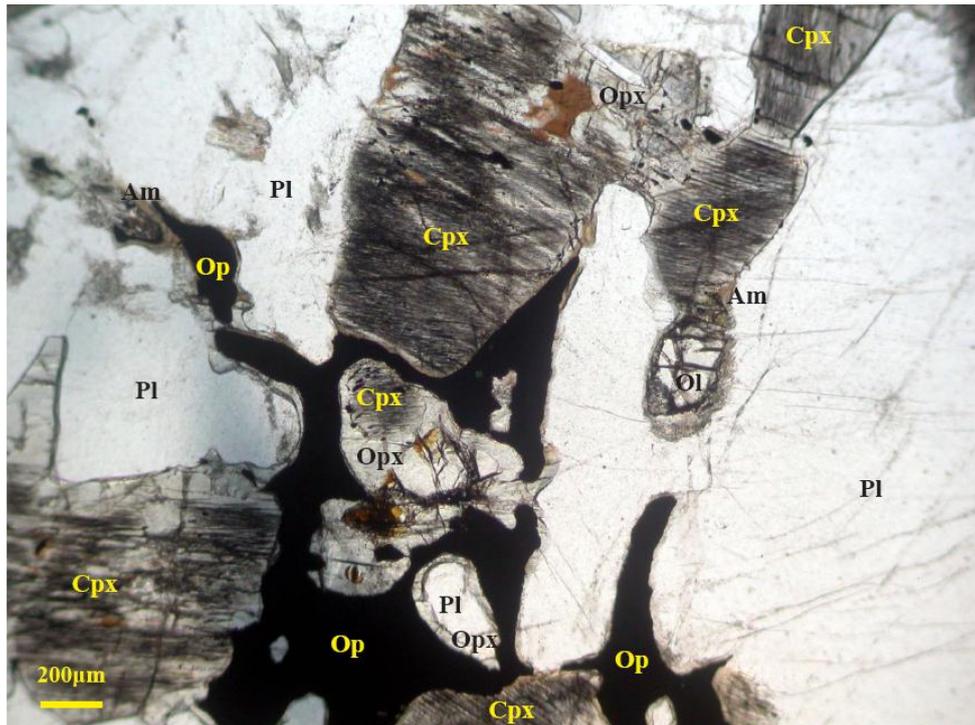


**Photo 05** – LN – Lame 82682 : Hornblende brune en liseré des clinopyroxènes ; plagioclases de couleur limpide ; olivine cumulus, orthopyroxène, clinopyroxène, hornblende brune, biotite et opaques interstitiels.

**L'amphibole**, phase hydroxylée, est exceptionnelle. Elle représente que (01%) du volume total de roche. Elle correspond à une hornblende de couleur brune et pléochroïque. Elle apparaît, à l'état de traces sous forme de petites sections interstitielles de moins de 0,5 mm, nichées entre les autres phases minérales et également surtout en liserés des cristaux des clinopyroxènes, des olivines et quelquefois autour des oxydes ferro-titanés (photos **05**).

**La biotite** est assez rare (0.05%). Elle n'est présente que dans les échantillons assez riches en amphibole (photos **05**). Elle se présente en petites lamelles mal développées de 0,1 à 0,3 mm et montre un pléochroïsme intense variant d'un jaune à un brun foncé. Certaines sections de mica montrent un début de chloritisation qui pseudomorphose le minéral depuis la périphérie jusqu'au cœur.

**Les minéraux opaques** sont présents dans tous les échantillons récoltés. Ils cristallisent tout au long de l'histoire de la roche. Ils se présentent sous deux habitus : soit sous forme de petits grains arrondis, de 0.2 mm de diamètre, inclus dans les silicates ; soit en grandes plages xénomorphes dépassant facilement 1 mm de long. Ces derniers semblent appartenir à la paragenèse post-cumulus. Ils sont synchrones de l'amphibole et du mica noir (photos **06**).



**Photo 06** – LN – lame 82643 : Olivine et opaque en inclusion dans les clinopyroxènes ; grandes plages d'opaques post-cumulus.

### L'ordre de cristallisation

En résumé, l'étude des textures et des relations entre les phases minérales permet de proposer l'ordre de cristallisation ci-après :

- Une première étape : caractérisée par la cristallisation synchrone de la première génération de minéraux opaques, de cristaux d'olivine, de mégacristaux de plagioclase.

- Une seconde étape : représentée par la cristallisation des pyroxènes. Ensuite, il y a eu la formation de l'amphibole, le mica noir et la dernière génération d'oxydes ferro-titanés.

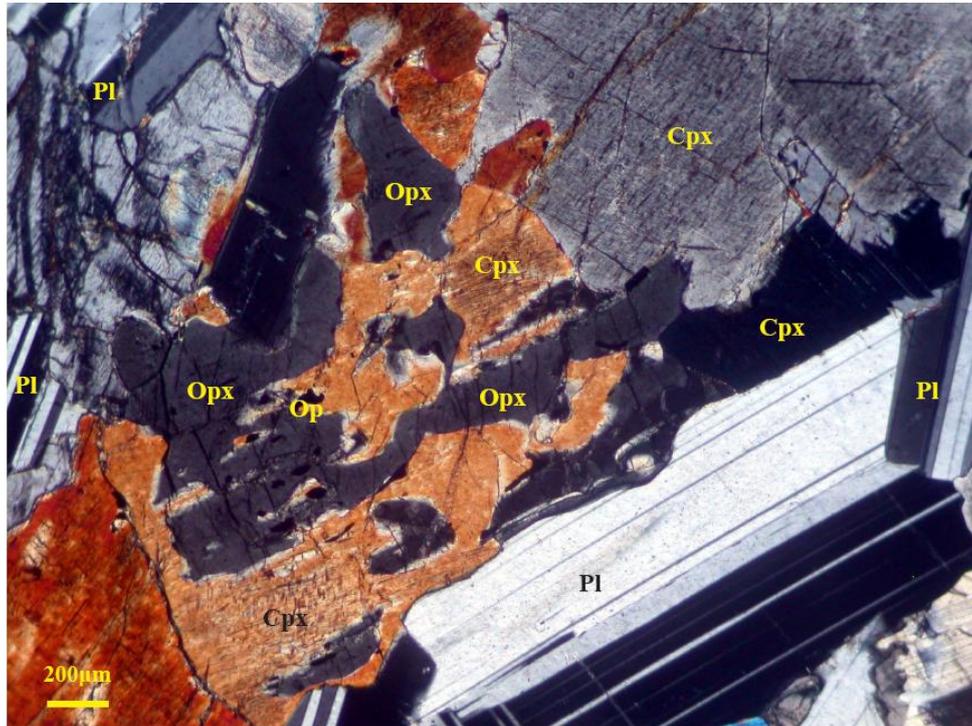
Au fur et à mesure que les conditions de cristallisation changent, les couronnes représentées par les amphiboles et les pyroxènes commencent à se développer suite aux échanges cationiques ( $\text{Fe}^{2+}$ -  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ) entre les olivines, les clinopyroxènes et les plagioclases ou éventuellement le bain silicaté.

#### c- Les gabbros à deux pyroxènes

Ce faciès occupe la partie supérieure de la structure qui est constituée majoritairement de gabbros à deux pyroxènes. Ils montrent une texture grenue isogranulaire à caractère d'**orthocumulat** au sens d'Irvine (1982).

Ils sont composés d'un assemblage de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase et de minéraux opaques dans des proportions sensiblement variables. L'olivine et les phases hydroxylées sont systématiquement absentes.

Le **plagioclase**, occupe à lui seul presque la moitié du volume total de la roche, mais il est moins abondant que dans les facies précédents. Il se présente en individus limpides plurimillimétriques (1 à 2.5 mm) subautomorphes à automorphes à contours curvilinéaires voire même nettement polygonaux. Il entoure fréquemment les cristaux de clinopyroxène. Il présente les macles de type polysynthétique. Il fait partie de la phase de cumulus (photos 07).



**Photo 07** – LPA – lame 83696 : Plagioclases déformés ; exsolutions lamellaires d'orthopyroxène dans les clinopyroxènes.

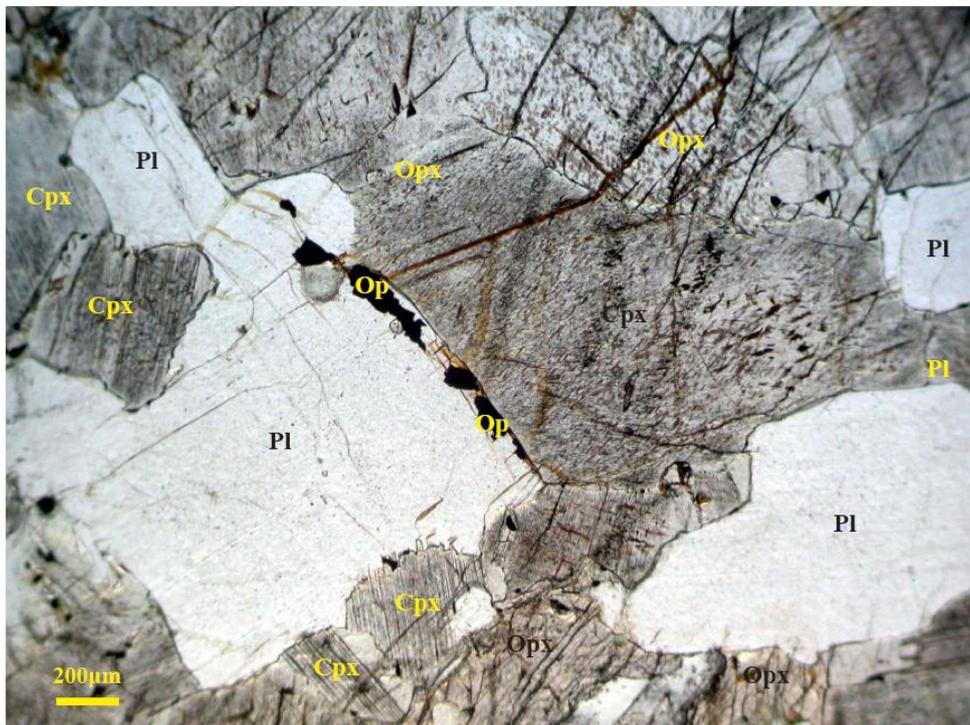
Dans certaines sections de plagioclase, nous pouvons voir de petits granules de clinopyroxène au cœur et de rares minéraux opaques disposés en bordure.

L'**orthopyroxène**, n'est pas négligeable en proportions (jusqu'à 22 %), toujours moins abondant que le clinopyroxène et le plagioclase, avec deux types d'habitats différents : habitus de minéral précoce, et quelquefois interstitiel. Il se présente souvent en belles sections de grande taille (2 mm) avec des bords curvilignes. Il occupe également les interstices en englobant parfois tous les autres minéraux (habitus poecilitique). Il se présente également en exsolutions soit en lamelle ou ponctué au sein des clinopyroxènes (photos 07). Ce minéral est riche en inclusions de clinopyroxène et de plagioclase.

Le **clinopyroxène** est une espèce minérale toujours présente. Il est caractéristique de ce gabbro par son aspect et son abondance par rapport aux autres phases minérales. Il peut représenter jusqu'à 50 % du volume total. En lame mince, il est généralement jaune-verdâtre

à rose violacé. Il est très souvent automorphe à sub-automorphe (1 à 2 mm), entrant dans la phase cumulus dans la plupart des échantillons. Il peut être en cristaux regroupés bordant les grands plagioclases. Il présente de grandes lamelles d'exsolutions d'orthopyroxène (photo07). Des inclusions arrondies de plagioclase s'observent dans les clinopyroxènes et réciproquement, ce qui souligne leur contemporanéité.

**Les minéraux opaques** sont assez rares (< 1 %). Ils apparaissent très souvent en petits grains arrondis de 0.2 à 0.3 mm en moyenne. Dispersés dans la roche, ils ont été également rencontrés en périphérie des plagioclases (photo 08). Ces oxydes ferro-titanés semblent appartenir à l'assemblage post cumulus traduisant leur cristallisation tardive.



**Photo 08** – LN – Lame 83696 : Opaques en périphérie d'un cristal de plagioclase.

### L'ordre de cristallisation

Dans cet assemblage paragenétique magmatique représentant une texture d'orthocumulus, le plagioclase constitue la phase la plus précoce ou concomitante avec la cristallisation du clinopyroxène qui est rapidement relayé par l'orthopyroxène. Cette séquence se termine la formation des oxydes ferro-titanés.

### III-2-2-2 -Le faciès anorthositique

Ce faciès a été largement décrit par Bensaad et Bensehila (2013). Il s'agit bien de roches à texture grenue cumulative.

L'observation microscopique de ces faciès anorthositiques montre, au premier abord, que le degré d'altération peut être très avancé, les phases minérales primaires ne sont presque plus décelables, remplacées par de la saussuritisation (Photo 09). La paragenèse minérale magmatique est constituée essentiellement de plagioclase, pyroxène, amphibole et opaques. L'étude des textures et des relations entre les phases minérales révèle une phase cumulus constituée essentiellement de plagioclase et une phase intercumulus représenté par les pyroxènes, amphibole et opaques.

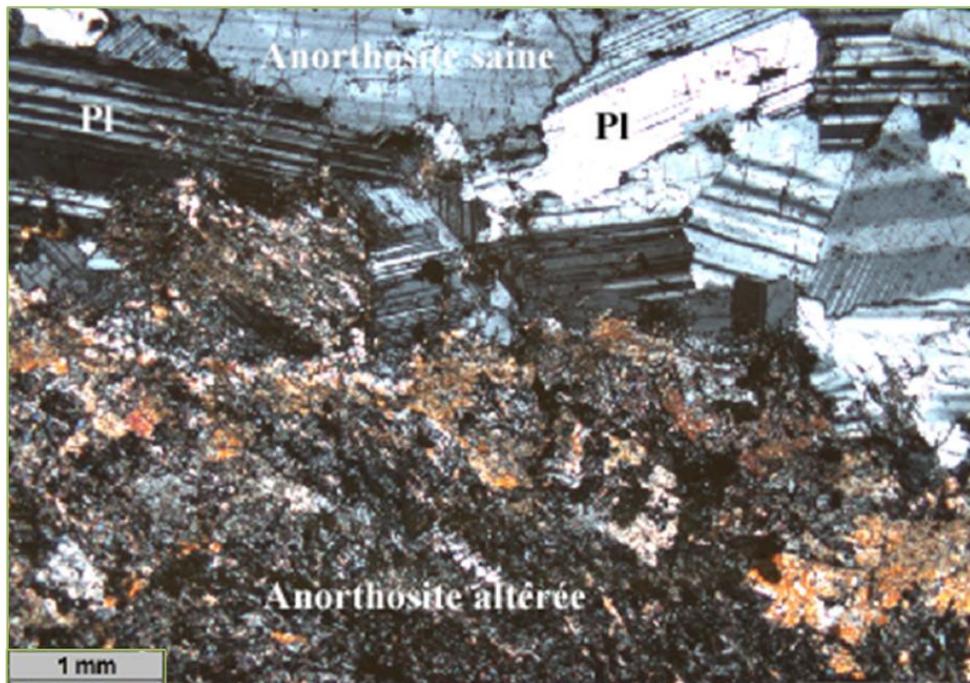
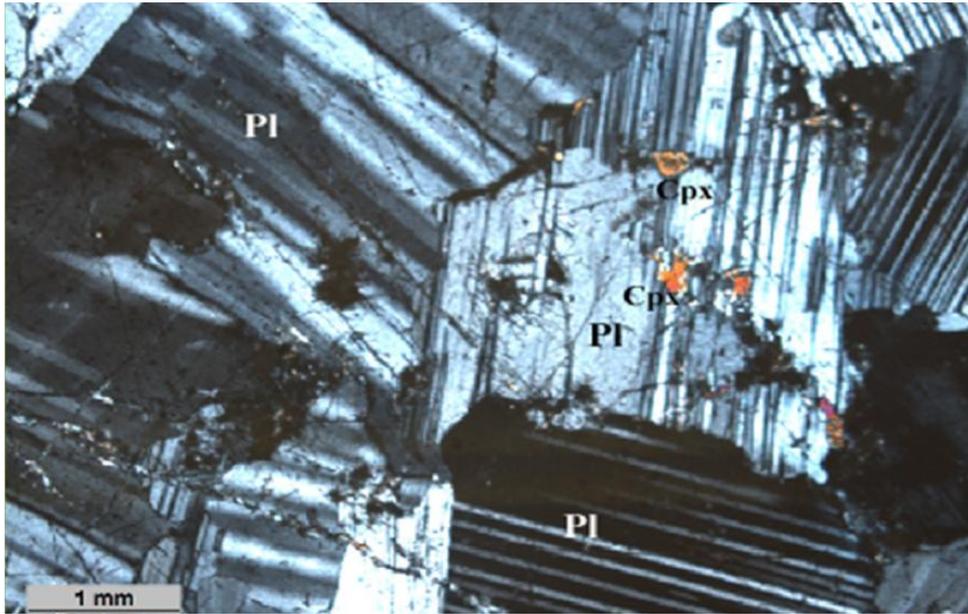


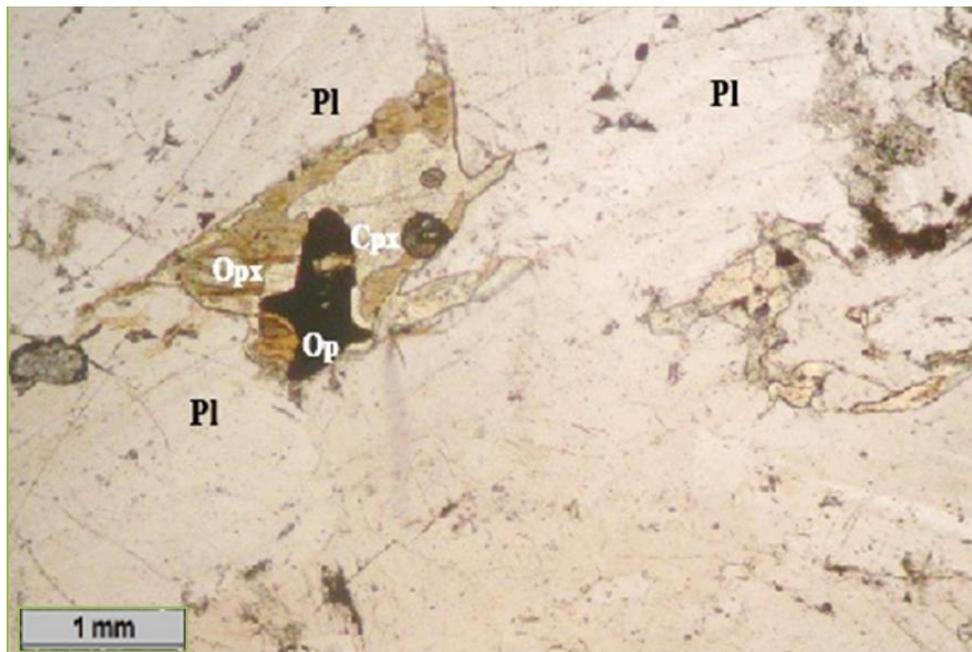
Photo 09– LPA– Lame 574 : Anorthosite saine/altérée

**Le plagioclase**, représente jusqu'à 90% du volume total de la roche. Il se présente en grandes tablettes automorphes à subautomorphes, certaines pouvant dépasser les 2 mm (Photo 10). La macle de l'albite est très présente et la saussuritisation de ce minéral peut être très importante.

**Le clinopyroxène** est une phase discrète (Photo 10), occupant les interstices laissés par les cristaux de plagioclase. De type diopside, il peut être entouré d'orthopyroxène réactionnel (Photo 11). Par ailleurs, il peut être remplacé complètement par une hornblende verte.



**Photo 10**–LPA– Lamé 574 : Grandes lattes de plagioclase et clinopyroxène en cristaux interstitiels

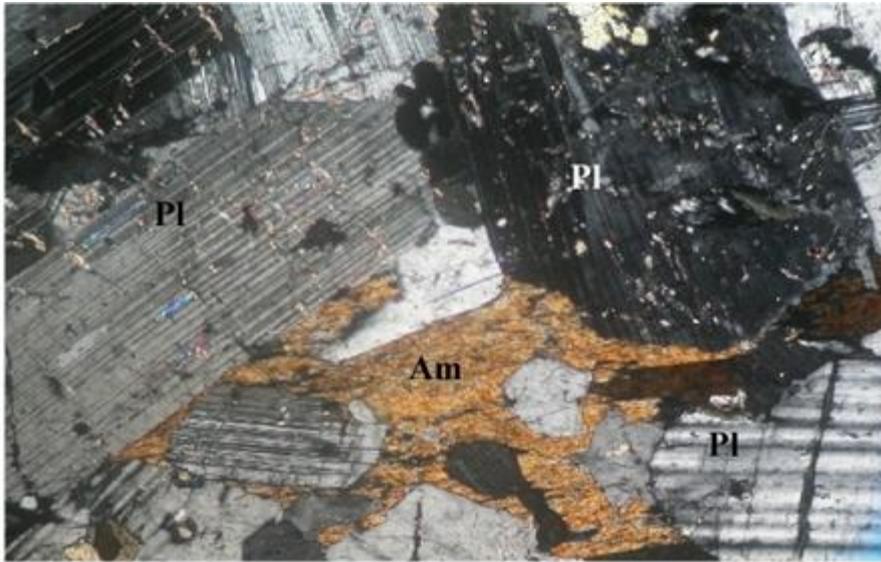


**Photo 11** – LN – Lamé 574 : Orthopyroxène en phase en liseré autour de l'opaque et du clinopyroxène.

L'**orthopyroxène** se présente en petites plages à contours irréguliers englobant le clinopyroxène. Coloré en marron brun, il s'exprime en phase réactionnelle (Photo 11) et a une composition d'enstatite.

L'**amphibole** est une phase minérale qui peut prendre de l'ampleur et être en phase intercumulus à la place des pyroxènes (Photos 12). L'analyse microscopique montre bien sa position interstitielle, remplissant les vides laissés par le plagioclase. Dans le cas de cet

échantillon, la texture serait plutôt mésocumulat. De type magnésio-hornblende, elle peut être relayée par une amphibole fibreuse de type actinote.



**Photos 12**–LPA–Lame 727 : Grandes plages d’amphibole en phase intercumulus avec inclusion d’opagues

**Les minéraux opaques** montrent des tailles et des habitus variables. Ils peuvent être en petits cristaux inclus dans l’amphibole (Photo 12) ou alors se présenter en grandes lames entourés d’aiguilles d’actinote.

### **L’ordre de cristallisation**

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’homogénéité de la granulométrie des roches ainsi que leur texture, impliquent une longue période du refroidissement du magma.

*Chapitre IV :*

*Etude minéralogique*

### IV-1-Introduction

Suite à l'étude pétrographique des plutonites de Laouni Est, l'étude minéralogique va permettre de mener une étude chimique détaillée des phases minérales primaires et secondaires (olivine, Cpx, Opx, plagioclase, amphibole, oxydes ferro-titanés...) des différents faciès.

Par ailleurs, à partir du chimisme des clinopyroxènes, l'étude minéralogique va permettre de caractériser géochimiquement et géodynamiquement ces plutonites basiques.

Enfin, une étude géothermobarométrique clôturera ce travail en permettant d'approcher, d'une manière empirique, les conditions de cristallisation.

Les analyses ont été effectuées à la microsonde CAMECA SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, avec des conditions analytiques de 15 kV, 15 nA et 10s. La microsonde est calibrée sur des standards silicatés et la précision des données est inférieure à 1% sur les teneurs en poids d'oxydes pour les éléments majeurs.

Toutes les analyses, inédites, ont été réalisées par Mme **N. Remaci**.

### IV-2-Chimie des phases minérales

Les analyses des phases minérales ont porté sur cinq lames minces. Pour certaines phases, nous avons procédé à des analyses depuis le cœur jusqu'à la bordure des cristaux, afin de mettre en évidence d'éventuelles zonations susceptibles de se produire au cours des différentes étapes de cristallisation.

L'étude a révélé l'existence de deux types de phases minérales :

- **une phase anhydre**, constituée d'olivine, de pyroxènes (Opx et Cpx), de plagioclase, et d'opaques.

- **une phase hydratée**, représentée par l'amphibole et le mica noir.

#### IV-2-1-Le plagioclase

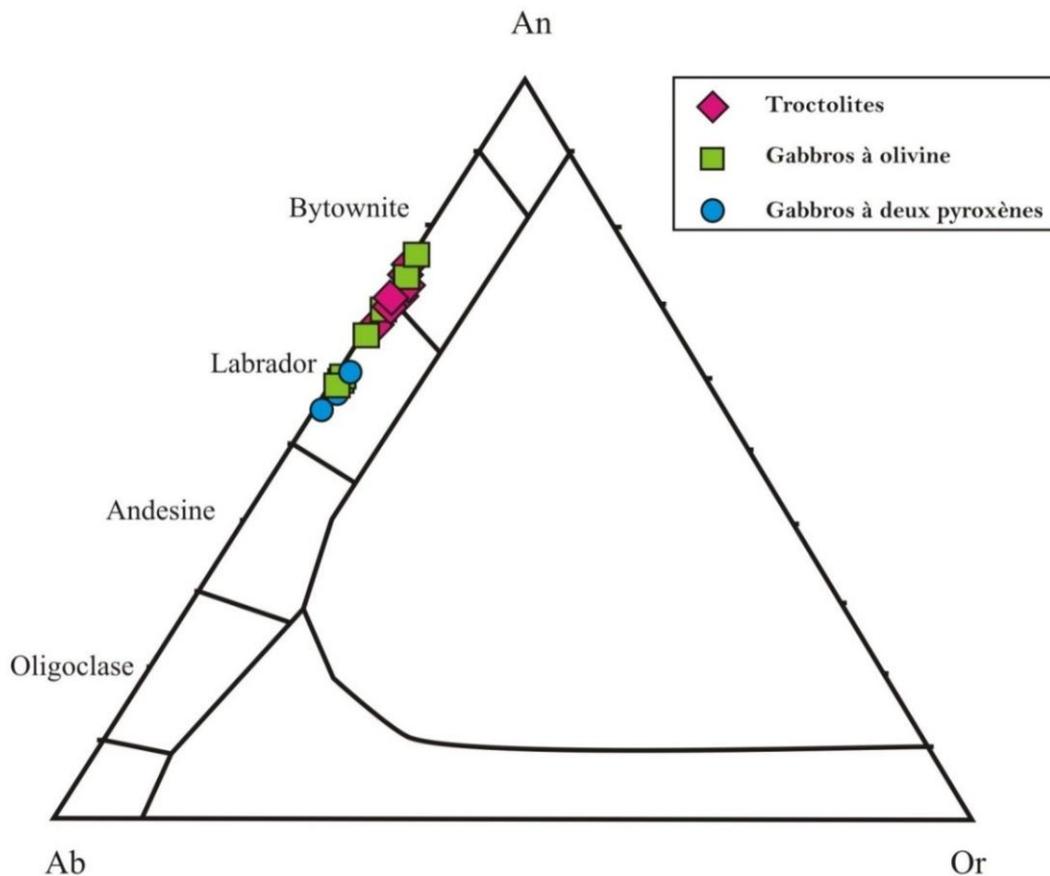
Les analyses et les formules structurales (calculées sur la base de 8 oxygènes) sont consignées dans les tableaux IV -1 à 3.

Le plagioclase, omniprésent dans tous les échantillons, constitue la phase minérale prédominante. Au microscope, la quasi-totalité des plagioclases observés ont toutes les caractéristiques d'une phase magmatique primaire.

#### IV-2-1-1-Dans les troctolites

Placé dans le diagramme Ab – An – Or (Fig. IV-1), le plagioclase fluctue entre une composition de bytownite ( $An_{74-70}$ ) et de labrador ( $An_{69-67}$ ). Le composant orthose est faible, il ne dépasse pas 0.8%.

Quelques cristaux peuvent montrer une légère zonation qui est peu visible optiquement. Elle va de  $An_{71}$  au cœur à  $An_{67}$  en bordure.



**Figure IV-1** : Position des plagioclases dans le diagramme An-Or-Ab.

N°Ech	83298										
N°Anal.	1 c	2 b	5 b	6 c	11 b	12 c	16 c	20 b	21 c	22 b	26
SiO <sub>2</sub>	50.218	51.009	50.111	50.437	50.716	50.593	51.403	49.957	49.614	49.888	49.088
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.294	30.681	31.189	30.677	31.057	31.137	30.211	30.692	31.149	31.350	31.641
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.052
FeO	0.340	0.478	0.469	0.306	0.253	0.310	0.327	0.558	0.343	0.345	0.418
MnO	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.027	0.023	0.000	0.000	0.000
MgO	0.021	0.011	0.011	0.059	0.009	0.000	0.040	0.502	0.000	0.036	0.000
CaO	14.908	13.747	14.428	14.260	14.183	14.276	13.657	13.893	14.746	14.748	15.328
Na <sub>2</sub> O	3.233	3.630	3.229	3.287	3.415	3.463	3.673	3.114	3.115	2.979	2.889
K <sub>2</sub> O	0.134	0.043	0.086	0.124	0.061	0.044	0.163	0.080	0.105	0.065	0.030
<b>Total</b>	100.148	99.599	99.523	99.160	99.694	99.823	99.501	98.819	99.072	99.411	99.456

Si	2.292	2.333	2.299	2.319	2.317	2.311	2.352	2.305	2.288	2.290	2.260
Al	1.683	1.654	1.686	1.662	1.672	1.676	1.629	1.669	1.693	1.696	1.717
Fe	0.013	0.018	0.018	0.012	0.010	0.012	0.013	0.022	0.013	0.013	0.016
Ca	0.729	0.674	0.709	0.702	0.694	0.699	0.669	0.687	0.729	0.725	0.756
Na	0.286	0.322	0.287	0.293	0.303	0.307	0.326	0.279	0.279	0.265	0.258
K	0.008	0.003	0.005	0.007	0.004	0.003	0.010	0.005	0.006	0.004	0.002

%An	71.269	67.496	70.817	70.053	69.404	69.317	66.627	70.798	71.904	72.951	74.438
%Ab	27.969	32.253	28.681	29.221	30.241	30.428	32.427	28.717	27.487	26.666	25.389
%Or	0.763	0.251	0.503	0.725	0.355	0.254	0.947	0.485	0.610	0.383	0.173

**Tableau IV-1** : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les troctolites. c: coeur, b : bordure.

N°Ech	82682			82463			2614				
N°Anal.	55 b	67 b	72	53 b	54 c	67	32 inclus dans Cpx	34 b	35 c	40 b	41 c
SiO <sub>2</sub>	51.592	50.156	50.446	54.163	53.591	53.877	49.170	53.751	53.097	53.710	52.842
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.841	30.774	31.093	29.082	29.330	29.265	32.141	29.272	29.467	29.572	29.470
TiO <sub>2</sub>	0.075	0.054	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.344	0.318	0.287	0.326	0.192	0.220	0.219	0.191	0.149	0.130	0.320
MnO	0.059	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.029	0.008	0.010
MgO	0.003	0.020	0.008	0.000	0.025	0.000	0.000	0.001	0.024	0.025	0.022
CaO	13.490	14.388	14.076	11.769	12.198	11.759	15.420	11.911	12.260	12.245	12.660
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.030	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	3.875	3.004	3.304	4.779	4.592	4.608	2.708	4.822	4.692	4.573	4.595
K <sub>2</sub> O	0.199	0.144	0.093	0.125	0.104	0.138	0.003	0.043	0.129	0.156	0.143
<b>Total</b>	99.510	98.880	99.392	100.244	100.032	99.867	99.684	99.991	99.847	100.419	100.062

Si	2.362	2.312	2.312	2.443	2.425	2.437	2.254	2.431	2.410	2.421	2.399
Al	1.610	1.672	1.679	1.546	1.564	1.560	1.737	1.560	1.576	1.571	1.577
Fe	0.013	0.012	0.011	0.012	0.007	0.008	0.008	0.007	0.006	0.005	0.012
Ca	0.662	0.711	0.691	0.569	0.591	0.570	0.757	0.577	0.596	0.591	0.616
Na	0.344	0.268	0.294	0.418	0.403	0.404	0.241	0.423	0.413	0.400	0.404
K	0.012	0.008	0.005	0.007	0.006	0.008	0.000	0.002	0.007	0.009	0.008
<b>Total</b>	5.002	4.984	4.993	4.996	4.996	4.988	4.997	5.001	5.009	4.996	5.017

% An	65.046	71.956	69.802	57.225	59.123	58.035	75.871	57.574	58.648	59.137	59.871
% Ab	33.812	27.187	29.649	42.051	40.277	41.155	24.112	42.179	40.617	39.966	39.324
% Or	1.142	0.857	0.549	0.724	0.600	0.811	0.018	0.247	0.735	0.897	0.805

**Tableau IV-2** : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les gabbros à olivine.

N°Ech	83696		
N°Anal.	90 b	91 c	101
SiO <sub>2</sub>	54.230	53.537	53.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.386	28.911	29.062
TiO <sub>2</sub>	0.040	0.093	0.050
FeO	0.341	0.269	0.345
MnO	0.019	0.000	0.000
MgO	0.006	0.000	0.005
CaO	11.274	11.749	12.273
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.030
NiO	0.026	0.009	0.031
Na <sub>2</sub> O	5.072	4.732	4.417
K <sub>2</sub> O	0.297	0.288	0.301
<b>Total</b>	99.691	99.588	99.514

Si	2.462	2.435	2.417
Al	1.519	1.550	1.562
Fe	0.013	0.010	0.013
Ca	0.548	0.572	0.600
Na	0.446	0.417	0.391
K	0.017	0.017	0.018

% An	54.186	56.882	59.507
% Ab	44.114	41.458	38.755
% Or	1.700	1.660	1.738

**Tableau IV-3 :** Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases dans les gabbros à deux pyroxènes.

#### IV-2-1-2- Dans les gabbros à olivine

Dans ce faciès transitionnel, le plagioclase a une composition essentiellement de labrador ( $An_{60-57}$ ) (Tableau IV-2). Le composant orthose est faible, toujours inférieur à 1 % (Fig. IV-1). La zonation, négligeable, voire inexistante en microscopie est confirmée par le biais de la microsonde. Elle montre un cœur à  $An_{59}$  et une bordure à  $An_{57}$ .

Il est à remarquer qu'une inclusion de plagioclase dans le Cpx (analyse 32) a donné une composition bien plus basique ( $An_{76}$ ) que celle des grands cristaux de plagioclase formant la phase cumulus.

#### IV-2-1-3- Dans les gabbros à deux pyroxènes

Les analyses (Tableau IV-3 et Fig. IV-1) montrent des compositions homogènes représentant le labrador ( $An_{59-54}$ ) avec un composant orthose modérément élevé par rapport aux autres faciès ( $Or < 1.8\%$ ).

#### IV-2-2-L'olivine

Comme nous l'avons décrit dans le chapitre pétrographie, la phase olivine n'est présente que dans les faciès troctolitiques et dans les gabbros à olivine.

Avec le plagioclase, c'est la phase cumulus principale. Elle apparaît en cristaux globuleux, parfois avec un début de serpentinisation.

Les analyses chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes sont consignées dans les tableaux IV-4 et 5.

Les compositions chimiques des olivines analysées sont illustrées par la figure IV-2. Elles sont remarquablement homogènes dans chaque type de roche. Elles sont proches du pôle Forstérite.

En allant du faciès troctolitique à celui des gabbros à olivine, nous constatons un écart de composition (Fig. IV-2) de  $Fo_{80}$  à  $Fo_{71}$ . En revanche, dans les deux faciès, les teneurs en CaO sont faibles à inexistantes (0 à 0.06%), similaires aux olivines mantelliques qui ont généralement des teneurs en CaO inférieures à 0.1% (Ma et al., 2011 ; Mekkaoui et al., 2017).

N°Ech	83298			
N°Anal.	3	4	9	17
SiO <sub>2</sub>	39.250	39.335	39.382	39.682
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.012	0.017
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.029	0.025
FeO	19.235	19.107	18.777	18.769
MnO	0.302	0.278	0.326	0.301
MgO	41.384	41.347	41.760	41.552
CaO	0.062	0.000	0.000	0.012
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.066	0.041	0.004	0.030
NiO	0.115	0.126	0.119	0.111
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.018	0.003	0.000
K <sub>2</sub> O	0.033	0.000	0.003	0.000
<b>Total</b>	100.447	100.252	100.415	100.499

Si	1.502	1.506	1.504	1.512
Al	0.000	0.000	0.001	0.001
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe	0.616	0.612	0.600	0.598
Mn	0.010	0.009	0.011	0.010
Mg	2.361	2.360	2.376	2.360
Ca	0.003	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.001	0.000	0.001
Ni	0.004	0.004	0.004	0.003
Na	0.000	0.001	0.000	0.000
K	0.002	0.000	0.000	0.000

XFo	79.316	79.410	79.854	79.781
XFa	20.684	20.590	20.146	20.219

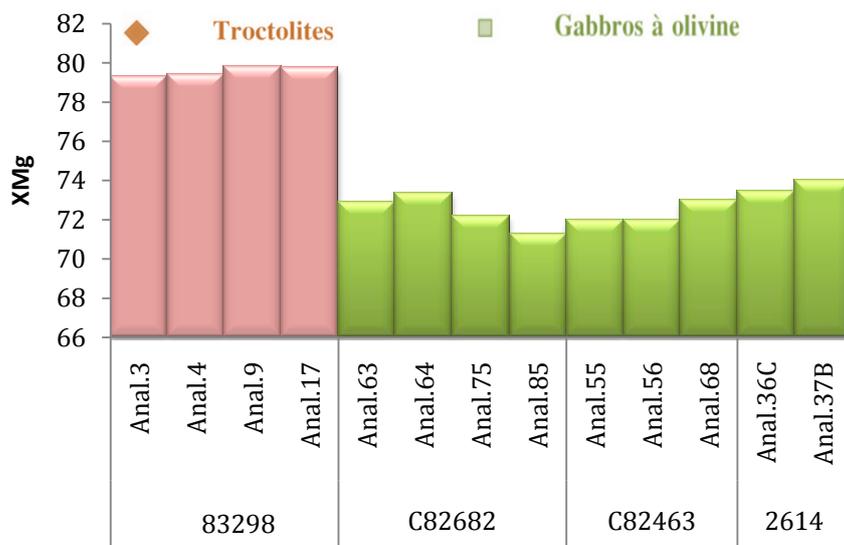
**Tableau IV-4 :** Analyses chimiques et formules structurales des olivines dans les troctolites.

N°Ech	C82682				C82463			2614	
N°Anal	63	64	75	85	55	56	68	36 c	37 b
SiO <sub>2</sub>	38.445	38.374	38.508	37.982	38.436	38.871	38.430	38.698	38.903
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.028	0.025	0.028	0.025	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000
TiO <sub>2</sub>	0.050	0.026	0.014	0.038	0.004	0.037	0.000	0.082	0.074
FeO	24.631	24.170	25.166	25.959	25.474	25.430	24.289	24.209	23.937
MnO	0.387	0.429	0.435	0.412	0.390	0.296	0.405	0.333	0.366
MgO	37.201	37.391	36.641	36.143	36.681	36.610	36.865	37.591	38.224
CaO	0.012	0.024	0.005	0.036	0.014	0.026	0.018	0.027	0.028
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.032	0.031	0.000	0.002	0.065	0.032	0.000	0.000
NiO	0.107	0.096	0.094	0.095	0.126	0.083	0.040	0.047	0.066
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.016	0.000	0.024	0.013	0.055	0.000	0.000
K <sub>2</sub> O	0.014	0.006	0.015	0.011	0.000	0.006	0.013	0.000	0.000
<b>Total</b>	100.87	100.57	100.95	100.70	101.15	101.45	100.14	100.98	101.59

Si	1.503	1.502	1.508	1.498	1.504	1.513	1.511	1.506	1.503
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002
Fe	0.805	0.791	0.824	0.856	0.834	0.828	0.799	0.788	0.773
Mn	0.013	0.014	0.014	0.014	0.013	0.010	0.013	0.011	0.012
Mg	2.167	2.182	2.138	2.125	2.139	2.125	2.160	2.181	2.201
Ca	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Ni	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.001	0.001	0.002
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.004	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000

X <sub>Fo</sub>	72.913	73.384	72.183	71.277	71.960	71.956	73.010	73.457	73.999
X <sub>Fa</sub>	27.087	26.616	27.817	28.723	28.040	28.044	26.990	26.543	26.001

**Tableau IV-5 :** Analyses chimiques et formules structurales des olivines dans les gabbros à olivine.



**Figure IV-2 :** Histogramme représentant la distribution du XMg pour les olivines

#### IV-2-2-1-Dans les troctolites

Les olivines étudiées présentent toutes des compositions chimiques homogènes sans variation significative du cœur à la bordure. Les pourcentages molaires de forstérite ne varient que de Fo<sub>80</sub> à Fo<sub>79</sub>. Ces olivines sont donc très magnésiennes. Leurs concentrations en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O sont inférieures à 0.06 %. Les pourcentages pondéraux en NiO oscillent entre 0.11-0.13 %.

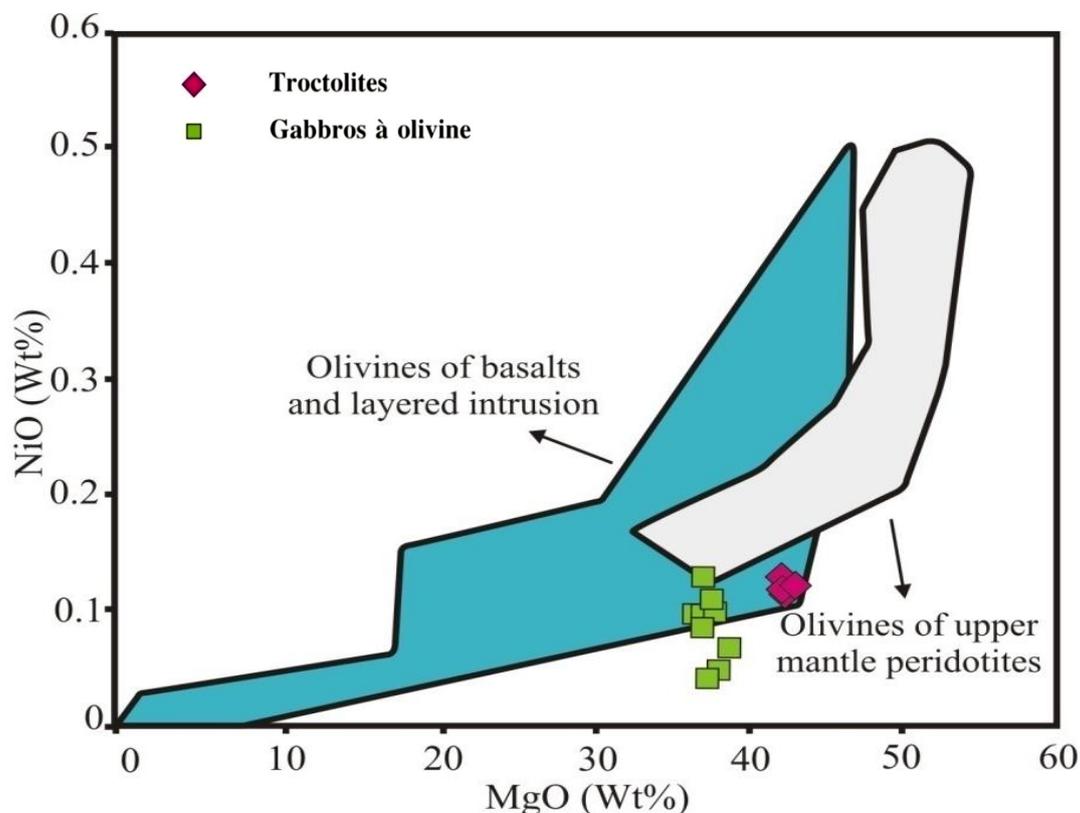
Placées dans le diagramme MgO versus NiO de Fleet et al. (1977)(Fig.IV-3), les olivines se situent dans le champ des olivines des basaltes et des intrusions stratifiées.

Comparés aux XMg des olivines équilibrées du manteau, ceux des troctolites (0.79 <XMg< 0.80) s'en rapprochent. Ce qui pourrait impliquer que le magma à l'origine des troctolites a subi une différenciation peu importante.

Par ailleurs, les très faibles variations en XMg suggèrent une cristallisation en milieu homogène à pression et température constantes.

#### IV-2-2-2- Dans les gabbros à olivine

Comme le montre l'histogramme ci-dessus (Fig. IV-2), dans ce faciès les olivines montrent des compositions moins magnésiennes que les précédentes avec un composant forstérite ne dépassant pas 74%.



**Figure IV-3 :** Position des olivines de Laouni Est dans le diagramme MgO vs NiO de (Fleet et al., 1977). Leur comparaison avec celles du manteau supérieur, des basaltes et des intrusions.

Tout comme les olivines des faciès troctolitiques, elles se situent dans le champ des olivines des basaltes et des intrusions stratifiées (Fig. IV-3).

Elles affichent des teneurs en forstérite décroissante allant de Fo<sub>74</sub> à Fo<sub>71</sub>, traduisant leur enrichissement en Fe<sup>2+</sup> lors de leur fractionnement. Les pourcentages pondéraux en NiO sont hétérogènes et oscillent entre 0.04 et 0.13%.

#### IV-2-3-les pyroxènes

L'omniprésence et l'abondance des pyroxènes dans les faciès gabbroïques constituent un des traits les plus caractéristiques de la minéralogie du complexe magmatique d'Oued-Zazir. En effet cette abondance tend à s'accroître vers le sommet de la structure où ils deviennent de plus en plus abondants jusqu'à atteindre 63 % du volume total de la roche. Ils sont présents dans tous les types de roches sous forme d'orthopyroxène et de clinopyroxène calcique (Fig. IV-4).

## IV-2-3-1-L'orthopyroxène

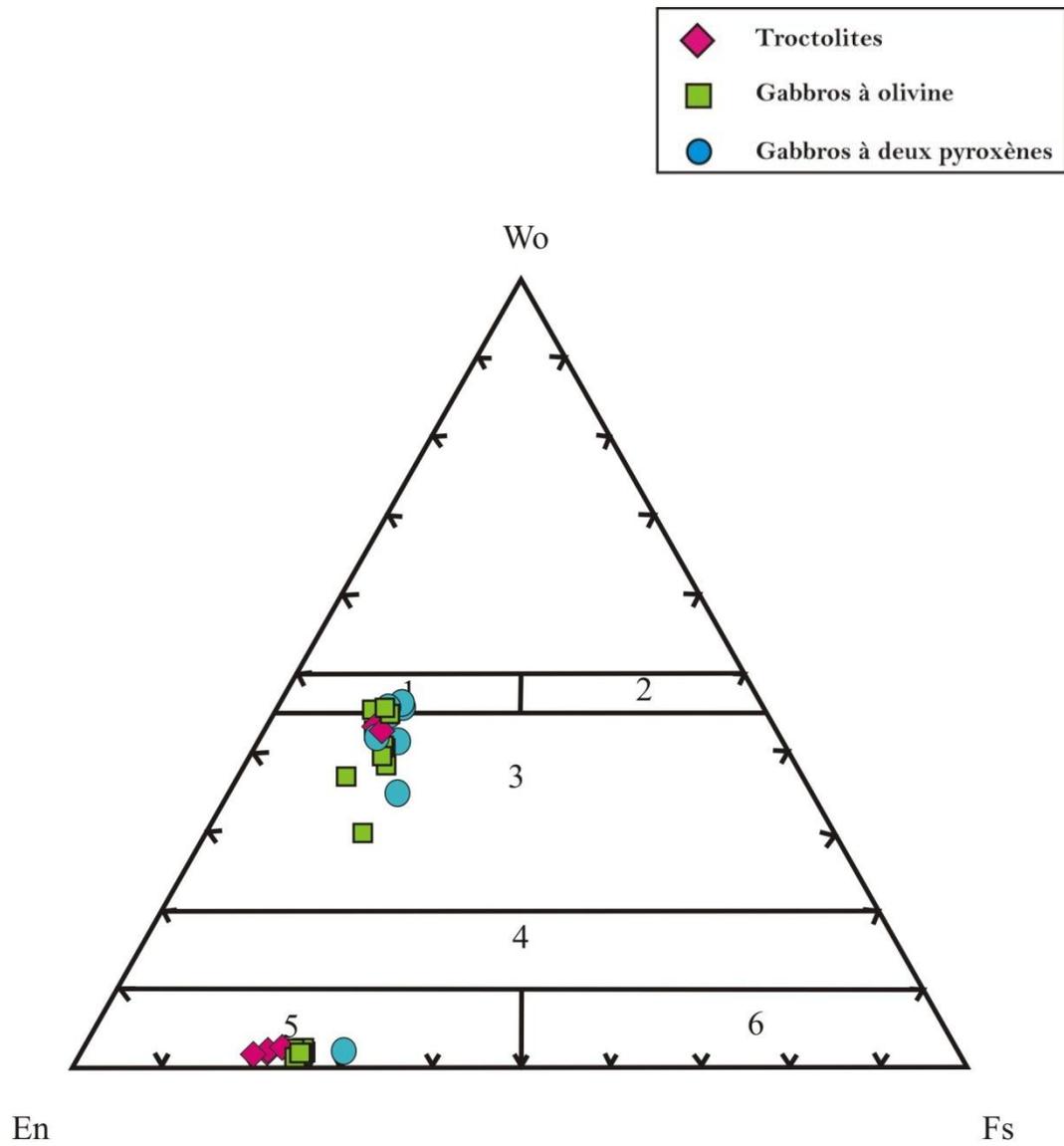
Dans les faciès troctoliques, ce minéral forme un liseré autour des cristaux d'olivine où il se présente en phase réactionnelle (phase intercumulus). Par contre, dans les gabbros à olivine et à deux pyroxènes, l'Opx se développe et peut se présenter en grandes plages.

Les analyses chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes sont données dans les tableaux IV-6 et 7.

Dans l'ensemble des faciès étudiés, il s'agit d'Opx magnésiens de type enstatite. Ils sont très peu chromifères (0.02 à 0.4 %) et peu titanifères (< 1.69 %).

N°Ech	83298			
N°Anal.	10	13	19	23
SiO <sub>2</sub>	55.234	53.486	54.842	52.815
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.845	1.829	1.803	2.760
TiO <sub>2</sub>	0.278	0.352	0.410	0.528
FeO	12.600	14.453	12.584	12.562
MnO	0.367	0.340	0.358	0.281
MgO	29.427	28.679	29.232	28.272
CaO	0.690	1.181	0.960	1.064
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.242	0.816	0.140	0.196
NiO	0.083	0.043	0.024	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.019	0.003	0.012	0.028
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.028	0.018
<b>Total</b>	100.785	101.182	100.393	98.524
Si	1.949	1.894	1.943	1.908
Al <sup>IV</sup>	0.077	0.076	0.075	0.118
Al <sup>VI</sup>	0.051	0.076	0.057	0.092
Al <sup>VI</sup>	0.026	0.000	0.019	0.026
Ti	0.007	0.009	0.011	0.014
Fe <sup>2+</sup>	0.367	0.333	0.358	0.345
Fe <sup>3+</sup>	0.005	0.094	0.015	0.035
Mn	0.011	0.010	0.011	0.009
Mg	1.548	1.514	1.544	1.523
Cr	0.007	0.023	0.004	0.006
Ni	0.002	0.001	0.001	0.000
Ca	0.026	0.045	0.036	0.041
Na	0.001	0.000	0.001	0.002
K	0.000	0.000	0.001	0.001
% En	79.105	75.846	78.616	78.017
% Fs	19.562	21.908	19.528	19.872
% Wo	1.333	2.245	1.856	2.111
XMg	0.806	0.780	0.806	0.801

Tableau IV-6 : Analyses chimiques et formules structurales des Opx dans les troctolites.



**Figure IV-4 :** Position des pyroxènes dans le diagramme de Morimoto (1988)

1- Diopside, 2-Hedenbergite, 3- Augite, 4- Pigeonite,  
5- Clinoenstatite, 6- Clinoferrossilite.

N°Ech	Gabbros à olivine									G. à 2Px
	C62682		C82463		2614					
N°Anal.	74	76	57	61	28	31	43	44	48	94
SiO <sub>2</sub>	54.522	54.092	54.625	53.861	54.160	54.519	54.388	55.329	54.919	53.151
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.422	1.546	1.643	1.753	1.823	1.560	1.607	1.505	1.620	1.240
TiO <sub>2</sub>	0.251	0.174	0.235	0.358	0.488	0.358	0.265	0.299	0.221	1.692
FeO	15.475	15.731	15.829	16.239	14.944	15.683	14.791	15.096	15.472	17.410
MnO	0.376	0.377	0.388	0.386	0.401	0.315	0.310	0.311	0.386	0.453
MgO	26.991	27.320	26.996	26.507	27.198	27.006	27.614	27.676	27.676	25.011
CaO	1.092	0.657	0.677	1.086	1.244	0.927	1.092	0.881	0.713	1.421
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.066	0.113	0.095	0.112	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.015	0.000	0.002	0.045	0.000	0.000	0.010	0.027	0.011
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.030	0.045	0.000	0.009	0.039	0.009	0.005	0.059
K <sub>2</sub> O	0.041	0.000	0.047	0.026	0.009	0.000	0.000	0.031	0.003	0.017
<b>TOTAL</b>	100.170	99.912	100.470	100.329	100.425	100.472	100.218	101.147	101.042	100.465

Si	1.963	1.950	1.961	1.942	1.943	1.958	1.949	1.966	1.956	1.934
Al <sup>III</sup>	0.060	0.066	0.070	0.074	0.077	0.066	0.068	0.063	0.068	0.053
Al <sup>IV</sup>	0.037	0.050	0.039	0.058	0.057	0.042	0.051	0.034	0.044	0.053
Al <sup>VI</sup>	0.023	0.016	0.031	0.016	0.020	0.024	0.017	0.029	0.024	0.000
Ti	0.007	0.005	0.006	0.010	0.013	0.010	0.007	0.008	0.006	0.046
Fe <sup>2+</sup>	0.464	0.449	0.475	0.465	0.440	0.471	0.425	0.449	0.452	0.530
Fe <sup>3+</sup>	0.002	0.025	0.000	0.025	0.009	0.000	0.019	0.000	0.009	0.000
Mn	0.011	0.012	0.012	0.012	0.012	0.010	0.009	0.009	0.012	0.014
Mg	1.448	1.468	1.445	1.424	1.454	1.445	1.475	1.466	1.469	1.357
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.042	0.025	0.026	0.042	0.048	0.036	0.042	0.034	0.027	0.055
Na	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.004
K	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001

% En	73.601	74.183	73.791	72.397	74.103	73.685	74.895	74.889	74.624	69.363
% Fs	24.258	24.535	24.879	25.471	23.461	24.497	22.976	23.397	23.994	27.804
% Wo	2.140	1.282	1.330	2.132	2.436	1.818	2.129	1.714	1.382	2.833

XMg	0.757	0.756	0.752	0.744	0.764	0.754	0.769	0.766	0.761	0.719
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

**Tableau IV-7 :** Analyses chimiques et formules structurales des Opx dans les gabbros à olivine et gabbros à deux pyroxènes.

#### **IV-2-3-1-1-Dans les troctolites**

Cette phase intercumulus, de forme réactionnelle autour de l'olivine, se situe dans le champ de l'enstatite (Fig. **IV-4**) établi par Morimoto (1988) les situe dans le champ de l'enstatite avec des pourcentages allant de En<sub>79</sub> à En<sub>76</sub> et un composant wollastonite faible (2.24 à 1.33%). Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont variables (1.8 à 2.8%), faibles en Na<sub>2</sub>O et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont très faibles (Tableau **IV-6**).

#### **IV-2-3-1-2- Dans les gabbros à olivine**

Les orthopyroxènes sont proches du pôle enstatite (En<sub>74.89</sub>-En<sub>72.40</sub>). Leurs rapports XMg avoisinant 76 % (tableau **IV-7**) sont comparables à ceux des olivines.

Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.42-1.82%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-0.11%) et Na<sub>2</sub>O (0-0.05%) sont très faibles.

La composition chimique des orthopyroxènes est identique à celle des troctolites. Il s'agit également de l'enstatite.

#### **IV-2-3-1-3-Dans les gabbros à deux pyroxènes**

L'analyse réalisée sur une section d'Opx donne une composition de type enstatite (En<sub>69</sub>), tout comme les faciès gabbroïques à olivine.

Les proportions d'alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 1,24 %), du sodium (Na<sub>2</sub>O : 0,06 %) et du chrome (0,02 %) restent faibles. La teneur en titane est modérément (1.69%).

#### **IV-2-3-2-Le clinopyroxène**

Phase minérale importante dans les roches basiques, il constitue avec le plagioclase, la phase essentielle dans les gabbros à deux pyroxènes.

Les analyses chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes sont données dans les tableaux **IV-8 à 10**.

N°Ech	83298	
N°Anal.	24	25
SiO <sub>2</sub>	51.587	49.877
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.416	3.508
TiO <sub>2</sub>	0.915	1.180
FeO	5.647	7.330
MnO	0.192	0.153
MgO	15.911	15.166
CaO	20.559	20.060
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.751	1.460
NiO	0.000	0.036
Na <sub>2</sub> O	0.491	0.551
K <sub>2</sub> O	0.015	0.000
<b>Total</b>	99.484	99.321

Si	1.902	1.856
Al <sup>IV</sup>	0.148	0.154
Al <sup>VI</sup>	0.098	0.144
Ti	0.050	0.010
Ti	0.025	0.033
Fe <sup>2+</sup>	0.163	0.163
Fe <sup>3+</sup>	0.011	0.065
Mn	0.006	0.005
Mg	0.874	0.841
Cr	0.022	0.043
Ni	0.000	0.001
Ca	0.812	0.800
Na	0.035	0.040
K	0.001	0.000

% En	46.845	44.905
% Fs	9.644	12.399
% Wo	43.511	42.696

XMg	0.834	0.787
-----	-------	-------

**Tableau IV-8 :** Analyses chimiques et formules structurales des Cpx dans les troctolites.

#### IV-2-3-2-1-Dans les troctolites

Il est très peu représenté ne dépassant pas les 3% du volume de la roche. Contrairement à l'Opx qui entoure l'olivine, cette phase minérale est en cristaux isolés.

Dans le diagramme de Morimoto (1988), ce minéral se situe dans le domaine de l'augite ( $Wo_{42.70}$ - $Wo_{43.51}$ ) très proche du diopside (Fig. **IV-4**). Le rapport XMg (79 à 83 %) est suffisamment élevé, ainsi que la teneur en  $Al_2O_3$  (jusqu'à 3.5%). Il contient jusqu'à 0.55%  $Na_2O$ .

#### IV-2-3-2-2-Dans les gabbros à olivine

La position des analyses dans le diagramme En-Wo-Fs montre que les gabbros à olivine se caractérisent par la présence essentiellement d'augite magnésienne ( $Wo_{43-30}$ ) et plus subsidiairement de diopside ( $Wo_{46-45}$ ) (Fig. **IV-4**). Le rapport XMg (75-83%) est modérément variable. Il est proche du rapport XMg de l'orthopyroxène (74-77%), traduisant donc un état d'équilibre entre les deux phases.

#### IV-2-3-2-3-Dans les gabbros à deux pyroxènes

Ce type de gabbro présente une paragenèse assez riche en Cpx. Etant donné le caractère fortement calcique pour certaines analyses (CaO jusqu'à 23%), elles se positionnent dans le domaine du diopside ( $Wo_{47-45}$ ); d'autres analyses un peu moins calciques donnent des compositions d'augite ( $Wo_{37-44}$ ). Le Cpx a un rapport XMg fluctuant entre 79 et 74. Il est relativement riche en  $Al_2O_3$  (jusqu'à 3.2%) et contient jusqu'à 0.51%  $Na_2O$ .

N°Ech	C82682					C82463				2614			
N°Anal.	65	77	78	82 b	83 c	58	60	63	65	29 b	30 c	38 b	39 c
SiO <sub>2</sub>	51.418	51.507	51.562	51.343	51.050	51.441	51.412	51.126	51.443	51.972	51.226	51.433	52.157
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.056	3.630	3.520	3.512	3.596	3.480	3.398	3.425	3.285	3.035	3.086	3.215	2.782
TiO <sub>2</sub>	0.887	1.124	0.739	0.873	0.663	0.900	0.932	0.835	0.913	0.901	1.114	0.902	0.724
FeO	6.423	9.223	7.759	7.854	8.292	7.111	6.827	6.877	6.941	7.843	9.142	7.065	11.017
MnO	0.263	0.236	0.206	0.208	0.302	0.217	0.259	0.203	0.168	0.211	0.196	0.236	0.239
MgO	17.438	15.640	15.518	15.105	15.257	14.853	14.524	14.810	14.725	16.158	15.849	15.657	18.797
CaO	17.382	18.768	20.005	20.539	19.785	22.400	21.920	21.483	21.425	19.138	20.059	20.419	14.892
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.103	0.257	0.459	0.281	0.559	0.191	0.277	0.345	0.316	0.134	0.318	0.233	0.261
NiO	0.000	0.015	0.027	0.014	0.004	0.000	0.007	0.000	0.000	0.024	0.032	0.012	0.018
Na <sub>2</sub> O	0.373	0.443	0.473	0.461	0.526	0.510	0.566	0.509	0.520	0.458	0.446	0.373	0.240
K <sub>2</sub> O	0.000	0.033	0.000	0.000	0.006	0.003	0.009	0.043	0.026	0.000	0.000	0.010	0.005
<b>TOTAL</b>	97.343	100.876	100.268	100.190	100.040	101.106	100.131	99.656	99.762	99.874	101.468	99.555	101.132

Si	1.925	1.889	1.896	1.892	1.884	1.877	1.895	1.892	1.903	1.915	1.867	1.902	1.896
Al <sup>IV</sup>	0.135	0.157	0.153	0.153	0.156	0.150	0.148	0.149	0.143	0.132	0.133	0.140	0.119
Al <sup>VI</sup>	0.075	0.111	0.104	0.108	0.116	0.123	0.105	0.108	0.097	0.085	0.133	0.098	0.104
Ti	0.060	0.046	0.048	0.045	0.041	0.027	0.043	0.041	0.046	0.047	0.000	0.043	0.015
Fe <sup>2+</sup>	0.025	0.031	0.020	0.024	0.018	0.025	0.026	0.023	0.025	0.025	0.031	0.025	0.020
Fe <sup>3+</sup>	0.201	0.254	0.203	0.203	0.195	0.139	0.167	0.163	0.185	0.224	0.183	0.193	0.275
Mn	0.000	0.029	0.035	0.039	0.060	0.077	0.043	0.049	0.029	0.017	0.094	0.025	0.059
Mg	0.008	0.007	0.006	0.006	0.009	0.007	0.008	0.006	0.005	0.007	0.006	0.007	0.007
Cr	0.973	0.855	0.850	0.830	0.839	0.808	0.798	0.817	0.812	0.887	0.861	0.863	1.018
Ni	0.003	0.007	0.013	0.008	0.016	0.006	0.008	0.010	0.009	0.004	0.009	0.007	0.008
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Ca	0.697	0.737	0.788	0.811	0.782	0.876	0.866	0.852	0.849	0.756	0.783	0.809	0.580
Na	0.027	0.031	0.034	0.033	0.038	0.036	0.040	0.037	0.037	0.033	0.032	0.027	0.017
K	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000

% En	51.766	45.420	45.160	43.927	44.492	42.373	42.405	43.282	43.169	46.927	44.657	45.477	52.494
% Fs	11.142	15.402	12.991	13.138	14.035	11.692	11.590	11.587	11.681	13.119	14.716	11.890	17.610
% Wo	37.092	39.179	41.849	42.935	41.473	45.935	46.005	45.131	45.150	39.954	40.627	42.633	29.895

XMg	0.829	0.752	0.781	0.774	0.767	0.789	0.792	0.794	0.791	0.786	0.756	0.798	0.753
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Tableau IV-9 : Analyses chimiques et formules structurales des Cpx dans les gabbros à olivine.

N°Ech	83696								
N°Anal.	87 b	88 c	92	93	95 b	96 b	97	98	99
SiO <sub>2</sub>	51.201	50.998	50.721	51.159	51.179	51.151	51.744	50.913	51.474
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.966	3.202	3.036	2.942	3.240	3.202	2.762	3.084	3.097
TiO <sub>2</sub>	0.870	1.065	1.117	0.968	1.062	1.070	0.852	1.119	0.956
FeO	7.273	7.276	7.658	8.693	7.809	8.065	10.095	9.223	7.358
MnO	0.225	0.200	0.190	0.180	0.274	0.194	0.222	0.223	0.272
MgO	15.311	14.379	14.529	14.443	14.826	14.599	16.388	15.183	14.073
CaO	19.627	21.848	21.653	22.787	22.074	20.994	17.754	20.066	22.429
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.086	0.160	0.070	0.119	0.121	0.056	0.055	0.020	0.071
NiO	0.064	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020	0.053	0.017	0.022
Na <sub>2</sub> O	0.374	0.508	0.377	0.365	0.387	0.439	0.337	0.373	0.415
K <sub>2</sub> O	0.019	0.000	0.000	0.012	0.000	0.045	0.000	0.022	0.015
<b>TOTAL</b>	98.016	99.646	99.351	101.668	100.972	99.835	100.262	100.243	100.182
<b>Si</b>	1.925	1.893	1.890	1.869	1.876	1.897	1.909	1.882	1.904
<b>Al<sup>IV</sup></b>	0.131	0.140	0.133	0.127	0.140	0.140	0.120	0.134	0.135
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0.075	0.107	0.110	0.127	0.124	0.103	0.091	0.118	0.096
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0.056	0.033	0.024	0.000	0.016	0.037	0.029	0.017	0.039
<b>Ti</b>	0.025	0.030	0.031	0.027	0.029	0.030	0.024	0.031	0.027
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.229	0.179	0.189	0.159	0.165	0.212	0.273	0.219	0.196
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.000	0.047	0.049	0.106	0.074	0.038	0.038	0.066	0.032
<b>Mn</b>	0.007	0.006	0.006	0.006	0.009	0.006	0.007	0.007	0.009
<b>Mg</b>	0.858	0.795	0.807	0.786	0.810	0.807	0.901	0.837	0.776
<b>Cr</b>	0.003	0.005	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002	0.001	0.002
<b>Ni</b>	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001
<b>Ca</b>	0.791	0.869	0.865	0.892	0.867	0.834	0.702	0.795	0.889
<b>Na</b>	0.027	0.037	0.027	0.026	0.028	0.032	0.024	0.027	0.030
<b>K</b>	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001
<b>% En</b>	45.531	41.956	42.126	40.363	42.100	42.540	46.913	43.509	40.824
<b>% Fs</b>	12.515	12.218	12.745	13.860	12.844	13.486	16.555	15.157	12.407
<b>% Wo</b>	41.954	45.825	45.129	45.776	45.057	43.974	36.533	41.334	46.769
<b>XMg</b>	0.790	0.779	0.772	0.748	0.772	0.764	0.743	0.746	0.773

**Tableau IV-10 :** Analyses chimiques et formules structurales des Cpx dans les gabbros à deux pyroxènes.

#### IV-2-4-Les minéraux ferromagnésiens hydratés

##### IV-2-4-1-L'amphibole

Présente essentiellement dans le faciès gabbroïque à olivine, elle se traduit en phase intercumulus ou réactionnelle autour de l'opaque, du Cpx et de l'olivine (Photos 3 et 5)

Les analyses chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes sont consignées dans le tableau IV-11.

La formule structurale adaptée selon Leake et al. (1978, 1997) est la suivante :



A=Na, K ;

X=Ca, Na, Mn, Mg, Fe<sup>2+</sup>;

Y=Al<sup>VI</sup>, Ti, Cr, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mg ;

Z=Si, Al<sup>IV</sup>

Dans les gabbros à olivine, cette amphibole de type hornblende brune, appartient au groupe des amphiboles calciques avec  $(Ca+Na)_X > 1,37$ . Elles montrent des teneurs en  $(Na+K)_A > 0,50$ ,  $Ti < 0,50$  et  $Fe^{+3} > Al^{VI}$ .

Placées dans le diagramme de nomenclature de Leake et al. (1997) : XMg (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>) en fonction de Si, elles se situent majoritairement dans le champ des magnésio-hastingsites (Fig. IV-5) et plus rarement des tschermakites et pargasites (Fig. IV-5) traduisant donc un caractère magnésien.

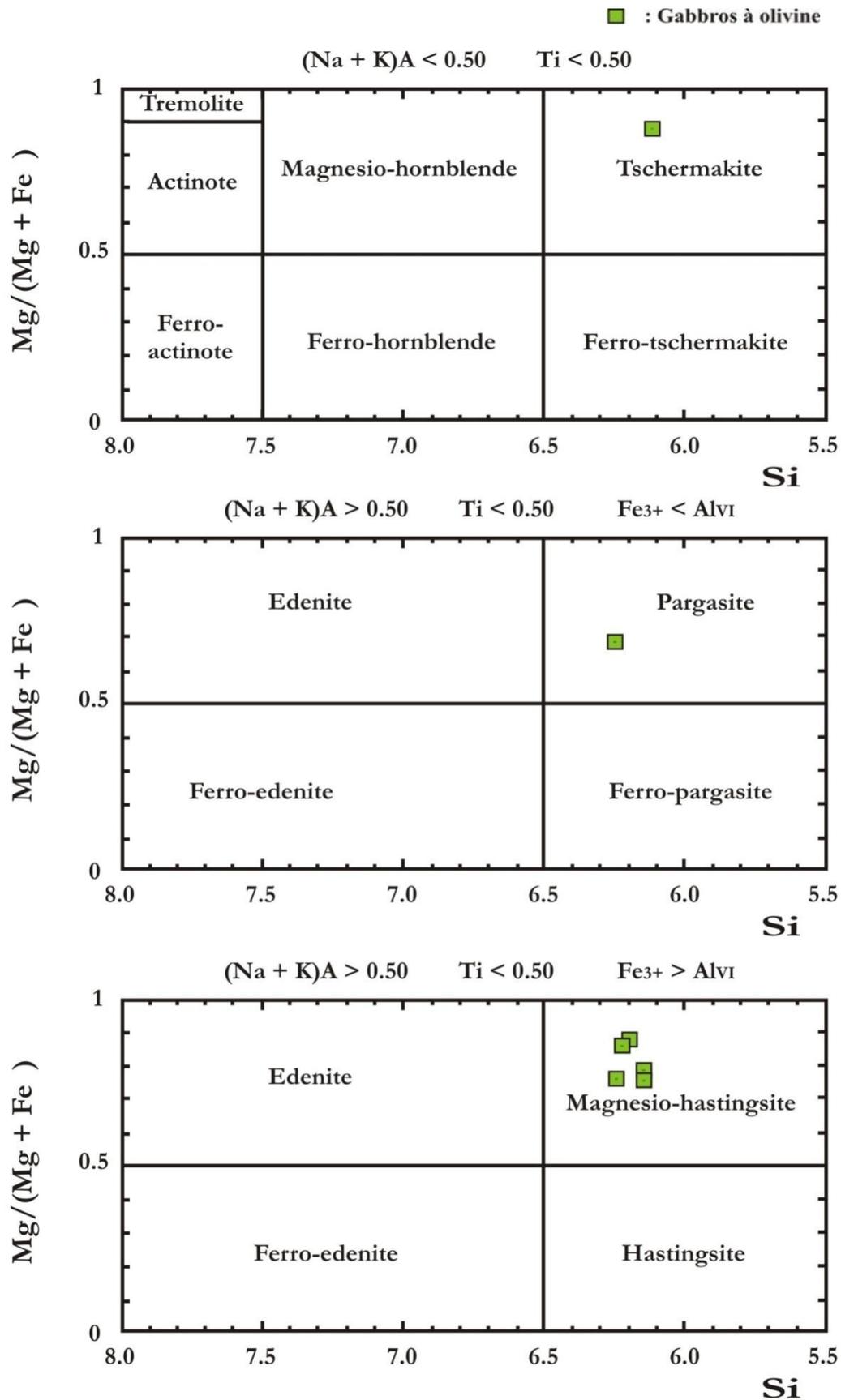


Figure IV-5 : Nomenclature des amphiboles calciques d'après Leake et al., 1997.

N°Ech	C 82682			C 82463		2614	
N°Anal.	68	71	80	64	50	47 liseré	49 liseré
SiO <sub>2</sub>	41.978	42.235	41.990	42.609	41.868	43.300	42.940
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.256	13.333	11.625	11.565	12.178	12.894	13.132
TiO <sub>2</sub>	3.502	2.618	3.676	3.269	3.510	1.862	1.832
FeO	9.508	8.922	11.624	10.770	10.813	9.025	8.564
MnO	0.135	0.172	0.106	0.154	0.120	0.143	0.121
MgO	14.473	14.988	12.779	13.793	13.622	15.429	15.155
CaO	11.548	11.835	11.551	11.541	11.986	11.994	12.163
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.076	0.025	0.063	0.355	0.095	0.090	0.120
NiO	0.000	0.000	0.026	0.037	0.004	0.003	0.003
Na <sub>2</sub> O	2.413	1.569	2.083	2.044	1.817	1.762	1.665
K <sub>2</sub> O	1.003	1.124	1.226	0.858	0.915	1.038	1.033
<b>TOTAL</b>	96.892	96.820	96.749	96.995	96.929	97.539	96.728

Si	6.148	6.108	6.246	6.244	6.158	6.210	6.220
Al t	2.116	2.273	2.038	1.997	2.111	2.180	2.242
Al <sup>IV</sup>	1.852	1.892	1.754	1.756	1.842	1.790	1.780
Al <sup>VI</sup>	0.264	0.381	0.285	0.242	0.269	0.390	0.462
Ti	0.386	0.285	0.411	0.360	0.388	0.201	0.200
Fe <sup>3+</sup>	0.310	0.623	0.123	0.387	0.319	0.622	0.472
Fe <sup>2+</sup>	0.854	0.456	1.323	0.933	1.011	0.461	0.566
Mn	0.017	0.021	0.013	0.019	0.015	0.017	0.015
Mg	3.160	3.231	2.834	3.013	2.987	3.299	3.272
Cr	0.009	0.003	0.007	0.041	0.011	0.010	0.014
Ni	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000
Ca	1.812	1.834	1.841	1.812	1.889	1.843	1.888
Na <sub>(X)</sub>	1.812	1.834	1.841	1.812	1.889	1.843	1.888
Na <sub>(A)</sub>	0.497	0.274	0.442	0.393	0.407	0.333	0.355
K	0.187	0.207	0.233	0.160	0.172	0.190	0.191

X = Ca+Na	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A = Na+K	0.685	0.481	0.675	0.553	0.579	0.523	0.546

XMg	0.787	0.876	0.682	0.764	0.747	0.877	0.853
-----	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

**Tableau IV-11** : Analyses chimiques et formules structurales des amphiboles dans les gabbros à olivine.

## IV-2-4-2- Le mica noir

C'est une phase minérale interstitielle rare. Le pourcentage modal n'excède pas 0.05 %. Une analyse a pu être réalisée (Tableau IV-12)

La formule structurale a été calculée sur la base de 22 oxygènes.

La formule générale du mica est la suivante :



**X** = Ca, Na, K : site interfoliaire.

**Y** = Ti, Al<sup>VI</sup>, Mn, Mg, Fe : site octaédrique.

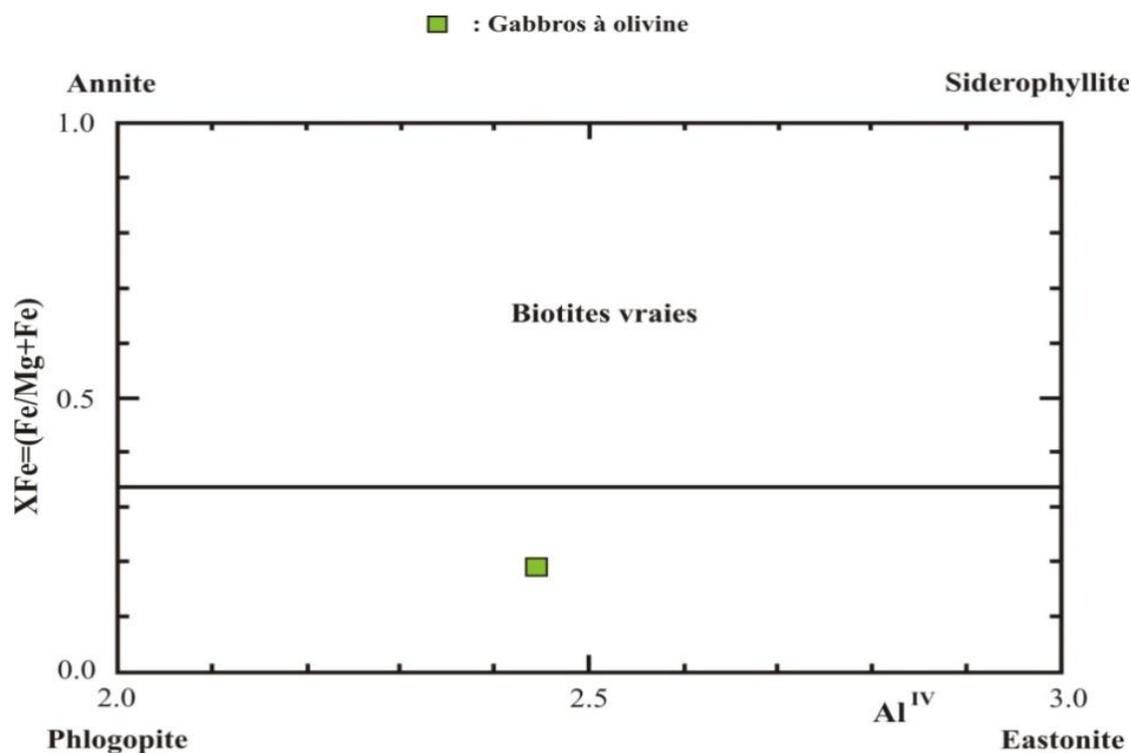
**Z** = Si, Al<sup>IV</sup> : site tétraédrique

Placée dans le diagramme XFe en fonction de Al<sup>IV</sup> (Fig. IV-6), la composition chimique de cette phase minérale se situe dans le domaine des phlogopites avec un caractère magnésien marqué (XMg= 81).

<b>N°Ech</b>	<b>C82682</b>
<b>N°Anal.</b>	<b>84</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38.638
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.976
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.678
<b>FeO</b>	8.409
<b>MnO</b>	0.060
<b>MgO</b>	20.084
<b>CaO</b>	0.057
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.006
<b>NiO</b>	0.062
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.947
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8.394
<b>Total</b>	95.310

<b>Si</b>	5.557
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2.443
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0.266
<b>Ti</b>	0.290
<b>Fe</b>	1.011
<b>Mn</b>	0.007
<b>Mg</b>	4.306
<b>Ca</b>	0.009
<b>Cr</b>	0.001
<b>Ni</b>	0.007
<b>Na</b>	0.264
<b>K</b>	1.540
<b>XMg</b>	0.810

**Tableau IV-12** : Analyses chimiques et formules structurales des micas noirs dans les gabbros à olivine.



**Figure IV-6 :** Projection des micas noirs dans le diagramme XFe en fonction de Al<sup>IV</sup> de Deer et al. (1962)

#### IV-2-5-Les oxydes ferro-titanés

Cette phase minérale a été retrouvée dans les trois faciès étudiés. Les analyses chimiques et les formules structurales sont répertoriées dans le tableau **IV-13**.

Pour illustrer la composition des oxydes ferro-titanés, nous avons utilisé la représentation triangulaire de type FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Deux populations sont discernables (Fig. **IV-7**) : une population d'ilménite et une de magnétite.

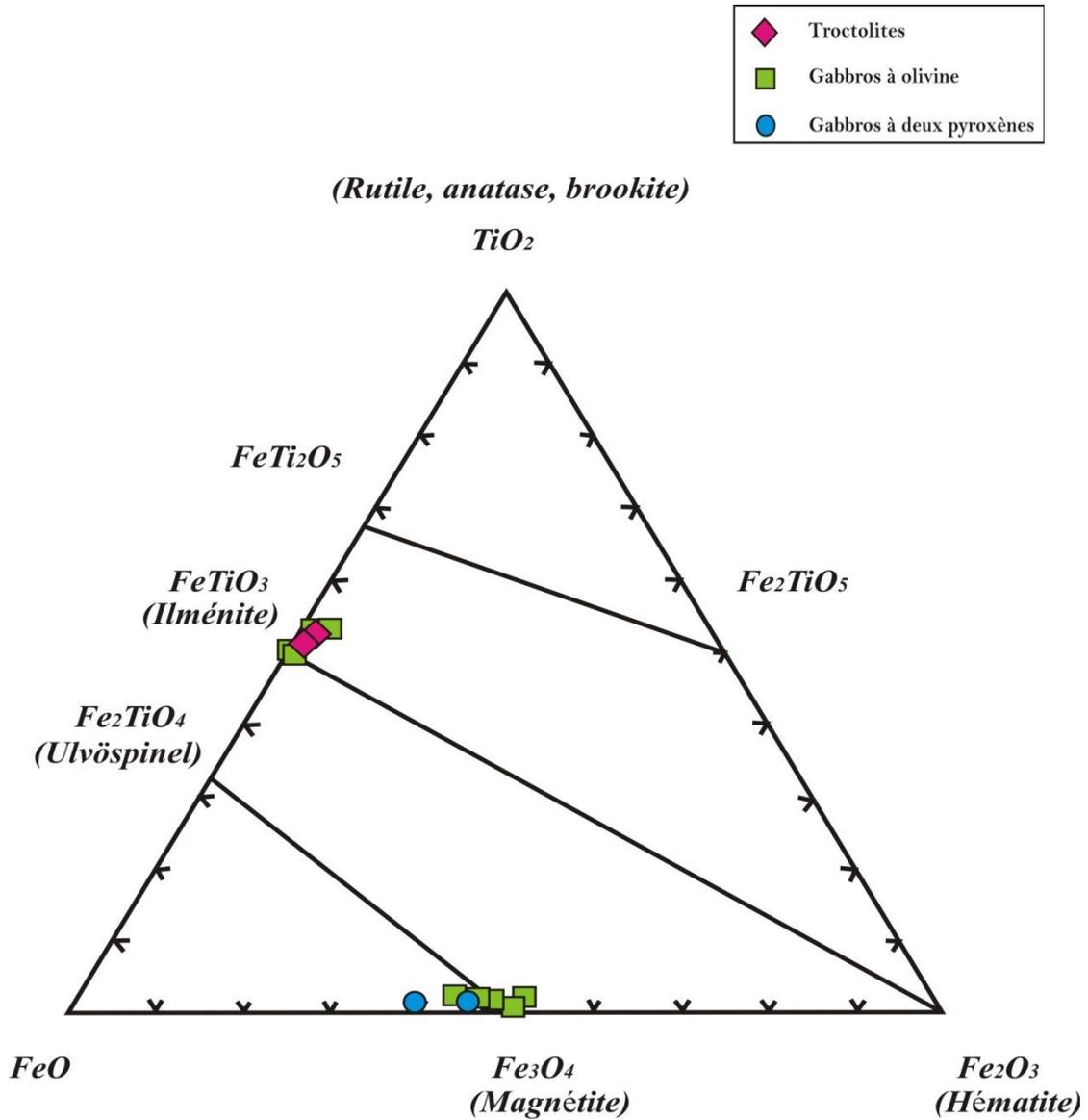
**IV-2-5-1- Dans le faciès troctolitique**, les analyses réalisées montrent des teneurs élevées en TiO<sub>2</sub> avoisinant les 52% et des teneurs en FeO<sub>t</sub> ne dépassant pas 45%. Ces concentrations situent ces opaques dans le domaine de l'ilménite. Les teneurs en MgO ne sont pas négligeables, celles en MnO sont faibles.

**IV-2-5-2- Dans les gabbros à olivine**, les deux types d'oxydes ferro-titanés apparaissent. Les analyses montrent de l'ilménite et de la magnétite.

**IV-2-5-3- Dans les gabbros à deux pyroxènes**, seule la magnétite cristallise.

La genèse des troctolites débute par des conditions réductrices, avec la cristallisation de l'ilménite (Buddington et Lindsey 1964). Au fur et à mesure de

l'évolution du complexe, avec la formation des gabbros à olivine et à deux pyroxènes, les conditions deviennent plus oxydantes traduisant l'apparition de la magnétite.



**Figure IV-7** : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Deer et al., 1992)

N°Ech	Troctolite		Gabbroà olivine									Gabbro à 2 Px	
	83298		C82682		C82463					2614		83696	
N°Anal.	14	15	70	79	51	52	62	66	69	27	42	89	100
SiO <sub>2</sub>	0.000	0.019	0.022	0.058	0.034	0.000	2.269	0.049	0.035	0.029	0.066	5.967	0.785
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.004	0.056	0.527	0.546	0.014	0.002	0.926	0.545	0.022	0.045	0.572	0.161	0.450
TiO <sub>2</sub>	52.083	51.721	0.500	0.456	52.109	52.410	0.680	0.409	53.172	51.082	0.392	0.046	0.383
FeO	39.769	41.787	30.905	30.963	39.525	42.931	30.619	30.964	40.281	30.312	30.486	33.391	30.223
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.262	3.701	65.681	64.336	8.027	3.944	60.803	64.843	4.470	16.688	63.645	48.126	61.016
MnO	0.735	0.712	0.070	0.000	0.964	0.794	0.110	0.059	1.004	1.094	0.060	0.270	0.031
MgO	1.317	0.751	0.155	0.030	0.108	0.221	2.548	0.144	1.709	1.651	0.000	0.563	0.196
CaO	0.013	0.043	0.014	0.165	0.075	0.027	0.152	0.041	0.003	0.066	0.020	0.647	0.199
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.233	0.135	1.077	2.190	0.048	0.135	1.713	2.043	0.043	0.033	1.937	0.000	1.473
NiO	0.011	0.000	0.075	0.102	0.000	0.006	0.000	0.048	0.000	0.072	0.037	0.002	0.088
Na <sub>2</sub> O	0.040	0.055	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.036	0.097	0.000
K <sub>2</sub> O	0.001	0.014	0.011	0.000	0.052	0.000	0.000	0.000	0.019	0.022	0.000	0.015	0.024
<b>Total</b>	100.468	98.994	99.036	98.845	100.956	100.470	99.819	99.145	100.758	101.120	97.250	89.286	94.868

Si	0.000	0.000	0.007	0.018	0.001	0.000	0.675	0.015	0.001	0.001	0.021	1.981	0.253
Al	0.000	0.002	0.192	0.200	0.000	0.000	0.325	0.199	0.001	0.001	0.213	0.063	0.171
Ti	0.979	0.988	0.116	0.106	0.986	0.992	0.152	0.095	0.993	0.960	0.093	0.012	0.093
Cr	0.005	0.003	0.264	0.537	0.001	0.003	0.403	0.499	0.001	0.001	0.483	0.000	0.375
Fe <sup>2+</sup>	0.831	0.888	8.001	8.030	0.832	0.904	7.621	8.003	0.836	0.634	8.038	9.269	8.132
Fe <sup>3+</sup>	0.118	0.071	15.302	15.015	0.152	0.075	13.618	15.082	0.084	0.314	15.100	12.022	14.774
Mg	0.049	0.028	0.071	0.014	0.004	0.008	1.130	0.066	0.063	0.061	0.000	0.279	0.094
Mn	0.016	0.015	0.018	0.000	0.021	0.017	0.028	0.015	0.021	0.023	0.016	0.076	0.008
Ca	0.000	0.001	0.005	0.055	0.002	0.001	0.049	0.013	0.000	0.002	0.007	0.230	0.068
Na	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.022	0.063	0.000
K	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.006	0.010
Ni	0.000	0.000	0.019	0.025	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.001	0.009	0.001	0.023

**Tableau IV-13 :** Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés dans le stratiforme Ouest Zazir.

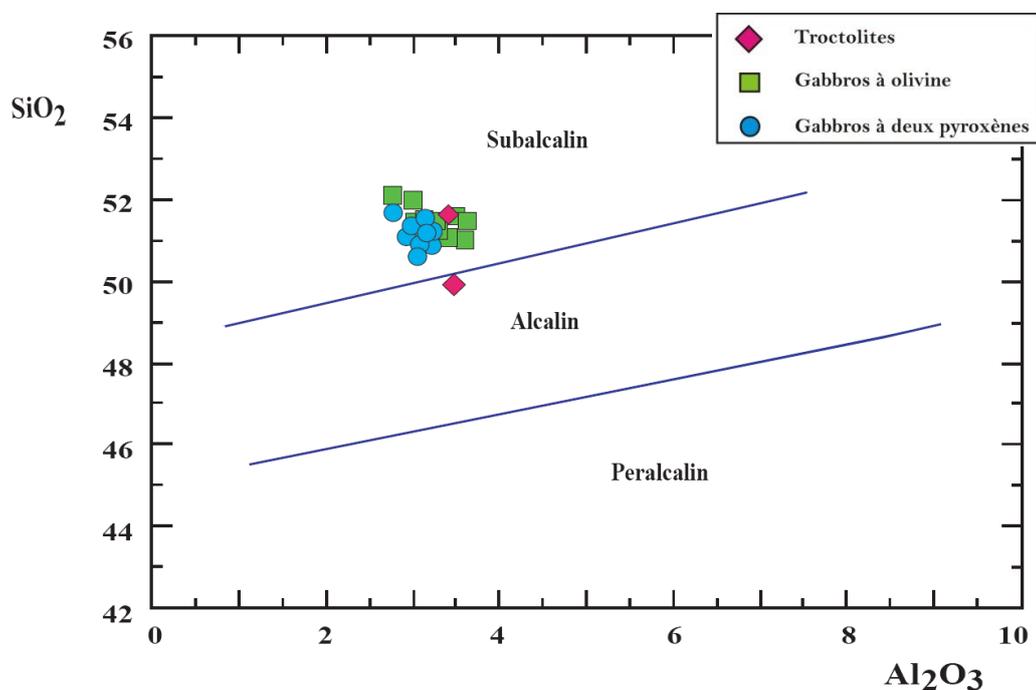
### IV-3-Affinité géochimique et géotectonique à partir du chimisme du clinopyroxène

L'étude chimique du pyroxène est importante dans la mesure où, même en relique, il peut préserver la signature géochimique du magma originel (Nisbet et Pearce, 1977 ; Johan, 1979 ; Leterrier et al., 1982).

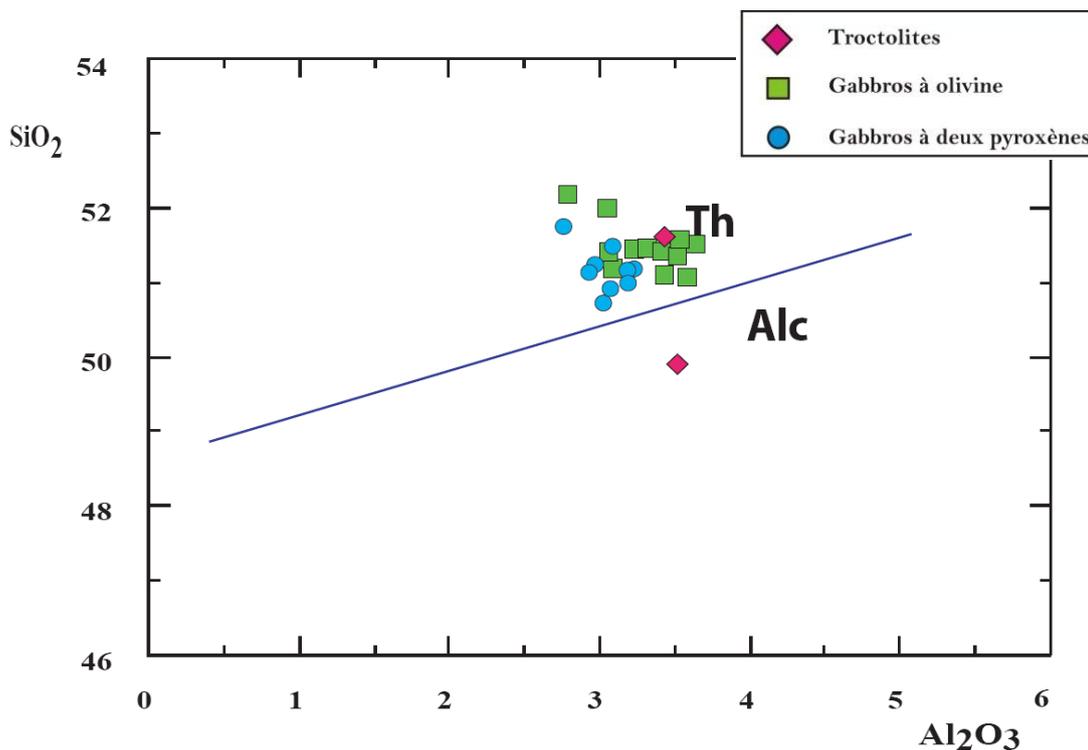
Les travaux de Kushiro (1960) et de Lebas (1962) ont montré la relation entre la composition des clinopyroxènes et la nature du magma parental. Ils ont montré que les teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des clinopyroxènes augmentent depuis les concentrations des magmas tholéiitiques vers celles des magmas alcalins. Les magmas tholéiitiques sursaturés en silice ont des clinopyroxènes riches en  $\text{SiO}_2$  et pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Kushiro, 1960).

Dans le complexe d'Oued Zazir, le Cpx des troctolites, gabbros à olivine et à deux pyroxènes présente des cations Si supérieurs à 1,76 et des cations Al inférieurs à 0,25 (tableaux IV-08 à 10), ce qui traduit un caractère sursaturé en silice.

Projetés dans le diagramme de Lebas (1962), le Cpx des différents faciès de l'intrusion basique fait nettement ressortir l'existence d'une lignée magmatique à caractère subalcalin (Fig. IV-8), appartenant à la famille des liquides basaltiques tholéiitiques (Fig. IV-9).

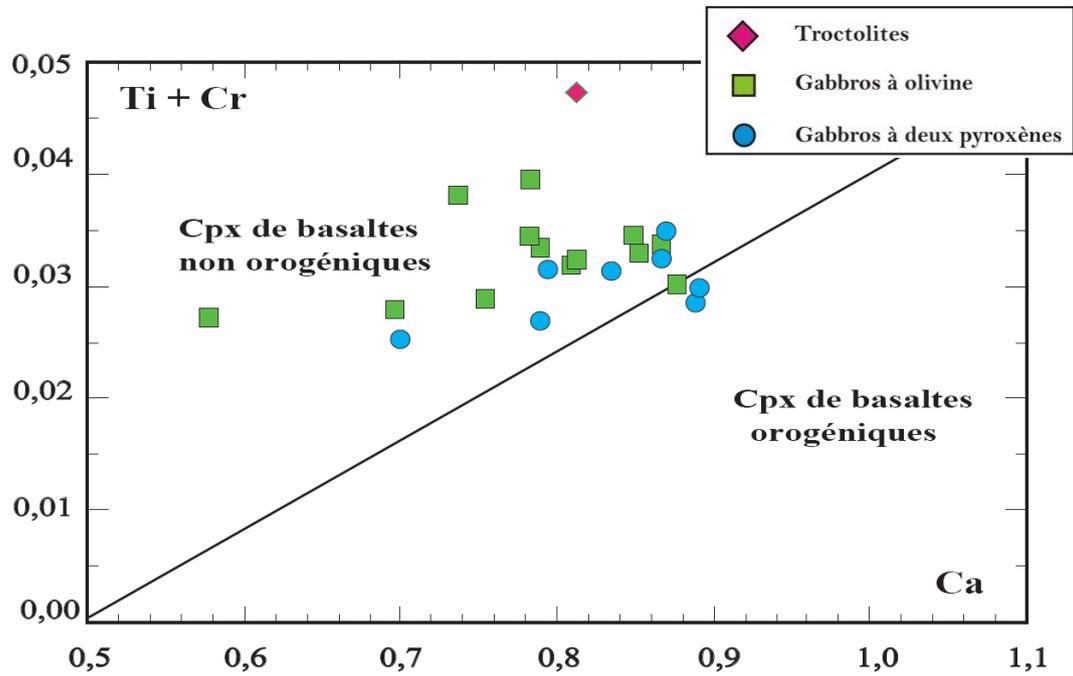


**Figure IV-8** : Position des clinopyroxènes dans le diagramme  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de Lebas (1962)

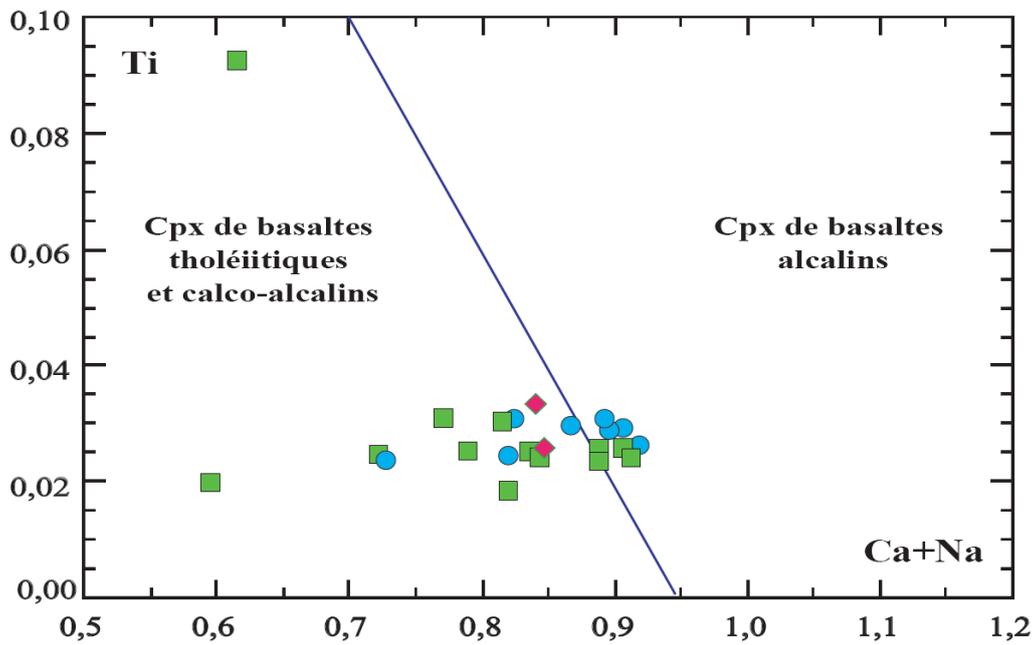


**Figure IV-9** : Position des clinopyroxènes dans le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{SiO}_2$ , Lebas (1962). **Alc** : alcalin, **Th** : tholéitique.

La méthode proposée par Leterrier et al., 1982 permet d'identifier le contexte géodynamique de la mise en place du complexe d'Oued Zazir. Dans le diagramme binaire  $\text{Ti} + \text{Cr}$  en fonction de  $\text{Ca}$  (Fig. IV-10), le Cpx des faciès étudiés s'inscrit dans le domaine du Cpx des basaltes non orogéniques. Dans le deuxième diagramme  $\text{Ti}$  versus  $\text{Ca} + \text{Na}$  (Fig. IV-11), l'ensemble des clinopyroxènes du complexe se situe majoritairement dans le domaine des clinopyroxènes des basaltes tholéitiques et calco-alcalins.



**Figure IV-10 :** Position des clinopyroxènes dans le diagramme de Leterrier et al. (1982).



**Figure IV-11 :** Position des clinopyroxènes dans le diagramme (Ca+Na) versus Ti, Leterrier et al. (1982)

*Chapitre V :*

*Estimations des conditions de  
cristallisation*

## **V-1- Introduction**

Pour comprendre les différents processus d'évolution magmatique et de mise en place, il est nécessaire d'évaluer les conditions thermodynamiques de cristallisation des magmas.

Dans les faciès étudiés, les paragenèses minérales peuvent procurer des informations sur la température et la pression. L'utilisation de géothermomètres et géobaromètres permet d'évaluer les conditions de cristallisation.

La composition chimique des phases minérales cristallisant dans un liquide magmatique est non seulement fonction de la composition chimique du magma, mais aussi des différentes variables telles que la pression, la température, l'activité de la silice, la teneur en eau, la  $fO_2$ ... De ce fait, l'étude du chimisme des minéraux nous permettra d'appréhender ces paramètres thermodynamiques.

## **V-2- Estimations des conditions de cristallisation des minéraux**

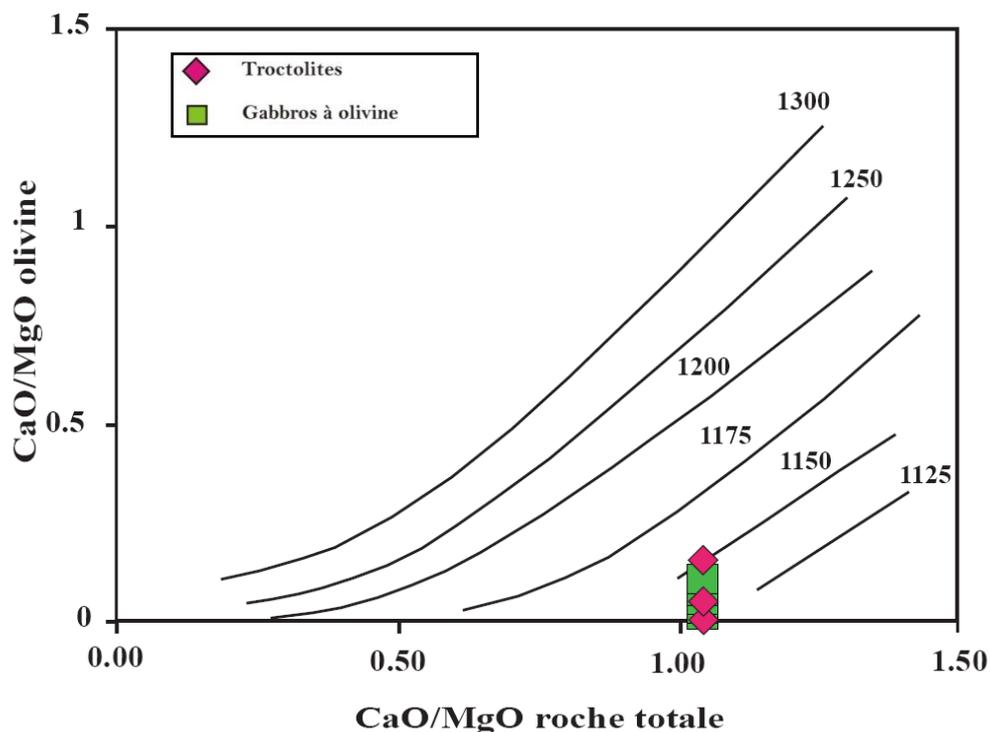
### **V-2- 1- La géothermométrie**

Le chapitre minéralogie nous a permis de mettre en évidence une large gamme de minéraux (olivine, plagioclase, Cpx, Opx, opaque, amphibole, mica noir...). Nous allons tester un certain nombre de géothermomètres cités dans la littérature, pour estimer les conditions de genèse des faciès du complexe basique d'Oued Zazir.

#### **V-2- 1-1- L'olivine**

Le géothermomètre de Jurewicz et Watson (1988) utilise la composition des cœurs de l'olivine en équilibre avec le liquide (ou roche totale).

La détermination graphique (Fig. **V-1**) permet de définir un domaine de cristallisation compris entre 1175 ° et 1125 ° pour les olivines des troctolites.



**Figure V-1 :** Champ de composition des olivines des gabbros dans le diagramme CaO/MgO (\*100) de l'olivine en fonction du CaO/MgO du liquide (roche totale), d'après Jurewicz et Watson (1988).

### V-2- 1-2- Les pyroxènes

Les couples Opx-Cpx ont permis à Wood et Banno (1973) et Wells (1977) de proposer un géothermomètre qui a donné les résultats suivants :

N° lame	N° d'analyse		P (kbar) arbitraire	
	Cpx	Opx	T <sub>WB</sub> (°C)	T <sub>W</sub> (°C)
83298	24	19	1053	1042
83298	25	23	1068	1067
82682	77	74	1056	1088
82682	78	76	1026	1045
82463	58	57	959	953
82463	60	61	946	941
2614	30	28	1064	1093
2614	30 c	31	1047	1076
2614	39	44	1167	1246
83696	93	94	954	969
83696	88	94	948	960

**Tableau V-1 :** Estimations des températures obtenues avec le géothermomètre Opx-Cpx de Wood et Banno (1973) et Wells (1977).

Les températures entre ces deux géothermomètres se rejoignent, elles sont comprises entre 1200°C et 950°C.

Le thermomètre de Lindsley (1983) permet l'application à un seul pyroxène. Dans ce quadrilatère Di-Hd-En-Fs établi par cet auteur qui a tracé les isothermes déterminées expérimentalement pour les différents équilibres minéralogiques (Fig. V-2), les points d'analyses montrent des températures de cristallisation qui ne sont pas loin des précédentes, à savoir 1150°C à 800°C.

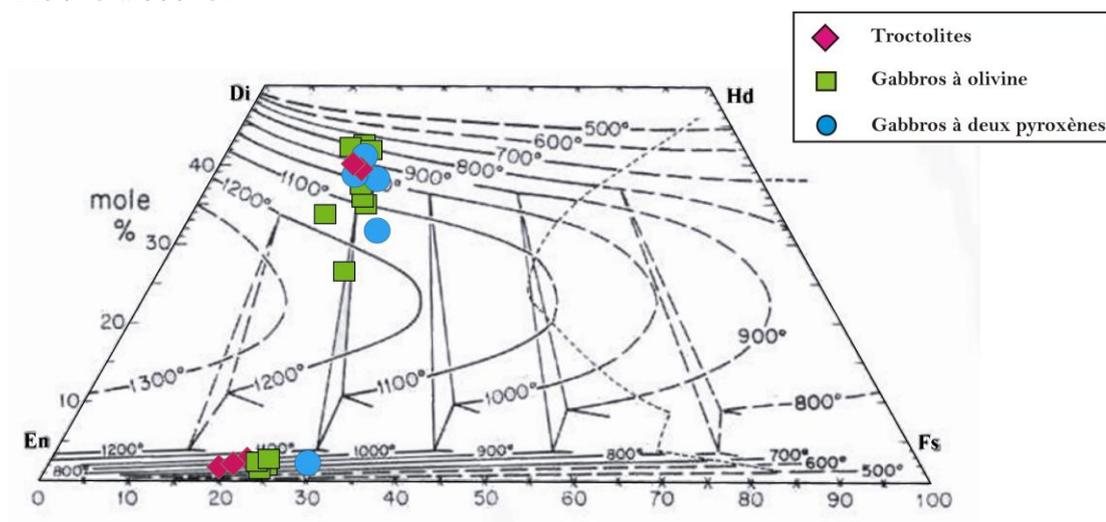


Figure V-2 : Géothermomètre de Lindsley, 1983.

### V-2- 1-3- Les amphiboles

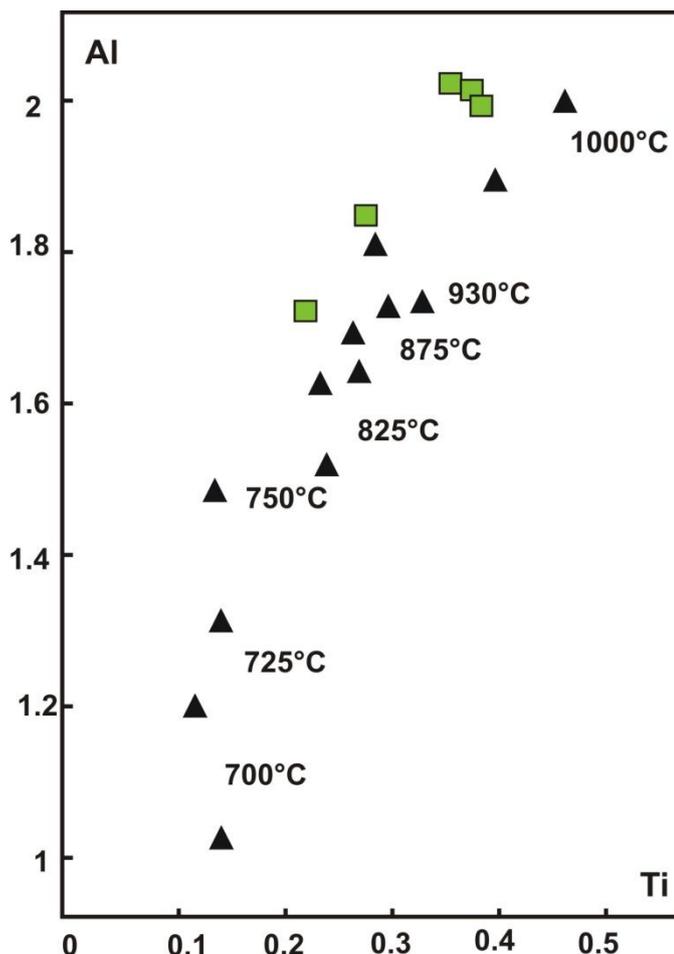
Le chimisme de l'amphibole peut nous renseigner sur la température, la pression, la fugacité d'oxygène, ainsi que sur l'évolution chimique du liquide résiduel pendant son développement (Helz, 1973 ; Hammarström et Zen, 1986 ; Hollister et al., 1987; Johnson et Rutherford, 1987; Colombi, 1988 ; Blundy et Holland, 1990, 1996 et Schmidt, 1992).

Ce chimisme est très sensible à la température de cristallisation, notamment en ce qui concerne le remplissage du site (Na+K), les teneurs en  $Al_t$  et Ti (Helz, 1973). Les faibles teneurs en  $TiO_2$  seraient ainsi le résultat d'une température de cristallisation modérée et d'une  $fO_2$  assez élevée.

L'amphibole est présente essentiellement dans les gabbros à olivine.

#### - Le géothermomètre de Helz (1973)

En se basant sur le diagramme binaire  $Al^{IV}$  en fonction de Ti proposé par Helz (1973) sur les liquides basaltiques saturés en  $H_2O$  à 5 kb, le report des analyses indique des températures assez élevées comprises entre 875° et 1000°C (Fig. V-3).



- ▲ Amphiboles synthétiques obtenues dans les conditions de saturation en eau, à 5 kbar, entre 700 et 1000°C.
- Amphiboles des gabbros à olivine d'Oued Zazir.

**Figure V-3** : Position des amphiboles dans le diagramme Ti versus Al<sup>IV</sup> de Helz (1973).

#### - Le géothermomètre de Colombi (1988)

Contrairement à la majorité des géothermomètres connus, ce géothermomètre est basé sur la teneur en Ti des amphiboles ; ce qui rend son utilisation simple sans contrainte de l'altération des plagioclases.

Cet auteur a proposé l'équation suivante :

$$T^{\circ}\text{C} = 980 * \text{Ti (cation)} + 600$$

Les teneurs en Ti de ces amphiboles permettent d'estimer une température de cristallisation allant de 990 à 800 °C (tableau V-2).

N°Ech	C 82682			C 82463	2614	
N°Anal.	56	59	66	50	47 liseré	49 liseré
Colombi (1988)	961	882	986	966	799	797

**Tableau V-2 :** Températures de cristallisation des amphiboles des gabbros à olivine d'Oued Zazir, à partir du géothermomètre de Colombi (1988).

#### - Le géothermomètre de Féménias et al., (2006)

L'utilisation de ce géothermomètre basé également sur la saturation de l'amphibole en Ti donne des températures rejoignant celles calculées par la méthode de Colombi (1988). Elles sont autour de 970°C et 790°C (tableau V-3).

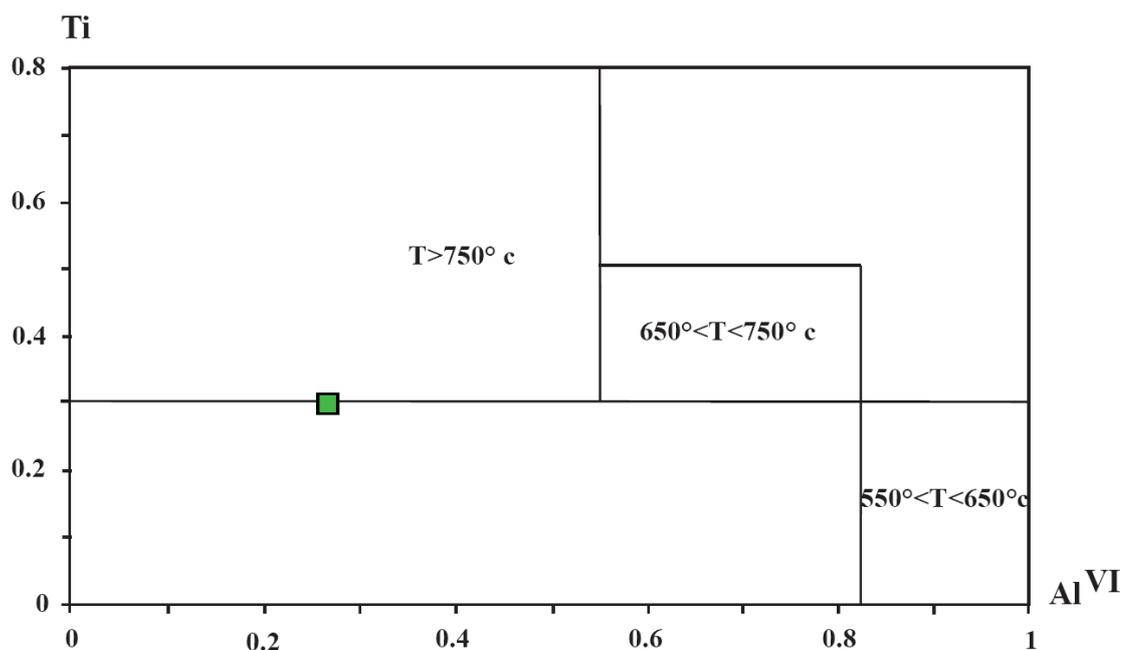
N°Ech	C 82682			C 82463	2614	
N°Anal.	56	59	66	50	47 liseré	49 liseré
Féménias et al., (2006)	965	884	989	970	790	788

**Tableau V-3 :** Températures de cristallisation des amphiboles à partir du géothermomètre de Féménias et al. (2006).

Il est à remarquer que dans ces gabbros à olivine, pour les trois thermomètres, les températures se rejoignent, entre 1000 et 900°C pour les sections interstitielles d'amphibole et autour de 790°C pour les amphiboles en liseré autour du Cpx.

#### V-2- 1-4- Le mica noir

Basé sur la composition du mica noir, le géothermomètre de Schreurs (1985) permet d'estimer sa température de cristallisation, il correspond à un diagramme binaire Ti vs Al<sup>VI</sup> où différents champs de températures sont définis (Fig. V-4).



**Figure V-4 :** Report de la composition chimique des biotites dans le diagramme  $Al^{VI}$  vs Ti avec les domaines de températures de Schreurs (1985).

Les résultats obtenus montrent que la phlogopite aurait cristallisé à des températures supérieures à 750°C.

Si nous rajoutons le géothermomètre de Henry et al. (2005), basé toujours sur le Ti dans la biotite, nous constatons que la température, 760°C rejoint celle du thermomètre de Schreurs (1985).

## V-2- 2- La géobarométrie

### V-2- 2- 1- Les pyroxènes

Le géobaromètre établi par Nimis (2000) à partir du clinopyroxène a été réalisé pour les systèmes magmatiques tholéiitiques à moyennement alcalins dans les conditions expérimentales appartenant au manteau supérieur et la croûte. Les résultats obtenus se situent entre des pressions allant de 8.7 kb à 5.8 kb. Cette fourchette de pressions permet d'évaluer les profondeurs qui s'échelonnent entre 29 et 19 km (1kb pour 3.3 km).

### V-2- 2- 2- Les amphiboles

Nous avons essayé de déterminer la pression de cristallisation à partir de la teneur en Al total dans les amphiboles (tableau V-4). Plusieurs auteurs ont proposé des géobaromètres:

- **Hammarström et Zen (1986)** ont montré que la teneur en Alt des amphiboles aide à déterminer le baromètre des systèmes ignés, en proposant l'équation suivante :

$$P (\pm 3Kb) = -3,92 + 5,03 Alt$$

- **Hollister et al. (1987)**, après leur étude sur les plutons calco-alcalins de Colombie britannique, ont proposé l'équation suivante :

$$P (\pm 1Kb) = -4,76 + 5,64 Alt$$

- **Schmidt (1992)**, à partir d'une étude expérimentale, a proposé l'équation suivante :

$$P (\pm 0,5Kb) = -3,01 + 4,76 Alt$$

Les résultats obtenus sont dans le tableau suivant :

N°Ech	C 82682			C 82463	2614	
N°Anal.	56	59	66	50	47 liseré	49 liseré
<b>Hammarström et Zen</b> <b>P (± 3Kb)</b>	6.26	7.64	5.89	6.30	7.16	7.44
<b>Hollister et al.</b> <b>P (±1Kb)</b>	6.65	8.20	6.24	6.70	7.66	7.98
<b>Schmidt</b> <b>P (± 0,5Kb)</b>	6.62	7.93	6.27	6.66	7.47	7.74

**Tableau V-4** : Calculs des pressions et estimations des profondeurs de cristallisation des amphiboles des gabbros à olivines.

Nous avons opté pour les résultats à partir de l'équation de Schmidt (1992) car la marge d'erreurs est la plus faible. Ces calculs barométriques indiquent pour la cristallisation de l'amphibole des gabbros à olivine, des conditions de pression comprises entre 6.27 et 7.93 kb, soit des profondeurs entre 26 et 21 km.

#### V-2- 3-L'activité en silice

L'activité de la silice joue un rôle important dans les clinopyroxènes, elle conditionne leur teneur en  $Al^{IV}$  (Kushiro, 1960 ; Johan, 1979). Un magma sous-saturé en silice cristallisera des clinopyroxènes riches en  $Al^{IV}$  (magma alcalin) ; par contre, un magma saturé à sursaturé en silice cristallisera des clinopyroxènes pauvres en  $Al^{IV}$  (magma subalcalin). L'ensemble des clinopyroxènes du complexe gabbroïque de l'Oued Zazir auraient donc cristallisé dans des conditions de forte activité de silice puisqu'ils sont pauvres en  $Al^{IV}$ .

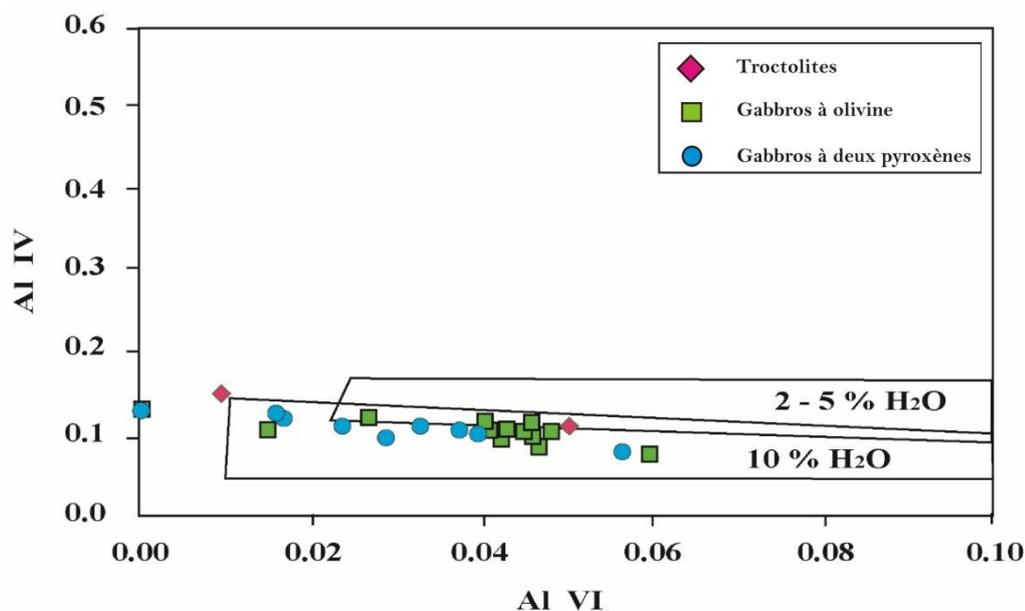
#### V-2- 4- La teneur en eau du magma

La présence de phases hydroxylées telles que l'amphibole et la biotite dans les roches est un argument majeur en faveur de la présence d'eau dans les magmas (Whitney, 1975).

Les travaux de Maaloe et Wyllie (1975), réalisés à des pressions de 2 kbar, montrent que l'ordre de cristallisation des phases minérales varie en fonction de la teneur en H<sub>2</sub>O du système : la présence de l'olivine et de plagioclase sous forme de mégacristaux laisse penser que leur cristallisation est antérieure à la saturation en eau du magma et donne une teneur en eau inférieure à 6 %.

Les concentrations Al<sup>IV</sup> et Al<sup>VI</sup> dans le clinopyroxène contrôlent également les teneurs en eau des magmas. Sur la base de données expérimentales de Green et Ringwood (1968), (Green, 1972) et Helz (1973), le diagramme Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> établi par Graviou (1984) montre la répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques en fonction de la teneur en eau du magma et de la pression ; la teneur en Al<sup>IV</sup> du clinopyroxène diminuant avec l'augmentation de la teneur en H<sub>2</sub>O.

Les clinopyroxènes de ce complexe gabbroïque semblent avoir cristallisé dans des magmas relativement hydratés entre 2 à 5 % H<sub>2</sub>O pour les gabbros troctolitiques et 10% H<sub>2</sub>O pour les gabbros à olivine et à deux pyroxènes (Fig. V-5).



**Figure V-5** : Répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la teneur en eau des magmas.

Pour Kushiro (1960), la teneur en Al<sup>VI</sup> des clinopyroxènes est également fonction de la pression et un rapport Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> supérieur à 1 caractériserait une cristallisation sous des pressions inférieures à 10 kbar (Green, 1972 ; Marcelot et al., 1983). Dans le cas des faciès de l'Oued Zazir, ce rapport est supérieur à 1 traduisant donc des pressions inférieures à 10 kbar.

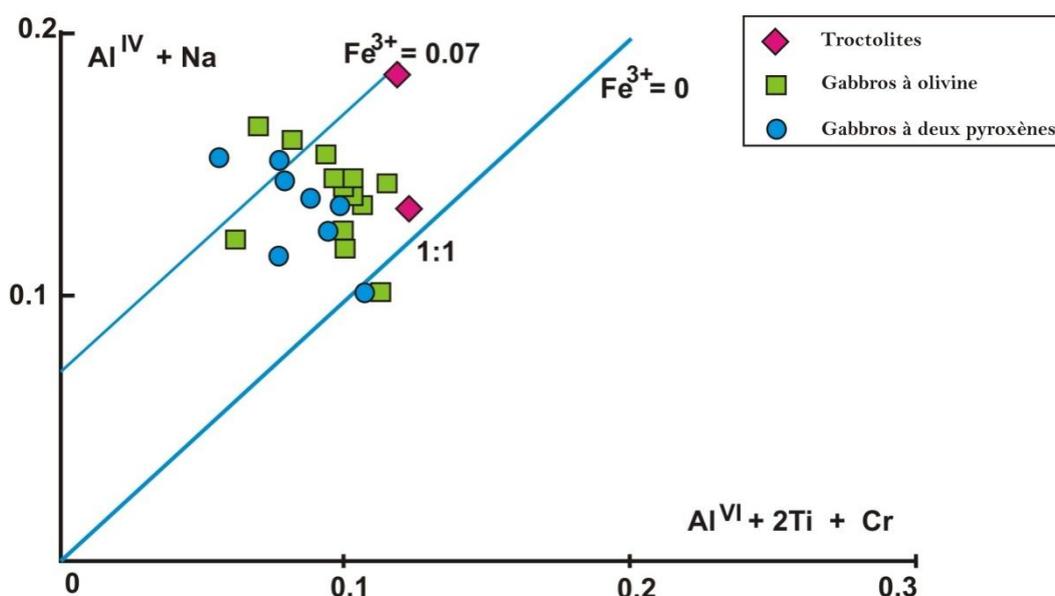
En effet, les minéraux d'origine mantellique se distinguent par des rapports plus faibles, car les teneurs en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  des clinopyroxènes augmentent avec la pression (Kushiro, 1960).

### V-2- 5- La Fugacité d'oxygène

Les estimations de la teneur en  $\text{Fe}^{3+}$  dans le clinopyroxène peuvent nous apporter donc des informations sur la  $f\text{O}_2$  du magma enregistré par les minéraux. Ces estimations peuvent être effectuées par la méthode de Papike et al. (1974) qui se base sur l'équilibre des charges entre les différents sites du clinopyroxène se traduisant alors par l'équation :

$$\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na} = \text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}.$$

Dans le diagramme de Papike et al. (1974) (Fig. V-6), où deux droites sont matérialisées, l'une où le cation  $\text{Fe}^{3+}$  est absent ( $\text{Fe}^{3+}=0$ ) et l'autre où  $\text{Fe}^{3+}=0.07$ , la majorité des analyses des clinopyroxènes étudiés se répartissent entre ces deux droites, ce qui traduit alors de teneurs faibles en  $\text{Fe}^{3+}$ . Ces faibles teneurs militent en faveur d'une cristallisation sous de faibles fugacités d'oxygène.



**Figure V-6 :** Estimation de la teneur en  $\text{Fe}^{3+}$  des clinopyroxènes selon la méthode de Papike et al. (1974). La droite 1:1 matérialise l'absence de  $\text{Fe}^{3+}$ .

Il est à rappeler que dans le faciès troctolitique, les conditions étaient probablement réductrices puisque seule l'ilménite a cristallisé. Puis, les conditions deviennent de plus en plus oxydantes avec l'apparition deux types d'opaques (ilménite et magnétite) lors de la cristallisation du gabbro à olivine, puis du gabbro à deux pyroxènes (cristallisation de magnétite).

*Chapitre VI :*

*Géochimie des éléments majeurs  
et traces*

### VI-1-Introduction

Cette étude sur le complexe gabbroïque de l'Oued Zazir, Laouni Est pourrait apporter les premiers éléments de discussions des éventuelles relations génétiques susceptibles d'exister entre les différents faciès considérés. Elle va permettre de :

- Caractériser les affinités chimiques des différents faciès constituant ce stratiforme,
- Evaluer le comportement des éléments majeurs et traces lors de la différenciation,
- Aborder l'origine des magmas et les mécanismes intervenus lors de l'évolution magmatique,
- Identifier les sources et le contexte géodynamique de la genèse des magmas.

Dans ce but, nous disposons d'analyses chimiques (majeurs, traces avec Terres Rares) qui nous ont été mises à la disposition par M. Cottin. Certaines ont fait l'objet d'une publication avec celles de Laouni Est, d'autres sont encore inédites.

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

### VI-2-Classification et caractérisation géochimique

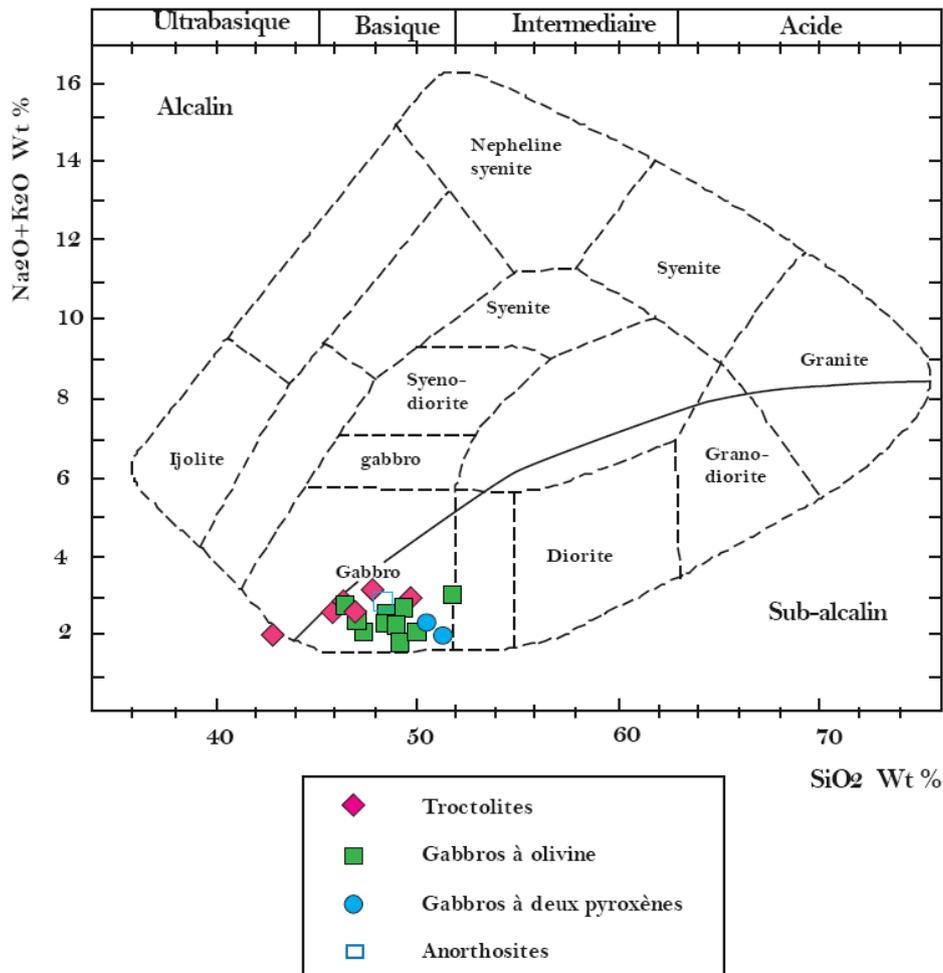
Il est à rappeler que les plutonites de l'Oued Zazir montrent des pertes au feu modérées, ne dépassant pas 2% (sauf pour 3 analyses), ce qui traduit un état de fraîcheur pour la majorité de ces roches.

Nous avons utilisé la classification chimique proposée par Cox et al. (1979) mais pour les roches plutoniques. Basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches (TAS), les roches étudiées, de composition basique, se projettent dans le champ des gabbros. De plus, elles se situent dans le domaine subalcalin défini par Miyashiro (1978), ce qui leur confère un caractère tholeiitique ou calco-alcalin (Fig. **VI-1**).

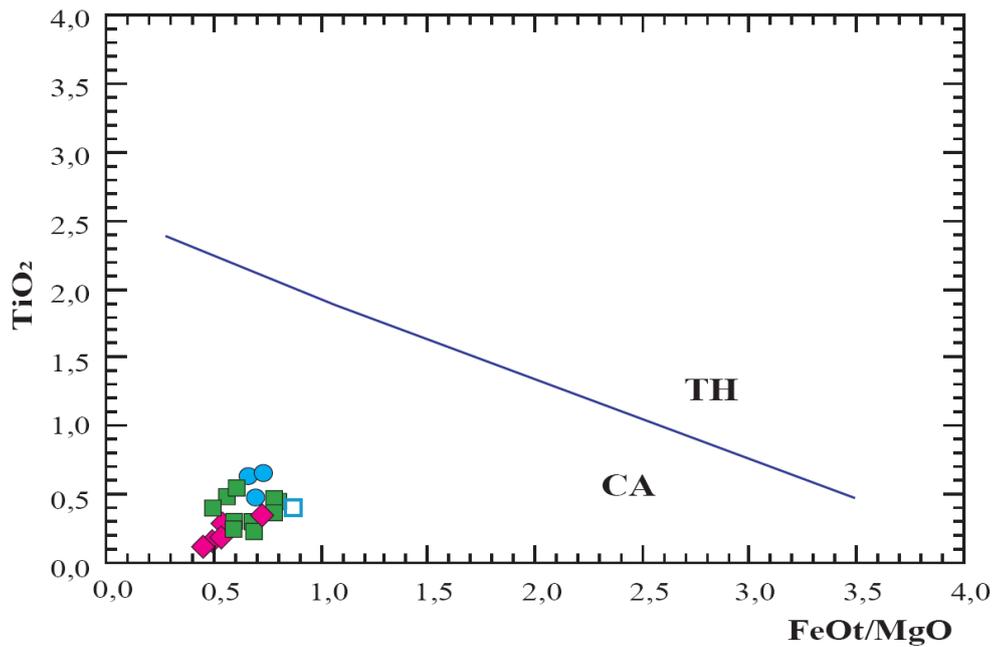
Par ailleurs, la projection des analyses sur le diagramme FeO/MgO en fonction de TiO<sub>2</sub> (Miyashiro, 1974) (Fig. **VI-2**), discriminant entre les séries calco-alcalines et tholéiitiques, montre que ces roches se retrouvent essentiellement dans le domaine calco-alcalin.

	Anorthosite		Troctolites				Gabbros à olivine										Gabbros à deux pyroxènes			
N° Ech	2H724	2H588	2H625	2H632	2H711	832951	2H584	2H591	2H600	2H614	2H615	2H629	2H669	2H670	83H2926	832926	2H543	82127	832275	
SiO <sub>2</sub>	48,44	46,95	47,87	45,98	43	46,50	49,13	48,42	48,52	50,11	49,64	46,59	47,45	47,19	51,85	49,20	49,63	51,40	50,68	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,72	21,25	21,56	22,13	14,4	21,83	18,45	17,93	20	13,94	16,79	20,73	17,45	19,85	16,50	12,70	19,28	13,42	13,81	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	5,67	4,13	5,46	7,17	6,47	5,23	6,07	5,73	6,73	7,68	7,02	7,84	6,96	7,11	7,39	5,54	6,89	7,89	
MnO	0,07	0,09	0,07	0,08	0,1	0,10	0,10	0,12	0,10	0,13	0,14	0,11	0,13	0,11	0,14	0,16	0,11	0,17	0,18	
MgO	3,23	11,02	7,44	10,11	15,5	8,96	10,46	10,1	10,04	11,20	9,54	10,21	10,20	10,20	9,01	13,11	7,88	10,43	10,79	
CaO	13,78	10,22	11,40	10,33	12,53	10,85	13,58	12,81	11,84	14,95	11,44	10,78	11,68	11,38	11,05	13,16	12,83	13,40	12,25	
Na <sub>2</sub> O	2,27	2,48	2,87	2,32	1,84	2,43	2,16	2,21	2,46	1,92	2,56	2,67	2,05	2,23	2,76	1,73	2,63	1,80	2,10	
K <sub>2</sub> O	0,26	0,07	0,27	0,20	0,08	0,19	0,09	0,11	0,15	0,11	0,17	0,07	0,04	0,14	0,32	0,08	0,17	0,11	0,17	
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,14	0,26	0,16	0,1	0,33	0,41	0,30	0,27	0,55	0,45	0,25	0,40	0,30	0,47	0,50	0,46	0,65	0,67	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	traces				traces	nd					traces	0,07	0,02	traces	nd	nd		nd	traces	
NiO	traces	traces	traces	traces	traces	0,14	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	0,18	traces	0,17	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	traces	traces	traces	traces	traces	0,10	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	traces	0,09	traces	0,07	0,06
PF	1,75	0,78	2,89	2,51	5,3	1,50	0,13	1,76	0,54	0,71	1,28	0,91	1,36	0,49	0,57	1,40	1,07	0,84	0,96	
Total	99,01	98,67	98,76	99,28	100,02	99,6	99,74	99,83	99,65	100,35	99,69	99,41	98,71	98,85	99,78	99,7	99,6	99,35	99,72	
Mg#	71	80	79	80	82	74	81	78	79	78	72	75	73	75	73	79	75	76	74	
<b>Norme CIPW</b>																				
Quartz	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,35	0	
Orthose	3,31	0,41	1,6	1,18	0,47	1,12	0,53	0,65	0,89	0,65	1	0,41	0,24	0,83	1,89	0,47	1	0,65	1	
Albite	19,21	20,99	24,29	19,63	4,82	20,56	18,28	18,7	20,82	16,25	21,66	20,33	17,35	18,87	23,35	14,64	22,25	15,23	17,77	
Anorthite	58,34	46,64	45,15	49,38	30,8	48,1	40,38	38,68	43,09	29,09	33,82	44,37	38,29	43,74	31,69	26,65	40,3	28,21	27,75	
Néphéline	0	0	0	0	5,82	0	0	0	0	0	0	1,23	0	0	0	0	0	0	0	
Diopside	8,09	3,2	9,09	1,47	24,92	4,61	21,49	19,9	12,5	36,05	18,51	6,96	15,74	10,19	18,66	30,91	18,74	30,7	26,56	
Hypersthène	5,16	2,68	0,46	1,77	0	1,05	2,3	3,35	2,37	3,44	9,18	0	8,76	3,11	16,08	9,68	4,15	20,4	16,77	
Olivine	1,82	22,46	13,89	21,84	25,06	20,18	14,7	14,9	17,69	11,64	11,71	23,04	14,37	19,53	5,1	13,13	10	0	5,69	
Magnétite	0,61	1,23	0,9	1,19	2,64	1,41	1,14	1,32	1,25	1,46	1,67	1,53	1,71	1,51	1,55	1,61	1,2	1,5	1,72	
Ilménite	0,72	0,27	0,49	0,3	0,19	0,63	0,78	0,57	0,51	1,05	0,85	0,48	0,76	0,57	0,89	0,95	0,87	1,24	1,27	
Apatite	0	0,02	0,01	0,01	0	0	0,02	0,02	0,01	0,02	0	0,17	0,05	0,01	0	0	0,01	0	0	
Total	97,26	97,9	95,88	96,78	94,72	97,66	99,62	98,08	99,12	99,65	98,41	98,51	97,26	98,37	99,21	98,03	98,54	98,27	98,54	

**Tableau VI-1 :** Analyses de roches totales et normes CIPW des plutonites basiques de Laoumi Est.

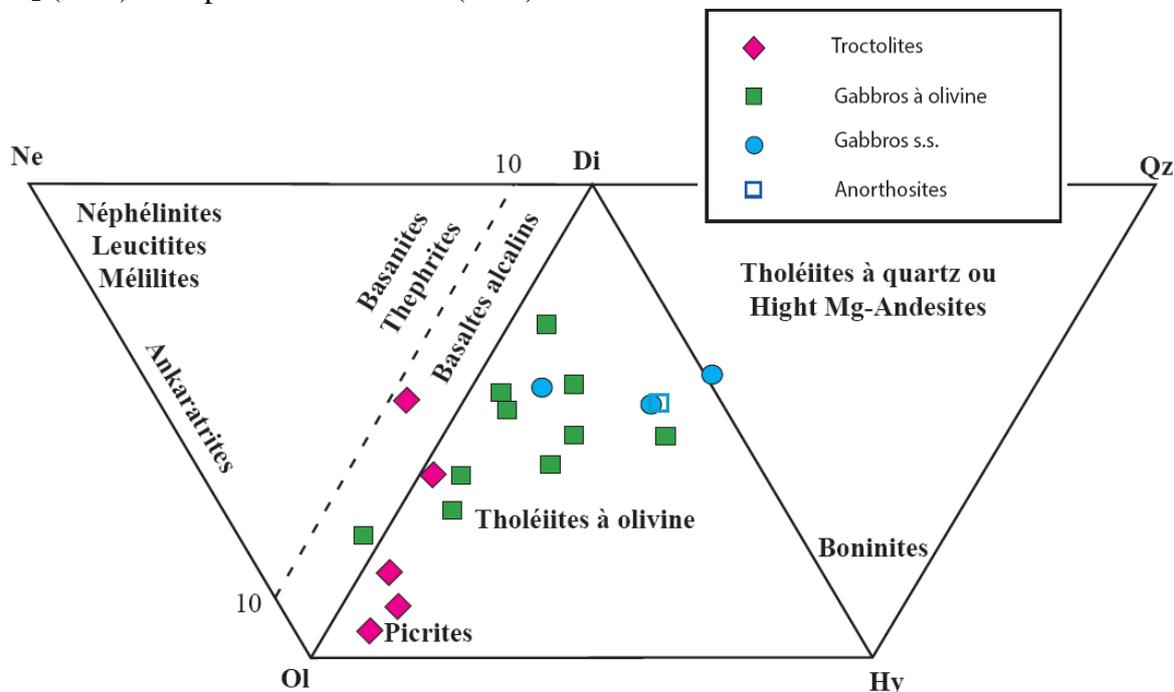


**Figure VI-1 :** Position des gabbros de l'Oued Zazir dans le diagramme de nomenclature de Cox et al (1979). Report de la courbe de Miyashiro (1978) séparant les séries alcalines de séries sub-alcalines.



**Figure VI-2 :** Diagramme FeO/MgO en fonction de TiO<sub>2</sub> (d'après Miyashiro (1974))

Le calcul de la norme CIPW (tableau VI-1) et son utilisation dans le diagramme normatif de Thompson (1984) (Fig.VI-3) montre que la plupart de ces plutonites se situent dans le champ des tholéiites à olivine, traduisant donc le domaine des magmas saturés en silice. La troctolite 2H711 se déporte vers le domaine alcalin à cause de sa teneur faible en  $\text{SiO}_2$  (43%) et sa perte au feu élevée (~5%).



**Figure VI-3 :** Classification des roches basiques du stratiforme de l'Oued Zazir, à partir de leurs compositions normatives, dans le diagramme de Thompson (1984).

*Di* : diopside ; *Hy* : hypersthène ; *Né* : néphéline ; *Ol* : olivine ; *Qz* : quartz.

### VI-3-Comportement des éléments majeurs et traces

L'analyse des éléments majeurs de ces roches gabbroïques montre des teneurs en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 43 et 51.85% pour des concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  pouvant aller, pour certaines roches, jusqu'à 22%. Ces teneurs, moyennes à fortes sont classiquement interprétées comme le résultat de la concentration de plagioclase dans le liquide (Gill, 1981) et également comme un caractère alumineux de ces gabbros (affinité calco-alcaline). Elles présentent des teneurs en MgO (7.44 à 15.5 %) et des rapports Mg# ( $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + 0.85 \text{Fe}_t) = 71$  à 82) élevés.

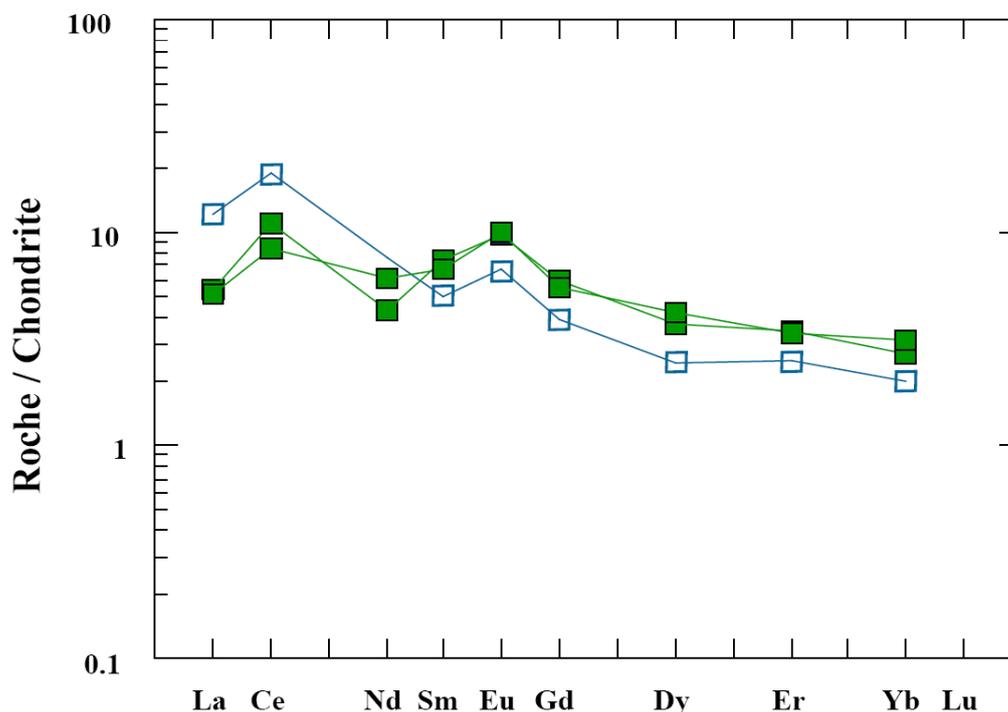
Il est à noter que l'anorthosite se caractérise par des teneurs importantes en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~26%) et CaO (~14%) traduisant le caractère cumulatif en plagioclase de cette roche.

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.

La majorité des roches étudiées présentent des caractères de magmas primitifs avec des rapports Mg# allant de 71 à 82 et des teneurs en MgO élevées (jusqu'à 15.5%), ainsi que les teneurs en Ni, Cr ; ce qui suggère que ces faciès basiques sont très proches de la composition du magma mantellique primaire et qu'ils ont donc subi une faible cristallisation fractionnée.

### VI-3-1-Evolution des spectres des Terres Rares et des spectres multiélémentaires

Dans les spectres présentés dans ce travail, l'ensemble des lanthanides a été normalisé aux chondrites de Boynton (1984) (tableau VI-2) ; dans les arachnogrammes, les éléments incompatibles ont été normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).



**Figure VI-4 :** Spectre de terres rares des roches basiques du stratiforme de l'Oued Zazir normalisées aux chondrites de Boynton, 1984.

Dans les gabbros et l'anorthosite, la somme des concentrations en lanthanides est faible ( $\Sigma \text{REE} = 17.70$  à  $28.08$  ppm).

Les spectres de terres rares pour les roches sus-cités sont, le plus souvent, caractéristiques des faciès cumulatifs basiques. Ils montrent (Fig. VI-4) :

- ✓ 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 prononcée ( $1.48 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.66$ ), traduisant l'accumulation du plagioclase,

REF	Anorthosite	Troctolites				Gabbros à olivine									Gabbro à 2 Px
N° Ech	2H724	2H588	2H625	2H632	2H711	2H584	2H591	2H600	2H614	2H615	2H629	2H669	2H670	832926	2H543
Ba (ppm)	131	58	87	72		51	52	62	29	89	70	40	66	82	88
Co	50	78	59	86		83	75	94	145	74	69	101	99	73	74
Cr	147	120	217	31	171	928	1041	538	347	406	235	355	615	447	395
Cu	<10	65	59	13		135	53	58	<10	53	75	79	53	27	70
Ni	368	279	136	261	1179	228	206	170	174	156	186	168	224	469	103
Sr	780	492	550	480		373	385	405	173	387	469	290	400	416	424
V	132	65	90	31		144	141	105	122	173	92	138	82	171	155
Rb	14	<10	<10	<10		<10	<10	10	<10	<10	<10	10	<10	10	<10
Nb												10.1		10.92	
Y	5.26											6.22		7.86	
Zr												20.49		17.83	
La	3.75											1.65		1.58	
Ce	15.5											8.97		6.79	
Nd	4.53											2.6		3.7	
Sm	0.98											1.46		1.31	
Eu	0.5											0.72		0.74	
Gd	1.02											1.53		1.44	
Dy	0.79											1.21		1.34	
Er	0.53											0.72		0.71	
Yb	0.42											0.57		0.66	
Lu	0.06											0.22		0.14	
Cs															
Sc															
Th															
Σ REE	28.08											19.65		17.70	
La/Yb <sub>N</sub>	6.02											1.95		1.69	
Eu/Eu*	1.54											1.48		1.66	

**Tableau VI-2 : Teneurs en éléments traces et terres rares des plutonites basiques de Laouni Est**

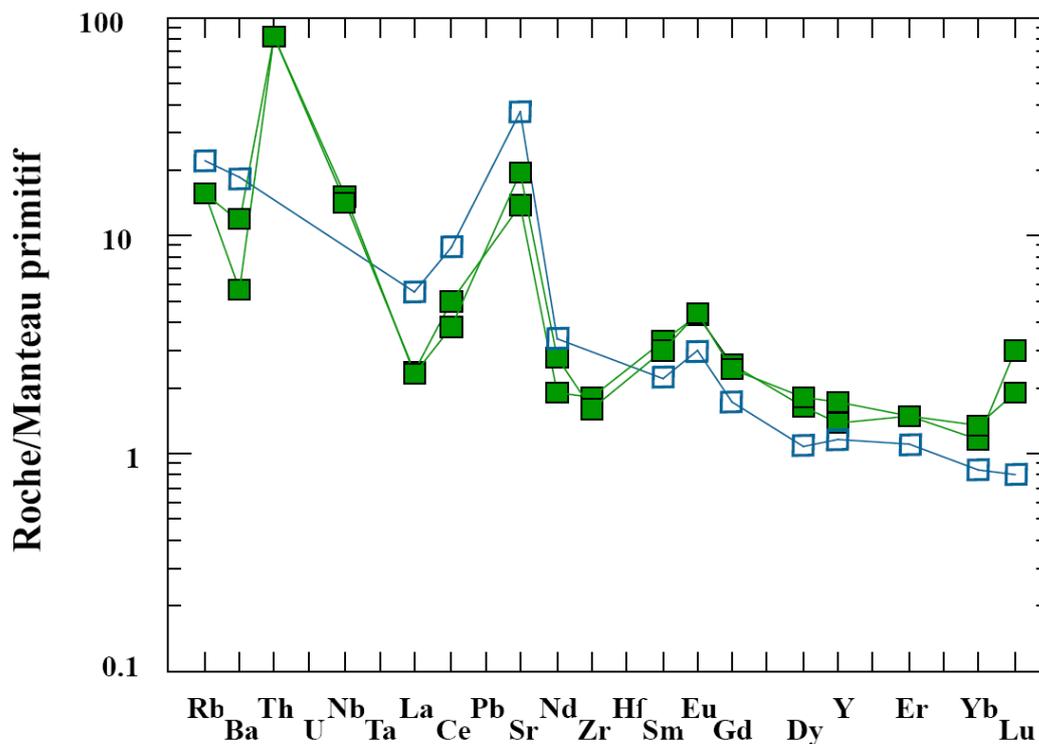
✓ Un spectre presque plat qui se traduit par un fractionnement faible avec un  $La/Yb_N$  ne dépassant 2. Ce fractionnement indique probablement une péridotite à spinelle à l'origine du magma du complexe gabbroïque.

Quant à l'anorthosite, elle est plus enrichie en TR, avec 12 fois les chondrites pour les LREE et une anomalie également positive en Eu ( $Eu/Eu^*=1.54$ ).

Les spectres de terres rares des faciès étudiés présentent tous une anomalie positive en Ce qui pourrait être probablement liée à une altération secondaire.

Dans les spectres élargis (arachnogrammes), les roches basiques de Laouni Est présentent les caractéristiques suivantes (Fig. VI-5) :

- ✓ Un enrichissement en LILE par rapport aux LREE et HFSE,
- ✓ Une anomalie positive importante en Th traduisant l'implication de composants crustaux,
- ✓ Une anomalie positive en Sr et Eu reflétant l'accumulation du plagioclase dans ces roches.
- ✓ Une anomalie négative en Nb décelable traduisant le rôle joué par la croûte continentale dans la genèse de ces roches.



**Figure VI-5 :** Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

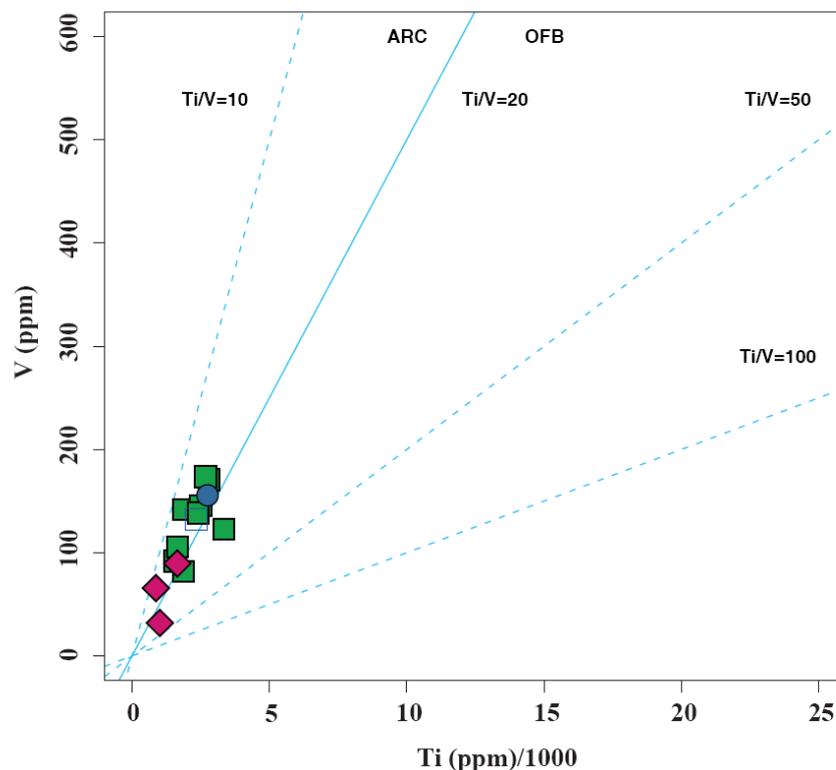
Il est à rappeler que dans les magmas orogéniques, les éléments HFSE tels que le Nb ne sera pas lessivé par les fluides hydratés et reste dans la croûte océanique subductée, d'où l'appauvrissement et l'anomalie négative en cet élément (Gill, 1981 ; Maury et al. (1992). Dans les faciès de Laouni, les teneurs en Nb sont faibles, ne dépassant pas 11%.

Les plutonites basiques de l'Oued Zazir présentent donc une signature de magmas calco-alcalins orogéniques (Treuil et Joron, 1977 ; Gill, 1981).

#### VI-4-Contexte géodynamique

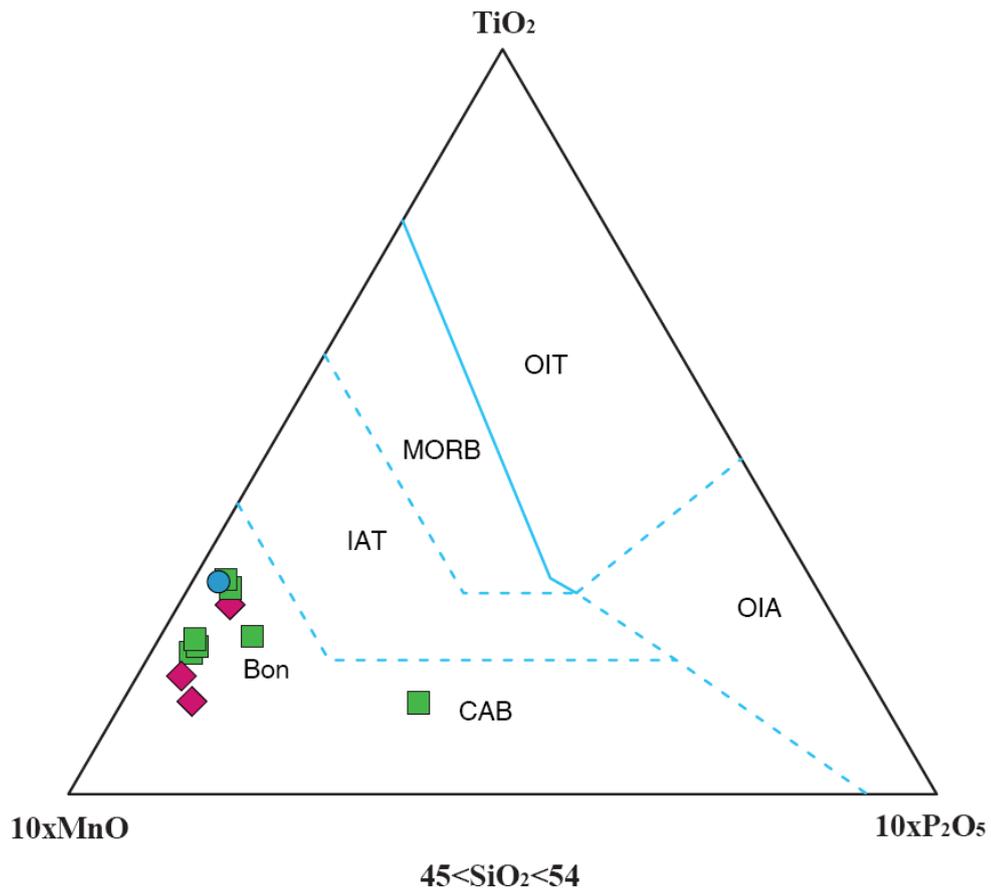
Les caractéristiques géochimiques ont montré que le complexe gabbroïque de Laouni Est présente des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse panafricaine. L'utilisation de certains éléments majeurs et traces permettent de construire des diagrammes géotectoniques.

Par exemple, le diagramme géotectonique de Shervais (1982) établi à partir des concentrations de V et Ti pour les roches de composition basaltique (Fig. VI-6) permet de voir que les roches étudiées s'implantent essentiellement dans les domaines orogéniques, à savoir les arcs et le domaine des basaltes calco-alcalins.



**Figure VI-6** : Position des plutonites basiques de Laouni Est dans le diagramme géotectonique de Shervais (1982).

Le diagramme de Mullen (1983), utilisé pour les roches basaltiques et andésito-basaltiques ( $45 < \text{SiO}_2 < 54$  %) et établi à partir des oxydes  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$   $\text{P}_2\text{O}_5$  (Fig. VI-7) situe les roches étudiées dans les domaines orogéniques, à savoir les domaines des basaltes calco-alcalins (CAB) et des boninites (BON), ce dernier est lié à l'enrichissement des roches en  $\text{MnO}$ . Cette situation géodynamique confirme leur caractère subalcalin.



**Figure VI-7 :** Position des plutonites basiques de Laouni Est dans le diagramme géotectonique de Mullen (1983).

*Chapitre VII :*  
*Géochronologie et géochimie*  
*isotopique*

### VII-1-Introduction

Le développement du magmatisme basique de Laouni Est nécessite des données géochronologiques et isotopiques précises.

Cette partie de notre étude va donc être consacrée à la datation U-Pb sur zircons et à la géochimie isotopique Rb-Sr et Sm-Nd. Elle permettra de fournir un âge de cristallisation ou de mise en place du complexe gabbroïque de Laouni Est, ainsi que d'appréhender la source des magmas à l'origine de ces plutonites basiques.

### VII-2-Géochronologie : datation U-Pb in situ sur zircons

A partir des travaux de Bruguier (2009) sur la Géochronologie U-Pb par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS) sur zircons, une petite compilation est présentée.

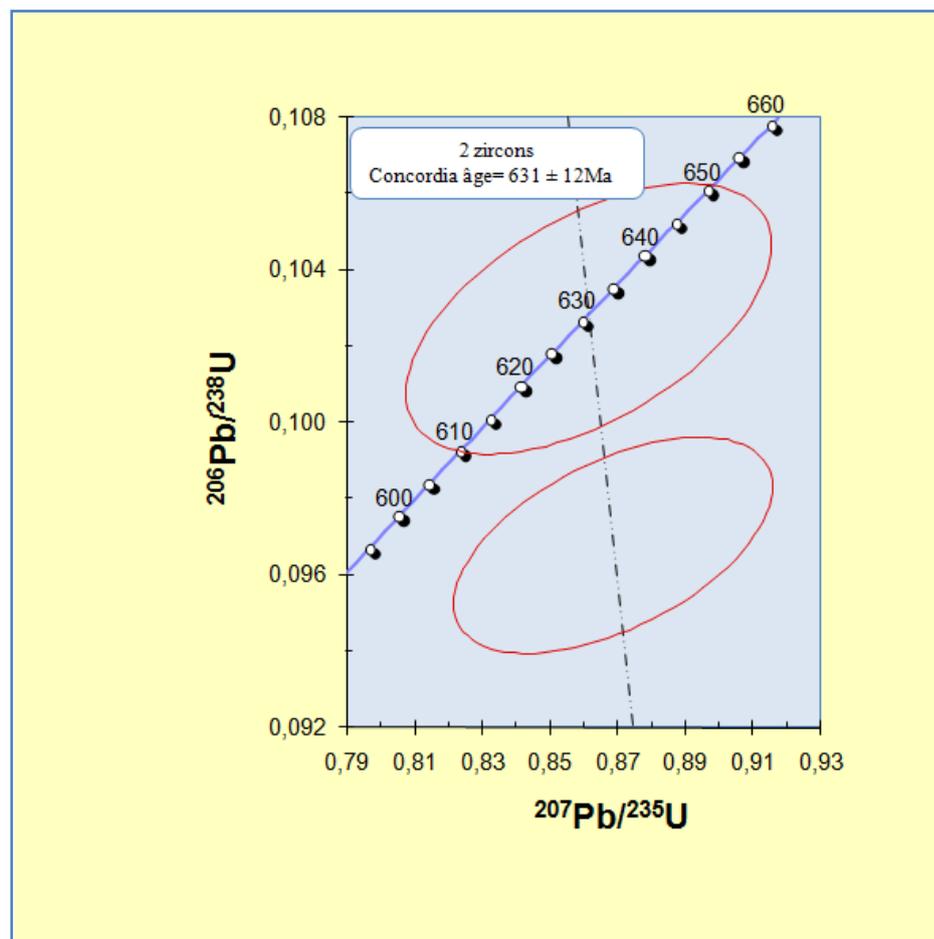
Parmi les différents couples radiométriques utilisés en géologie, le système U-Pb est probablement l'un des plus employé. Un des principaux avantages de ce système réside dans le fait qu'il associe deux isotopes pères d'un même élément ( $^{235}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$ ) qui se désintègrent suivant des constantes de désintégration différentes pour donner deux isotopes fils d'un autre élément ( $^{207}\text{Pb}$  et le  $^{206}\text{Pb}$  respectivement). Ainsi, au cours du temps, la quantité d'uranium décroît régulièrement alors que les quantités de plomb, issues de la désintégration radioactive, augmentent proportionnellement. En parallèle et en liaison directe avec le processus de désintégration radioactive de l'uranium, la composition isotopique du plomb se modifie également, donnant une autre mesure du temps écoulé.

Certains minéraux peuvent intégrer des éléments radioactifs dans leur réseau cristallin soit directement car ils entrent dans la formule chimique du minéral en tant que constituant principal, soit par substitution à un élément principal en raison de similarité de taille et de charge dans la majorité des cas (substitution de l' $\text{U}^{4+}$  au  $\text{Zr}^{4+}$  dans le réseau cristallin du zircon). Les minéraux les plus intéressants en géochronologie U-Pb sont ceux qui, lors de leur cristallisation, intègrent dans leur réseau cristallin une quantité notable d'éléments radioactifs pères(U), tout en excluant l'intégration de Pb commun. Parmi les différents minéraux utilisés en géochronologie U-Pb, le zircon ( $\text{ZrSiO}_4$ ) est l'un des plus fréquemment employés pour dater l'âge de cristallisation ou de recristallisation des roches. Ceci est en grande partie dû à son ubiquité dans de nombreuses roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires et à la robustesse du système U-Pb dans ce minéral qui lui permet de conserver des informations géochronologiques dans des conditions extrêmes, même lorsque la roche qui le contient a subi un événement métamorphique de haut grade ou un épisode de fusion partielle.

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

Dans le cadre d'un programme de recherche de l'université d'Oran 2 (Remaci-Bénaouda), de l'université Jean Monnet, Saint-Etienne (Bowden et Cottin) et du GEMOC de l'université de Macquarie, Sydney (Belousa et Gréau), des datations U-Pb sur zircons, par la méthode LA- ICP-MS ont été réalisés.

Entre autres, une analyse sur deux zircons d'un gabbro de Laouni Est (2H624 ou C8250) a été effectuée. Nous obtenons le diagramme suivant (Fig. VII-1) :



**Figure VII-1** : Diagramme Concordia  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons du gabbro de Laouni Est.

L'échantillon C8250 représentatif du complexe gabbroïque de l'Oued Zazir fournit un âge de **631 ± 12 Ma**, correspondant à l'âge de cristallisation et de mise en place de celui-ci. Cet âge permet de confirmer le rattachement de ce complexe gabbroïque à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma).

### VII-3-Géochimie isotopique

L'acquisition de données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd sur quelques échantillons représentatifs de ces roches basiques va donc permettre d'aborder l'aspect traceurs isotopiques afin de discuter de l'origine mantellique de la source avec l'évaluation de la contribution de la croûte continentale, si elle existe, dans la genèse de ces roches basiques.

Ces analyses, mises à notre disposition par Cottin ont, pour certaines, fait l'objet d'une publication (Cottin et al. (1998)).

#### VII-3-1- Géochimie des systèmes Rb/Sr et Sm/Nd

Les résultats analytiques Rb/Sr et Sm/Nd sont donnés dans le tableau VII-1.

Ech.	Rb	Sr	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
2H584	0.6	504	0,7054	0,0046					
2H669	1	309	0,7031	0,0091	2.63	0.78	0.1794	0.51283	+3.75
832926	1	403	0,7037	0,0070	2.30	0.59	0.1551	0.51252	-2.28
2H543	0.1	433	0,7038	0,0003					
2H724	13	756	0,7052	0,0496	17	2.8	0.0996	0.51223	-7.96
2H638	48.7	847	0.7062	0.1663	31	5.5	0.1012	0.51214	-9.71

**Tableau VII-1 :** Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des faciès de l'Oued Zazir.

Les données isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mesurées, c'est-à-dire les valeurs actuelles, permettent de constater des différences de compositions isotopiques du Sr et du Nd dans les gabbros, l'anorthosite (2H724) et le granite encaissant (2H638), une tonalite que nous avons rajouté à titre de comparaison. Le gabbro 2H669 est le seul faciès basique qui se rapproche le plus d'un réservoir mantellique appauvri (DM).

Nous rappelons que le calcul radiométrique par la méthode U-Pb sur zircons nous a donné un âge de **631 ± 12 Ma** (Fig. VII-1).

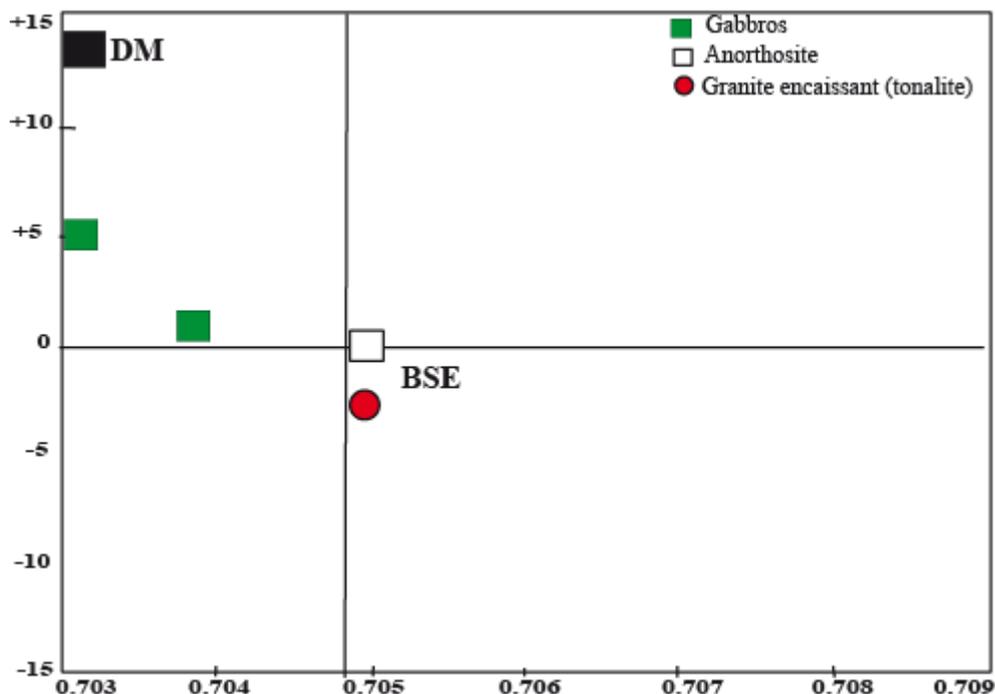
A partir de cet âge, nous allons calculer les rapports isotopiques initiaux du Sr et du Nd (tableau VII-2).

Echant	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	$(87\text{Sr}/86\text{Sr})_t$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}t}$
2H584	0,70539	0,00460	<b>0,70535</b>				-
2H669	0,70305	0,00908	<b>0,70297</b>	0.51283	0.1794	0.51209	<b>+5.15</b>
832926	0,70373	0,00696	<b>0,70367</b>	0.51252	0.1551	0.5118	<b>+1.08</b>
2H543	0,70377	0,00033	<b>0,70376</b>				-
2H724	0,70519	0,04960	<b>0,70475</b>	0.51223	0.0996	0.51182	<b>-0.13</b>
2H638	0.70622	0.1663	<b>0.70472</b>	0.51214	0.1072	0.51170	<b>-2.50</b>

**Tableau VII-2 :** Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des faciès de Laouni Est. Toutes les données sont calculées pour un âge  $t = 631\text{Ma}$  (âge obtenu par U-Pb sur zircons).

En ce qui concerne les gabbros et l'anorthosite, les rapports isotopiques initiaux du Sr s'étalent entre **0,70297** et **0,70475** et des  $\epsilon_{\text{Nd}}$  varient de **+5.15** à **-0.13**. L'encaissant tonalitique a un  $\text{Sri} = 0.7047$  plus élevé et  $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.50$  plus bas que ceux des gabbros et anorthosite.

Ces compositions isotopiques initiales, à partir de l'âge de mise en place de 631 Ma, nous permettent de les reporter dans le diagramme  $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$  en fonction du  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (Fig. VII-2).



**Figure VII-2 :** Diagramme  $(\epsilon_{\text{Nd}})$  631 Ma versus  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  631 Ma des faciès de Laouni Est. DM = depleted mantle (manteau appauvri), BSE = Bulk Silicate Earth = Réservoir uniforme primitif

D'un point de vue isotopique, les gabbros de Laouni Est montrent un composant mantellique type DM (depleted mantle), où la contamination par la croûte continentale a été inexistante ; l'échantillon 2H669 avec un  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.703$  et un  $\epsilon_{\text{Nd}}$  atteignant +5 en est la preuve.

Par ailleurs, Hawkesworth et Gallagher (1993) indiquent que des rapports  $\text{Zr}/\text{Ba} > 0.5$  et  $\text{Nb}/\text{La} > 1$  traduisent une source mantellique asthénosphérique. Dans les faciès étudiés, le rapport  $\text{Nb}/\text{La}$  est largement supérieur à 1 (6.12 à 6.91), ce qui nous permet de proposer un manteau asthénosphérique de type DM.

L'anorthosite présente une signature isotopique Sr-Nd voisine de celle d'un réservoir modèle hypothétique mantellique (BSE= Bulk Silicate Earth), avec une valeur de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $\sim 0$ ) et de  $\text{Sr}_i$  (0.7047).

Les valeurs isotopiques de la tonalite représentant l'encaissant du complexe gabbroïque sont différentes avec un  $\text{Sr}_i$  ( $\sim 0.705$ ) et un  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ( $\sim -2.50$ ) ; elles pourraient traduire une composante crustale non négligeable.

## *Conclusions générales*

Dans ce présent travail, nous nous sommes intéressés au complexe gabbroïque de l'Oued Zazir, Laouni Est et avons essayé de compléter des travaux qui avaient été entamés ultérieurement en apportant de nouvelles descriptions et arguments pétrologiques, géochimiques et géochronologiques afin de mieux cerner ce plutonisme basique.

Situé dans le terrane de Laouni, dans le Hoggar central, l'intrusion étudiée fait partie des intrusions basiques-ultrabasiques connues dans cette région. Elle forme un complexe stratifié avec une structure magmatique concentrique bien conservée et un allongement N-S parallèle aux grands accidents méridiens tardi-panafricains qui affectent l'ensemble du Hoggar. Elle est intrusive dans des granites syn-tectoniques édiacariens et granites migmatitiques éburnéens.

Nous avons abordé ce travail par une étude bibliographique sur les intrusions stratifiées (Bushveld, Skaergaard, Stillwater...) et les caractéristiques des chambres magmatiques dans lesquelles elles prennent naissance.

D'un point de vue pétrographique, il s'agit d'une masse intrusive structurée en anneaux constitués presque exclusivement de roches mafiques gabbroïques, d'aspect massif et de couleur sombre, traversées parfois par des passées blanchâtres anorthositiques. L'observation microscopique laisse apparaître des textures grenues cumulatives (mésocumulat et orthocumulat), passant des troctolites, puis des gabbros à olivine pour terminer par des gabbros à deux pyroxènes ; le faciès anorthosite est très subsidiaire. La paragenèse minérale magmatique principale montre du plagioclase, de l'olivine, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, des oxydes ferro-titanés. En plus de ces minéraux anhydres, des phases hydratées (amphibole et mica noir) peuvent être observées.

L'étude chimique des phases minérales a permis de déterminer leur composition dans les différents faciès et d'appréhender une caractérisation géochimique :

- ✓ Le plagioclase, très peu zoné, est de composition bytownite-labrador dans les troctolites et essentiellement labrador dans les gabbros à olivine et à deux pyroxènes,

- ✓ L'olivine, phase cumulus principale avec le plagioclase, présente des compositions très magnésiennes proches du pôle forstérite. En allant du faciès troctolitique à celui des gabbros à olivine, nous avons des Fo<sub>80</sub> à Fo<sub>71</sub>. Ces olivines à CaO très faibles sont caractéristiques d'olivine mantellique et leurs teneurs en MgO et NiO confirment leur appartenance aux intrusions stratifiées,

✓ L'orthopyroxène forme un liseré autour des cristaux d'olivine où il se présente en phase réactionnelle (phase intercumulus) dans les troctolites et grandes plages dans les gabbros à olivine et à deux pyroxènes. Il s'agit d'Opx magnésiens de type enstatite, le caractère magnésien diminue des troctolites ( $En_{79}$  à  $En_{76}$ ) aux gabbros à olivine ( $En_{74.89}$ - $En_{72}$ ) puis aux gabbros à deux pyroxènes ( $En_{69}$ ),

✓ Le clinopyroxène, en phase isolée, a une composition de diopside et d'augite dans les différents faciès,

✓ L'amphibole, présente essentiellement dans le faciès gabbroïque à olivine, se traduit en phase intercumulus ou réactionnelle autour de l'opaque, du Cpx et de l'olivine. De type hornblende brune, elle se situe majoritairement dans le champ des magnésio-hastingsites et plus rarement des tschermakites et pargasites traduisant donc un caractère magnésien,

✓ Le mica noir, phase minérale interstitielle rare, présente une composition de phlogopite, traduisant un caractère magnésien marqué ( $XMg = 81$ ),

✓ Les oxydes ferro-titanés retrouvés dans les trois faciès étudiés montrent une ilménite dans les troctolites, ilménite et magnétite dans les gabbros à olivine et enfin magnétite dans les gabbros à deux pyroxènes, ce qui traduit, au fur et à mesure de la genèse et de l'évolution de l'intrusion, des conditions réductrices à oxydantes.

L'étude thermobarométrique a permis d'évaluer les conditions de cristallisation des magmas à l'origine de ce complexe stratifié :

✓ Les olivines des troctolites ont cristallisé entre  $1175^{\circ}$  et  $1125^{\circ}C$ ,

✓ Les pyroxènes ont cristallisé à des températures moyennes comprises entre  $1150$  et  $800^{\circ}C$  sous des pressions de  $8.7$  à  $5.8$  kb, ce qui traduit des profondeurs n'excédant pas les  $30$  km,

✓ Les amphiboles, retrouvées uniquement dans les gabbros à olivine, présentent des températures de cristallisation s'échelonnant entre  $1000$  et  $790^{\circ}C$  et des pressions comprises entre  $6$  et  $8$  kb, soit des profondeurs entre  $26$  et  $21$  km,

✓ Enfin, la phlogopite apparaîtrait vers une température de  $760^{\circ}C$

Les magmas, à l'origine du complexe gabbroïque de l'Oued Zazir, seraient relativement hydratés, entre  $2$  à  $5\%$   $H_2O$  pour les troctolites et  $10\%$   $H_2O$  pour les gabbros à olivine et à deux pyroxènes. Ils auraient débuté leur cristallisation dans des conditions de forte activité de silice et une fugacité d'oxygène  $fO_2$  qui augmente depuis les troctolites jusqu'aux gabbros à deux pyroxènes.

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, pour la plupart des faciès basiques de l'Oued Zazir,
- ✓ Une affinité subalcaline à tendance calco-alcaline,
- ✓ La majorité des roches étudiées présentent des caractères de magmas primitifs avec des rapports Mg# allant de 71 à 82 et des teneurs en MgO élevées (jusqu'à 15.5%), ainsi que les teneurs en Ni, Cr ; ce qui traduit que ces plutonites sont très proches de la composition du magma mantellique primaire et qu'ils ont donc subi un faible degré de cristallisation,
- ✓ Un spectre presque plat pour les faciès gabbroïques ( $La/Yb_N \sim 2$ ) indiquant que la source mantellique pourrait être une péridotite à spinelle,
- ✓ Un enrichissement en LILE par rapport aux LREE et HFSE, rappelant les caractéristiques de magmas orogéniques calco-alcalins,
- ✓ Une anomalie positive importante en Th et négative en Nb traduisant l'implication de composants crustaux,
- ✓ Une anomalie positive en Sr et Eu reflétant l'accumulation du plagioclase dans ces roches.
- ✓ Un contexte géodynamique qui confirme le caractère orogénique et l'affinité calco-alcaline de ces roches. Cette intrusion stratifiée est bien liée à l'orogénèse panafricaine et est post-collisionnelle.

D'un point de vue géochronologique, pour la première fois, par la méthode LA- ICP-MS, une datation U-Pb in situ sur zircons dans un gabbro de l'Oued Zazir, nous a donné un âge précis de  $631 \pm 12$  Ma, correspondant à l'âge de cristallisation et de mise en place de celui-ci. Cet âge permet de confirmer le rattachement de ce complexe gabbroïque à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma).

D'un point de vue isotopique, les analyses Rb-Sr et Sm-Nd, montrent, pour l'intrusion gabbroïque de Laouini Est, un composant mantellique asthénosphérique type DM (depleted mantle) ( $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.703$  et un  $\epsilon_{Nd} \sim +5$  et  $Nb/La \sim 6$ ), où la contamination par la croûte continentale a été insignifiante.

Finalement, un magma saturé en silice dérivant de la fusion partielle d'un manteau asthénosphérique type manteau appauvri dans le domaine de stabilité du spinelle serait à l'origine du magmatisme basique de l'Oued Zazir, dans Laouini Est.