

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

N° d'ordre :



**Université Oran 2
Mohammed Ben Ahmed**

**Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Science de la Terre**

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
de Master

Option : Magmatisme, Géodynamique et Transferts lithosphériques

Thème :

**Etude d'enclaves ultramafiques à caractère cumulatif associées aux
produits basaltiques de la Basse Tafna (Oranie-Nord occidentale)**

Présenté par :

KOUIDER BENCHAMED Soumia

Soutenu le/...../2015 devant la commission d'examen :

M. BENDOUKHA R.	Maitre de Conférences, Université Oran 2	Président
M. ZERKA M.	Professeur, Université Oran 2	Encadreur
M. MAHMOUDI M.	Maitre Assistant, Univ. Oran 2	Examineur

Oran, 2015

Dédicaces

Ce modeste travail est dédié :

À ma chère mère ;

À mon cher père ;

À tous mes proches de la famille KOUJDEK BENHAMED

Et plus particulièrement, mes frères chacun par son nom et sans oublier

la famille BENOUDAH

À tous mes chers amis et collègues de l'Université d'Oran

Et à tous ceux qui m'ont enseigné tout au long de ma vie scolaire

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je remercie Dieu, notre créateur, de m'avoir donné la force, la volonté et le courage d'accomplir ce modeste travail.

J'adresse mes grands remerciements à mon encadreur qui m'a proposé ce thème et pour ses conseils et ses orientations du début à la fin.

Je remercie également MM. les membres du jury d'examen pour l'honneur qu'ils me font en acceptant de juger ce travail.

M. BENDOUKHA pour la présidence du jury et M. MAHMOUDI d'avoir accepté d'examiner ce mémoire.

Je tiens à exprimer toute ma profonde gratitude à ma famille qui m'a soutenue ainsi qu'à l'ensemble des enseignants qui ont contribué à ma formation.

A TOUS MERCI

TABLE DES MATIERES

	pages
Chapitre I : Généralités sur les enclaves ultramafiques	1
I.1. Introduction.....	2
I.2. Classification et nomenclature des enclaves ultramafiques.....	3
I.3. Caractères texturaux des enclaves ultramafiques	4
I.3.1. Les enclaves à textures de cumulats.....	4
I.3.2. Les texture de tectonites.....	8
a) le type textural protogranulaire.....	8
b) le type textural porphyroclastique.....	9
c) le type textural équigranulaire.....	10
I.4. Origine des enclaves ultramafiques.....	10
a) Les enclaves homogènes.....	10
b) Les enclaves énallogènes.....	11
I.5. Objectifs de l'étude.....	11
Chapitre II : Présentation du secteur d'étude	12
II.1. Introduction	13
II.2. Cadre géographique.....	14
II.3. Cadre géologique et structural	14
II.4. Aperçu volcanologique	16
II.4.1. L'épisode effusif du Miocène.....	16
II.4.2. L'épisode inférieur de type strombolien.....	17
II.4.3. L'épisode phréatomagmatique.....	17
II.4.4. L'épisode supérieur de type strombolien.....	17
I.4. Historique des recherches.....	17
Chapitre III : Pétrographie des enclaves ultramafiques	20
III.1. Introduction	21
III.1. Caractères généraux des enclaves.....	21
III.1.1. Conditions de gisement.....	21
III.1.2. Distinction pétrographique des enclaves	21
III.2. Etude pétrographique.....	22
III.2.1. Les hornblendites.....	22
III.2.2. Les clinopyroxénites.....	26
III.3. Conclusion à l'étude pétrographique.....	29

Chapitre IV : Etude minéralogique	30
IV.1. Introduction.....	31
IV.1.1. L'olivine.....	31
IV.1.2. Le clinopyroxène.....	31
IV.1.3. L'amphibole.....	35
IV.1.4. Le plagioclase.....	38
IV.2. Discussion et conclusion à l'étude minéralogique.....	38
IV.3. Comparaison avec les enclaves de type III du complexe éruptif d'Aïn Témouchent....	39
Conclusion Générale	41
Références Bibliographiques	43

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS

I.1. Introduction :

Les enclaves ultramafiques sont considérées comme des fragments de roches basiques à ultrabasiques (péridotites, clinopyroxénites et hornblendites) ramenés par les basaltes alcalins à la surface du globe. Leur origine est toujours discutée. Les premières descriptions données par Lacroix (1893) ont constitué le départ d'autres recherches dans le but de comprendre leur origine et leurs éventuelles relations avec les basaltes hôtes.

Enrst (1963 in Hadj Abdelkader, 1993) confère à ces enclaves l'idée qu'elles sont des «lettres» envoyées des grandes profondeurs, et qui permettent d'étudier concrètement la structure et la constitution du manteau supérieur.

Ainsi, les variations texturales et minéralogiques, révélées par un échantillonnage diversifié d'enclaves au sein d'un même massif volcanique, peuvent donc être interprétées comme des variations primitives (lithosphériques et/ou asthénosphériques) traduisant différents processus pétrogénétiques intervenant à grandes profondeurs (crystallisation fractionnée, fusion partielle à taux variables, métasomatose...)

En outre, ces roches nous aident à répondre aux problèmes fondamentaux de la pétrologie. Elles présentent des intérêts économiques certains du fait qu'elles peuvent renfermer d'importantes concentrations de Nickel, de Chrome et de Cobalt, plus particulièrement.

Dans le cadre de notre étude, nous nous sommes intéressés à l'étude d'enclaves ultramafiques du secteur volcanique alcalin et plio-quadernaire de la Basse-Tafna.

Définition :

Le terme ultramafique désigne toute une gamme de roches magmatiques très sombres, ou holomélanocrates, à texture grenue. Elles sont constituées pour plus de 90% de leur volume par des minéraux très riches en Mg et Fe qu'on dit aussi minéraux mafiques.

I.2. Classification et nomenclature des enclaves ultramafiques :

La nomenclature des enclaves ultramafiques est basée principalement sur la nature des minéraux ferromagnésiens prédominants dans la roche. Quatre phases essentielles sont considérées dans la classification modale de Streckeisen (1976) : olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende (**Fig.1 et 2**). A eux seuls, ensemble ou séparément, ces minéraux constituent plus de 90 % du volume total de la roche. D'autres espèces minérales, en quantité accessoire (< 10 %), peuvent s'associer aux quatre phases essentielles permettant ainsi de distinguer de nombreuses variétés au sein de ces enclaves ultramafiques. Parmi ces espèces minérales accessoires, on peut citer le plagioclase, le spinelle, le grenat ou encore le mica noir.

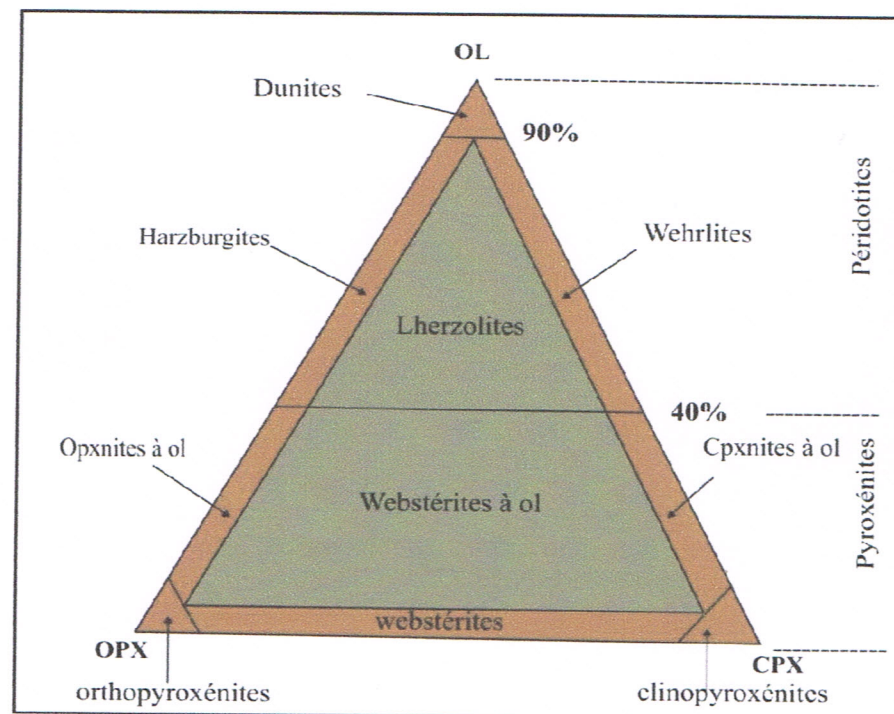


Fig.1 : nomenclature des roches ultramafiques dans le diagramme Ol-Opx- Cpx de Streckeisen (1976).

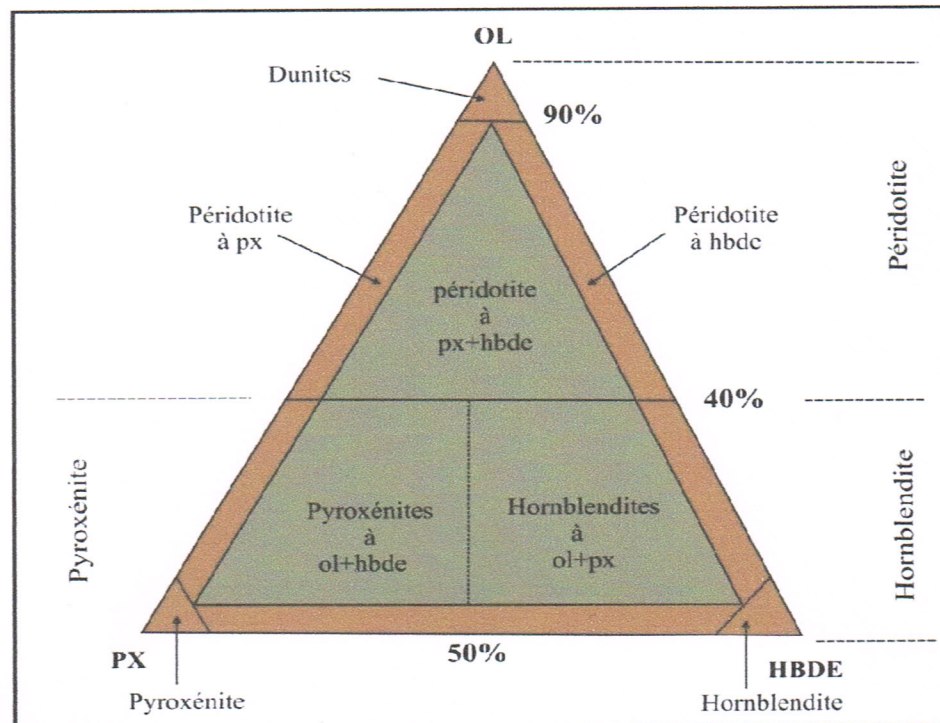


Fig.2 : nomenclature des roches ultramafiques dans le diagramme Ol-Px-Hbde de Streckeisen (1976).

I.3. Caractères texturaux des enclaves ultramafiques

Sur la base de leurs caractères texturaux, les enclaves ultramafiques peuvent être subdivisées en deux grands groupes principaux en fonction de leurs implications dans les processus magmatiques et métamorphiques profonds. On distingue ainsi :

- des enclaves ultramafiques à textures de cumulats ;
- des enclaves ultramafiques à texture de tectonites.

I.3.1. Les enclaves à textures de cumulats :

Elles sont caractérisées par des textures magmatiques grenues, à caractère cumulatif, et dans lesquelles au moins une phase minérale est précoce, automorphe à subautomorphe, et constitue la phase de cumulus. Les autres espèces cristallines, tardives, peuvent être xénomorphes

et interstitielles et forment l'intercumulus ou post-cumulus. En se basant sur les proportions des phases post-cumulus, Irvine (1982 *in* Grégoire, 1994) propose une classification purement descriptive (**Tab.1**).

Types texturaux	Caractéristiques
adcumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus pratiquement jointifs cimentés par des minéraux post-cumulus (0-5%) - Photo 1
mésocumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux post – cumulus (7-25%) - Photo 2
orthocumulat	Un ou plusieurs minéraux cumulus cimentés par des minéraux tardifs abondants (25%-50%) - Photo 3
hétéradcumulat	Un minéral cumulus cimenté par de grandes plages poecilitiques d'un ou plusieurs minéraux post- cumulus
cumulat "harristique"	olivines allongées disposées parallèlement les unes aux autres et cimentées par d'autres minéraux poecilitiques - Photo 4

Tab.1 : Nomenclature des types texturaux à caractère cumulatif selon Irvine (1982)

Par ailleurs, les textures à caractère cumulatif montrent fréquemment des vides entre les grains et, dans la plupart des cas, du verre volcanique s'insinue entre ces vides (Grégoire, 1994 ; Zerka, 2004).



Photo 1 : exemple de texture d'adcumulat de clinopyroxénites à olivine
(in Zerka, 2004).

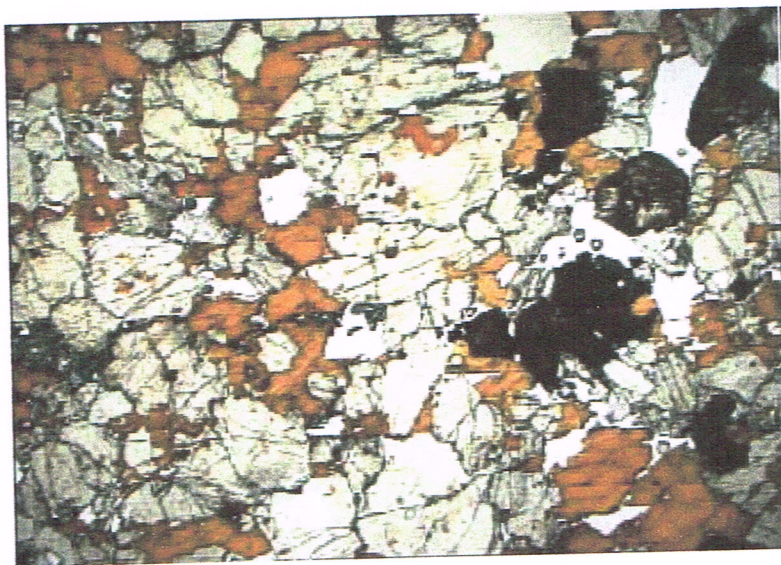


Photo 2 : exemple de mésocumulat de clinopyroxénites à hornblende
(in Zerka, 2004)

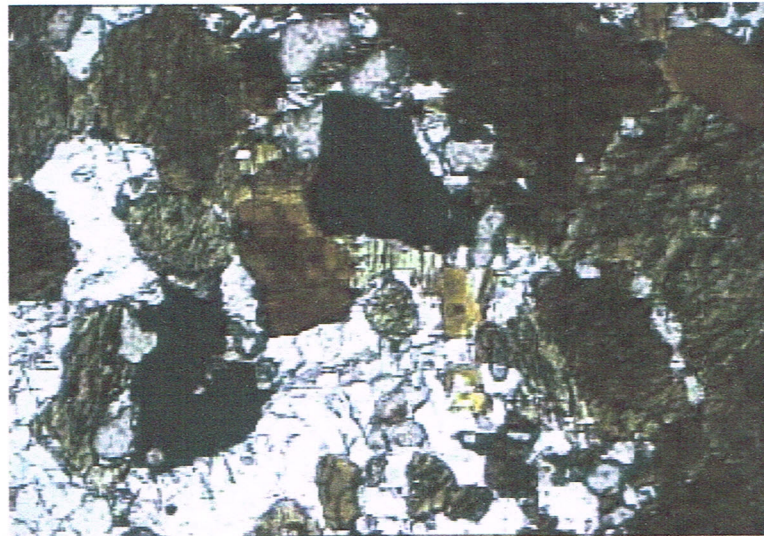


Photo 3 : exemple de texture d'orthocumulat d'hornblendite à plagioclase (in Zerka, 2004).

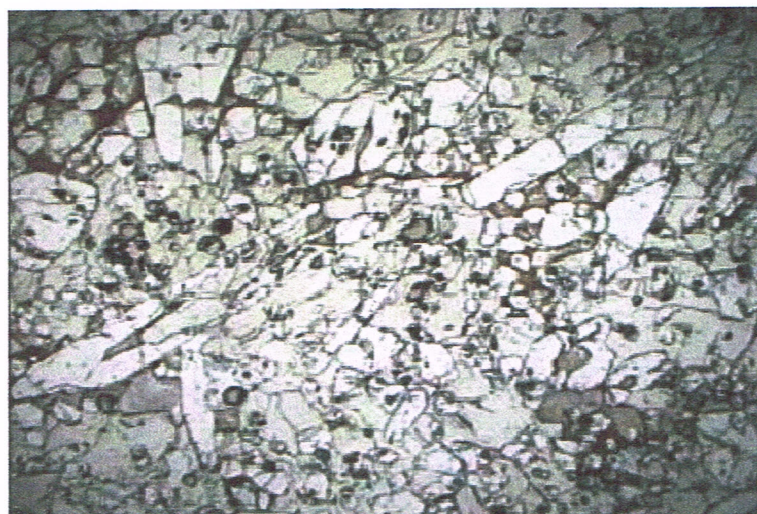


Photo 4 : exemple de cumulat harristique d'une wehrlite (in Zerka, 2004).

I.3.2. Les texture de tectonites :

Certaines enclaves ultramafiques peuvent montrer des textures de déformation et de recristallisation dites aussi textures métamorphiques ou textures de tectonites (Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977 ; Frey et Prinz, 1978). Ces textures se caractérisent par des traces de déformation et de recristallisation de HP et HT. La terminologie des différents types de textures de tectonites a été élaborée par Mercier et Nicolas (1975) et Harte (1977). Trois principaux types texturaux sont reconnus en fonction de la taille des cristaux et des relations géométriques entre les cristaux :

a) **le type textural protogranulaire** : décrit une roche sans porphyroclastes et qui est formée en majorité par des grains, de taille moyenne > 2 mm, dont les limites peuvent rectilignes ou légèrement courbées (**Photo 5**). Dans ce type textural, quelque petits cristaux de seconde génération, appelés aussi néoblastes, peuvent être reconnus. Les structures de déformation sont absentes. L'évidence de traces de déformation n'est marquée que par la présence, dans l'olivine surtout, d'extinction onduleuse ou de kink-bands (macles mécaniques) ;

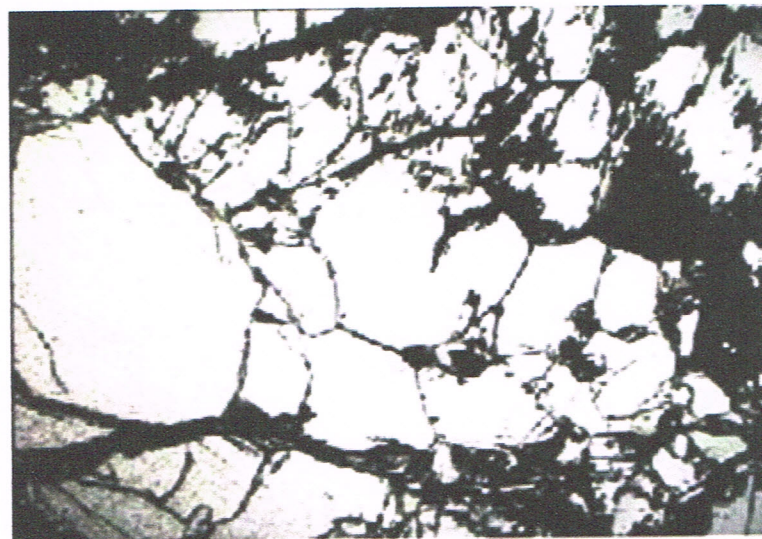


Photo 5 : exemple de texture protogranulaire dans une harzburgite à spinelle
(in Zerka, 2004)

b) le type textural porphyroclastique : décrit une roche contenant de gros cristaux pluri millimétrique à centimétrique en voie de fragmentation, appelés aussi porphyroclastes, et dans laquelle la proportion d'olivine apparaissant en porphyroclastes, par rapport à la matrice grenue fine, est $> 10\%$ (Photo 6). Dans ce type textural, la foliation est marquée par l'allongement et l'aplatissement des silicates ferromagnésiens, pyroxènes surtout.

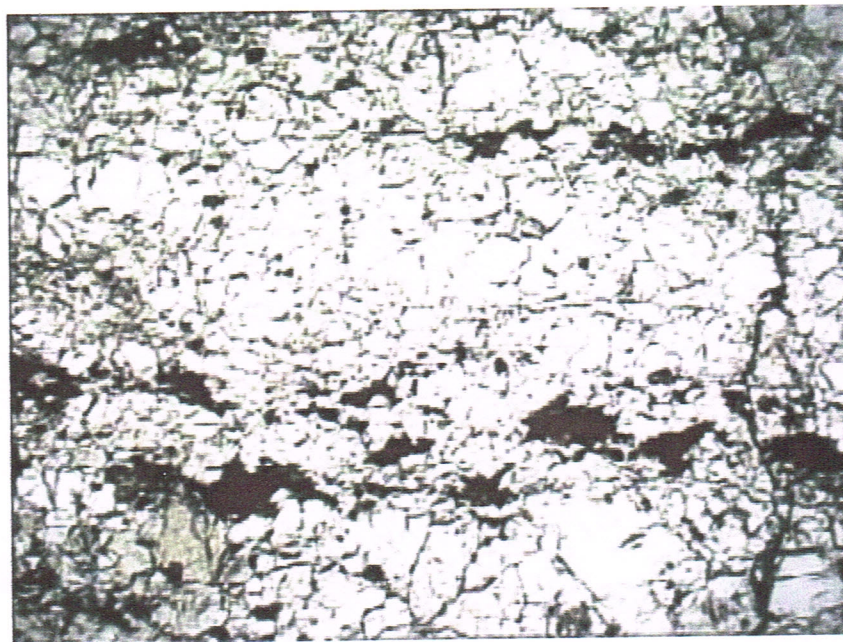


Photo 6 : exemple de texture porphyroclastique dans une lherzolite à spinelle (in Zerka, 2004).

c) le type textural équi-granulaire :

Ce type textural décrit roche à grain fin sans ou avec très peu de porphyroclastes (>5%). La taille des cristaux est généralement < 2mm. La foliation est beaucoup mieux marquée que dans les deux types précédents (Photo 7).



Photo 7 : exemple de texture équi-granulaire dans une lherzolite à spinelle (in Zerka, 2004).

I.4. Origine des enclaves ultramafiques :

Les deux groupes d'enclaves ultramafiques peuvent être distingués selon les relations qui les lient aux laves « hôtes ». On distingue ainsi des enclaves homogènes ou agglomérats (Vilminot, 1962) et des enclaves énallogènes ou xénolites (Mercier, 1972 ; Conquéré et Kornprobst, 1974 ; Frey et Prinz, 1978).

a) Les enclaves homogènes :

Ces roches sont caractérisées par des textures franchement magmatiques à caractère cumulatif. Elles sont représentées par des faciès pétrographiques très variables mais représentés essentiellement par des wehrlites, des clinopyroxénites et des hornblendites. Ces enclaves

résultent de processus de cristallisation de magmas dans les conditions du manteau supérieur ou de celles régnant dans la croûte. Elles sont donc génétiquement liées soit au cycle magmatique qui a généré les laves "hôtes" soit à un cycle magmatique antérieur (Irving, 1974b ; Best, 1975 ; Ludden, 1977 ; Berger, 1981 ; Grégoire, 1994 ; Moine, 2000).

b) Les enclaves énallogènes :

Cette famille regroupe toutes les roches qui n'ont aucun lien génétique direct avec les magmas « hôtes » et correspondent surtout à des fragments de roches d'origine mantellique, arrachés aux parois des chenaux, au cours de leurs ascension vers la surface. Ces roches sont caractérisées par des textures de tectonites et par une prédominance des péridotites associées à quelques pyroxénites. Elles ont subi des processus de déformation et de recristallisations et proviennent des zones situées entre les sources des basaltes et le Moho.

I.5. Objectifs de l'étude :

Dans le cadre de notre mémoire de fin d'études, nous abordons une étude pétrographique et minéralogique de quelques échantillons d'enclaves ultramafiques à textures de cumulats associés aux produits éruptifs du complexe volcanique de la Basse Tafna.

CHAPITRE II

PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ÉTUDE

II.1. Introduction :

L'Oranie nord occidentale, située à la jonction du Tell algérien et du Moyen Atlas marocain, a été le siège d'une importante activité volcanique qui a recouvert de vastes surfaces et qui s'est manifestée par intermittence depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeiouna, 1997 ; Piqué et al., 1998 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Zerka, 2004 ; Bendoukha, 2008). Cette activité magmatique, exclusivement effusive, s'est traduite par la mise en place d'importants complexes volcaniques plus ou moins éloignés les uns des autres et qui sont d'Est en Ouest (Fig. 3) :

- le secteur de Mohammadia.
- le Sahel d'Oran.
- la région d'Ain Témouchent.
- le massif de la Basse Tafna.
- le complexe des Souhalia.
- le massif de M'sirida.

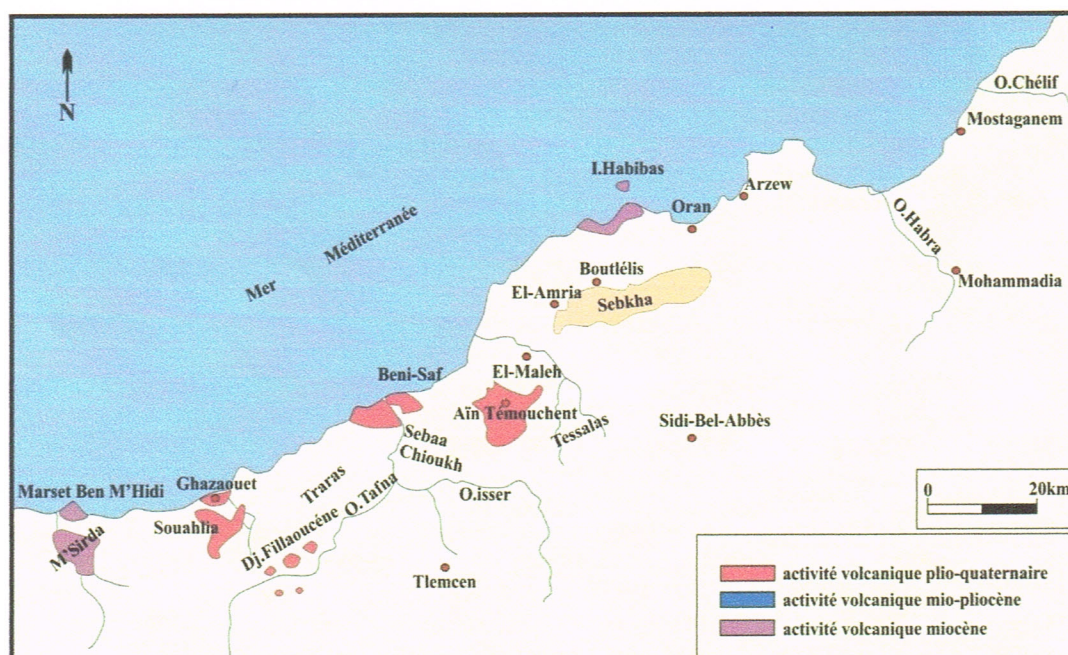


Fig.3 : Répartition du volcanisme néogène d'Oranie nord occidentale (in Coulon et al. 2002, redessinée).

II.2. Cadre géographique :

Le massif volcanique de la Basse Tafna est situé à près de 100 km à l'Ouest d'Oran (**Fig.3**). Il est bordé au Nord par la Méditerranée. A l'Ouest, il est limité par la terminaison orientale des Traras, au Sud par les monts des Sebaa Chioukh et à l'Est par le complexe éruptif d'Aïn Témouchent. Il occupe une dépression aménagée au Nord des Monts des Traras et des monts des Sebâa Chioukh et se caractérise par des reliefs d'altitude modérée (point culminant : 641 m). Quelques plateaux basaltiques apparaissent dans la topographie comme ceux de Tadmaya et de Souk Et-Nine (rive gauche de Basse Tafna). Les appareils volcaniques forment soit des cônes stromboliens, soit des dômes érodés. Dans la rive droite de la Basse Tafna, Bendoukha (2008) décrit une structure de maar et des anneaux de tufs. Les produits éruptifs caractérisent un volcanisme alcalin, alimenté par un grand nombre de centres d'émission ayant rejetés une quantité importante de basalte et de produits pyroclastiques. Les laves recouvrent le plus souvent des sédiments très récents d'âge Plio-Quaternaire à Quaternaire.

II.3. Cadre géologique et structural

L'Oranie Nord-occidentale présente des affleurements volcaniques, assez étendus, d'âge Miocène à Plio-Quaternaire et de nature calco-alcaline à alcaline (**Fig.3 et Fig.4**). Parmi ces massifs celui de la Basse-Tafna s'étale sur près de 200 km².

Les formations géologiques, qui ont servi de substratum à ce massif, s'intègrent dans la zone tellienne du domaine externe de la chaîne alpine (**Fig.4**). Selon Guardia (1975), cette zone comprend :

- a) un allochtone métamorphique de type rifain représenté par :
 - l'unité de Djebel Houariya, située au Nord-Est de Béni-Saf, est constituée de matériaux d'âge Paléozoïque à Jurassique ;

- l'unité de Djebel Skouna, située au Sud Est, est formée de matériaux d'âge Jurassique à Crétacé inférieur ;

b) un allochtone non métamorphique formé par des unités telliennes marneuses. Il est représenté par l'unité de Chouala, au Sud du secteur, d'âge Crétacé inférieur et moyen.

Ces unités allochtones, d'âge Mésozoïque, ont été charriées au sein d'un bassin miocène synchronappes dont les formations ont été datées du Serravalien (Guardia, 1975). Celles-ci sont assez bien développées dans la vallée de l'Oued-Tafna.

Des formations néogènes autochtones leurs succèdent. Elles sont subdivisées en Miocène post-nappes et en Pliocène.

Le Miocène post-nappes comprend deux cycles (Guardia, 1975 ; Megartsi, 1985) :

- le premier cycle est formé d'argiles gypseuses, de grés et de poudingues ;
- le deuxième cycle est constitué de marnes et de calcaires récifaux.

Le Pliocène est lui aussi séparé en deux ensembles (Bendoukha, 1987) :

- un ensemble inférieur auquel sont attribuées les marnes à *Globorotalia Margaritae bolli* ;
- un ensemble supérieur constitué de calcaires à *Clypeasters* ou à *Pectinidés*, de grés dunaires ocres et de sables rubéfiés à hélix.

assises marneuse du Miocène supérieur du 2^{ème} cycle post-nappes. L'absence de produit de projection confirme le dynamisme effusif pendant le miocène terminal dans la rive gauche de la Basse Tafna.

II.4.2. L'épisode inférieur de type strombolien :

Cet épisode volcanique majeur s'est déroulé entre -2.74 et -2.55 Ma et s'est manifesté principalement en rive gauche. Cet épisode volcanique est marqué par la mise en place de produits de projection (bombes et scories brunes) et par l'épanchement des coulées sombres des groupes pétrographiques B2 et B3 (Fig.47). Il est en général de type strombolien. Cet épisode se termine par une importante phase de repos soulignée par la présence de paléosols.

II.4.3. L'épisode phréatomagmatique :

Le troisième épisode volcanique majeur du complexe éruptif de la Basse Tafna est de type phréatomagmatique. Il correspond à la mise en place de produits pyroclastiques.

II.4.4. L'épisode supérieur de type strombolien :

Le quatrième épisode volcanique majeur s'est manifesté, à travers l'ensemble du massif, par l'émission des produits effusifs et pyroclastiques.

I.4. Historique des recherches

L'Oranie nord occidentale a fait très tôt l'objet de travaux géologiques dont de nombreux d'entre eux ont porté sur les massifs volcaniques de la région dont celui de la Basse Tafna concerné par cette étude.

En effet, Velain (1874) signale entre autre une néphéline à mélilite dans l'île de Rachgoun.

Lacroix (de 1893 à 1927), dans plusieurs de ses ouvrages, a apporté des précisions sur la minéralogie et la chimie des laves de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses publications sur « la minéralogie de la France et de ses colonies » et sur « les enclaves des roches volcaniques ».

Gentil (1903) présente une étude sommaire de quelques laves et rattache celles du plateau de Tadmaya à un basalte à olivine.

Sadran (1958) a focalisé ses travaux sur le volcanisme récent de l'Oranie et publie une thèse comportant une cartographie schématique des différents centres d'émission et des produits émis. Il donne une chronologie relative du volcanisme et précise la nature pétrographique des différentes coulées. Entre autre, il signale également la présence d'enclaves de natures pétrographiques variées.

Fenet (1975), par ses études structurales, adopte pour l'Oranie, un modèle selon les conceptions "nappistes" tout en précisant la stratigraphie d'un grand nombre de secteurs et actualisant, par leurs arguments, d'intéressantes interprétations géodynamiques à l'échelle régionale.

Guardia (1975) présente une synthèse géologique et structurale de la région. Il conclut que le volcanisme de la Basse Tafna est totalement indépendant vis à vis de la tectogenèse antérieure, mais plutôt lié à une néotectonique profonde.

Bellon et Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980) et Bellon et al (1984) ont effectué des études chronologiques pour préciser la position stratigraphique et l'âge de mise en place du volcanisme oranais.

Bellon et Guardia (1980), publient les résultats de l'étude paléomagnétique des roches éruptives alcalines de l'Oranie ainsi que leur datation au K/Ar. D'autre part, ces derniers précisent l'âge de la formation gréseuse qui constitue le substratum dans certains massifs volcaniques.

Megartsi (1985) présente une synthèse géologique, pétrologique et géodynamique de tout le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord-occidentale. Il différencie les manifestations volcaniques calco-alcalines, d'âge Miocène (secteur de Tifarouine-Bouzedjar), des éruptions alcalines mio-pliocènes (secteurs des Msirida et de la Moyenne Tafna) et plio-quadernaires (massifs des Souhalia, de la Basse Tafna et d'Aïn-Témouchent).

Bendoukha (1987) a abordé une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la Basse Tafna. Il met en évidence trois grands épisodes volcaniques majeurs

(strombolien à la base puis phréatomagmatique enfin strombolien au sommet). Il précise la nature alcaline et les faciès différenciés de ce massif.

Louni-Hacini et al. (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques (40K-40Ar) de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin d'Oranie et obtienne des âges plus jeunes que ceux présentés par Bellon et Guardia (1980).

Louni-Hacini (2002) étudie la transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin en Oranie nord occidentale.

Maury et al. (2000), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) suggèrent que la transition du volcanisme néogène de calco-alcalin à alcalin en Oranie, est post-collisionnelle et serait due à l'expression magmatique d'une rupture du lithosphère subductée en se référant aux travaux de Carminatti et al. (1998) qui ont abouti à une image du manteau sous-oranais jusqu'à une profondeur de 400 km.

Zerka (2004) présente une étude détaillée des enclaves ultramafiques associées aux produits éruptifs des massifs d'Aïn Temouchent et de la Basse Tafna. Il conclut à une origine mantellique pour certaines d'entre elles et montre que les hétérogénéités minéralogiques et texturales observées sont le résultat de cisaillements lithosphériques en contexte distensif accompagnant d'importants processus métasomatiques.

Bendoukha (2008) effectue une synthèse dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Oranie nord occidentale. Il apporte de nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Oranie nord-occidentale.

CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE DES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES

III.1. Introduction :

III.1. Caractères généraux des enclaves :

La présence d'enclaves ultramafiques est presque constante parmi les produits volcaniques de la Basse Tafna (Zerka, 1991 ; Zerka, 2004). Elles paraissent, cependant, plus fréquentes au niveau des volcans de Boukeltoum, du Fort-El-Belinsi et, à un degré moindre, ceux de Sidi-Aissa et de Rokbet-El-Haci (Zerka, 1991).

III.1.1. Conditions de gisement :

Les enclaves ultramafiques du massif de la Basse-Tafna se récoltent aisément parmi les pyroclastites où elles sont bien conservées et de grande taille. Dans les coulées, les nodules sont moins nombreux et de moindre grosseur. Dans les cônes stromboliens, ces enclaves constituent soit le cœur des bombes, soit des fragments isolés parmi les projections. Ces enclaves sont de taille centimétrique à décimétrique. Elles se distinguent des scories et des bombes, parmi lesquelles elles coexistent, par leur couleur, leur densité et par l'assemblage grenu des minéraux apparaissant à la cassure (Zerka, 1991). Ces roches, holomélanocrates et de teintes noires à brun-noir, sont riches en clinopyroxène et/ou amphiboles.

Par ailleurs, les enclaves sont assez souvent associées, notamment dans les pyroclastites, à des mégacristaux de pyroxène ou d'amphibole.

III.1.2. Distinction pétrographique des enclaves :

Sur le terrain, la distinction pétrographique des enclaves s'est basée sur la couleur brun noir à noire de la roche qui, bien sûr, reflète la prédominance du clinopyroxène ou de l'amphibole.

L'étude pétrographique des enclaves de la Basse-Tafna a permis de distinguer deux faciès essentiels : l'un riche en clinopyroxène et l'autre en hornblende dominante. L'olivine n'y est abondante que de façon sporadique. Les minéraux opaques sont omniprésents dans les toutes les enclaves. Le plagioclase, le mica noir et l'apatite n'apparaissent que dans les hornblendites. Du verre volcanique peut s'insinuer entre les minéraux constitutifs de ces roches.

Microscopiquement, les associations minérales suivantes ont été reconnues :

- cpx + ol + hbde + op ;
- cpx + hbde + op
- hbde + cpx + op ;
- hbde + pl + biot + apat + op.

Ces différentes paragenèses définissent respectivement des clinopyroxénites et des hornblendites (**Fig.5**).

III.2. Etude pétrographique

III.2.1. Les hornblendites (échant. BK 8-2 ; DX ; R 110 ; Ben 013) :

A première vue, les enclaves d'hornblendites de la Basse-Tafna présentent des textures à caractère cumulatif. Les cristaux ne présentent pas toujours une automorphie parfaite. L'examen de la forme des grains montre que les cristaux subautomorphes, ont subit parfois une corrosion par le verre volcanique. Ainsi, pour la plupart des échantillons étudiés, il paraît que l'amphibole, espèce minérale précoce, forme la phase de cumulus. Les autres minéraux comme le clinopyroxène et le plagioclase, cristallisent tardivement, et sont interstitiels et constituent la phase d'inter-cumulus ou le post-cumulus.

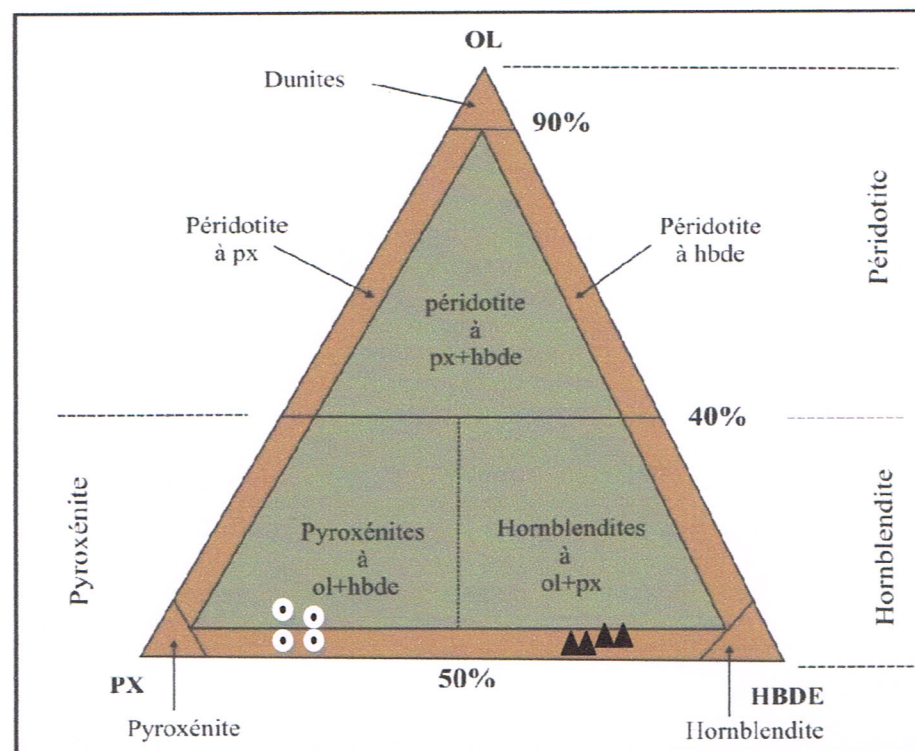


Fig.5 : Nomenclature des enclaves à caractère cumulatif de la Basse Tafna (cercles blancs : clinopyroxénites – triangles noirs : hornblendites).

En outre, presque toutes les enclaves montrent des vides entre les grains et par lesquels s'insinuent du verre volcanique, en minces filonnets, corrodant ou soulignant le contact entre les cristaux.

De façon générale, les enclaves hornblendites de la Basse-Tafna s'apparentent à des mésocumulats (**Photo 8**) ou des adcumulats (**Photo 9**).

Dans le premier type textural, le volume de l'inter-cumulus est compris entre 10 et 20%. Dans le second type, le post-cumulus, beaucoup moins important, ne dépasse pas 7% du volume rocheux.

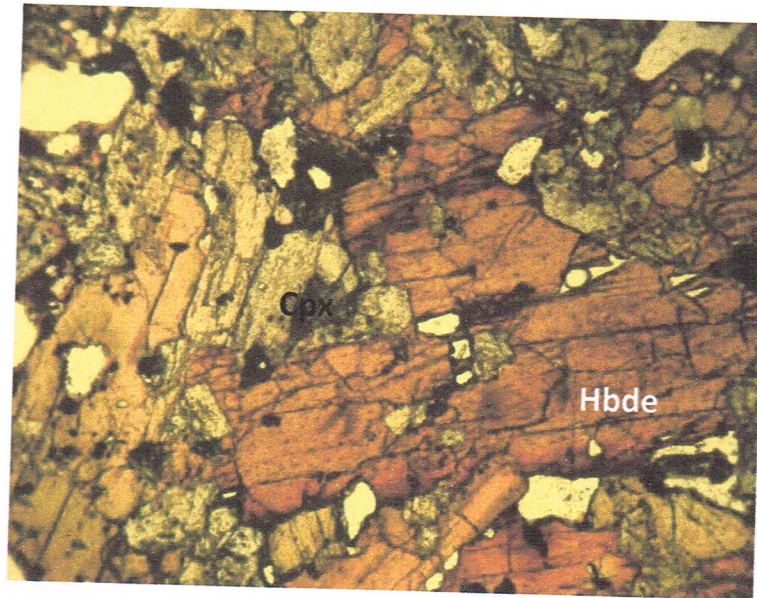


Photo.8 : mésocumulat d'hornblendite (vue en L.N. de l'échantillon **Ben013**)
(grossissement 20 x)
(Hbde : hornblende, Cpx : clinopyroxène, Op : opaque)

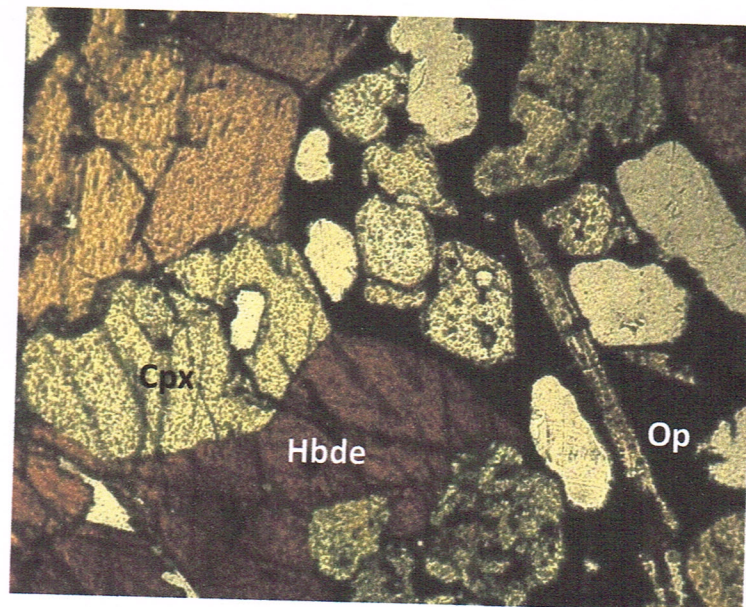


Photo.9 : adcumulat d'hornblendite (vue en L.N. de l'échantillon **BK 8-2**)
(grossissement 20 x)
(Hbde : hornblende ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque)

L'amphibole se caractérise par une proportion modale qui peut augmenter graduellement aux dépens de celle du clinopyroxène jusqu'à former des roches presque exclusivement monominérales constituées d'une très forte prédominance d'amphibole (Zerka 1991).

Cependant, deux générations d'amphibole peuvent être, parfois, reconnues. La première génération est précoce et entre toujours dans le cumulus. Elle est représentée par de grands cristaux automorphes formant des baguettes ou de grandes plages tabulaires. La seconde génération est tardive et fait partie de l'inter-cumulus. Elle est alors interstitielle et à tendance poecilitique.

Globalement, c'est une hornblende brune, fortement pléochroïque de marron-clair à brun-rouge. Les clivages losangiques sont présents. La macle h_1 est assez fréquente.

Le clinopyroxène se présente en quantité modale assez modérée variant entre 0 et 30%. Dans les hornblendites de la Basse-Tafna, le clinopyroxène est presque toujours xénomorphe. Il semble parfois syncristalliser avec hornblende avec laquelle il forme alors la phase d'inter-cumulus. Sa taille moyenne est comprise entre 1 et 3mm. Il est faiblement coloré en vert pâle et très légèrement pléochroïque. Ses caractères optiques sont très proches de ceux du diopside.

Le plagioclase peut être fréquent dans les hornblendites de la Basse-Tafna. Il se présente en plage assez limpides, xénomorphes et interstitielles. Il fait toujours partie de la phase d'inter-cumulus. La taille des sections ne dépasse pas les 2 mm. Les macles polysynthétiques apparaissent parfois.

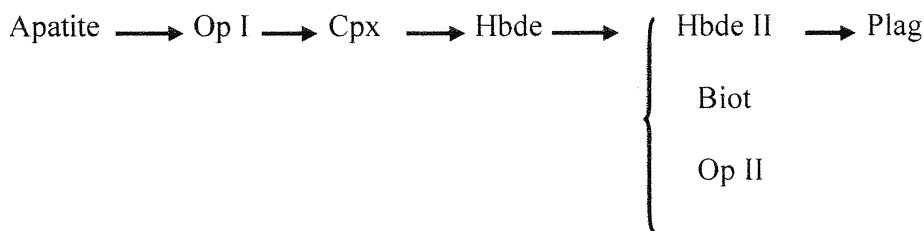
Le mica noir est assez discret dans les enclaves d'hornblendites de la Basse-Tafna. Les sections sont subautomorphes à xénomorphes, de 0,5 mm en moyenne. Il correspond à une biotite à pléochroïsme intense variant d'un brun-rouge à un jaune-doré. Le mica semble parfois montrer des relations intimes avec l'amphibole avec laquelle il paraît syncristalliser.

L'apatite se présente en petits cristaux automorphes de 0,5 mm de long, parfois allongés et craquelés et à très fort relief. Elle est toujours précoce et fait partie de la phase de cumulus. Elle pratiquement toujours incluse dans les autres espèces minérales avec lesquelles elle coexiste.

Les minéraux opaques sont omniprésents dans les enclaves d'hornblendites. Selon leurs habitus, nous distinguons toujours deux générations d'opaques. Les uns, précoces, subarrondis à subautomorphes, d'une taille inférieure à 0,5 mm et presque systématiquement inclus dans les silicates. Les autres, tardifs, xénomorphes, amiboïdes et d'une taille comprise entre 1 et 2 mm, sont toujours interstitiels. Ils font partie de l'inter-cumulus et syncristallisent parfois avec l'hornblende tardive.

Le verre volcanique est présent dans presque toutes les enclaves d'hornblendites étudiées. Il est généralement brun-rouge à brun-noir. Il se développe sous forme de veinules s'insinuant entre les cristaux et se propagent même le long de leur fracture. Il est aussi responsable de leur corrosion. Il semble quelque fois assurer une certaine cohésion à la roche (Zerka, 1991). Dans le verre volcanique, apparaissent très souvent des microcristaux de plagioclase, de clinopyroxène.....).

Les relations mutuelles entre les minéraux constitutifs des hornblendites permettent de synthétiser l'ordre de cristallisation suivant :



III.2.2. Les clinopyroxénites (BK 7-2 ; EAT 4 ; Ben012 ; BR 1-2) :

Dans toutes les clinopyroxénites étudiées, il apparaît que toujours, le clinopyroxène et assez souvent l'olivine, sont les minéraux les plus précoces et peuvent former ensemble ou séparément la phase de cumulus. A ces phases s'ajoutent, l'amphibole et les minéraux opaques, qui s'associent parfois pour former la phase d'inter-cumulus.

En se basant sur les proportions de l'inter-cumulus, les enclaves de clinopyroxénites étudiées correspondent à des adcumulats (**Photo 10**) ou à des mésocumulats (**Photo 11**).

Le clinopyroxène est le minéral dominant dans toutes les clinopyroxénites de la Basse-Tafna. Ses proportions modales dépassent toujours 40 % du volume total de la roche. Les sections sont le plus souvent automorphes à subautomorphes et entrent dans la phase cumulus de tous les échantillons étudiés. La taille des sections est comprise entre 1 et 4 mm et peut parfois atteindre ou même dépasser 10 mm. Les sections sont généralement jaune-verdâtre à rose-violacé. Il polarise dans les teintes du 2^{ème} ordre. La macle h1 est fréquente. Les zonages sont assez fréquents. Les inclusions sont présentes et consistent en des grains de minéraux opaques.

L'amphibole est presque constante dans les clinopyroxénites. Elle peut être assez abondante pouvant atteindre jusqu'à près de 30 % de la composition modale de la roche. Les sections forment le plus souvent des plages xénomorphes, de 2 à 4 mm, à contours irréguliers et à tendance poecilitique. Les clivages uniques ou conjugués sont assez fréquents. Le pléochroïsme est fort variant de marron-clair à brun-rouge. C'est une hornblende brune.

L'olivine est assez fréquente dans les enclaves de clinopyroxénites de la Basse-Tafna. Ses proportions modales n'excèdent pas 10 % de la composition globale. Les cristaux sont précoces, automorphes à subautomorphes, et d'une taille comprise entre 1 et 2 mm. L'olivine

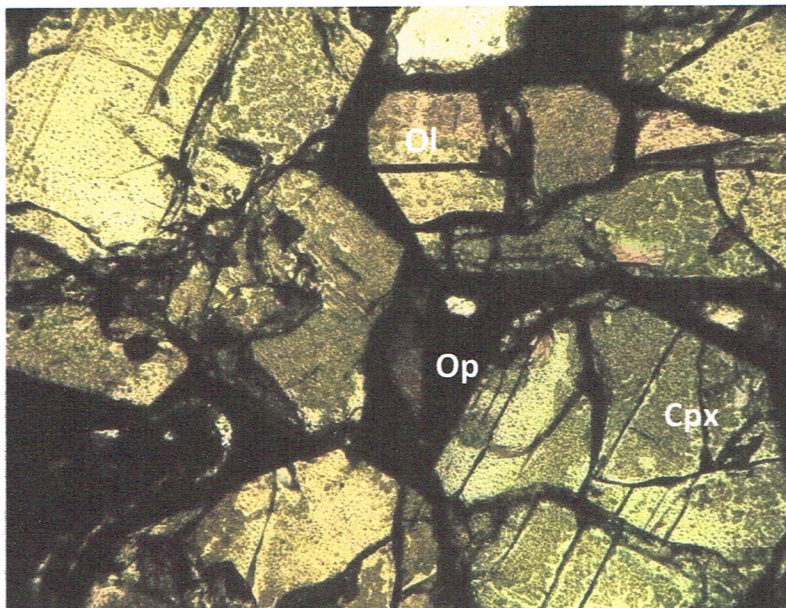


Photo 10 : vue d'un adcumulat de clinopyroxénite (échant. EAT 4)
(grossissement 20 x)
(Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque)

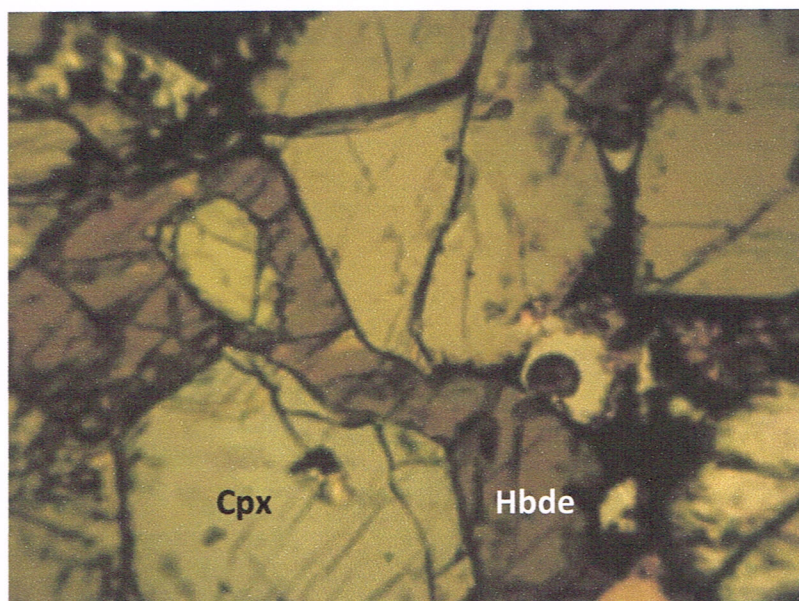
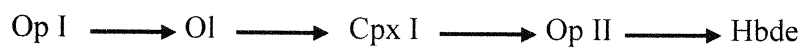


Photo 11 : vue d'un mésocumulat de clinopyroxénite (échant. Ben 012)
(grossissement 20 x)
(Cpx : clinopyroxène ; Hbde : hornblende)

fait toujours partie du cumulus. Dans certains cas, elle est un peu serpentinisée, montrant une altération, brun-noir et fibreuse, attaquant la bordure des sections et se propageant le long des craquelures. Ce type d'altération conduit même à un maillage du minéral.

Les minéraux opaques sont omniprésents dans les enclaves de clinopyroxénites de la Basse-Tafna. Ils se présentent soit en petits cristaux arrondis à subautomorphes, de 0,2mm de moyenne, dispersés dans la roche et parfois inclus dans les silicates encore en gros cristaux amiboïdes qui semble parfois syncristalliser tardivement avec l'amphibole (Zerka, 1991).

Les relations et les caractères pétrographiques des minéraux des clinopyroxénites permettent de reconstituer de l'ordre de cristallisation suivant :



III.3. Conclusion à l'étude pétrographique

L'étude pétrographique des enclaves ultramafiques de la Basse Tafna a permis distinguer deux faciès principaux caractérisé chacun par la prédominance d'un minéral mafique : clinopyroxène ou hornblende. Ces faciès correspondent donc à des clinopyroxénites et des hornblendites.

Les roches étudiées montrent des textures à caractère cumulatif se traduisant par la présence, en quantités variables, de phases minérales automorphes, précoces et formant le cumulus, associées à des phases minérales xénomorphes à poecilitique, tardives et constituant l'intercumulus. Elles correspondent aux enclaves de type III définies par Grégoire (1994) . Ce type d'enclaves est considéré comme des ségrégats, ou cumulats, de haute pression ayant précipité, par processus de cristallisation fractionnée, dans une chambre magmatique. Ils peuvent être génétiquement liés aux laves hôtes (Irving, 1974 ; Best, 1975) ou à un cycle magmatique antérieur (Basu et Murthy, 1977 ; Berger, 1981).

CHAPITRE IV
ETUDE MINÉRALOGIQUE

IV.1. Introduction :

Hormis l'apatite, la biotite et les opaques, toutes les espèces minérales constitutives des enclaves ultramafiques à caractère cumulatif de la Basse-Tafna ont été analysées à la microsonde électronique. Les analyses chimiques ont été reprises des travaux de Zerka (1991 et Zerka (2004) et certaines entre elles sont inédites.

IV.1.1. L'olivine (Tab.2) :

Les compositions de l'olivine sont assez homogènes à travers les types pétrographiques dans lesquels elle apparaît parmi les clinopyroxénites. De manière générale, l'olivine est très magnésienne (46,5 à 49 % de MgO). Ses teneurs en FeO oscillent entre 11 et 12 %.

La répartition de ces éléments s'exprime assez souvent, à l'échelle de la section minérale, par de discrets zonages. La bordure des sections s'enrichit en fer et corrélativement s'appauvrit en magnésium.

IV.1.2. Le clinopyroxène (Tab.3) :

Les enclaves à caractère cumulatif de la Basse-Tafna renferment un clinopyroxène de type diopside (**Fig.6**). Les clinopyroxènes des clinopyroxénites sont plus magnésiens ($81 < mg^* < 84$) que ceux des hornblendites ($69 < mg^* < 77$)

Les teneurs en titane et sodium sont en revanche plus fortes dans les diopsides des hornblendites ($2,6 \% < TiO_2 < 3,7 \%$ et $0,9 \% < Na_2O < 1,2 \%$) que dans ceux des clinopyroxénites ($1,9 < TiO_2 < 2,7 \%$ et $0,07 \% < Na_2O < 0,6 \%$).

	BK 7-2		EAT 4		Ben 012		BR 1-2	
SiO ₂	41,24	40,70	39,11	39,18	41,14	40,94	40,93	40,94
Cr ₂ O ₃	--	--	0,05	0,02	0,05	--	--	--
FeO	10,99	11,50	11,79	11,60	11,71	11,54	11,28	11,04
NiO	--	0,01	0,26	0,23	0,11	--	0,13	0,06
MnO	--	--	0,15	0,16	0,26	--	--	--
MgO	47,65	47,24	48,91	49,06	46,53	47,11	47,81	47,61
CaO	0,11	0,08	0,12	0,10	0,11	0,05	0,04	0,12
Na ₂ O	--	0,08	0,04	--	0,08	0,06	--	--
Total	99,99	99,61	100,43	100,35	99,99	99,70	100,19	99,77
Si	1,013	1,007	0,986	0,968	1,016	1,011	1,006	1,008
Cr	--	--	0,001	--	0,001	--	--	--
Fe	0,225	0,238	0,244	0,240	0,242	0,238	0,232	0,227
Ni	--	--	0,005	0,004	0,002	--	0,003	0,001
Mn	--	--	0,003	0,003	0,005	--	--	--
Mg	1,744	1,742	1,804	1,808	1,713	1,735	1,752	1,748
Ca	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003
Na	--	0,003	0,001	--	0,004	0,003	--	--
Total	2,984	2,992	3,029	3,025	2,986	2,988	2,994	2,987
mg*	88,54	87,97	88,07	88,28	87,62	87,93	88,30	88,50

Tab. 2 : compositions chimiques et formules structurales des olivines des clinopyroxénites

	hornblendites			clinopyroxénites				
SiO ₂	47,79	48,50	47,97	46,39	45,89	45,89	46,86	45,62
TiO ₂	2,61	2,08	3,71	1,90	2,35	2,53	2,72	2,57
Al ₂ O ₃	7,32	6,01	11,59	6,76	8,56	10,45	7,04	9,07
Cr ₂ O ₃	--	--	--	0,04	0,02	--	--	0,04
FeO	6,32	7,52	7,65	5,27	5,30	4,52	5,70	5,24
NiO	--	0,06	0,06	0,05	--	--	--	0,11
MnO	0,12	0,04	--	0,19	0,12	--	0,01	0,11
MgO	12,03	12,10	9,47	14,46	13,46	13,26	13,86	13,65
CaO	22,95	22,63	22,34	22,34	22,68	22,83	23,83	23,03
Na ₂ O	0,94	1,21	1,19	0,59	0,50	0,07	0,28	0,55
K ₂ O	0,02	--	--	--	0,04	--	--	--
Total	100,10	100,20	99,83	99,57	99,55	99,55	100,10	99,99
Si	1,778	1,813	1,641	1,782	1,729	1,695	1,740	1,685
Al ^{IV}	0,222	0,187	0,358	0,217	0,271	0,305	0,260	0,305
Al ^{VI}	0,099	0,078	0,156	0,078	0,105	0,150	0,049	0,094
Ti	0,073	0,059	0,105	0,053	0,066	0,070	0,075	0,071
Cr	--	--	--	0,001	0,001	--	--	--
Fe	0,197	0,235	0,241	0,163	0,169	0,139	0,177	0,158
Ni	--	--	0,001	0,001	--	--	--	0,003
Mn	0,004	0,001	--	0,006	0,004	--	0,002	0,003
Mg	0,667	0,674	0,532	0,800	0,748	0,729	0,767	0,758
Ca	0,915	0,906	0,915	0,889	0,906	0,903	0,948	0,919
Na	0,068	0,088	0,086	0,042	0,036	0,026	0,020	0,040
K	0,001	--	0,002	--	0,002	--	--	--
Total	4,023	4,040	4,038	4,036	4,036	4,017	4,038	4,036
mg*	77,24	74,13	68,82	83,03	81,56	83,95	81,24	82,28

Tab. 3 : compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes

La répartition de certains éléments, plus particulièrement magnésium, fer, calcium et titane, paraît révéler l'existence de zonages. Les cœurs des sections sont alors plus magnésiens et plus calciques tandis que les bordures sont plus ferrifères et plus titanifères.

Dans le diagramme Al^{VI} vs Al^{IV} (Fig.7), l'ensemble des diopsides analysés se trouve dans le domaine des enclaves délimité par Aoki et Kushiro (1968).

Dans le diagramme $(Ca+Na) - Ti$ de Leterrier et al. (1982), les clinopyroxènes des enclaves de la Basse-Tafna se retrouvent dans le champ des clinopyroxènes de basaltes alcalins (Fig.8).

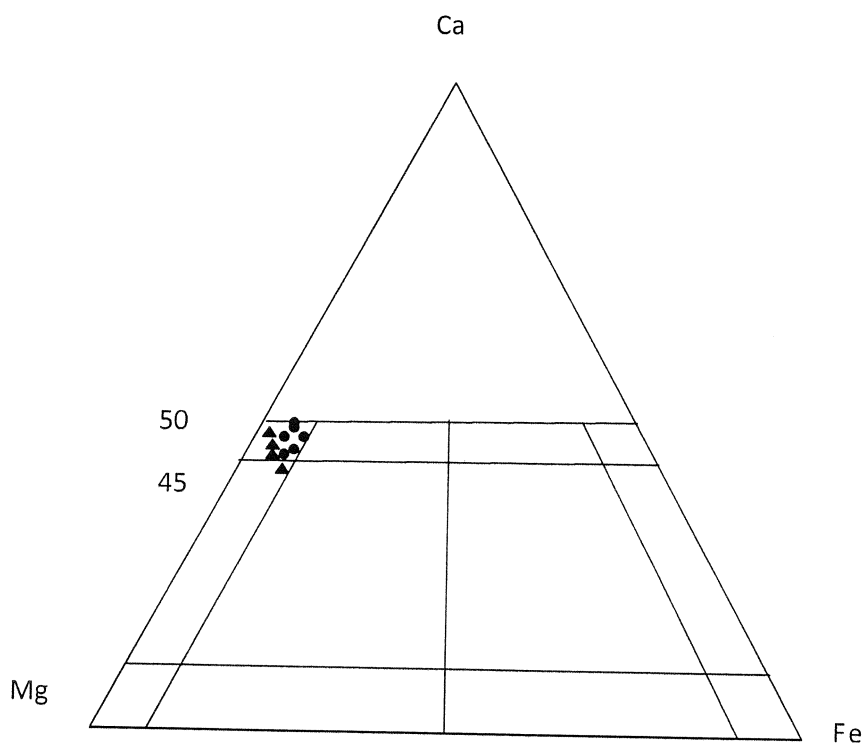


Fig.6 : position des clinopyroxènes étudiés dans le diagramme Ca-Fe-Mg (triangles : cpx des clinopyroxénites - ronds : cpx des hornblendites)

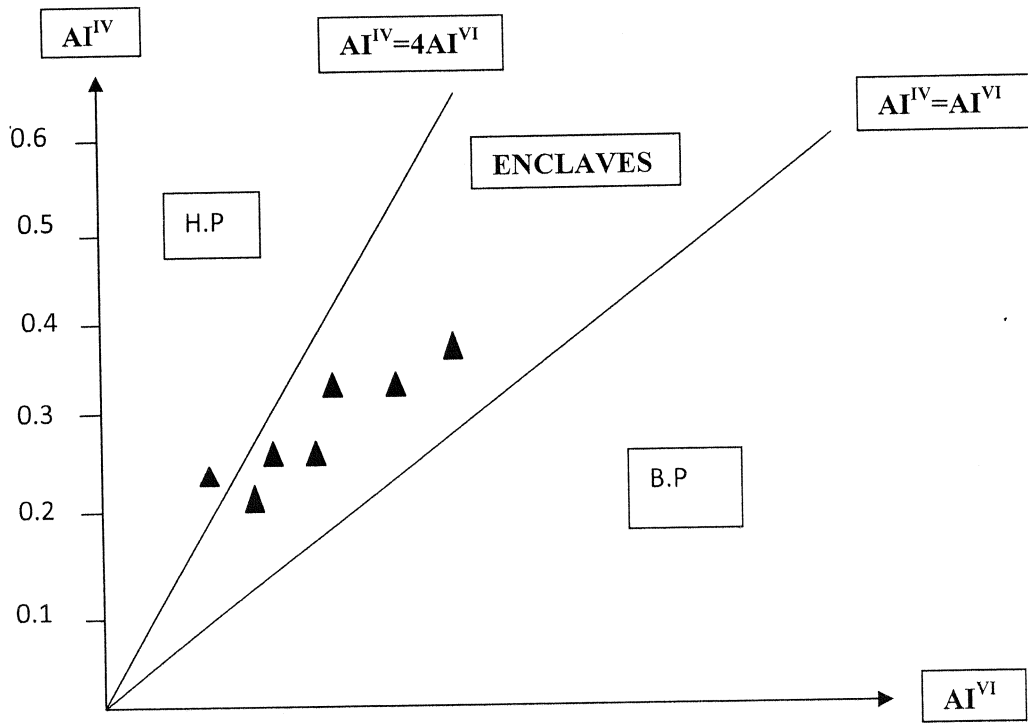


Fig.7 : diagramme Al^{IV} vs Al^{VI} des clinopyroxènes des enclaves étudiées
(limites de Aoki et Kushiro, 1968)

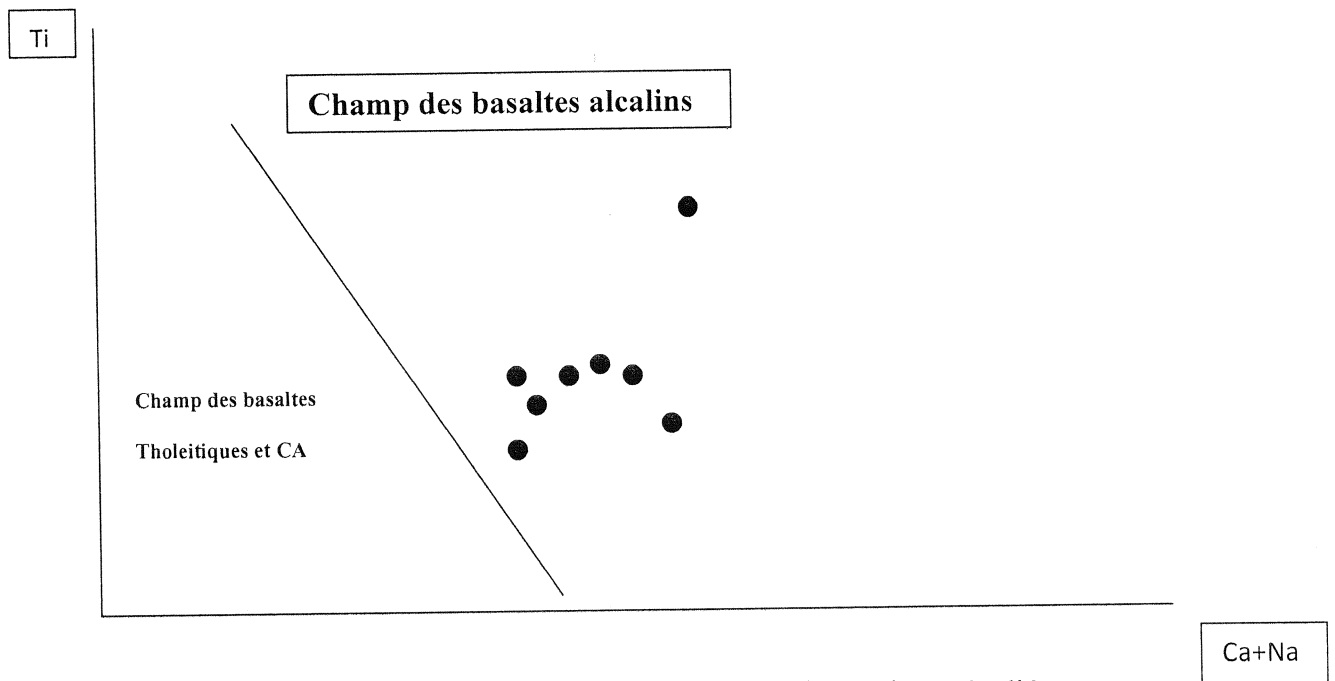


Fig.8 : diagramme $(Ca+Na)$ vs Ti des clinopyroxènes des enclaves étudiées
(limites de Leterrier, 1982)

IV.1.3. L'amphibole (Tab.4) :

Selon la nomenclature de Leake (1978), les amphiboles des enclaves de cumulats de la Basse-Tafna correspondent à des kaersutites dans les hornblendites ou à des pargasites ferrifères dans les clinopyroxénites (Fig.9).

Ces amphiboles montrent globalement des teneurs en MgO relativement élevées. Celles-ci sont comprises entre 10 et 12 % respectivement dans les kaersutites et entre 9,2 et 9,7 % dans les pargasites.

Les proportions de CaO, NaO₂ et K₂O sont assez homogènes dans les deux types d'amphibole.

Les quantités d'alumine et de titane montrent des valeurs relativement plus élevées dans les kaersutites (13,7 % < Al₂O₃ < 14,3 % et 4,8 % < TiO₂ < 6,2 %) que dans les pargasites (12,9 % < Al₂O₃ < 13,6 et 3 % < TiO₂ < 3,2 %).

	hornblendites			clinopyroxénites		
SiO₂	38,28	39,08	38,24	39,34	39,32	39,55
Al₂O₃	14,29	13,73	13,73	13,63	12,92	13,08
TiO₂	4,87	5,58	6,15	3,23	2,96	3,04
Cr₂O₃	0,05	--	0,05	--	--	0,07
FeO	13,54	10,41	9,53	15,56	14,77	15,78
NiO	--	--	--	--	--	0,79
MnO	0,33	0,17	0,25	0,17	0,30	0,32
MgO	10,04	11,82	12,08	9,20	9,61	9,65
CaO	11,52	11,79	12,21	11,05	11,68	11,70
Na₂O	2,78	2,81	2,55	2,58	2,71	2,52
K₂O	1,72	1,49	1,73	2,11	2,10	2,04
OH	1,97	2,00	2,01	1,95	1,96	1,96
Total	99,39	98,88	99,64	99,15	98,33	100,50
Si	5,795	5,852	5,799	6,012	6,055	5,998
Al	2,550	2,42	2,597	2,454	2,345	2,338
Ti	0,554	0,628	0,686	0,370	0,346	0,346
Cr	0,006	--	0,005	--	--	0,008
Fe	1,714	1,304	1,183	1,988	1,902	2,001
Ni	--	--	--	--	--	0,096
Mn	0,042	0,021	0,031	0,064	0,039	0,041
Mg	2,265	2,637	2,672	2,096	2,206	2,181
Ca	1,868	1,891	1,942	1,815	1,926	1,900
Na	0,814	0,816	0,735	0,763	0,810	0,741
K	0,332	0,285	0,327	0,411	0,413	0,393
OH	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total	16,940	16,854	16,977	16,970	17,040	17,040
mg*	56,92	66,91	69,31	51,32	53,70	52,15

Tab. 4 : compositions chimiques et formules structurales des amphiboles des hornblendites et des clinopyroxénites

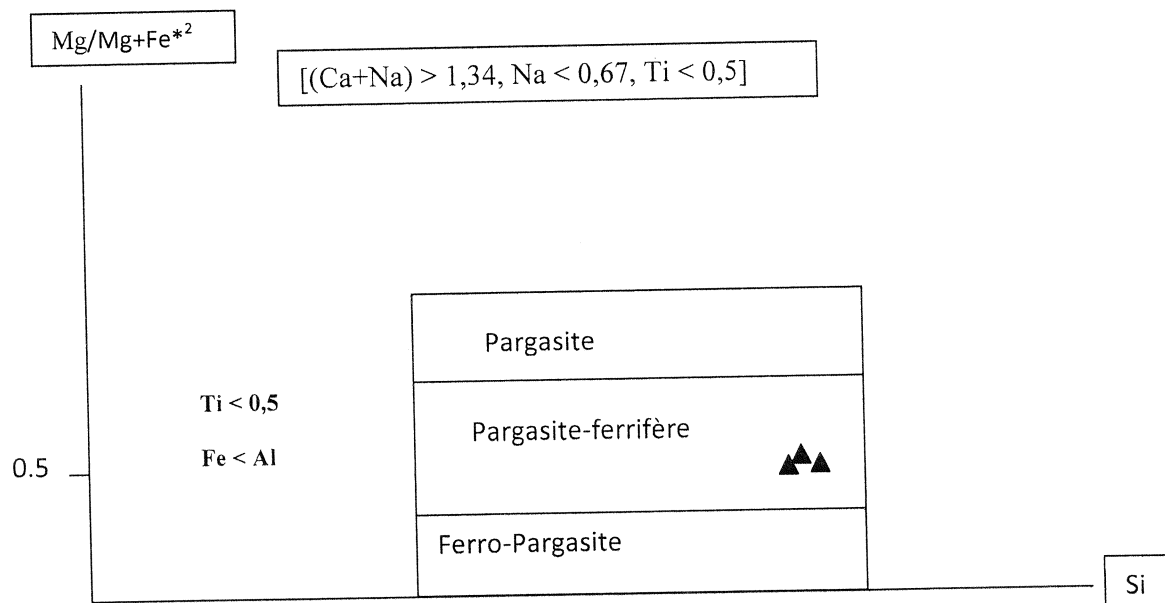
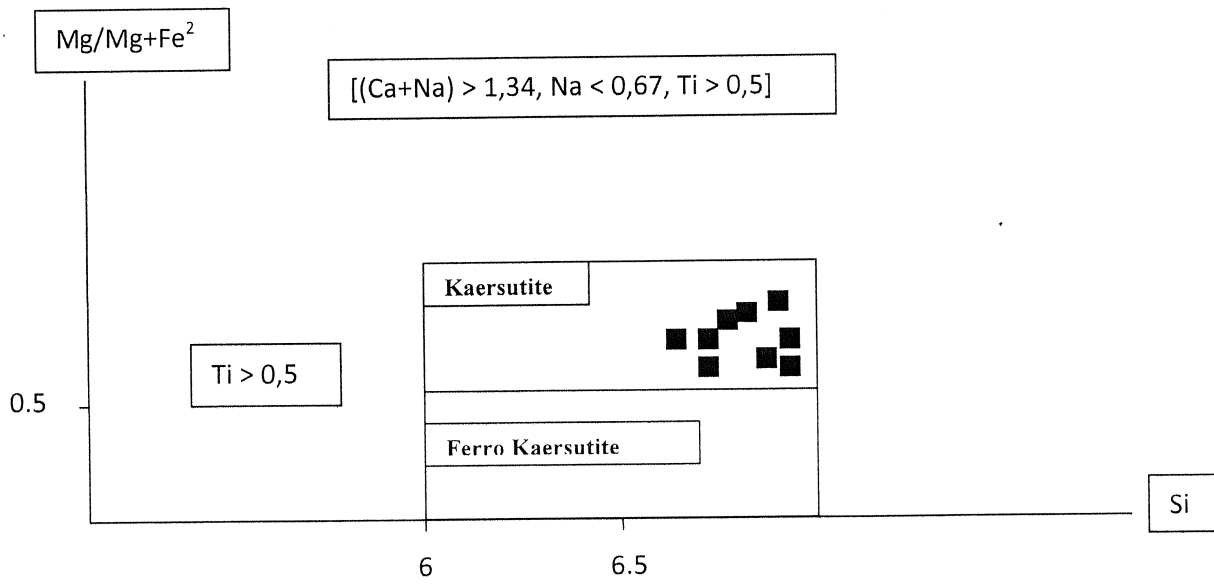


Fig.9 : nomenclature des amphiboles des enclaves étudiées selon la classification de Leake (1978)

IV.1.4. Le plagioclase (Tab.5) :

Ce type de feldspath n'apparait que dans quelques enclaves d'hornblendites de la Basse Tafna. Ses compositions varient de labrador ($An_{56} - An_{70}$) à bytownite ($An_{70} - An_{74}$).

	hornblendites			
SiO ₂	53,06	50,55	51,86	51,35
Al ₂ O ₃	29,31	30,79	30,18	30,45
TiO ₂	0,11	0,09	--	0,07
Cr ₂ O ₃	--	--	0,05	0,13
FeO	0,79	0,70	0,80	0,94
NiO	0,05	0,03	0,03	0,04
MnO	--	--	--	--
MgO	0,05	0,09	--	--
CaO	11,63	13,49	12,83	14,11
Na ₂ O	4,69	3,46	3,98	3,03
K ₂ O	0,30	0,19	0,24	0,05
Total	99,99	99,39	99,97	100,20
Si	2,423	2,324	2,370	2,337
Al	1,552	1,658	1,608	1,633
Ti	0,003	0,002	--	0,002
Cr	--	--	0,002	0,004
Fe	0,030	0,024	0,030	0,035
Ni	0,006	--	0,004	0,002
Mn	--	--	--	--
Mg	--	--	--	0,001
Ca	0,565	0,662	0,626	0,687
Na	0,412	0,304	0,346	0,271
K	0,017	0,019	0,013	0,003
Total	5,008	4,999	4,999	4,974
Ab	41,44	31,24	35,15	28,20
Or	1,74	1,14	1,40	0,32
An	56,81	67,62	63,46	71,49

Tab. 5 : compositions chimiques et formules structurales des plagioclases des hornblendites

IV.2. Discussion et conclusion à l'étude minéralogique :

Les analyses chimiques des différentes phases minérales constituant les enclaves à caractère cumulatif de la Basse-Tafna révèlent quelques variations dans les teneurs de certains éléments majeurs, plus particulièrement Si, Mg, et Fe et ceci suivant le type pétrographique.

Ces variations indiquent très souvent l'existence de zonages, surtout dans les olivines et les clinopyroxènes. Les cœurs de ces minéraux sont plus magnésiens et plus calciques, et leurs bordures s'enrichissent plutôt en fer et titane.

Ces variations semblent révéler, aussi, une évolution régulière des compositions des minéraux depuis les clinopyroxénites jusqu'aux hornblendites. Cette évolution est surtout marquée, dans les silicates ferromagnésiens, par une diminution du rapport mg*.

En outre, les variations minéralogiques constatées à travers les enclaves à caractère cumulatif de la Basse-Tafna et confrontées aux fluctuations des éléments majeurs, suggèrent qu'un processus de cristallisation fractionnée pourrait être à l'origine de la formation de ces roches au cours de la différenciation des basaltes alcalins hôtes.

IV.3. Comparaison avec les enclaves à caractère cumulatif du complexe éruptif d'Aïn Témouchent :

Zerka (1991 et 2004) a décrit également des enclaves à caractère cumulatif associées aux produits basaltiques plio-quadernaires d'Aïn-Témouchent. Celles-ci sont différenciées en wehrlites, clinopyroxénites et en hornblendites, avec plus ou moins de l'olivine, du plagioclase et quelque fois du mica noir de type phlogopite, de l'apatite et du spinelle. La seule différence, que nous pouvons tout de suite constater, c'est l'absence de spinelle dans les roches de la Basse-Tafna.

Des points de vue pétrographique et chimique, Zerka (1991 et 2004) a noté pratiquement les mêmes observations que nous avons relevées dans les enclaves de la Basse-Tafna.

Ainsi, sur la base de ces comparaisons, nous pouvons aisément reconnaître beaucoup d'analogies entre les enclaves ultramafiques d'Aïn Témouchent et celles de la Basse-Tafna. Dans

le secteur d'Aïn Témouchent, l'échantillonnage est, cependant, plus diversifié avec la présence de wehrlites.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le massif volcanique de la Basse-Tafna s'est manifesté de façon abondante au Plio-Quaternaire. Les roches émises sont de nature basaltique et d'affinité alcaline. Ces basaltes sont différenciés en basaltes alcalins, hawaïtes, mugéarites et benmoréites. Cette différenciation semble avoir été guidée par un processus de cristallisation fractionnée (Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 et Bendoukha, 2008).

Les basaltes de la Basse-Tafna renferment des enclaves ultramafiques. Ces roches sont à clinopyroxène ou à hornblende dominants et définissent ainsi respectivement des clinopyroxénites et des hornblendites. A ces phases essentielles, s'ajoutent des minéraux opaques de façon constante, de l'olivine surtout dans les clinopyroxénites, du plagioclase, de la biotite et de l'apatite dans les hornblendites. Les caractères pétrographiques et minéralogiques de ces roches montrent de grandes analogies avec les enclaves de type III définies par Grégoire (1994). Ces roches sont interprétées comme des ségrégats de magmas basaltiques.

Il apparaît donc très probable que les enclaves ultramafiques à caractère cumulatif de la Basse-Tafna et les laves hôtes soient génétiquement liées. Les clinopyroxénites et les hornblendites seraient alors des ségrégats de ces basaltes formés par un processus de cristallisation fractionnée au cours du cycle magmatique qui a donné, en surface, les basaltes de la Basse-Tafna. Cette hypothèse rejoint celle de Megartsi (1985), reprise par Bendoukha (1987) et Bendoukha (2008), qui propose une différenciation par cristallisation fractionnée pour expliquer le passage continu des basaltes alcalins aux benmoréites dans la Basse-Tafna.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Allègre C. (1984). Les ophiolites, à la recherche des océans perdus, In : «La dérive des continents». Bibliographie pour la Science, Diffusion Belin.

Aoki K. and Kushio I. (1968). Some clinopyroxens from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, pp.326-337.

Bellon H. et Guardia P. (1980). Le volcanisme alcalin plio-quadernaire d'Algérie occidentale, Etude radiométrique et paléomagnétique. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 22, Fasc. 3, pp. 213-222.

Bellon H., Guardia P. et Magne J. (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. *Géol. Médit.*

Bendoukha R. (1987). Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio-quadernaire de la Basse-Tafna (Oranie nord occidentale). Thèse Magister USTHB, Alger, 159 p.

Coisy P. and Nicolas A. (1978). Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des basaltes. *Bull. Miner.*, 101, pp.42-436.

Curie J. and Flamand A. (1889). Etude succincte des roches éruptives de l'Algérie. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger n°8.

Ernst T. (1963). Basalt magma – Entstehung und peridotites. *News Papers. Mineral.*, Monath, pp.203-205.

Fenet B. (1975). Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène Nord – Maghrébin : Les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse Doct, Etat Univ. Nice, 301 p .

Frey F.A. and Prinz M. (1978). Ultramafic inclusions from San Carlos(Arizona), petrological and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., 38, pp.129-176.

- Gentil L. (1903).** Etude géologique du bassin de la Tafna. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, n°4, 425 p.
- Guardia P. (1975).** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale. Thèse Doct. Etat, Univ. Nice, 286 p.
- Hadj Abdelkader A. (1993).** Etude des enclaves ultramafiques du massif volcanique des Souhalia (Oranie nord occidentale). Mém. Ing. Etat, Univ. Oran, 64 p.
- Irvine T.N. (1982).** Terminology for layered intrusions. J. Petrol., Vol. 23, Part 2, pp.127-162.
- Jardin L. (1973).** Les enclaves basiques et ultrabasiques dans les basaltes alcalins de la chaîne du Dévès (Haute Loire, France). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon.
- Kheroua M. (1993).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique du massif volcanique d'Ain Témouchent (partie orientale) Oranie-Nord-occidentale. Mém. Ing. Etat, Univ. Oran.
- Lacroix A. (1893).** Les enclaves des roches volcaniques. Ann. Acad. Macon, Ed. Protat frères, Macon, X, pp.1-710.
- Lacroix A. (1893-1913).** Minéralogie de la France et de ses colonies. Béranger Ed., 5 volumes.
- Lacroix A. (1924).** Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et d'une manière générale, la classification des laves renfermant de l'analcime. C.R.Acad. Sci., Paris, t.178, pp.529-534.
- Lacroix A. (1925).** Les basanites et les basaltes analcimiques d'Algérie et du Maroc. Bull. Volc., n°2, 8 p., Napoli.
- Lacroix A. (1927).** Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. C. R. Acad. Sci., t.185, n°12, pp.573-576.
- Leake B.E. (1978).** Nomenclature of amphiboles. Amer. Minéral., 63, pp.1023-1052.
- Lagraa K. et Nekkab S.A. (1990).** Étude pétrographique et géochimique du massif volcanique de Souhalia (Oranie nord occidentale). Mém. Ing. Etat, Univ. Oran, 70 p.
- Lameyre J. (1975).** Roches et minéraux. T.L. Doin Ed.

- Megartsi M. (1985).** Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale : géologie, pétrologie et géodynamique. Thèse Doct., USTHB, Alger, 296 p.
- Peterson R. and Francis D. (1977).** The Origin of sulfide inclusions in pyroxene megacrysts. Amer. Mineral., vol.62, pp.1049-1051.
- Pouyane J. (1877).** Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Ann. Mines, t.12, pp.81-155, Alger.
- Riou R. et Braud C. (1984).** Les inclusions fluides des enclaves basiques du Djebel Kerkour, Oranie (Algérie). 5^{ème} Sém. Nat. Sci. Terre, Alger, pp.115-116.
- Sadran G. (1958).** Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires de Tell oranais. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. série, Bull. n°8, 533 p.
- Schawazer R.R. and Rogers J.J. (1974).** A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. Earth Planet. Sci. Lett., 23, pp.286-296.
- Streckeisen A. (1976).** To each plutonic rocks its proper name. Earth Sci. Rev., 12, pp.1-33.
- Thornton P. and Tuttle O.F. (1960).** Chemistry of igneous rocks. D.I.: differentiation index. Amer. J. Sci., 258, pp.664-684.
- Velain C. (1874).** Constitutions géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à la Tunisie. C. R. Acad. Sci., Paris, t.128, p.73.
- Wager L.R., Brown G.M. and Wadsworth W.J. (1960).** Types of igneous cumulates. J. Petrol., 1, pp.73-85.
- White R.W. (1966).** Ultramafic inclusions in basaltic rock from Hawaii. Contrib. Mineral. Petrol., 12, pp.245-314.
- Yodder H.S. and Tilley C.E. (1962).** Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol., 3, p.342-532.

Zerka M. (1986). Etude pétrographique des xénolites de lherzolites à spinelle du massif volcanique d'Ain-Temouchent (Algérie). 11^{ème} R.S.T. Clermont Ferrand, résumé p.193.

Zerka M. (1991). Étude des enclaves ultramafiques du volcanisme plio-quadernaire d'Oranie Nord-occidentale : Exemple des massifs d'Aïn Témouchent et de la Basse-Tafna. Thèse Magister, USTHB, Alger.

Zerka M. (2004). Le Manteau sous la Marge Maghrébine : relations 'infiltrations-réactions-cristallisations' et cisaillements lithosphériques dans les enclaves ultramafiques du volcanisme alcalin plio-quadernaire d'Oranie, exemples des complexes d'Aïn Témouchent et de la Basse Tafna (Algérie nord-occidentale). Thèse Doct. Etat, Univ. Oran, 235 p.

Zerka M., et Megartsi M., (1986). Les enclaves ultramafiques des massifs volcanique d'Aïn Témouchent (Algérie-Occidentale). 6^{ème} Sém. Nat. Sci. Terre, Alger, résumé p. 112.

Zerka M., Cottin J.Y., Remaci N. et Midoun M. (1995). Ascension diapirique et amincissement lithosphérique dans le secteur volcanique d'Ain-Temouchent. 10^{ème} Sém. Nat. Sci. Terre, Alger, résumé p.95-96.

Zerka M., Cottin J.Y., Megartsi M., Gregoire M., Remaci N. et Midoun M. (1995). Signification pétrographique des enclaves ultramafiques composites à l'aplomb du secteur volcanique d'Ain Témouchent. 10^{ème} Sém. Nat. Sci. Terre, résumé p.165.

Zerka M., Cottin J.Y., Gregoire M., Lorand J.P. et Megartsi M. (1996). Hétérogénéités mantelliques dans les xénolites du volcanisme alcalin d'Oranais (Algérie) : interaction manteau-continent-magma et amincissement lithosphérique. 16^{ème} R.S.T. Orléans, résumé p.103.

Zerka M., Cottin J.Y., Grégoire M., Lorand J.P. and Megartsi M. (1997). Mantle peridotites and deep magmatic cumulates in the plio-quadernary volcanism of Oranie, Algeria. E.U.G IX, Strasbourg, résumé p.79.