

N d'ordre :

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

UNIVERSITE Abou Baker Belkaid –Tlemcen-

**Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la
Terre et de l'Univers,**

Département des Sciences de la terre.

Option : Géo-ressources.

Mémoire pour obtenir le diplôme de Master.

Présenté par : KHEDIMI Oum kelthoum.

**Thème : Le volcanisme Cénozoïque
de la région de Tamanrasset:
Pétrographie, Minéralogie et mise
en évidence des formations géologiques par la télédétection
(Hoggar central, Algérie)**

Soutenu publiquement le 24 Juin 2014 devant les membres de jury :

MM.

KACEMI Ali	Maitre de conférences B, Univ. Tlemcen	Président
AZZOUNI-SEKKAL Abla	Professeur, Univ. Tlemcen	Encadreur
KAZI TANI Lotfi	Maitre-assistant A, Univ. Tlemcen	Co-encadreur
BENRAMDANE Hocine	Maitre-assistant A, Univ. Tlemcen	Examineur.

DEDICACE

Je dédié ce présent travail à mes chers parents, pour leurs sacrifices encouragements et soutien tout au long de mes études et je lui exprime tous mon amour toute ma vie.

A mes chères sœurs Karima et son mari, Meriem, Soumia.

Et à mon amie proche et mon trésor de connaissance ma plus chère sœur Malika.

A mes chers frères Messaoud et sa femme Nadjjet, Mustapha et sa femme Hadjira, Saâd, Mohammed et le petit cher Abed el Badie.

Je n'oublie pas les granuleux fieux de mon frère, Mohamed Diae, Khansae, Hiba et Ilham.

Et les cierges de toute la famille, la plus chère petite HAFSA et le petit Mohamed Abd Samed.

A toute ma chère famille KHEDIMI et aussi les familles de ABDELLI et SADAOUI.I.

A ma précieuse copine Sabrina. Je n'oublierai jamais ma mère d'éducation BOUZIDE Sarah.

A mes amies SAOUDET Fadhila, NEKILI Milouda, Mébarka, AKIL Aicha, BEN ANOU Rima, MOKADDEM Naima et MADJDOUBI Fatma.

Et à toutes mes chères amies et collègues des universités de Tlemcen et Oran.

Et aussi à tous ce qui me connue de loin ou de près.

Oum Kelthoum

Sommaire

Dédicace	
Plan de travail	01
Remerciements	07
Résumé	08
Introduction	13
But de travail	15
Chapitre I : La géologie de Hoggar	16
I- Cadre géologique du Hoggar	17
I.1. Hoggar occidental	20
I.1.1. Le rameau occidental	20
I.1.2. Le rameau oriental	21
I.1.2.1. Les formations du Pharusien I	21
I.1.2.2. Les formations du Pharusien II	21
I.1.3. Le môle d'In-Ouzzal	23
I.1.4. Les formations Eocambriennes / Cambriennes	23
I.2. Le Hoggar central polycyclique	23
I.2.1. La série de l'Arechchoum	24
I.2.2. La série de l'Aleksod	24
I.2.3. Les formations volcano-détritiques du Protérozoïque supérieur	24
I.3. Le Hoggar oriental	24
I.3.1. Aouzeguer	24
I.3.2. Edembo	24
I.3.3. Djanet	25
I.3.4. La série de Tiririne	26
I.4. Le concept de métacraton LATEA	26

Chapitre II : Le volcanisme cénozoïque de Hoggar	30
I. Le volcanisme cénozoïque du Hoggar central	31
I.1. La phase précoce anté-miocène	35
I.1.1. Le massif de Taharaq	35
I.1.2. Les massifs volcano-plutoniques annulaires	35
I.2. La phase mio-plio-quadernaire	35
I.2.1. Dans l'Atakor	36
I.2.2. Dans la Tahalgha	36
I.2.3. Dans l'Egéré et l'Adrar N'Ajjer	36
I.2.4. Dans le Manzaz	36
I.2.5. Dans In-Ezzane (EZD)	36
I.3. L'évolution du volcanisme cénozoïque au Hoggar central	37
II. Interprétation des données géophysiques	39
III. Les hypothèses géodynamiques du volcanisme du Hoggar	39
Chapitre III : Géologie régionale	40
I. Géologie régionale	41
II. Données sur le volcanisme de l'Atakor	42
II.1. Le volcanisme de Tamanrasset	44
II.1.1. L'Adriane	47
II.1.2. Iharen	49
II.1.3. Tindi	50
II.1.4. Tilaouis	51
II.1.5. Oulet	52
II.1.6. L'Issekram	53
II.1.7. Adaouda	54
II.1.8. Debnat	55
II.1.9. Le chapeau chinois	56

Chapitre IV : Pétrographie et minéralogie	58
I. Introduction	59
II. L'étude pétrographique	59
II.1. L'étude macroscopique :	59
II.1.1. Les phonolites de Tilaouis (TIL 9)	59
II.1.2. Le trachyte de Tindi (TIN 2).	60
II.2. L'étude microscopique :	60
II.2.1. La phonolite de Tilaouis (TIL 9):	60
II.2.1.1.La description des minéraux	61
II.2.1.1.1.Les anorthoses :	61
II.2.1.1.2.Les plagioclases :	62
II.2.1.1.3. Les feldspathoïdes :	62
II.2.1.1.4. Les pyroxènes :	63
II.2.1.1.5.Les opaques :	63
II.2.1.1.6. L'apatite :	64
II.2.1.1.7. Les zircons	64
II.2.1.1.8. Ordre de cristallisation.	65
II.2.2. La phonolites de Tindi (TAM 6):	65
II.2.2.1. La description des minéraux :	66
II.2.2.1.1. Les anorthoses :	66
II.2.2.1.2.Les plagioclases :	66
II.2.2.1.3.Les feldspathoïdes :	66
II.2.2.1.4. Les olivines.	67
II.2.2.1.5. Les pyroxènes :	67
II.2.2.1.6. Les opaques.	68
II.2.2.1.7. L'apatite	68
II.2.2.1.8. Minéraux indéterminés :	69

II.2.2.1.9. Ordre de cristallisation :	69
II.2.3. Les trachytes de Tindi (TIN 2):	70
II.2.3.1. la description des minéraux :	70
II.2.3.1.1. Les anorthoses :	70
II.2.3.1.2. Les micas :	71
II.2.3.1.3. Les apatites :	71
III. L'étude minéralogique.	72
III.1. Introduction :	72
III.2. Compositions chimiques des minéraux :	73
III.2.1. Les phases majeures:	73
III.2.1.1 : Feldspaths sodi-potassiques :	73
III.2.1.2 : Les olivines :	75
III.2.1.3 : Les pyroxènes :	77
III.2.1.4 : Les micas :	78
III.2.1.5. les opaques :	82
III.2.2. Les phases accessoires :	83
III.2.2.1. L'apatite :	83
III.3. géothermométrie.	85
III.3.1. Introduction :	85
III.3.2. Estimation de température sur les micas:	85
III.3.2.1. Le géothermomètre de Schreurs :	85
III.3.2.2. Le géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005).	86
IV. Conclusion :	87

Chapitre V : Notions sur la télédétection et traitement des images satellites.

des images satellites.	88
I. Introduction :	89
II. Notions de base :	89
II.1. Définition de la télédétection :	89
II.2. Description des logiciels utilisés dans ce travail.	92
II.2.1. Le logiciel ENVI :	92
II.2.1.1. Présentation du logiciel ENVI :	92
II.2.2. Mapinfo professionnel 8.0 :	95
II.2.3. SPO 2003 Orientation préférentielle des formes.	96
II.2.4. Rose.	97
II.3. Objectif de cette étude :	98
II.4. Données disponibles et outils utilisés:	98
II.4.1. Croquis géologique de la région d'étude :	98
II.4.2. Image satellite :	100
II.4.3. Logiciels utilisés :	100
II.4.3.1. Affichage en fausses couleurs : composition colorée :	101
II.4.3.2. Rapports de bandes (ou bandes ratios) :	102
II.5. Méthodologie :	103
II.5.1. Le découpage de la scène :	104
II.5.2. Prétraitement : la correction radiométrique :	105
II.5.3. Les compositions colorées :	106
II.5.3.1. Les « bands ratios » (rapport de bandes) :	107
II.5.3.2. Les « bands ratios »: 5/7 5/1 5/4 RGB:	107
II.5.4. La composante principale :	109
II.5.5. Analyse structurale et cartes linéamentaires :	112
II.5.5.1. Les filtres directionnels	112

Conclusion générale.	118
Références bibliographiques	
Annexes	

Remerciements

*T*out d'abord, louange à **ALLAH** le tout puissant, le tout miséricordieux qui m'a donné le courage et la force pour réaliser ce modeste travail, qui est le fruit de mes cinq dernières années d'étude, et pour tous ses bienfaits.

Je tiens à remercier infiniment ma promotrice **Madame le Professeur Azzouni-Sekkal Abba**, pour la confiance qu'elle m'a accordée, tout le temps qu'elle m'a consacrée, et surtout la patience qu'elle a exprimée mais aussi ses consignes et ses orientations précieuses, ses encouragements permanents et ses nombreux conseils m'ont permis d'arriver à bout de ce travail, qu'elle trouve ici l'expression de ma plus sincère gratitude.

J'espère que ce modeste travail aura le mérite d'être apprécié par **Monsieur, Kacemi Ali**, qui me fait l'honneur de présider ce jury. Je tiens à lui exprimer mon profond respect et ma reconnaissance pour tout ce qu'il nous a transmis tout au long de mes études en spécialité.

Mon immense admiration va vers **Monsieur Kazi Tani Lotfi**, pour la patience qu'il a exprimée tout le long de ce travail et surtout la partie télédétection Il a été mon professeur et mon guide. Je le remercie infiniment pour tout le temps qu'il a passé avec moi pour m'initier à la télédétection.

Je remercie également **Monsieur Bendahmane Hocine** pour tous ses conseils et encouragements. Il me fait l'honneur d'examiner mon travail en faisant partie de ce jury.

Mes remerciements vont également à tous mes enseignants des universités de Tlemcen et Oran qui ont participé à ma formation en géologie et pour tous leurs conseils et encouragements

A toutes ces personnes, je tiens à associer mes parents pour toute leur aide.

Résumé

Le Hoggar est connu comme étant le siège d'une très importante activité magmatique tardive du Miocène au Quaternaire, au cours de laquelle se mettent en place d'importants volumes de laves typiquement et exclusivement alcalines. Située dans le terrane «AZ» (Azrou-n-Fad), et sur la bordure Sud-Est du massif volcanique de l'Atakor (Hoggar Central), la région de Tamanrasset qui fait l'objet de ce mémoire s'inscrit à ce type de volcanisme. L'activité volcanique dans cette région a permis la mise en place d'une quantité importante de produits volcaniques représentés par des tufs pyroclastiques sur lesquels reposent essentiellement des trachytes, des phonolites et des basaltes.

L'étude volcanologique, la description microscopique des laves de la région d'étude ont montré la diversité de la nature des roches et ont fait ressortir deux groupes :

- Les phonolites sont celle de Tilaouis (TIL 9) et celle de Tindi (TAM 6).
TIL 9 est caractérisée par l'assemblage des minéraux suivants : les feldspaths alcalins, les plagioclases, les feldspathoïdes, les pyroxènes, les opaques, les apatites, les zircons.
TAM 6 est caractérisée par l'assemblage des minéraux suivants : les feldspaths alcalins, les plagioclases, les feldspathoïdes, les olivines, les pyroxènes, les opaques, les apatites, et des minéraux indéterminés.
- Les trachytes sont représentés par le trachyte de Tindi (TIN 2) qui est caractérisé par l'assemblage des minéraux suivants : les anorthoses, les micas, les apatites.

L'étude minéralogique et géothermométrie nous a permis de compléter l'étude pétrographique par les renseignements suivants :

- Les Feldspaths sodi-potassiques de la phonolite TIL 9 et TIN 2 sont des anorthoses tandis que celles de TAM 6 sont des anorthoses et de sanidines,
- les plagioclases existent dans les phonolites de TIL 9 et TAM 6 et ils sont des oligoclases.
- Les feldspathoïdes sont présents dans les deux phonolites TIL 9, TAM 6 mais ils n'ont pas été analysés à la microsonde électronique. Ceux sont des sodalites-noséanes d'après l'étude microscopique.

- Les olivines de TAM 6 sont très ferrifères (Fo₂₁₋₂₅) et montrent une composition de Ferro-hortonolite avec une composition chimique qui montre des teneurs en fer (48.8% < FeO < 50.5%) plus élevées que celles en magnésium (8.4 % < MgO < 10.5%). Les teneurs en MnO varient légèrement de 5.9 % à 6.7 %.donc avec une composante *téphroïte* (Mn₂SiO₄) non négligeable.
- Dans la lame TAM 6, il existe deux types de pyroxènes, des augites en phénocristaux (voir chapitre pétrographie) et des augites aegyriniques interstitiels que nous n'avons pas analysés.
- Les micas apparaissent dans le trachyte TIN 2. Ce sont des biotites qui ont des caractères primaires et elles occupent la limite entre Fe-Biotite et Mg-Biotite. Ces biotites de TIN 2 sont riche en Ti ce qui s'exprime par une cristallisation à des températures élevées entre 731 et 750 °C.
- Les opaques sont présents dans les deux phonolites (TAM 6 et TIL 9) et ce sont essentiellement des titano-hématites.
- Les apatites n'ont pas été analysées que dans la phonolite (TIL 9). Il s'agit de fluorapatites avec des teneurs comprises entre 3.41 et 6.41 pour le fluor et moins riche en chlore de teneurs entre 0 et 0.007.

L'étude de la télédétection est un outil très efficace pour la cartographie régionale et d'après l'étude faite avec certaines méthodes, nous avons constaté que les formations d'Issekram cartées comme des cônes basaltiques et pyroclastites associées, sur la carte géologique de Tamanrasset (DSGA, 2002, formation B4) sont en fait des trachytes.

D'après la rosace, les linéaments de la région de Tamanrasset montre une famille direction majeure celle à **N 40°N60°**, Cette direction a d'ailleurs été bien mise en évidence par la télédétection. Une direction mineure à **N 140°** apparait.

Enfin la direction NS qui structure le Hoggar en trois grands domaines est vraiment minime dans la région de Tamanrasset.

Les mots clés : Hoggar central, Tamanrasset, volcanisme Cénozoïque, roches alcalines, télédétection, linéaments.

Abstract

Hoggar is known as being the seat of a very significant late magmatic activity of Miocene to the Quaternary one, during which significant exclusively alkaline volumes of lava are set up typically and. Located in terrane "AZ" (Azrou-n-Fad), and on the South-eastern edge of the volcanic solid mass of Atakor (Hoggar Central), the area of Tamanrasset which is the subject of this memory registers with this type of volcanicity. The volcanic activity in this area allowed the installation of a significant quantity of volcanic products represented by pyroclastic tuffs on which primarily trachytes, phonolites and basalts rest.

The volcanologic study, the microscopic description of the lava of the area of study showed the diversity of the nature of the rocks and emphasized two groups:

- Phonolites are that of Tilaouis (TIL 9) and that of Tindi (TAM 6).

TIL 9 is characterized by the assembly of following minerals: alkaline feldspars, plagioclases, feldspathoïdes, pyroxenes, the opaque ones, apatites, zircons.

TAM 6 is characterized by the assembly of following minerals: alkaline feldspars, plagioclases, feldspathoïdes, olivines, pyroxenes, the opaque ones, apatites, and of unspecified minerals.

- Trachytes are represented by the trachyte of Tindi (TIN 2) which is characterized by the assembly of following minerals: anorthoses, micas, apatites

The mineralogical and geothermometric study enabled us to supplement the petrographic study by the following information:

- The sodi-potassic Feldspars of phonolite TIL 9 and TIN 2 are anorthoses while those of TAM 6 are anorthoses and sanidines,
- Plagioclases exist in phonolites of TIL 9 and TAM 6 and they are oligoclases.
- The feldspathoïdes are presented in two phonolites TIL 9, TAM 6 but they were not analyzed with the electronic microsunder. Those are sodalites-noséanes according to the microscopic study.

- Olivines of TAM 6 are very iron-bearing (Fo_{21-25}) and show a composition of Ferro-hortonolite with a chemical composition which shows contents of iron ($48.8\% < \text{FeO} < 50.5\%$) higher than those of magnesium ($8.4\% < \text{MgO} < 10.5\%$). The contents of MnO vary slightly from 5.9% with 6.7%. It contains a component *tephroite* (Mn_2SiO_4) considerable.
- In blade TAM 6, there are two types of pyroxenes, phenocryst augites (see chapter petrography) and of aegyrinic augites interstitial which we did not analyze.
- The micas appear in trachyte TIN 2. In fact biotites are primary education and they occupy the limit between Fe biotite-Mg Biotite.

These biotites of TIN 2 are rich in Ti what is expressed by crystallization at high temperatures between 731 and 750° C.

- The opaque ones are present in two phonolites (TAM 6 and TIL 9) and they are primarily titanohematites.
- Apatites were analyzed only in phonolite (TIL 9). It is about fluorapatites with contents ranging between 3.41 and 6.41 for fluorine and less rich in chlorine of contents between 0 and 0.007.

The study of the teledetection is a very effective tool for the regional cartography and according to the study made with certain methods; we noted that the formations of Issekram sump like basaltic cones and pyroclastites associated, on the geological map of Tamanrasset (DSGA, 2002, B4 formation) are in fact of trachytes.

According to the rosette, the features of the area of Tamanrasset shows a family major direction that with **N 40°N60°**, This direction besides was well highlighted by the teledetection. A minor direction with **N 140°** appears.

Finally the direction NS which structure Hoggar in three great fields is really tiny in the area of Tamanrasset.

Key words: Central Hoggar, Tamanrasset, Cenozoic volcanicity, alkaline rocks, teledetection, features.

INTRODUCTION

Introduction :

La géologie du Sahara représente un patrimoine minéral exceptionnel par sa richesse et sa diversité. La connaissance de la géologie du Sahara, en plus de l'immense intérêt scientifique et économique qu'elle représente, est aussi une invitation au voyage au-delà du temps et de l'espace, entre le vieux socle d'âge précambrien et la couverture sédimentaire tassilienne, qui le surmonte.

Le Hoggar constitue la partie centrale du bouclier Targui qui se prolonge au Sud-ouest par l'Adrar des Iforas (Mali) et au Sud-est par l'Air (Niger) (Fig. 1). Il offre à la surface d'affleurement une diversité colossale de roches essentiellement d'âge Précambrien.

La couverture discordante est formée de grès Ordoviciens formant les Tassilis n'Ajjers au Nord et les Tassilis du Hoggar au Sud.

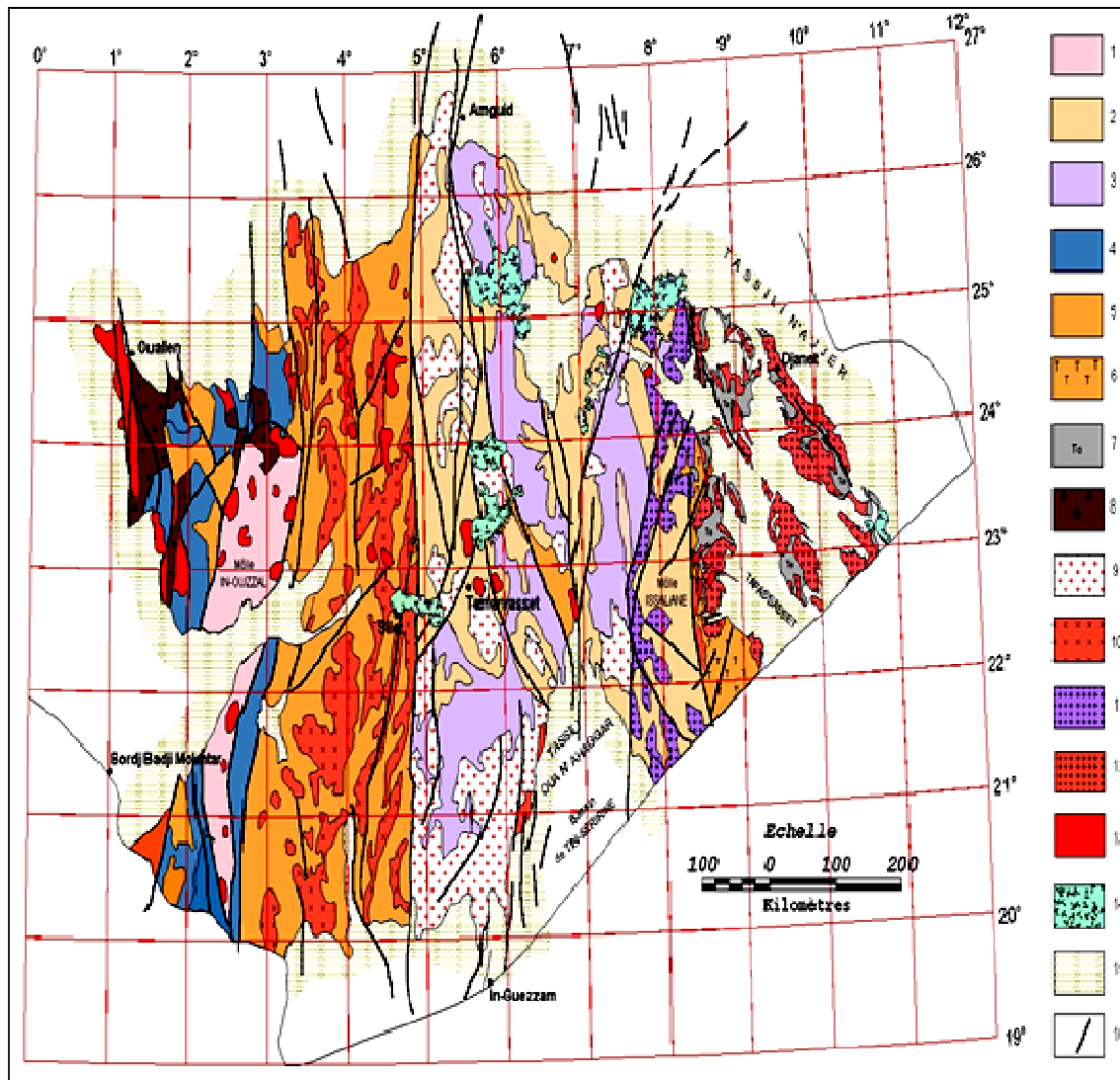
Le Hoggar couvre une superficie d'environ 556.000 km². C'est un massif formé de roches cristallines et cristallophylliennes dont les sommets vertigineux dépassent 3000 mètres d'altitude. En son centre, le Tahat (3 003 m) qui domine tout l'Atakor, est le point culminant de l'Algérie. Sa capitale Tamanrasset (1400 m d'altitude) se situe à 2000 km au Sud d'Alger. La grande superficie, la variété des formations géologiques et l'excellente qualité des affleurements font du Hoggar un univers de recherches géologiques unique au monde.

L'histoire du Bouclier Touareg a enregistré le passage de trois événements tectonométamorphiques :

- Evènement archéen daté à **2860-3000 Ma** (Peucat et al., 1996).
- Evènement éburnéen daté à **2000 Ma** (Allègre et al., 1972 ; Latouche et al., 1974 ; Bertrand et Lassère, 1976 ; et bien d'autres auteurs).
- Evènement panafricain entre **800 et 600 Ma** (Caby et al., 1981).

Le Panafricain, terme proposé pour la première fois par Kennedy (1964) a été utilisé pour caractériser un important et vaste épisode thermo-tectonique ayant évolué à la fin du Précambrien et au début du Paléozoïque (**500±100 Ma**) et qui a conduit à la différenciation de toute l'Afrique en cratons et zones mobiles.

Le modèle structural récent est hérité essentiellement de l'orogénèse Panafricaine (**750-525 Ma**). Il se termine avec un événement, qui est la mise en place des granites de type «Taourirts» post-orogéniques, à affinité alcali-calcique à alcaline (Boissonnas, 1973 ; Azzouni, 1989 ; Azzouni et al., 2003). Ces granites « Taourirts » se sont mis en place le long de shears zones en régime de transtension.



1-Granites archéennes ; 2-Gneiss et méta-sédiments, série de l'Archchoum (Pr1) ; 3-Gneiss à faciès amphibole, série de l'Aleksode (Pr2) ; 4-Gneiss indéf.(Pr3) ; 5-Greywakes pharusiens ; 6-Arkoses et conglomérats, série de Tiririne (Pr') ; 7-Volcano-sédiments du Tafassasset (Pr5) ; 8-Molasses (série pourprée) du cambrien ; 9-Granite syn.-orogéniques panafricains ; 10-Granites panafricains ; 11-Granites post orogéniques panafricains, 12-Granites du Hoggar oriental ; 13-Granites panafricains tardifs, 14-Basaltes et volcanisme récent, 15-Couverture paléozoïque, 16-Failles.

Fig. 1 : Carte géologique du Hoggar simplifiée (d'après Caby et al., 1981, modifiée).

But de travail :

Le but essentiel de ce travail est :

- M'initier à la géologie du Hoggar.
- De faire l'étude pétrographique de trois lames (deux lames de Tindi et une lame de Tilaouis) de laves de la région de Tamanrasset ;
- De traiter les données brutes de microsonde des trois échantillons de laves (Tilaouis : TIL 9 et Tindi : TAM 6 et TIN 2).
- D'apprendre à manipuler les logiciels de pétrologie.
- Faire l'étude minéralogique des différents minéraux analysés à la microsonde (classification, substitutions...).
- Faire une étude géothermométrique des laves étudiées.
- Faire une étude de télédétection et de traitement d'une scène de la région d'étude.
- D'apprendre à manipuler les logiciels de télédétection et les logiciels du système d'information géographique (SIG).

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

I. Cadre géologique du Hoggar :

Le Hoggar est la principale composante du bouclier Touareg et fait partie de la chaîne panafricaine trans-saharienne (Cahen et al., 1984). Il est subdivisé en trois principaux domaines allongés N-S et présentant des caractéristiques structurales et lithologiques différentes (figures 2 et 3): le Hoggar occidental, le Hoggar central polycyclique et le Hoggar oriental. Ces trois domaines sont respectivement séparés par des accidents majeurs subméridiens : l'accident 4°50' et l'accident 8°30'. Une telle disposition de ces domaines résulte d'une compression E-W extrême durant le panafricain (600 Ma) du bouclier Touareg par deux plaques rigides : le Craton Ouest Africain (COA) et le Craton Est-Africain (CEA) (Bertrand et Caby, 1978, Black et al., 1979).

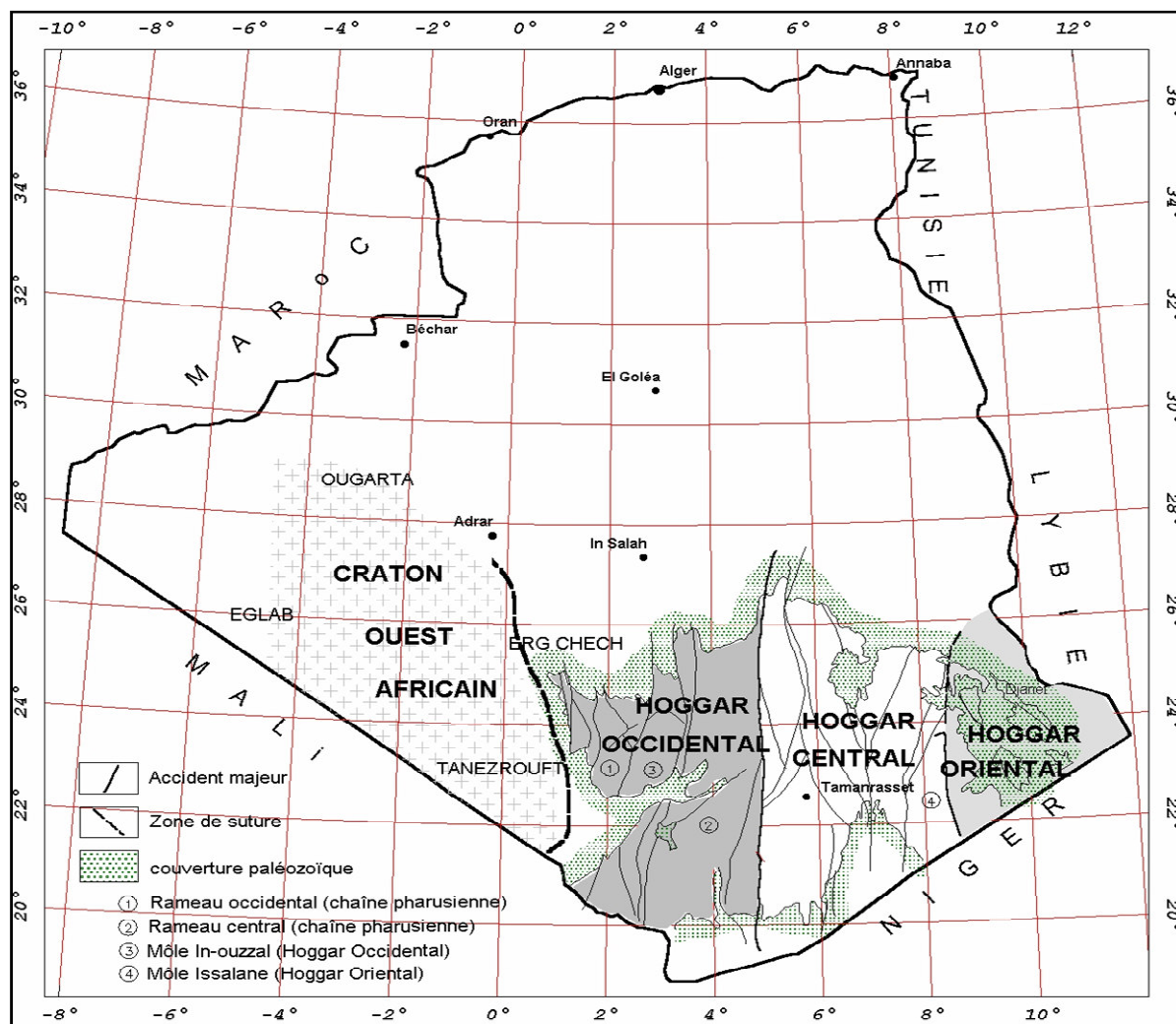


Fig.2 : Carte des principales subdivisions et des principaux domaines structuraux du Hoggar, d'après Caby et al., 1981.

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

La structuration du Bouclier Touareg en 23 blocs a été définie dans le bouclier Touareg par (Black et al., 1994). (Fig.3).

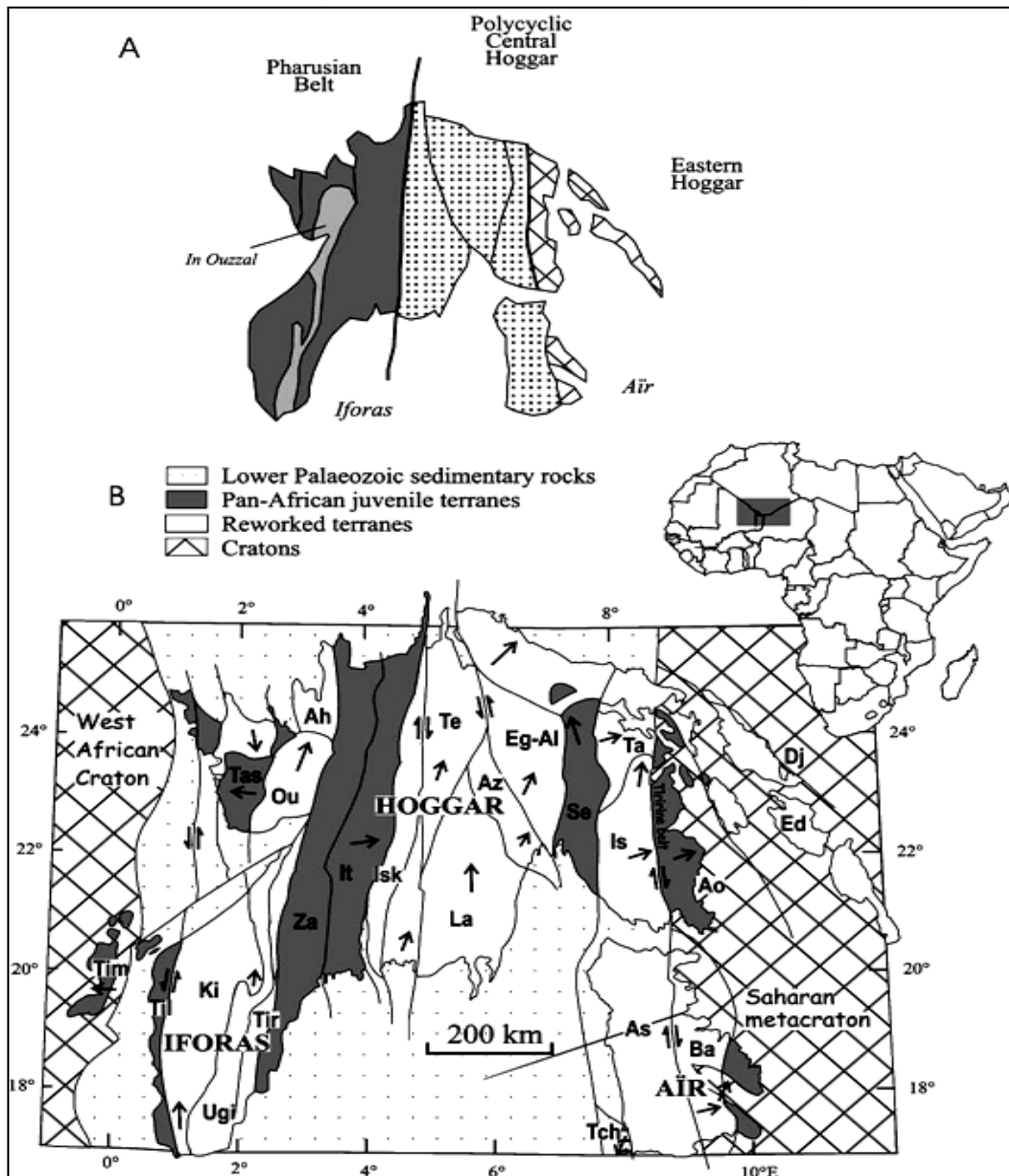


Fig.3 : Carte structurale présentant (A) la première subdivision (Bertrand et Caby, 1978). (B) les 23 blocs du bouclier Touareg (Black et al., 1994). D’Est en Ouest les 23 terranes sont :Djanet (Dj) ; Edembo (Ed) ;Aouzegueur (Ao) ; Baghot (Ba) ; Assodé-Issalane (As-Is) ;Tchilit (Tch) ;Tazat (Ta) ; Sérouénout (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) ; In Ouzzal (Ou) ; Iforas granulitique unit (Ugi) ; Tassendjanet (Tas) ; Kidal (Kid) ;Tilemsi (Til) ;Timetrine (Tim).

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

L'édification du bouclier Touareg par déplacement, fusion et structuration des vingt-trois blocs le long des grands décrochements N-S, s'est faite en trois phases durant l'orogénèse panafricaine :

- La première est précoce (**750 et 660 Ma**) et correspond à une collision entre les terrains de l'Est du Hoggar et l'Air, avec le craton Est saharien vers **700 Ma**.
- La deuxième tardive (**620-580 Ma**), enregistre une deuxième collision entre la marge passive du craton Ouest africain et la marge active du bouclier touareg vers **600 Ma**. Le stade tardif est marqué par une fracturation N-S d'importantes méga shear zones communes à tout le bouclier Touareg.
- De nouveaux travaux au Hoggar oriental ([Fezaa et al., 2010](#)) montrent que le Hoggar oriental a été le siège d'un événement orogénique entre **590 et 558 Ma** suite à la collision intracontinentale entre le Hoggar oriental et le craton de Mursuq.

L'orogénèse panafricaine a donc sensiblement marqué le bouclier Touareg. Plusieurs conséquences y ont été enregistrées :

- Un magmatisme post-collisionnel caractérise les 23 blocs de façon variable, celui-ci prend naissance essentiellement le long des méga zones de cisaillements N-S en relation directe avec le déplacement des « terranes ». Il est accompagné par un métamorphisme régional de haute température et de l'intrusion de nombreux batholites calco-alcalins riches en potassium (K). ([Black et al., 1994](#)).
- Une fusion partielle régionale de la croûte inférieure au niveau du bloc d'Assodé accompagne la mise en place de batholites calco-alcalins datés entre **720 et 665 Ma** dans les terranes de Barghot et Aouzegueur ([Liégeois et al., 1994](#)).
- La délamination lithosphérique du craton Est saharien (ESC) lors de sa collision avec les terranes de l'Est du Hoggar et de l'Air ([Black et Liégeois, 1993](#)).
- Une transition au magmatisme alcalin particulièrement développé au niveau du fossé pharusien et de l'Adrar des Iforas est aussi remarquable. Elle caractérise de nombreux granitoïdes post-collisionnels, calco-alcalins et alcalins riche en potassium (K) ([Liégeois et Black, 1987](#)).
- L'orogénèse panafricaine se termine au Cambro-ordovicien par la mise en place de complexes alcali-calciques et alcalins, annulaires, de faible profondeur : les « Taourirts » ([Boissonnas, 1973](#) ; [Azzouni-Sekkal, 1989](#) ; [Azzouni-Sekkal et Boissonnas, 1993](#) ; [Cheilletz et al., 1992](#); [Bonin et al., 1998](#) ; [Azzouni et al., 2003](#)).

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

- Le magmatisme anorogénique alcalin se manifeste aussi au Dévonien dans les massifs de l’Air (Moreau et al., 1994) par la mise en place de complexes annulaires alcalins et hyperalcalins comme l’Adrar Bous.

I.1. Hoggar occidental :

Le Hoggar occidental est un vaste domaine et où l’orogénèse panafricaine est la plus complète depuis les stades de dépôt, de magmatisme pré-orogénique, de déformation, métamorphisme et plutonisme syn-tectonique et post-tectonique jusqu’au dépôt de formations molassiques. Il est limité à l’Ouest par le craton Ouest-africain à noyaux d’âge Archéen. A l’Est, il est séparé du Hoggar central par l’accident submériidien 4°50’. Deux rameaux y sont distingués (Occidental et oriental, Caby, 1970 ; Black, 1978), séparés par le môle granulitique de In-Ouzzal, lequel est constitué de formations archéennes, structurées et métamorphisées à l’Éburnéen.

- **I.1.1. Le rameau occidental :** (blocs Tirek (Tir) ; Ahnet (Ah) ; In Ouzzal(Ou) ; Unité granulitique d’Iforas (Ugi) ; Tassendjanet (Tas) ; Kidal (Kid) ; Tilemsi (Til) ; Timetrine (Tim).).

Il est constitué par un édifice tectonique complexe, polyphasé où des unités lithostratigraphiques sont mêlées, le plus souvent à la faveur de contacts anormaux précoces. Il comprend :

- Des fragments du socle Protérozoïque inférieur injectés par des granites syn-tectoniques Éburnéens (**2090 Ma**) (Allègre et Caby, 1972).
- La série à stromatolithes, métamorphisée dans le faciès amphibolitique, et constituée par des marbres, des amphibolites, des quartzites et des metabasites. Elle est discordante sur le socle précédent et est recoupée à sa base par des complexes basiques et ultrabasiques intrusifs, mis en place à environ **800 Ma** (Clauer, 1976).
- Une unité, essentiellement quartzitique, d’âge Protérozoïque moyen (quartzites alumineux) recoupée par des intrusions alcalines pré-tectoniques datées à **1750 Ma** en U/Pb sur zircon (Caby et Andreopoulos, 1987).
- La série verte (Caby, 1970), plus jeune que **780 Ma**, comprenant des métasédiments et des volcanites métamorphisées dans le faciès schistes verts.

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

- La série molassique Eocambrienne/cambrienne discordante sur l'ensemble des séries précédentes. Elle contient plusieurs niveaux de matériel volcanique essentiellement rhyolitique daté à **520 Ma** (Caby, 1970).

- **I.1.2. Le rameau oriental ou « Fossé pharusien »** (terranes de Tirek, Tin Zaouatene, In Teidini et d'Iskel).

Deux cycles magmato-tectono-métamorphiques (Pharusien I et II), séparés par une discordance majeure, ont été mis en évidence dans la région de Silet dans les formations du Protérozoïque supérieur par (Bertrand et al., 1966).

I.1.2.1. Les formations du Pharusien I :

Elles sont représentées par deux séries volcano-sédimentaires épi- à méso-zonales (Timesselarsine et le complexe de l'oued Edjedjou) affectées par des plis couchés précoces d'axes NE-SO (F1), puis reprises par une phase de déformation (F2) qui a engendré des plis subméridiens d'âge Panafricain (Gravelle et Chikhaoui, 1976). Ces terrains sont recoupés par des batholites calco-alcalins plurikilométriques associés à des stocks mafiques à ultramafiques.

La série du Pharusien I (métasédiments et volcanites: Série de Timesselarsine), contemporaine d'un volcanisme tholeiitiques, est aussi recoupée par des complexes mafiques et ultramafiques, le cortège volcanique et volcano-détritique y est plus développé.

I.1.2.2. Les formations du Pharusien II :

Les formations du Pharusien II ne sont affectées que par une seule phase de déformation liée à l'orogénèse panafricaine, qui s'exprime par une schistosité (S2) sub-verticale. Ces séries à dominance détritique montrent des faciès épi-zonaux (Gravelle, 1969 ; Fabriès et Gravelle, 1977 ; Caby et al., 1982). Elles sont représentées au Nord par la série d'Amded, transgressive sur les formations du Pharusien I et le complexe volcanique d'Irellouchem. Au Sud la série grésopélitique est injectée de plusieurs générations de roches intrusives acides et basiques (complexe mafique d'Aguelmam, granites d'Imezzarène, Iskel et Tihoyarine).

Les roches volcaniques de la série d'Irellouchem (Pharusien II) définissent une isochrone Rb/Sr à **680 ± 36 Ma**, celles de la série d'Amded se placent sur la même isochrone (Dupont, 1987).

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

De nouveaux travaux (Béchiri-Benmerzoug, 2009 ; 2011; Azzouni et al., 2011) montrent que de nombreux batholites granitiques qui affleurent dans le rameau oriental sont associés à l'orogénèse panafricaine. Ils intrudent des formations volcano-sédimentaires du Pharusien I et/ou II. Plusieurs générations de granitoïdes se sont mises en place durant cette période (du Tonien à la limite Cryogénien-Ediacarien).

1. Les âges les plus anciens sont Toniens et ont été obtenus sur les diorites quartziques de Timesselarsine (**868 Ma**, Caby et al., 1982) intrudées par le batholite de Tin Tékadiouit (non daté) et le batholite de Taklet (**839 Ma**). L'étude pétrologique du batholite de Tin Tékadiouit montre qu'il est formé d'une zone centrale de type TTG (High-Al) et une zone de bordure transitionnelle vers les séries calco-alkalines (Béchiri-Benmerzoug, 2009).
2. Au Cryogénien, au sud de l'oued Amded, six batholites orientés SSO-NNE et séparés par des zones de cisaillement ont été mis en évidence (Béchiri-Benmerzoug 2009). Leur mise en place s'est échelonnée entre **742 ± 5 Ma** et **638 ± 5 Ma**. Chaque bloc, large de 15 à 30 km, a son histoire propre. Toutefois, trois points communs les rassemblent : (I) la présence d'un substratum océanique, ou Pharusien I non daté, (II) le caractère TTG du magmatisme (plutonisme et volcanisme) d'arc et (III) la présence de nombreux massifs basiques jalonnant les zones de cisaillement dont l'Iddeleh, massif mafique-ultramafique de type Alaskan (Khéloui, 2009).

Les données isotopiques ($0.701 < iSr < 0.704$ et $+0.21 < \epsilon_{Nd} < +3.35$) plaident en faveur d'une source mantélique juvénile pour la plupart des batholites étudiés et une source avec contribution crustale pour le batholite d'Eheli ($iSr=0.704$ et $-4.7 < \epsilon_{Nd} < -8.3$).

3. A l'Ediacarien, se met en place le batholite d'Imezzarène daté à **583 ± 7 Ma** (Bertrand et al., 1986).
4. Au Cambrien, vers **525 Ma**, des complexes annulaires « Taourirts » alcali-calciques et alcalins (Azzouni-Sekkal et al., 2003) se mettent en place à la faveur du rejeu des grands accidents 4°50'E et 4°15'E. Les données isotopiques ($0.703 < iSr < 0.706$ et $-1 < \epsilon_{Nd} < -9$) plaident en faveur d'une source mantélique juvénile avec forte contribution crustale pour les complexes « Taourirts ».

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

➤ I.1.3 Le môle In-Ouzzal:

Pris entre les formations des deux rameaux pharusiens précédents, il est constitué de matériaux essentiellement à faciès granulitique d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur. Il est limité à l'Est et à l'Ouest par des zones de cisaillement dont les derniers rejeux ont été acquis vers la fin de l'événement tectono-métamorphique panafricain.

Du point de vue lithologique, ce môle offre une grande variété de roches (gneiss granulitiques et granites charnockitiques, formations supracrustales, carbonatites et syénites, (Ouzegane et al., 2003).

➤ I.1.4 Les formations Eocambrienne/cambriennes:

Ces formations connues sous le nom de « Série Pourprée » sont entièrement molassiques et correspondent à l'ultime étape de l'orogénèse panafricaine. Composées à la base de conglomérats polygéniques et surmontées par des grès arkosiques, ces formations détritiques remplissent les bassins d'Ouallen et Egatalis.

I.2. Le Hoggar central polycyclique:

Il représente la partie médiane du bouclier, et est limité à l'Est et à l'Ouest par deux gigantesques accidents décrochants : 8°30' et 4°50'. Par opposition au domaine précédent, le Hoggar central comporte très peu de matériel sédimentaire ou volcanique d'âge Protérozoïque supérieur ne formant que des sillons étroits allongés N-S. Ce domaine est dominé par des formations d'âge protérozoïque inférieur et pro parte Archéen. Ce sont des migmatites et des gneiss rubanés de composition granodioritique à tonalitique associés à des orthogneiss oeillés (datés à environ **2000 Ma**, Bertrand, 1974) et des formations méta sédimentaires contenant des gneiss variés, des marbres, des quartzites et des micaschistes, localement connus dans le faciès granulitique d'âge Eburnéen (Gour Oumelalen: Latouche et Vidal, 1974).

Dans l'ensemble de ces gneiss «suggariens», actuellement interprétés comme représentant du matériel d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur ayant subi une déformation et un métamorphisme d'âge Eburnéen, on regroupe deux séries types. Ce sont la série de l'Arechchoum et la série de l'Aleksod :

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

➤ I.2.1 La série de l'Arechchoum :

Elle est composée d'orthogneiss tonalitiques ou granitiques, formant des gneiss rubanés et homogènes. Les roches dominantes sont des gneiss gris à grain fin, constitués de quartz, d'oligoclase et de biotite. (Bertrand, 1974).

➤ I.2.2 La série de l'Aleksod :

Elle surmonte en discordance majeure la précédente et représente une série métasédimentaire de plate-forme composée de quartzites, marbres, métapelites et roches volcano-détritiques, le tout associé à un grand volume de roches basiques et de migmatites granodioritiques. Cette série est déformée et métamorphisée dans les conditions du faciès amphibolite initialement daté aux environs de **930-1050 Ma** (Bertrand, 1974).

➤ I.2.3 Les formations volcano-détritiques du Protérozoïque supérieur

Elles sont déformées et métamorphisées dans les conditions de faciès schistes verts en présentant les mêmes caractéristiques que celles de la série verte (Hoggar occidental).

I.3 Le Hoggar oriental : (Barghot (Aïr), Djanet, Edembo et Aouzegueur.)

Ce domaine se situe à l'Est du cisaillement 8°30' et comporte trois terranes et la chaîne Tiririnienne.

➤ I.3.1. Aouzeguer :

Il est essentiellement formé de matériel juvénile océanique et d'un complexe ophiolitique (Bouillier et al., 1991).

➤ I.3.2. Edembo :

Il est formé d'un socle métamorphisé dans le faciès amphibolite parfois migmatitique et recoupé par des granitoïdes.

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

➤ I.3.3. Djanet :

Il est formé par des sédiments faiblement métamorphisés dans le faciès schistes verts et recoupé par des granitoïdes et un essaim de filons.

Le Hoggar oriental a subi une phase panafricaine tardive entre **570 et 555 Ma**. C'est une phase continentale transpressive qui s'accompagne d'un métamorphisme et de la mise en place d'un magmatisme calco-alkalin dans les terranes de Djanet et Edembo (épisode mourzoukienne fini Ediacarien, [Fezaa, 2010](#)).

➤ I.3.4. La série de Tiririne

Cette série (chaîne Tiririnienne) constitue un rameau orogénique linéaire sub-méridien et longe la bordure orientale de la zone de cisaillement 8°30'. Elle est constituée de dépôts détritiques de plus de 6000 m ([Bertrand et Caby, 1978](#)). La sédimentation combine des caractères molassiques (arkoses et conglomérats dérivant du socle oriental) et des caractères plus nettement orogéniques (faciès flyschoides). Non déformée dans la partie méridionale, elle est recoupée par des sills de dolérites, micro granodiorites et microgranites.

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

I.4. Le concept de métacraton LATEA :

Liégeois et al., (2003 ; 2012) proposent un modèle d'interprétation de l'évolution des terranes du Hoggar central :

Ils groupent sous le nom de LATEA (figure 4). Les quatre terranes constitutifs du Hoggar central (Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest et Egéré-Aleksod) et suggèrent leur évolution géologique et géochronologique communes depuis l'éburnéen jusqu'au panafricain caractérisée par :

- La présence d'un socle Archéen et Paléo protérozoïque (**+2.7 Ga** âge sur zircons, ou **3.3 Ga** âge model T_{DM} Nd ; Peucat et al., 2003) fait de roches métamorphisées dans le faciès granulite durant l'orogénèse éburnéenne (**1.9 Ga** ; Bertrand et al., 1986 ; Peucat et al., 2003).
- L'absence de roches ou des événements d'âge méso-protérozoïque. Cette période a permis à LATEA d'acquérir une croûte lithosphérique épaisse et rigide.
- La présence d'unités de roches océaniques juvéniles (ophiolites du faciès schiste vert, amphibolites, gneiss et éclogites), évoluant en une série complète rétrograde. Ces roches ont été métamorphisées dans un contexte de subduction et de cisaillements en relation avec le début de l'orogénèse panafricaine. Au cours de cette période, LATEA s'est comporté comme une marge passive et rigide.
- La présence d'une phase tectonique majeure à la fin de l'orogénèse panafricaine, marquée par des mouvements importants le long des méga shear-zones. En conséquence, LATEA a été disloquée en quatre terranes. Cette phase a induit l'emplacement de batholites calco-alcalins riches en potassium K le long des shear zones puis l'intrusion de plutons sub-circulaires d'affinité alcaline (ex : pluton de Tisselliline : **555 ± 15 Ma**, $\epsilon_{Nd}=0.8$ (Liégeois et al., 2003 ; Acef et al., 2003 ; Abdallah et al., 2007), des plutons Taourirt (Azzouni-Sekkal et al., 2003) ; et des complexes mafiques-ultramafiques comme ceux de Laouni (Cottin, 1998), ou de l'Allioum (Ikhlef-Debabha, 2011 ; Azzouni et al., 2013).
- La dissection de la lithosphère de LATEA a permis l'activation et déplacement horizontal de méga- zones de cisaillements sur plusieurs centaines de kilomètres vers le Nord lors du serrage de LATEA entre le craton Ouest Africain à l'Ouest et le métacraton Saharien à l'Est. (Fig. 5).

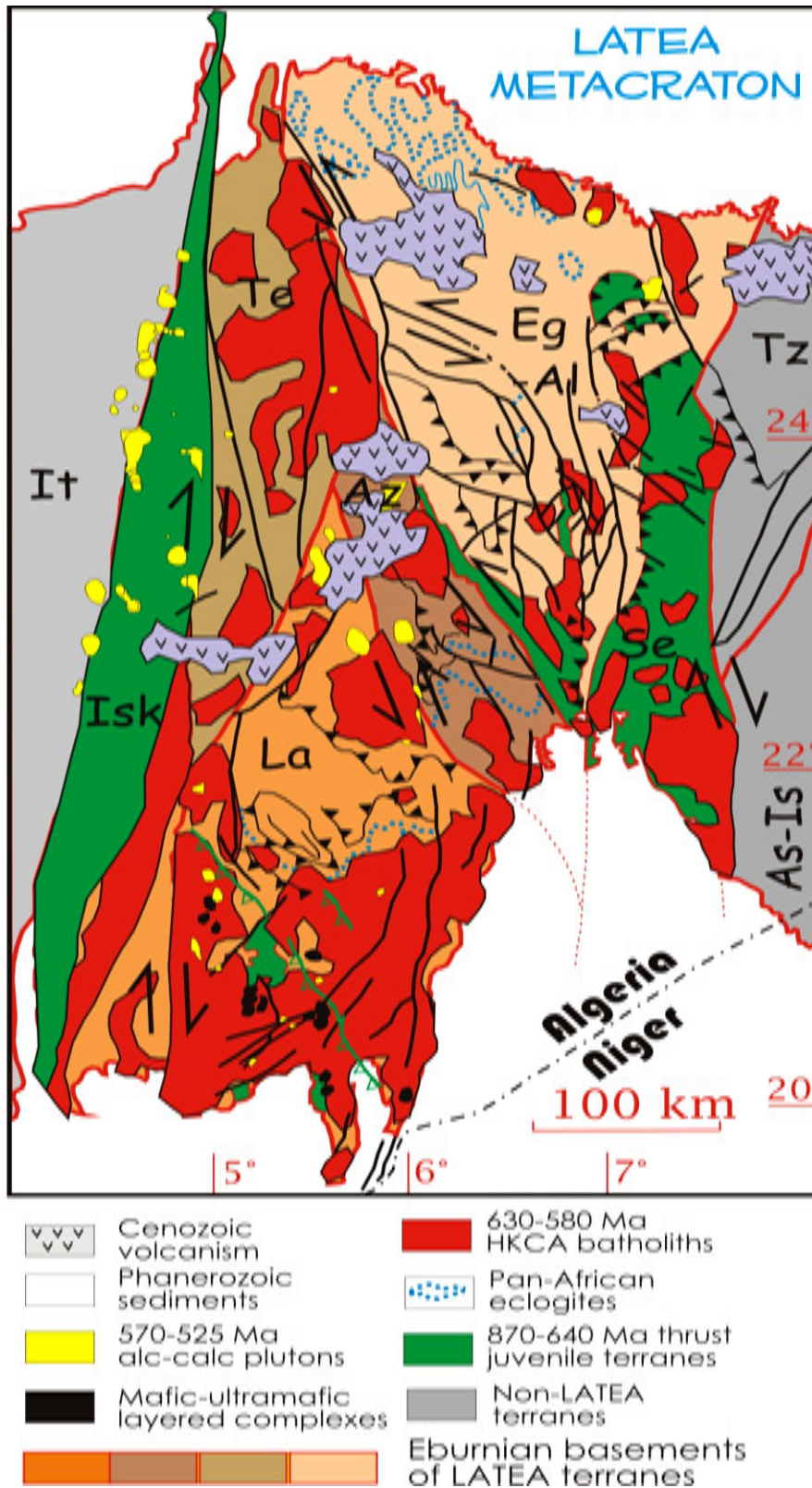


Fig. 4 : carte géologique du métacraton de LATEA montrant le Paléo-protérozoïque (métacraton) disséqué en quatre terranes (La : Laouni, Az : Azrou-n-Fad, Te : Tefedest, Eg-Al : Egéré-Aleksod), les arcs insulaires juvéniles du Cryogénien (Isk : Iskel, Se : Serouenout avec les bandes éclologitiques), les batholites calco-alcalin hyper potassique (**630-580Ma**), les complexes mafiques et ultramafiques, les plutons alcalins et alcali-calciques (principalement la province de Taourirts) et le volcanisme cénozoïque du bouclier Touareg principalement situé dans le métacraton de LATEA.

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

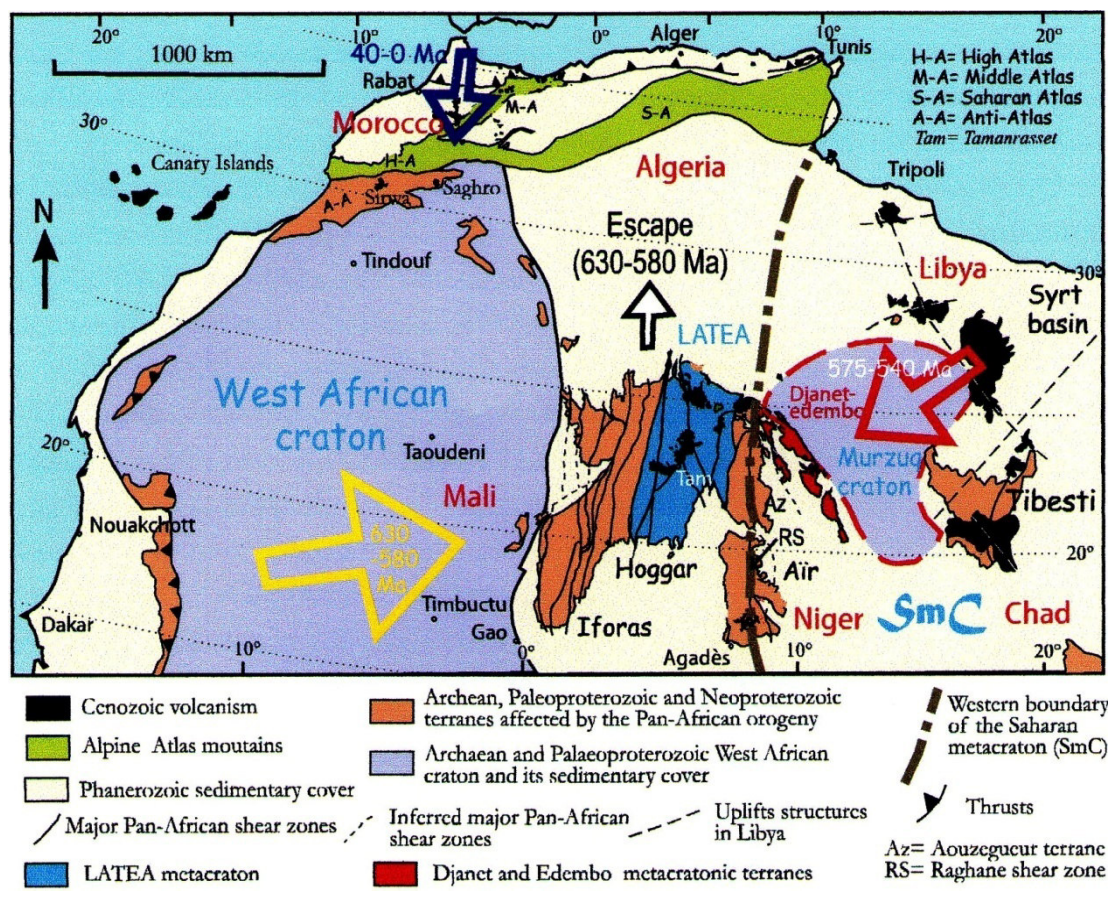


Fig. 5 : Carte de l’Afrique de l’Afrique du Nord-Ouest montrant la position du bouclier Touareg serré entre les deux cratons ouest africain et est africain et son déplacement vers le Nord lors de l’orogénèse panafricaine. Le volcanisme Cénozoïque dans le métacraton LATEA et dans le secteur métacratonique autour du craton de Murzuq (Fezaa et al., 2010).

Pendant la métacratonisation de LATEA, la majeure partie des formations Archéennes/Paléo-protérozoïques ont été préservées. Dans la région de Tidjenouine, par exemple, les paragenèses granulitiques à **2,06 Ga** ne montrent presque aucune surimpression métamorphique panafricaine. Ces roches montrent un métamorphisme maximal à 880°C et 8 Kbars avec une rétomorphose à 750°C et 5 Kbars dans le faciès amphibolite puis à 580°C et 3,5 Kbars (Bendaoud et al., 2008). Près des zones de méga-cisaillements, et des batholites panafricains, un réchauffement panafricain a été remarqué. Cet évènement a été daté à **615Ma** (Age de recristallisation de zircon, Bendaoud et al., 2008) qui correspond à l’apogée des intrusions de batholites dans le secteur. (Bertrand et al., 1986 ; Liégeois et al., 2003 ; Talmat, Bouzeguella et al., 2011).

CHAPITRE I : LA GEOLOGIE DU HOGGAR

Depuis **580 Ma**, LATEA a été réactivée, sporadiquement, le long des mêmes zones de cisaillements. Certains de ces épisodes de réactivation ont permis la mise en place de nombreux plutons formant province magmatique de Taourirts ([Paquettes et al., 1998](#) ; [Azzouni-Sekkal et al., 2003](#) ; [Liégeois et al., 2003](#)) puis le volcanisme sous saturé en silice ([Liégeois et al., 2005](#) ; [Azzouni et al., 2007](#)). En plus, il est probable que ces zones de cisaillement aient commandé la sédimentation Paléozoïque ([Beuf et al., 1971](#)).

L'analyse ci-dessus indique que LATEA s'est comporté comme un craton au cours des périodes du Tonien et Cryogénien sans aucun événement orogénique collisionnel marqué, excepté l'accolement d'arcs insulaires n'affectant pas le socle de LATEA et la présence de terranes et de nappes allochtones bien préservées.

Pendant le Cénozoïque, le métacraton LATEA a été affecté par un soulèvement du socle accompagné par un volcanisme asthénosphérique. La montée du volcanisme asthénosphérique a été facilitée par la réactivation (mouvement principalement vertical) des méga cisaillements panafricains en réponse à la collision de l'Afrique et de l'Europe ([Liégeois et al., 2005](#)).

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

I. LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR :

Le Hoggar appartient avec le Tibesti (Tchad), l'Air (Niger), le Darfur (Soudan) et la chaîne du Cameroun à un ensemble de bombements épirogéniques d'échelle lithosphérique qui caractérise toute la partie nord de la plaque africaine (Fig.6).

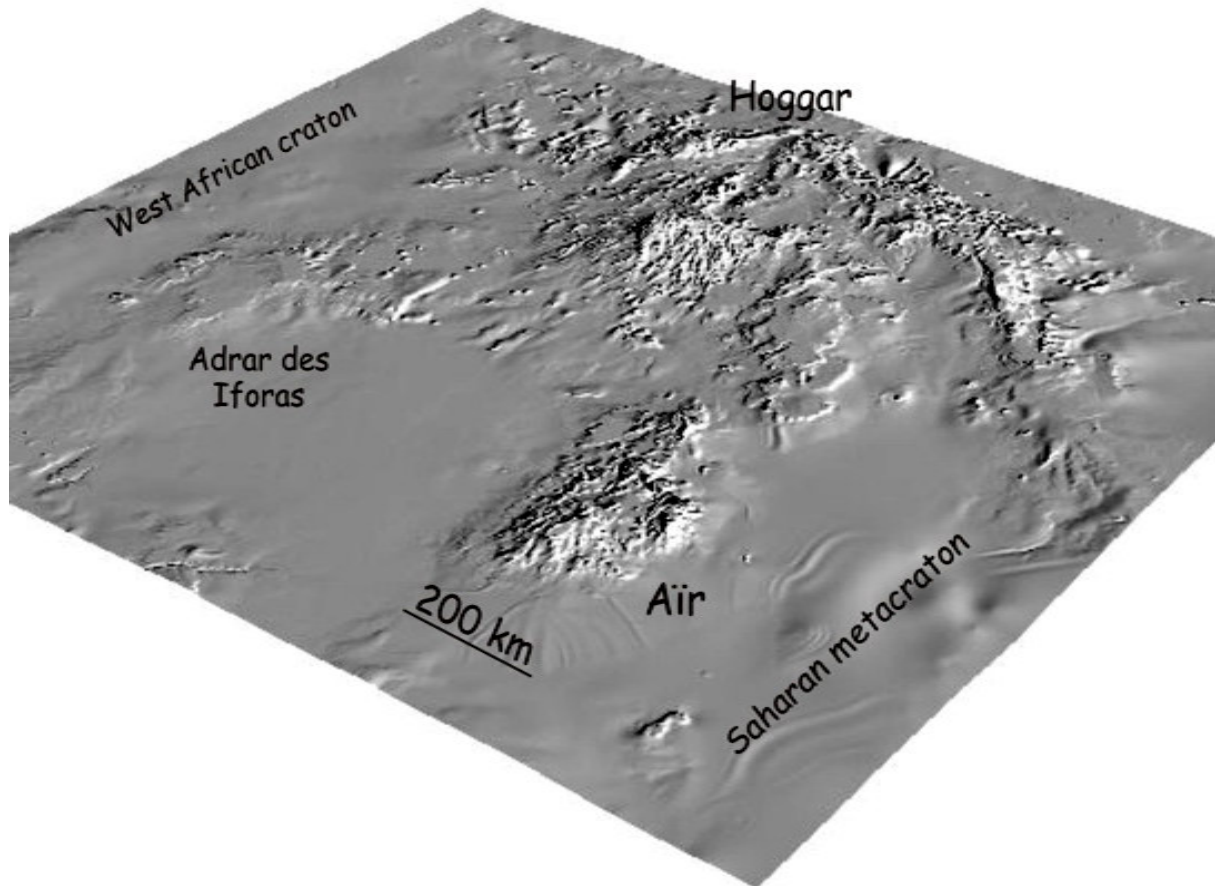


Fig. 6 : Le bombement du Hoggar.

Le volcanisme du Hoggar, est Eocène à Quaternaire (Dautria, 1988 ; 35 à 0 Ma, Ait-Hamou et al., 2000 ; Maza, 1998 ; Girod, 1971). Le Hoggar affleure dans la plaque Africaine loin des récents rifts Est-africains. Associé à un bombement de 1000 Km de diamètre, le bombement du Hoggar est marqué par une anomalie gravimétrique fortement négative. Il apparaît comme un vaste dôme dissymétrique à pente plus douce vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

A l'échelle de la plaque Afrique

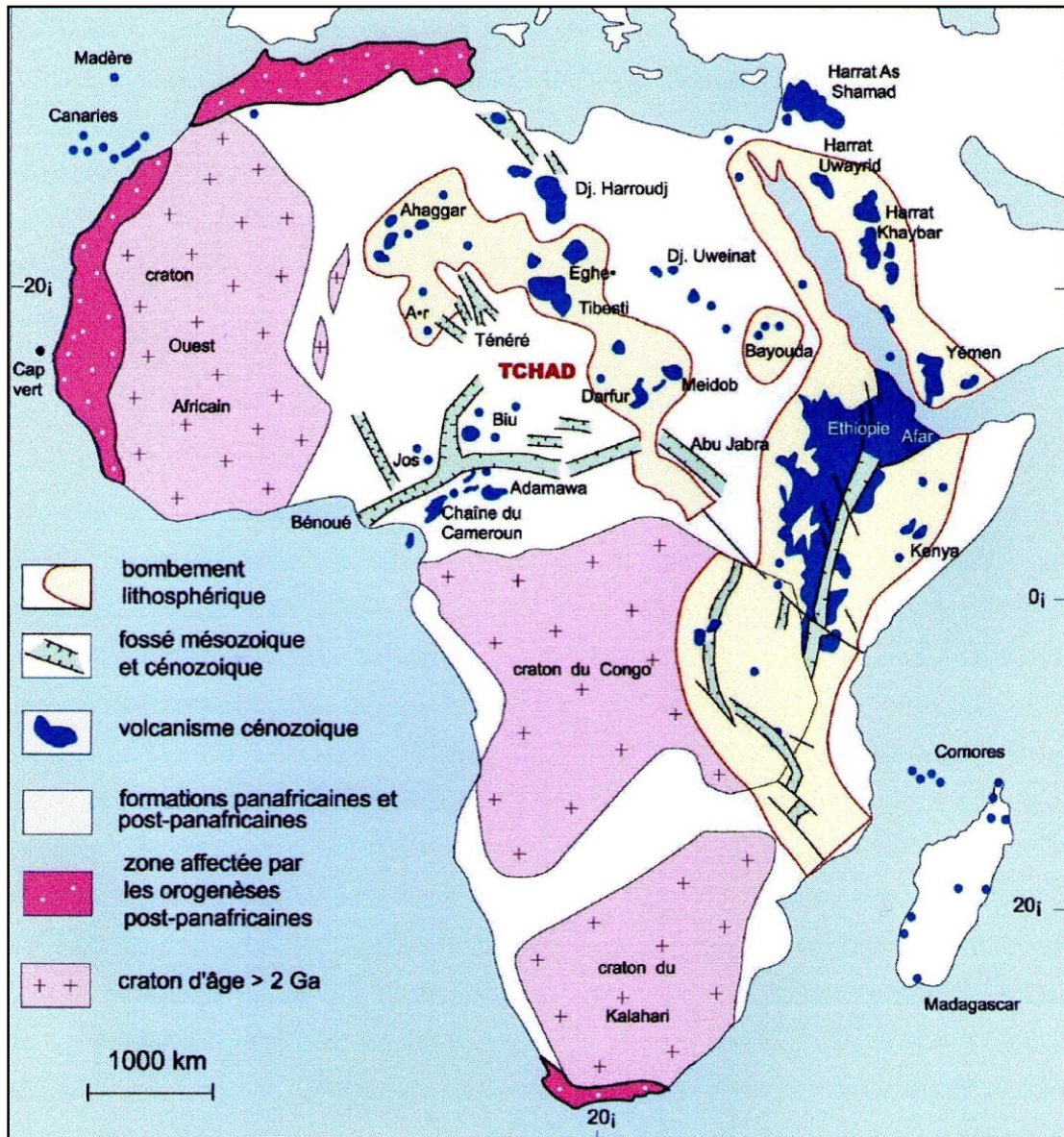


Fig.7 : distribution des principales provinces volcaniques cénozoïques à l'échelle de la plaque Afrique.

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOÏQUE DU HOGGAR

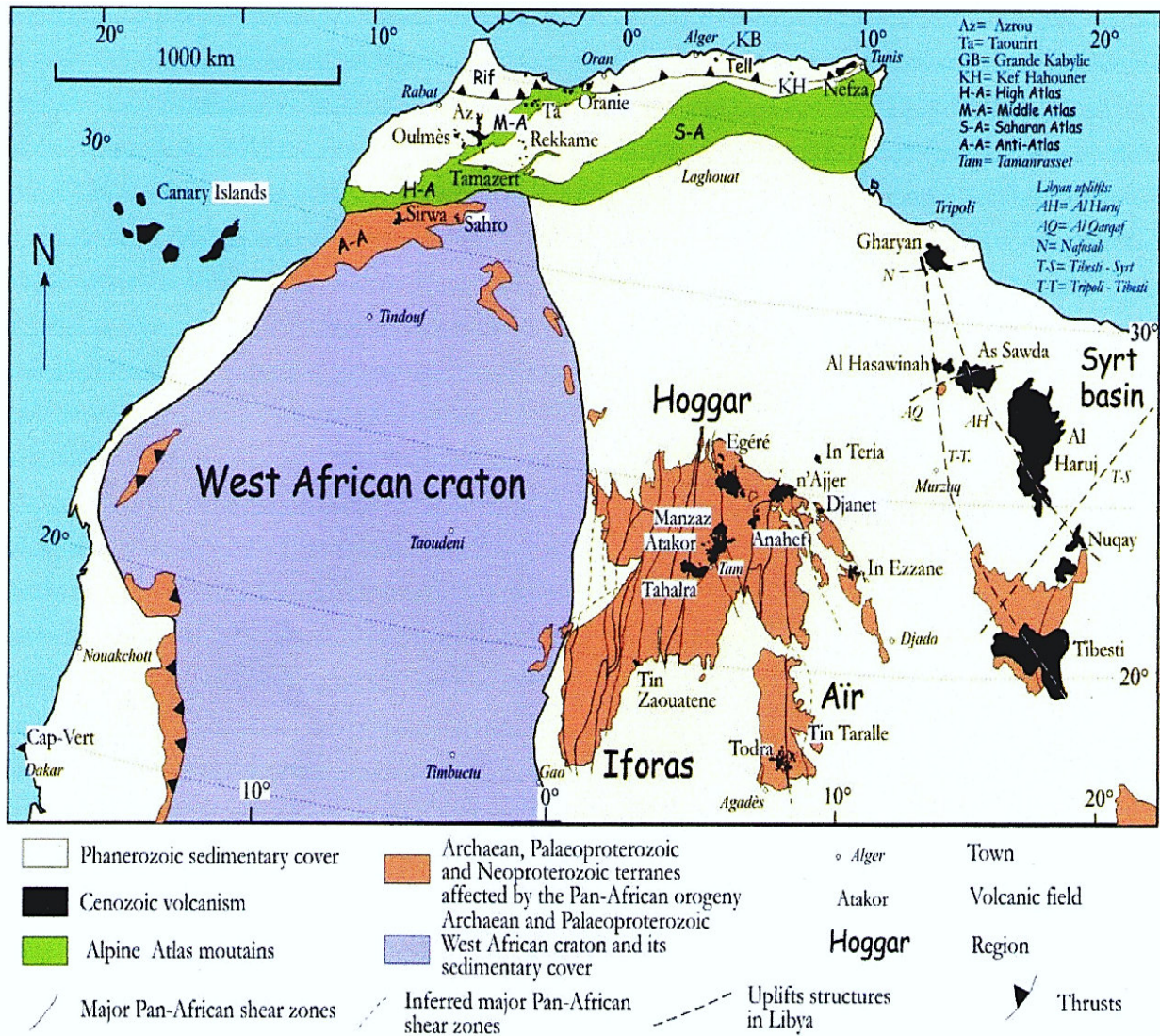


Fig. 8 : volcanisme cénozoïque du N-O de l'Afrique. Selon Liégeois et al., (2005).

La province volcanique cénozoïque du Hoggar comprend une dizaine de districts, (Fig. 8) : Tahalra (1800 Km²), Atakor (2150 Km²), Manzas (1500 Km²), Egéré (2800 Km²), Anahef (400 Km²), Adrar N'Ajjer (2500 Km²), In-Teria (100 Km²), Djanet (50 Km²) et dans In Ezzane (800 Km²), Tin-Zaouatene (50 Km²). Elle couvre une surface totale d'environ 11800 Km². Le volume total de laves émises est de l'ordre de 1530 Km³. Les formations volcaniques reposent sur un socle Précambrien érodé ayant subi un bombement au Cénozoïque. L'activité volcanique s'est produite le long de grands accidents panafricains réactivés à cause de la collision entre l'Afrique et l'Europe durant l'orogénèse alpine. Six épisodes principaux sont identifiés dans le Hoggar (Azzouni et al., 2007) :

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

Le premier épisode, Oligocène (**34-32 Ma**), forme dans l'Anahef le massif du Taharaq (Ait-Hamou, 2000) où sont empilées des coulées de laves tholéitiques de type trapp (700m d'épaisseur), recoupées par un réseau filonien important.

Le deuxième épisode vers **29 Ma** est marqué dans la même région par la mise en place à faible profondeur (sans doute pas plus de 500m) de complexes annulaires tholéitiques à alcalins, comme le Tellertéba et l'Achkar (Maza, 1998).

Le troisième épisode voit vers **24 Ma** l'extrusion de trachyte et de rhyolite hyperalcaline au toit des complexes annulaires du Taharaq, indiquant un taux de surrection et d'érosion de l'ordre de $0,4 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$.

Le quatrième épisode, Miocène (**20-12Ma**), se caractérise dans l'Atakor (Girod, 1970 ; Yahiaoui, 2003 ; Azzouni et al., 2007) par l'éruption fissurale de basalte alcalin formant des plateaux, associés à des horizons pyroclastiques intermédiaires (benmoréite-trachyte), et dans le Sérouénout par des néphélinites, basanites, trachytes et phonolites. Des coulées de basalte se sont également épanchées dans le Manzaz.

Le cinquième épisode, du Miocène supérieur et du Pliocène (**8,4-4,2 Ma**), correspond à la mise en place de coulées basiques (parfois riches en enclaves de péridotites et pyroxénites), dôme, aiguilles, necks de roches acides dans l'Atakor, et la région de Djanet.

Le dernier épisode, est Plio-quaternaire (**de 3,5Ma à la période préhistorique**). Dans l'Atakor, la suite volcanique est basanitique et téphritique. Les laves ont coulé le long des vallées et ont recouvert des terrasses néolithiques. Dans la Tahalra, une série de petits strato-volcans stromboliens a produit des coulées de basaltes (80%), hawaite (2%), néphéline (15%), trachyte (1%) et rhyolite (2%) (Dautria, 1988). Dans le Manzaz, de très nombreux cônes stromboliens, peu affectés par l'érosion et égueulés pour la plupart, ont laissé échapper quelques coulées basaltiques et basanitiques riches en enclaves mantéliques (Benhallou et al., 2006 ; Beccaluva et al., 2007). Des cratères d'explosion comme Oukcem, sont peu nombreux. Dans le massif des Ajjers et d'In Ezzane, de nombreux cratères souvent égueulés sont recoupés par de filons. Les laves alcalines sous-saturées en silice (basanites riches en enclaves mantelliques) forment de vastes plateaux (Yahiaoui et al., 2006 ; 2010).

Très peu de données existent sur les massifs de l'Ejjéré. Dans la région d'In-Téria, un volcanisme particulier à mélilite, riche en enclaves, présente des caractères de type MARID, où le diamant peut-être retrouvé (Kéchid, 2006).

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

Ces six épisodes peuvent être regroupés en deux grandes phases :

I.1. La phase précoce anté-miocène :

Ce magmatisme précoce est caractérisé par des épanchements volcaniques et des intrusions plutoniques situées au district Sud-Amadghor et qui s'est développé entre **45 et 22 Ma**. Il est localisé au sommet de l'anomalie gravimétrique.

Du point de vue morphologique et pétrographique, deux unités sont distinguées :

I.1.1. Le massif de Taharaq :

C'est un plateau de 20 Km de long, 6 à 8 Km de large constitué d'un empilement de coulées basaltiques de 300 à 500 m d'épaisseur, il a été daté à **35 Ma** (Rossi et al., 1979). Les laves du Taharaq sont représentées par 60% de basaltes porphyrique, 30% de trachy-basaltes faiblement porphyriques à aphyriques et 5% de trachy-andésites (Ait-Hamou et Dautria, 1994). Les basaltes sont tholéiitiques, contrairement à tous les basaltes mio-plio-quadernaires typiquement alcalins et sous saturés en silice.

I.1.2. Les massifs volcano-plutoniques annulaires :

Ils sont intrusifs dans le socle précambrien ou dans la couverture gréseuse Crétacée (grès de Sérourénout). Composés d'une dizaine de volcano-plutons de forme sub-cylindrique recoupant les coulées de type "Taharaq", ce sont des roches grenues comme les syénites néphéliniques, les shonkinites, les monzonites, les gabbros ..., des roches microgrenues comme les monchiquites et des laves (néphélinites, trachytes, rhyolites, phonolites...) (Rémy, 1959).

Les mesures réalisées sur des échantillons du complexe plutonique de l'Achkal donne un âge comprise entre **22-29 Ma** (Maza et al., 1995).

I.2. La phase mio-plio-quadernaire :

C'est une phase qui a débuté il y a environ **20 Ma** dans l'Atakor (Girod, 1971). Les cinq districts de l'Atakor (2150Km²), du Tahalgha (2400Km²), de l'Egéré (2800Km²), l'Adrar N'Ajjer (2500Km²) et le Manzaz (1500Km²) semblent avoir des histoires assez semblables avec des âges de déclenchement de l'activité volcanique qui vont du Miocène au Pliocène. Le sixième district d'In Ezzane (350 Km²) est situé à la jonction triple de l'Algérie, le Niger et la Libye appartient au Hoggar oriental est très semblable au Manzaz (Yahiaoui, 2010).

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

I.2.1. Dans l'Atakor :

La phase paroxysmale basaltique a eu lieu entre **20 et 16 Ma**, les roches différenciées (trachytes et phonolites) de l'Atakor central sont d'âge Miocène supérieur-Pliocène inférieur (Girod, 1971 ; Rognon et al., 1981,1983).

Les basaltes du Nord Atakor (Manzaz) paraissent plus récents d'âge Pliocène. (Benhallou, 2010).

I.2.2. Dans la Tahalgha :

L'activité volcanique a débuté il y a à peine **3,5 Ma** et les roches différenciées ont des âges voisins de **3,5 Ma** (Dautria, 1988).

I.2.3. Dans l'Egéré et l'Adrar N'Ajjer :

Concernant ces deux districts, on ne dispose pas de mesure d'âge absolu (en cours de réalisation par Yahiaoui. R). Cependant, compte tenu de l'état de conservation et de leur morphologie proche de celle de la Tahalgha, il est vraisemblable que ces trois districts sont sub-contemporains.

I.2.4. Dans le Manzaz : (Benhallou, et al., 2014, article soumis).

L'activité volcanique du district du Manzaz a été essentiellement de type fissural. Il en résulte un paysage de vastes coulées de plateau, des reliefs ruiniformes aux dépens des dépôts pyroclastiques et des cônes de scories, monogéniques pour la plupart. Les coulées anciennes, constituées de basalte vacuolaire très altéré, s'observent surtout à la périphérie du district en buttes témoin résiduelles. Leurs bordures forment des cuestas au-dessus de la pénéplaine et leur toit est souvent recouvert d'un voile éolien important. Bien que l'âge des éruptions n'ait pas été déterminé radiométriquement, il est raisonnable de leur attribuer le même âge miocène (20 – 12 Ma environ) que celui des vastes plateaux basaltiques du premier épisode de l'Atakor voisin (Girod, 1971).

I.2.5. Dans In Ezzane (EZD):

Le district volcanique d'In-Ezzane (EZD), situé à la jonction triple de l'Algérie, le Niger et la Libye appartient au Hoggar oriental. Il couvre une aire de 350 km² et dessine une ellipse de 30 km de long et 10 km de large, alignée NNO-SSE, parallèlement au rifting NO-SE de la vallée de Tafassasset. La similitude morphologique des volcans, le faible volume de lave émis, l'homogénéité de la composition des laves et l'absence de roches différenciées indiquent

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOÏQUE DU HOGGAR

que l'activité volcanique d'EZD a été limitée dans le temps et en volume. L'âge mesuré (**2,86 ± 0.07 Ma**) indique que cette activité était contemporaine du dernier épisode paroxysmique magmatique alcalin identifié dans le Hoggar. Les laves d'EZD sont des basaltes alcalins principalement des basanites (Yahiaoui et al., 2014).

I-3- L'évolution du volcanisme cénozoïque au Hoggar central :

Le Hoggar et particulièrement l'évolution du volcanisme cénozoïque au Hoggar central, sont étroitement liés à la convergence des plaques Afrique-Europe.

Tectoniquement, le massif du Hoggar est resté stable durant **500 Ma**, et ce depuis, l'emplacement des granites à topaze à **525 Ma** (Cheilletz et al., 1992) et des complexes granitiques des « Taourirt » (Azzouni et al., 2003).

La réactivation des failles au cénozoïque, ne peut être expliquée à l'échelle locale, et fait appel à une considération géodynamique continentale, en relation directe avec l'orogénèse alpine.

Le volcanisme du Hoggar, aussi varié qu'il soit, correspond parfaitement aux phases d'extension et de relaxation lors de l'orogénèse alpine, alors que pendant les phases compressives aucune manifestation volcanique n'a lieu (Azzouni et al., 2007).

A partir du Crétacé, la convergence de l'Afrique et de l'Eurasie, par subduction, raccourcissement eut et soulèvement a fini par former la ceinture de l'orogénèse alpine, ainsi que de petits bassins océaniques en méditerranée occidentale résultant de la rotation des microplaques, l'extrusion et l'affaissement. Tous ces événements vont avoir un impact considérable sur la réactivation des failles précambriennes au Hoggar à l'oligocène.

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOIQUE DU HOGGAR

Tableau 1 : Résumé de l'évolution du volcanisme dans le Hoggar (Amel Benhallou, 2000).

Période	Evénements géologiques	Mobilité de la plaque Afrique et relation avec la tectonique des plaques	Position par rapport au bombement	Série pétrographique	Type pétrographique	Position par rapport aux structures encaissantes	Dynamisme
Jurassique-Crétacé (95 Ma)	Edification du Bombement et amincissement progressif de la lithosphère et intense subsidence (Amadghor...)	Ouverture de l'Atlantique Sud.					
Paléocène (60 Ma)		Ralentissement de la vitesse de la plaque Afrique de 4cm/an à 1cm/an					
Eocène (45-35 Ma)	Formation des coulées Basaltiques de la Taharaq	Vitesse de déplacement faible: la plaque Afrique est considérée comme statique avec une vitesse inférieure à 0.5cm/an	Sommet de l'anomalie gravimétrique	Limite tholéitique-alcalin	Basalte tholéitique, trachy-Basalte et trachy-andésite	Recouvrent et recourent le Socle Précambrien de l'Amadghor	Fissural
Oligocène Sup. (35-25 Ma)	Mise en place des Complexes volcano-plutoniques (Achkal et In-Roundoum)	Reprise du mouvement de la plaque Afrique.	Sommet de l'anomalie gravimétrique	Limite tholéitique-alcalin	Métagabbro-syérite et gabbro-monzonite	Regroupés à la périphérie du Taharaq, certains le recourent	Fissural
Miocène inf. (20-16 Ma)	Mise en place de Coulées basaltiques, necks et dykes (Atakor)	La plaque Afrique est toujours En mouvement	Périphérie de l'anomalie (position centrale)	Alcalines	Basanite, basalte, phonolite, trachyte	Recourent le socle précambrien	Explosif, Fissural et extrusif.
Miocène moyen (16-11 Ma)	Série de pointements Basanitiques et phonolitiques (dykes, Necks du Nord-Anahéf)	Le mouvement continue	Proche de l'anomalie	Alcaline	Basanite et phonolite	Recourent le socle précambrien	Explosif, fissural et extrusif
Miocène Sup. (11-5 Ma)	Basaltes et laves différenciées, cônes et extrusions (Atakor)	Le mouvement continue	Périphérie de l'anomalie	Alcaline	Basanite, basalte, Phonolite et trachyte	Recourent le socle précambrien	Explosif, fissural et extrusif
Pliocène	Basalte du Manzaz	Le mouvement continue	Périphérie de l'anomalie	Alcaline	Basalte		Fissural
Pliocène sup. (5-1.5 Ma)	Tahalgha Atakor	La vitesse de déplacement de la plaque Afrique passe à 2 cm/an.	Périphérie de l'anomalie	Alcaline	Basanites, basalte, trachyte et phonolite. basalte	Recourent le socle précambrien	Explosif, fissural et extrusif.

CHAPITRE II : LE VOLCANISME CENOZOÏQUE DU HOGGAR

II. Interprétation des données géophysiques :

A travers les données topographiques, structurales, pétrologiques et gravimétriques (présence d'anomalie négative) du Hoggar, on peut conclure sur la présence d'un évènement distensif qui s'est développé grâce à une réactivation de failles préexistantes panafricaines.

On signalera la formation de trois branches distensives :

- Une branche S-E correspond à l'extension nord du grand système subsident du Ténéré.
- Une branche nord représentant l'extension du système en demi-graben au nord du Hoggar.
- Une branche distensive de moindre importance NE-SO, se surimpose à un linéament tectonique qui contrôle le magmatisme subséquent.

Les nodules péridotitiques entraînés par les éruptions Cénozoïques montrent que cette branche présente une signature du manteau spécifique indiquant l'emplacement de matériel asthénosphérique le long de cette branche.

III. Les hypothèses géodynamiques du volcanisme du Hoggar:

1) Dans la première hypothèse, le bombement précoce est interprété comme la réponse isostatique à la présence d'une masse à la base de la lithosphère, suivi d'un volcanisme alcalin et développement d'une triple jonction rift-rift-rift (Modèle de [Burke et Whitman, 1973](#)).

2) La seconde hypothèse, apparentée à celle émise par [Masse \(1983\)](#) pour le rift du Rio Grande, et le Rhin, met en évidence une seule structure distensive à laquelle est rattaché le Ténéré, le Hoggar oriental et le Nord du Hoggar. Cette évolution (distension et bombement) aurait été contrôlée par le linéament de l'Oued Amded (L.O.A).

3) La répartition des différents districts par rapport à l'anomalie gravimétrique, montre que plus les âges sont récents, plus les positions sont lointaines du premier centre d'émission, ce qui évoque le modèle de point chaud ([Ait Hamou 2000](#)).

4) La dernière hypothèse du volcanisme du Hoggar, est reliée à grande échelle aux évènements tectoniques produits lors de la convergence Afrique-Eurasie en méditerranée occidentale. Les épisodes magmatiques ont été déclenchées par un ralentissement brutal du mouvement de la plaque africaine qui a induit des changements majeurs dans le régime tectonique et a généré vraisemblablement une réactivation des failles précambriennes ([Liégeois et al., 2005](#)).

CHAPITRE III : GEOLOGIE REGIONALE

I. Géologie régionale :

La région de Tamanrasset fait partie du domaine du Hoggar central polycyclique et précisément dans le sous domaine Tefedest Atakor.

L'ensemble lithologique de cette région est essentiellement gneissique, accompagné de migmatites et de lentilles à amphibolites.

L'ensemble est affecté par une histoire métamorphique qui reste un trait caractéristique de cette région.

Elle peut se résumer en un premier épisode métamorphique dans le faciès granulite de haute ou de pression intermédiaire ($12 \pm 1,5$ Kbars et $800^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ à 10 ± 1 Kbar et $700 \pm 50^\circ\text{C}$) auquel se surimpose un second épisode dans le faciès granulite de basse pression suivi d'une rétomorphose dans le faciès amphibolite ($6,5 \pm 1$ Kbar et $750^\circ \pm 50^\circ\text{C}$) (Ouzzegane, 1981).

La structure globale est formée de plis à axe N-S, droits ou diverses, recoupés par :

- Un magmatisme post-collisionnels comme celui du massif d'Anfeg (Acef, 2003).
- Un magmatisme alumineux exclusivement post-orogénique (In Tounine et les intrusions granitiques à albite-topaze) bien connus dans la région de Tamanrasset et qui ont fait l'objet de nombreux travaux.

Le tout est recoupé par un réseau filonien important (acide ou basique) et de grandes fractures soulignées par des mylonites (Fig.9).

Le volcanisme Tertiaire et Quaternaire clôture l'histoire géologique de cette région et du domaine de l'Atakor. Il est contemporain des mouvements épirogéniques qui ont conféré au socle une structure en dôme. Ce soulèvement est dû selon Dautria (1988) à un allègement du manteau supérieur résultant d'une métagénèse kimberlitique précoce datée du Crétacé supérieur-Eocène. Rougier et al., (2013) montrent par l'étude thermochronologique sur apatite (la méthode (U-Th)/He) que l'exhumation du bouclier Touareg s'est faite de 78 ± 22 Ma à 13 ± 3 Ma. Ces résultats montrent que l'exhumation a commencé bien avant le début de l'activité volcanique dans cette région.

II. Données sur le volcanisme de l'Atakor :

Le massif de l'Atakor est une partie de la province volcanique de Hoggar, qui a été mise en place pendant le bombement du socle du Hoggar au Cénozoïque. Le massif d'Atakor (2150 Km²) est situé entre la zone du Manzaz au Nord-Est, et la zone de Tahalra au Sud-Ouest, la frontière orientale linéaire correspond à une zone de cisaillement panafricaine dans le métacraton LATEA.

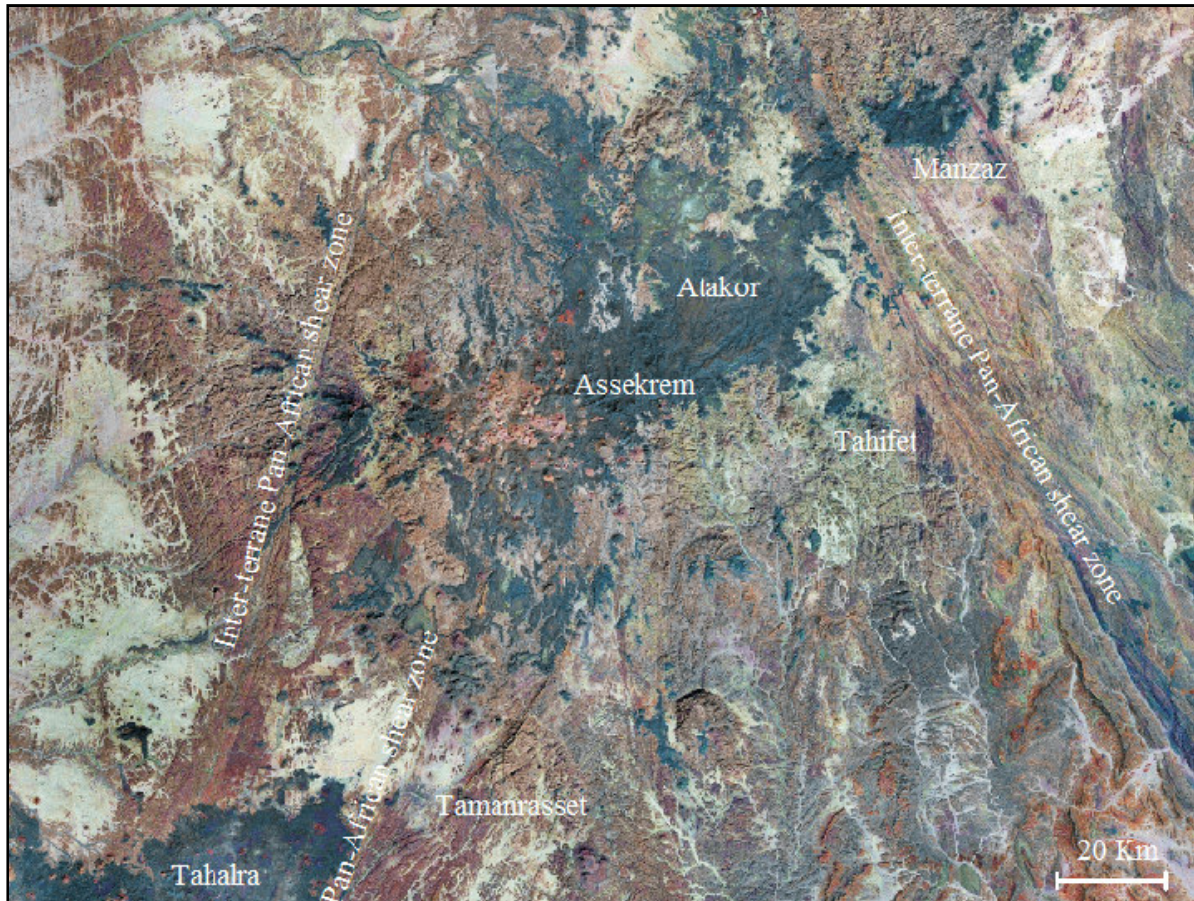


Fig. 9 : photographie satellite du massif d'Atakor ((Landsat, MrSIDTM), [Azzouni et al., 2007](#)).

Lors de la mise en place des premières coulées basaltiques au Miocène, le substratum était légèrement incliné vers le N et vers le S. L'écoulement des basaltes s'est fait dans les deux sens.

Les roches volcaniques mafiques sont abondantes au centre du massif, mais deviennent rares au Sud. Les phonolites sont rares et affleurent seulement dans la région de l'Assekrem ([Girod, 1971](#) ; [Yahiaoui, 2003](#)), de Tamanrasset ([Khedimi, 2013](#)) et d'Azrou et Tazrouk ([Ben Elkhaznadj, 2007](#)), tandis que les trachytes affleurent partout avec un enrichissement marqué

en quartz au Sud et au Sud-Est (région de Tahifet (Benhallou, 2000) où des rhyolites sont également présentes.

Le groupe mafique comprend des basanites-phono téphrites formant les plateaux élevés et des cônes volcaniques.

Le groupe felsique se compose de deux tendances: une tendance saturée en silice à benmoréite-trachyte-rhyolite et une tendance sous saturée en silice à trachyte-phonolite (Fig.10, Azzouni et al, 2007).

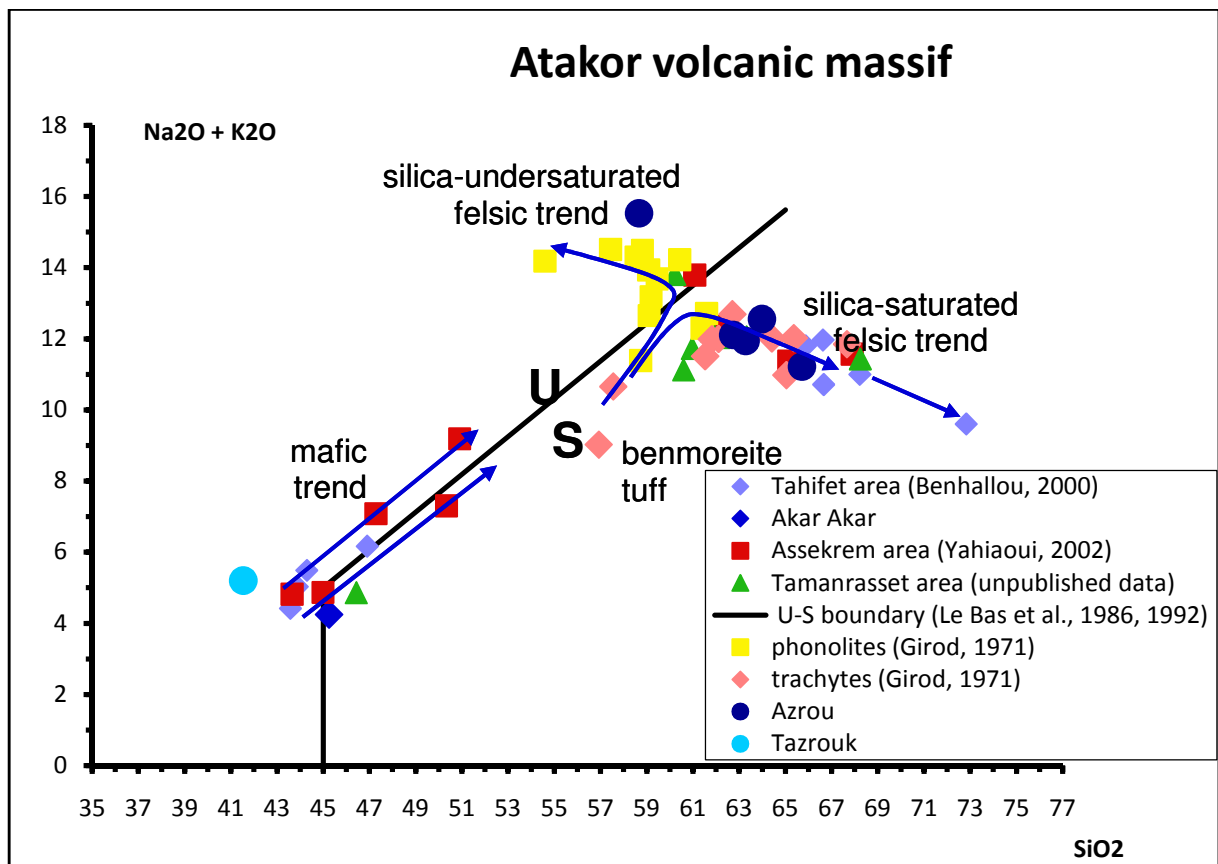


Fig. 10: Les compositions des roches volcaniques du Hoggar dans le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986, 1992). La limite des U-S est tracée. Losanges: Échantillons de Tahifet (Benhallou, 2000), Carrés: Assekrem prélève (Yahiaoui, 2003), Triangles : Échantillons de Tamanrasset (données non publiées), Carrés jaunes: phonolite, Losanges roses : benmoréite, et trachyte (Girod (1971)).

Le rehaussement qui survient à partir de l'Eocène, a pour conséquence la structuration du socle en voûte avec un grand axe OSO-ENE et un petit axe NO-SE, provoquant un changement de pendage des coulées Miocènes et l'édification d'un nouveau réseau hydrographique emprunté par les coulées récentes.

II-2- Le volcanisme de la région de TAMANRASSET :

L'activité volcanique dans cette région a permis la mise en place d'une quantité importante de produits volcaniques représentés par des tufs pyroclastiques sur lesquels reposent essentiellement des trachytes, des phonolites et des basaltes.

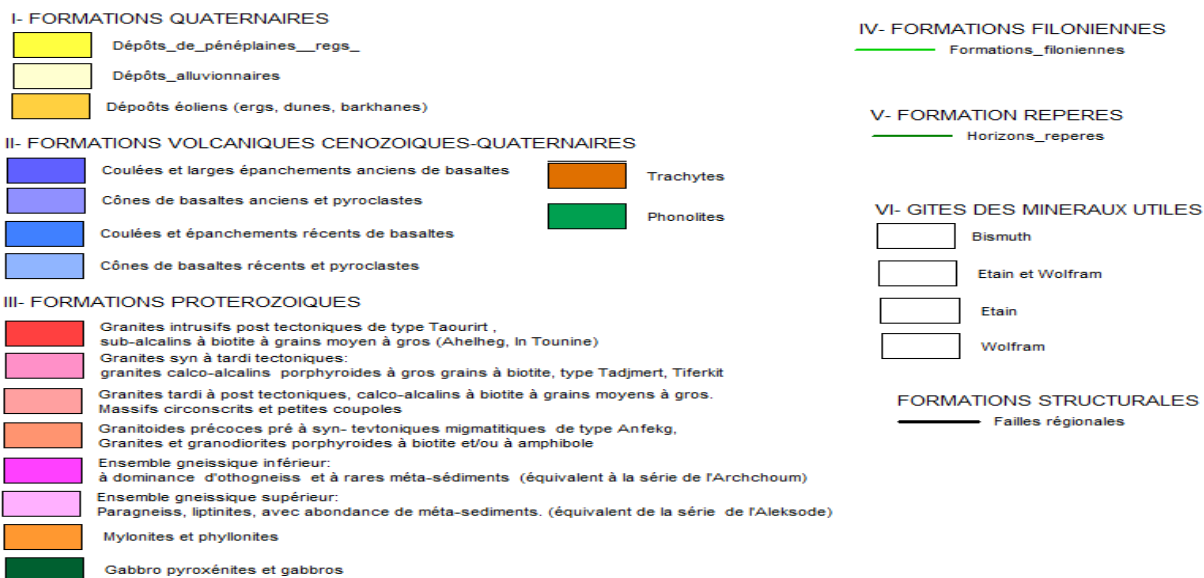
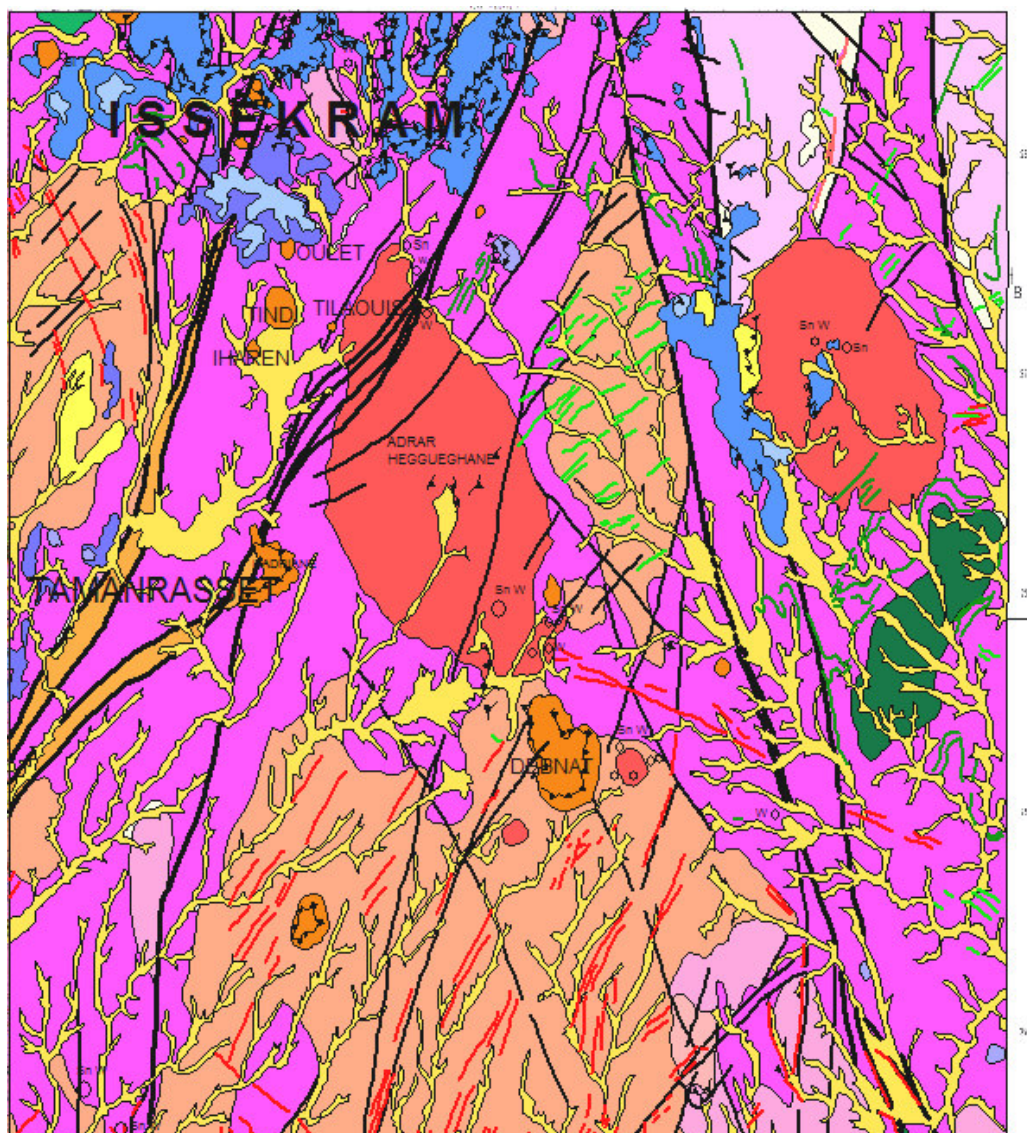


Fig.11 : Esquisse géologique de la région de Tamanrasset. (redessiné par ce travail).

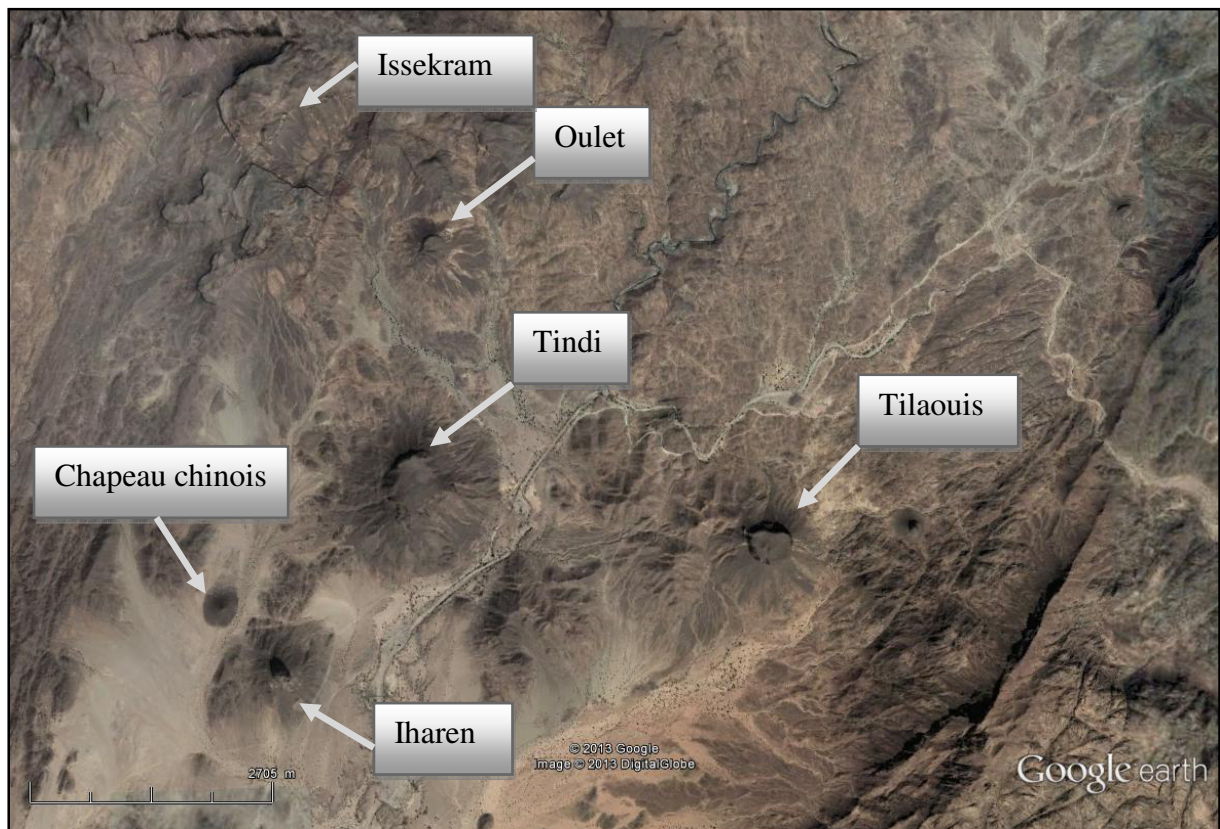


Fig.12 : Les édifices volcaniques de la partie Nord de Tamanrasset.

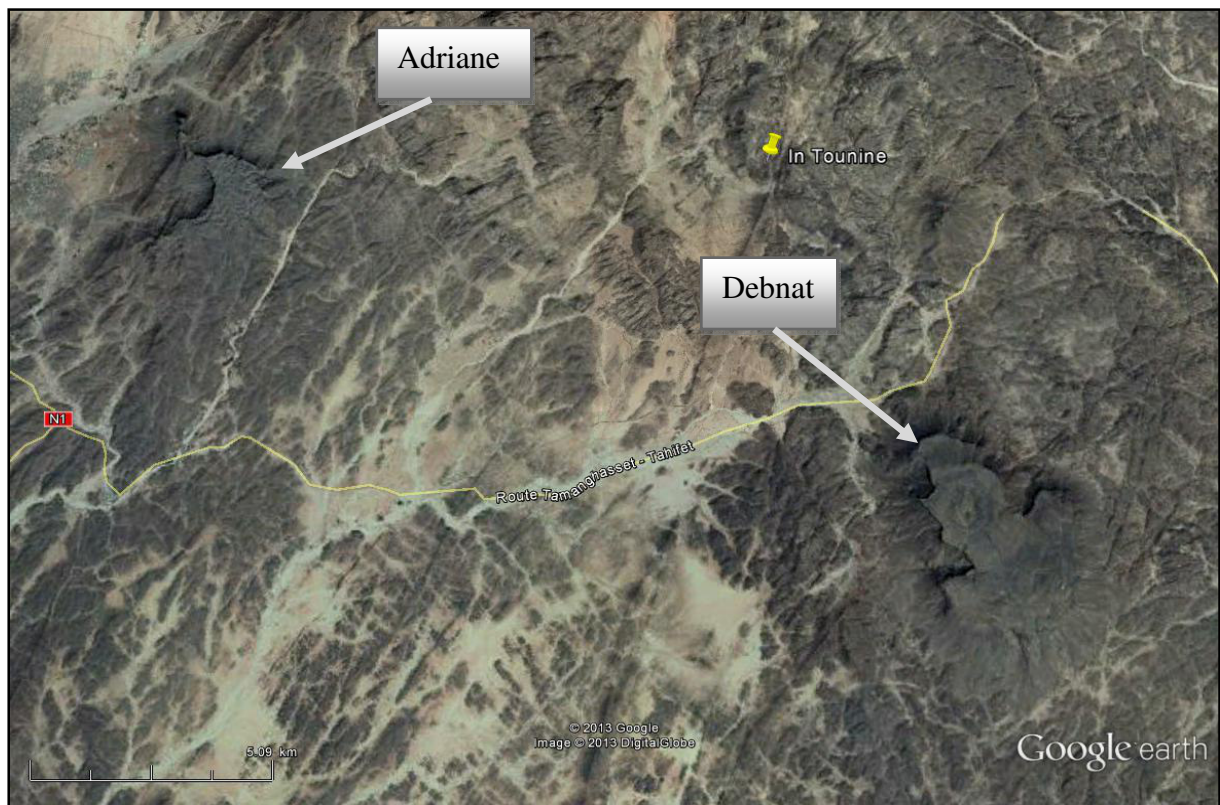


Fig.13 : Les édifices de la partie Sud Est de Tamanrasset

L'édification du réseau hydrographique est accompagné d'une importante érosion qui fait apparaître les parties les plus profondes des necks et l'individualisation des plateaux basaltiques. Les édifices sont décrits à partir des observations et coupes faites sur le terrain et d'après les données de [Girod, 1971](#) et [Danoune et Ouzani, 1993](#). Ce sont :

II.2.1. L'Adriane :

Il est situé à 3 Km à l'Est de Tamanrasset, il couvre une surface de 2,5 Km². C'est un édifice volcanique ayant un centre d'émission de 100m de diamètre et culminant à 1709 m d'altitude. L'émission des laves a été précédée par des tufs pyroclastiques, l'oxydation leur confère une couleur rouge brunâtre à l'affleurement. L'épaisseur des tufs diminue en s'éloignant du centre d'émission. Les tufs ont un granoclassement latéral, la taille des blocs diminue en allant vers le Sud. Localement ces tufs ont un litage très régulier 2 à 3 mm d'épaisseur. A proximité du centre d'émission les tufs contiennent des blocs de différentes natures (Laves ou blocs arrachés aux terrains traversés) et de taille variable (10 à 30 cm).

La lave s'étend vers le Sud sur 3 à 4 Km, son épaisseur diminue atteignant à l'extrémité Sud une dizaine de mètres alors qu'elle est de 25 à 30 m près du neck. La prismation est très nette mais peut être diffuse au sommet et à la base. Les parties sommitales sont caractérisées par un aspect vacuolaire dû aux phases gazeuses. La lave est séparée des tufs par une brèche d'un 1m à 1,5 m d'épaisseur. Elle renferme des éléments du socle, de la lave et des tufs. Elle n'affleure pas régulièrement (discontinue). (Fig. 14, 15) ;

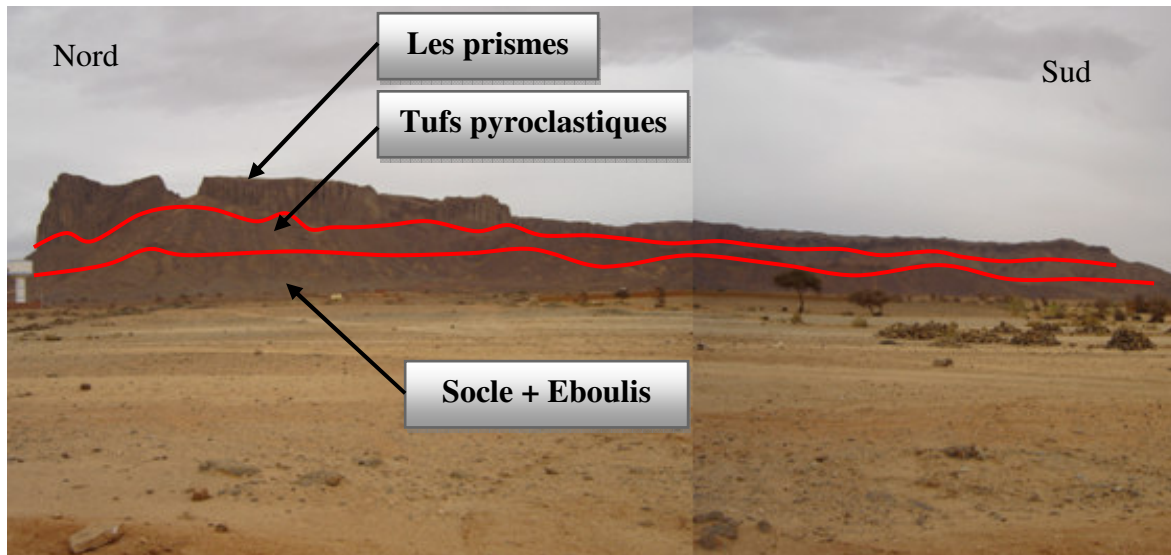


Fig.14 : Le massif volcanique de l'Adriane.



Fig.15 : Photos satellite de massif volcanique de l'Adriane.

22°46'02.26''N 5°35'21.89'' E Altitude 1709m.

II.2.2. Iharen:

Situé à 12 Km au Nord de Tamanrasset, c'est un neck trachytique (250 m de hauteur et 180 m de diamètre) de 1972 m d'altitude, la prismation de la lave est nette. Du côté Sud les tufs ont une épaisseur importante (30 m) alors qu'elle n'est que de quelques mètres du côté Nord. Deux coulées de lave d'extension et d'épaisseur faible sont interstratifiées dans les tufs. (Fig. 16, 17).

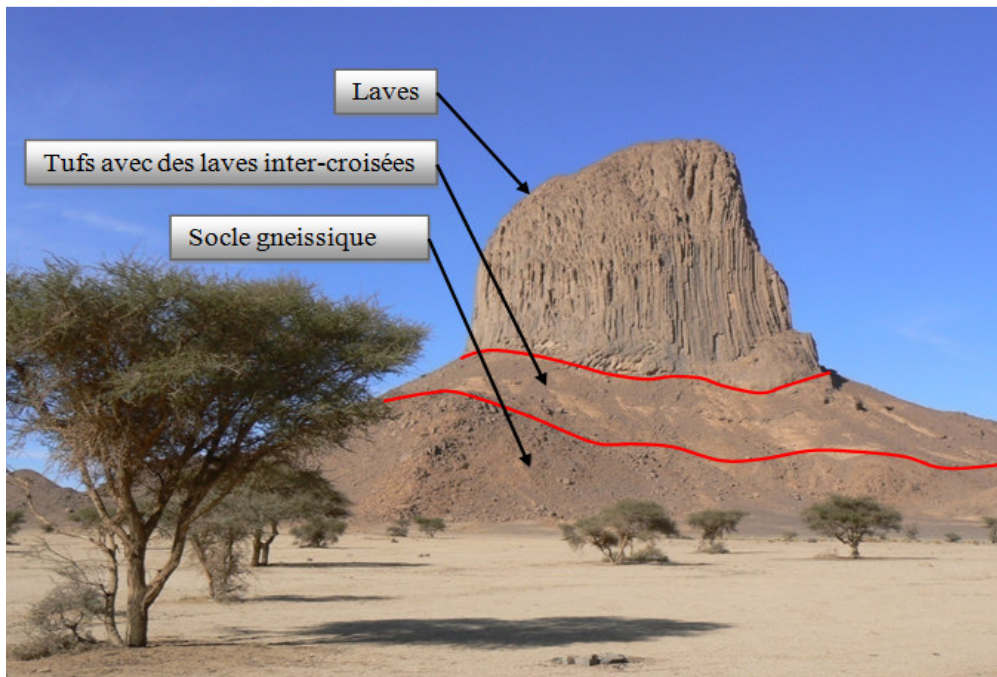


Fig.16 : Le massif volcanique d'Iharen.

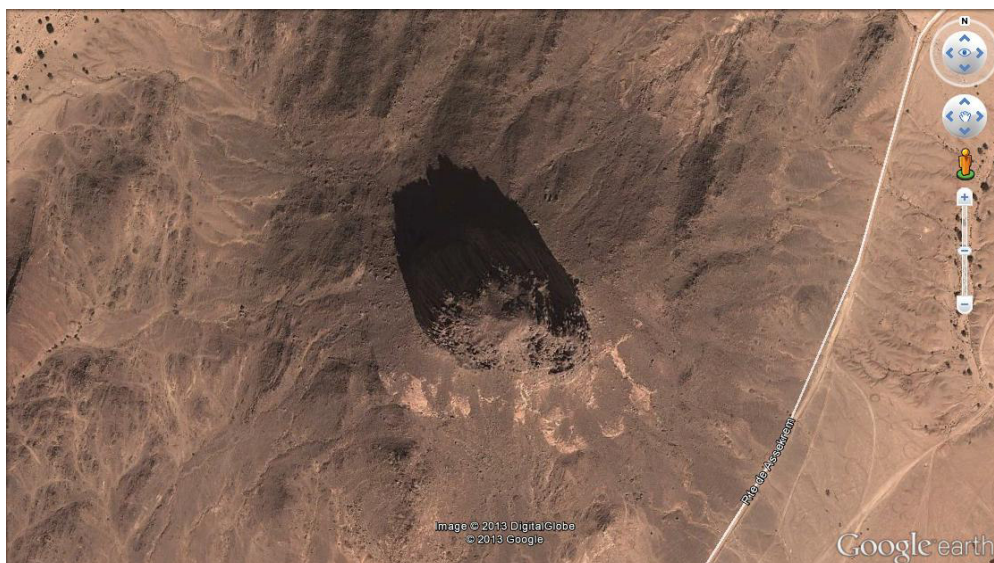


Fig.17 : Photos satellite de massif volcanique d'Iharen.

22°51'46.94''N 5°34'41.91''E Altitude 1600 m

II.2.3. Tindi :

C'est un édifice volcanique trachy-phonolitique culminant à 1863 m d'altitude au N de Tamanrasset et à 2 Km d'Iharen. Il a environ 700 m de diamètre. L'épaisseur des tufs est plus importante du côté Sud que du côté Nord, ils contiennent des minéraux ferro-magnésiens, des feldspaths et des nodules de soufre. La prismatication de la lave est nette, les flancs sont recouverts par de gros blocs de 2 à 3 m de diamètre. (Fig. 18, 19).

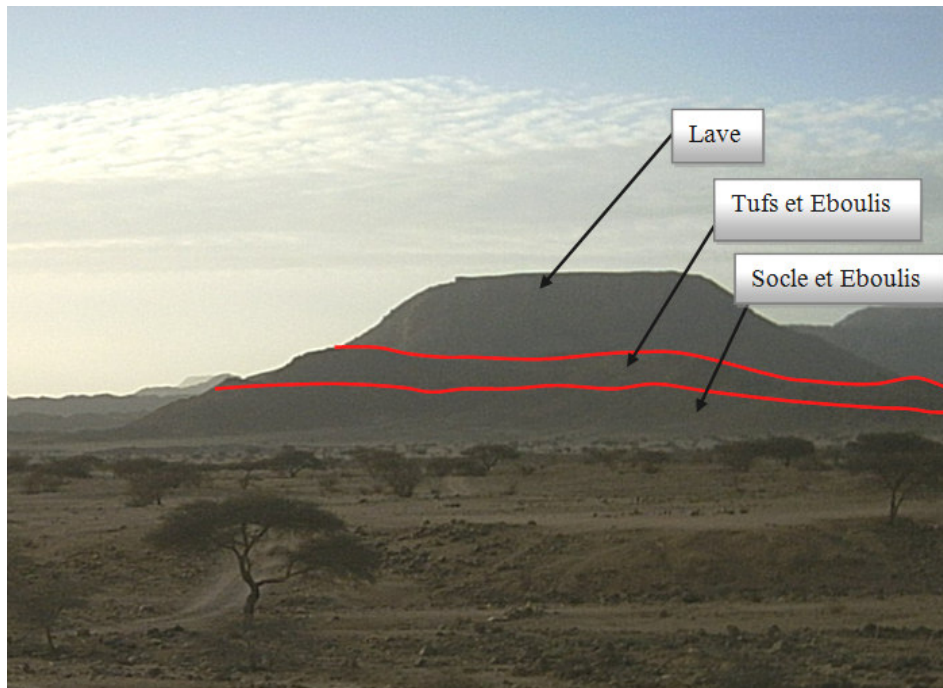


Fig. 18 : l'édifice volcanique trachy-phonolitique de Tindi.

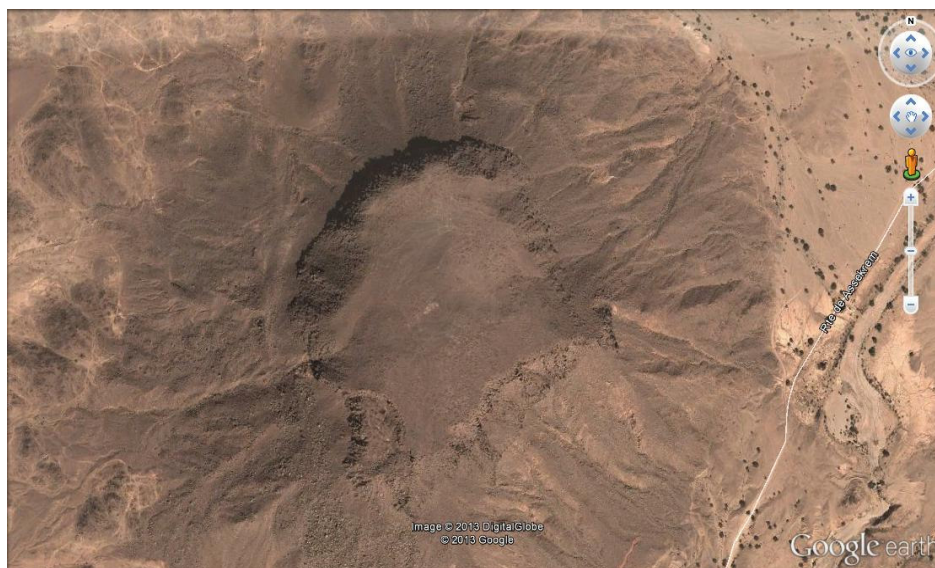


Fig.19 : photo satellite de l'édifice volcanique trachy-phonolitique de Tindi.

22°52'54.13''N

5°35'40.66''E

Altitude 1834 m

II.2.4. Tilaouis :

C'est un édifice trachy-phonolitique de 400 m de diamètre ayant une prismatication nette. Il est entouré par des tufs pyroclastiques de 15 m d'épaisseur, ces derniers reposent sur le socle par l'intermédiaire d'un sol rouge, les tufs sont caractérisés par une alternance de lits grossiers et fins. (Fig. 20, 21).

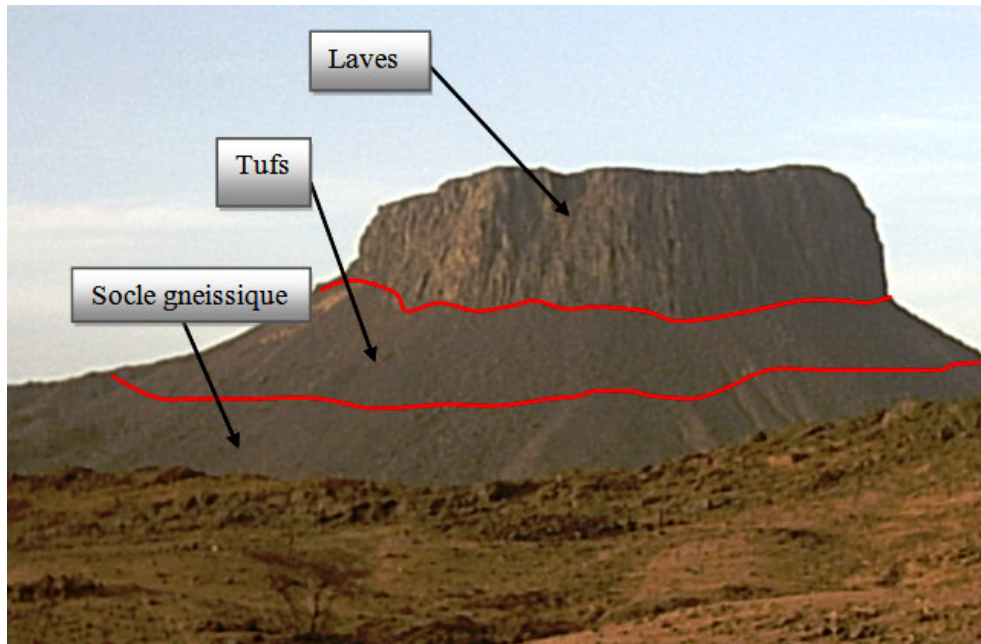


Fig. 20 : l'édifice trachy-phonolitique de Tilaouis.

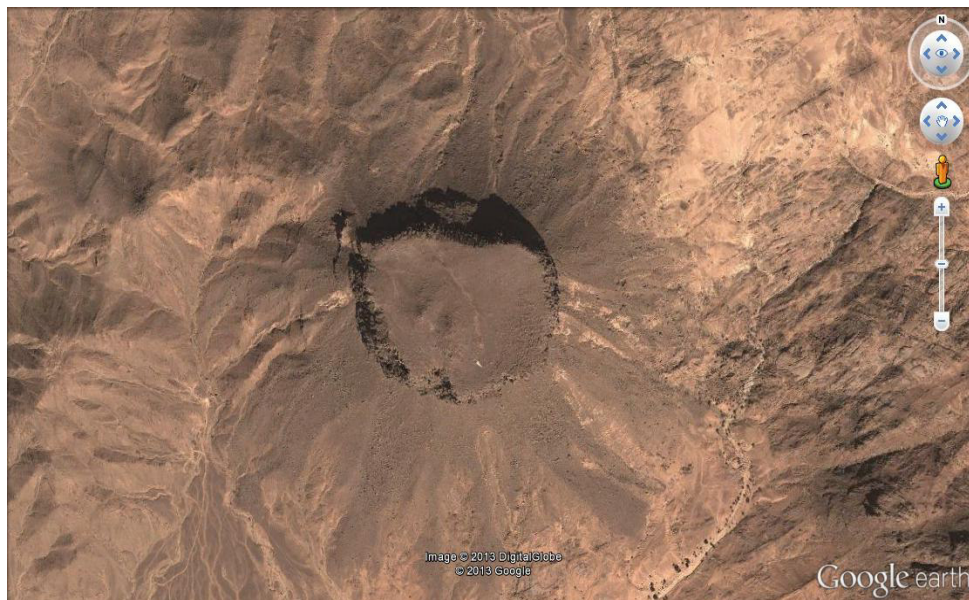


Fig.21 : Photo satellite de l'édifice trachy-phonolitique de Tilaouis.

22°52'26.95''N

5°37'57.69''E

Altitude 1824 m

II.2.5. Oulet :

De dimensions équivalentes à celles d'Iharen, Oulet est un édifice au Sud de l'Issekram. Les tufs affleurent régulièrement autour de cet édifice et sont de 40 m d'épaisseur, la lave montre une belle prismation qui converge vers le sommet et elle est frustrée à la base. (Fig. 22).



Fig.22 : Photo satellite de l'édifice d'Oulet.

22°54'20.95''N

5°35'42.25''E

Altitude 1737 m

II.2.6. L'Issekram:

C'est un plateau trachy-phonolitique couvrant environ 75 Km² et atteignant 2001 m d'altitude, l'épaisseur de la lave est de 30 à 35 m. dans l'extrémité SW, on trouve la superposition de deux laves, on a alors de la base vers le sommet (Fig.12 et 23) :

- 2 à 3 m de sol rouge et tufs.
- 4 à 6 m de lave très altérée en pelures d'oignons avec prismation diffuse. Cette lave est basaltique.
- 30 à 35 m de lave basaltique prismée.

Les primes de la lave supérieure subissent dans leur partie sommitale, une altération et se débitent en petites dalles recouvrant tous les flancs de l'Issekram. La surface du plateau est parcourue par un réseau hydrographique très important.

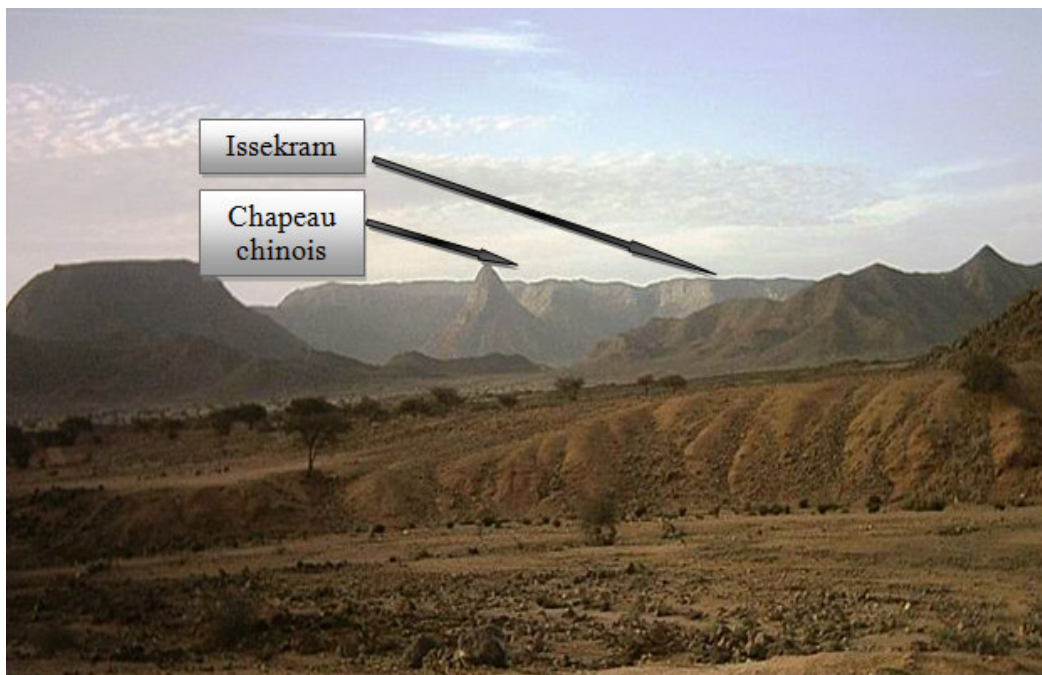


Fig.23 : photo de plateau trachy-phonolitique d'Issekram et le chapeau chinois

II.2.6. Adaouda :

C'est un neck trachy-phonolitique situé au Nord Est de Tamanrasset et à l'Est de l'Issekram. Il a environ 120 m de diamètre. Il est entouré par une faible épaisseur de tufs (moins de 10 m) la lave est prismée, les flancs sont recouverts par des éboulis (Fig.24, 25).

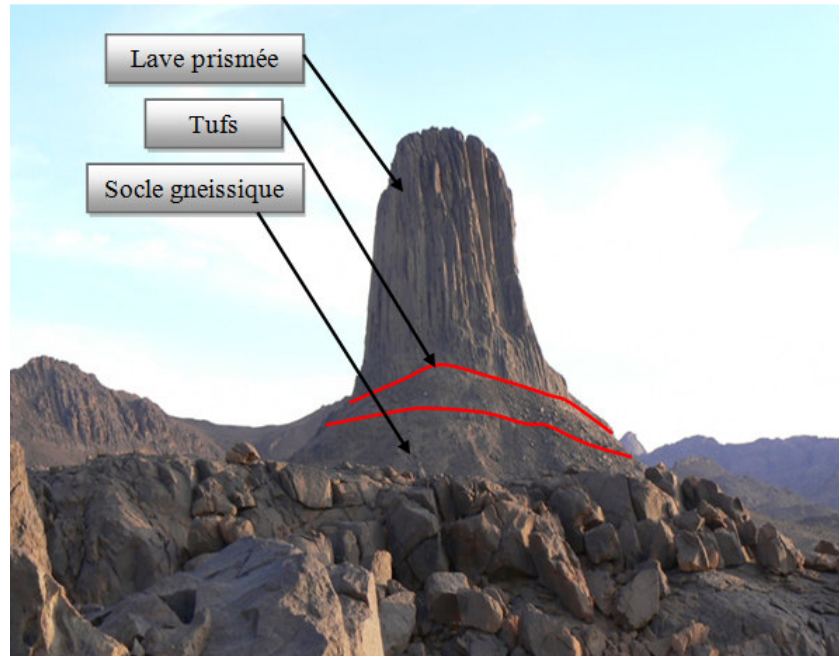


Fig.24 : Le pointement volcanique d'Adaouda.

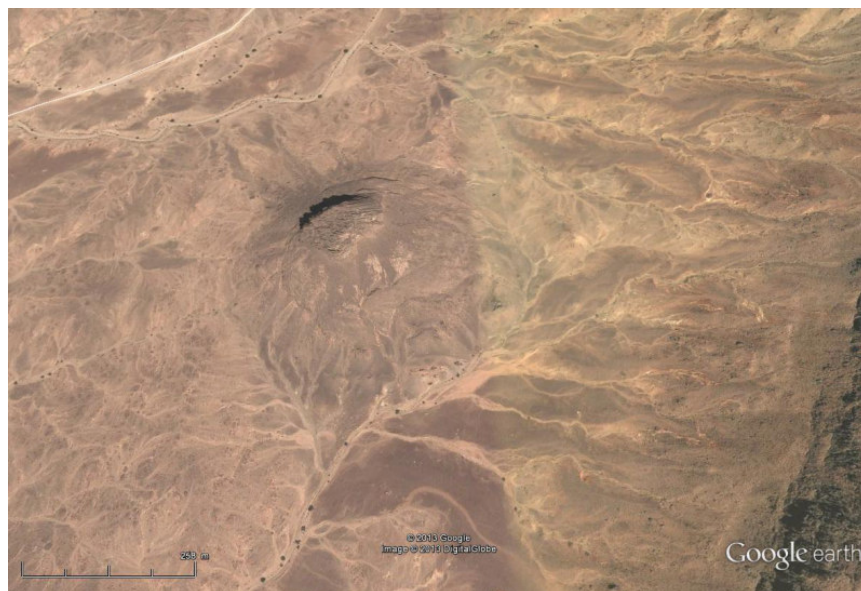


Fig.25: Photo satellite de l'édifice d'Adaouda.

22°54'20.26''N

5°40'20.17''E

Altitude 1680 m

II.2.7. Debnat :

Ce massif, ainsi que le chapeau chinois n'ont jamais été étudiés. C'est l'objet de notre travail avec l'Issekram dont nous étudierons la minéralogie.

Debnat affleure sur le massif granitique d'Anfeg. Il forme un petit plateau de direction NO-SE. Sa grande longueur est de 6 Km et sa grande largeur de 4 km. Sa petite largeur est de 1,5 à 2 km. Le centre d'émission se trouve dans sa partie NO. Il a émis une petite coulée à prismation verticale nette reposant sur une assise de tufs pyroclastiques d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Ces derniers reposent sur le socle granitique. Les tufs sont caractérisés par une alternance de lits grossiers et fins. (Fig. 26, 27).



Fig.26 : Le massif volcanique de Debnat.



Fig.27 : Photo satellite de massif de Debnat.

22°42'30 " N 5°44'23.14"E Altitude 1820 m

II.2.8. Le chapeau chinois :

Nous l'avons ainsi dénommé car sa forme est celle d'un chapeau chinois (voir figures 23 et 28). C'est un pointement situé entre Iharen et Tindi. Sa base est de 323 m. Il repose directement sur le socle. La roche qui y affleure est un basalte. Il fait, peut être partie du massif d'Issekram, vu la composition de sa roche.



Fig.28 : Photo satellite du chapeau chinois.

22°52'11 ''N 5°34'18''E Altitude 1473 m.

Les édifices volcaniques de la région de Tamanrasset étudiés par ce travail sont ceux de Tindi et de Tilaouis. Les édifices de l'Issekram, Debnat et le Chapeau Chinois ont été étudiés par Khedimi, (2013) dans le cadre d'un mémoire d'ingénieur.

CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

I. Introduction :

Tenant compte à la fois des données minéralogiques et pétrographiques, on peut subdiviser les roches volcaniques de la région d'étude en deux groupes bien distincts :

➤ Les phonolites

Ceux sont la phonolite de Tilaouis (TIL 9) et la phonolite de Tindi (TAM 6).

➤ Les trachytes

Représentés par le trachyte de Tindi (TIN 2).

Notre étude portera sur une sélection de trois lames minces triées pour une étude microscopique et minéralogique (géochimie des minéraux) représentant les édifices du Tilaouis et du Tindi.

II. L'étude pétrographique :

II.1. L'étude macroscopique :

Pour l'étude macroscopique nous n'avons que les échantillons de la phonolite de l'édifice Tilaouis (TIL 9) et l'échantillon du trachyte de l'édifice de Tindi (TIN 2).

II.1.1. La phonolite de Tilaouis (TIL 9) :

C'est une roche grise à verdâtre mésocrate qui représente une homogénéité à l'œil nue, avec quelques phénocristaux de feldspath et de minuscules taches noires de minéraux ferromagnésiens. (Fig. 29).



Fig.29 : Echantillon TIL 9 de la phonolite de Tilaouis.

II.1.2. Le trachyte de Tindi (TIN 2) :

À l'œil nu, le trachyte de Tindi est une roche grisâtre à jaunâtre, leucocrate, à aspect homogène, contenant quelques phénocristaux de feldspath (Fig. 30), tandis que la phonolite est plutôt sombre, mésocrate, avec plus de phénocristaux de feldspath légèrement orientés et quelques petites taches noires (Fig. 31).



Fig. 30 : Echantillon du trachyte TIN 2.

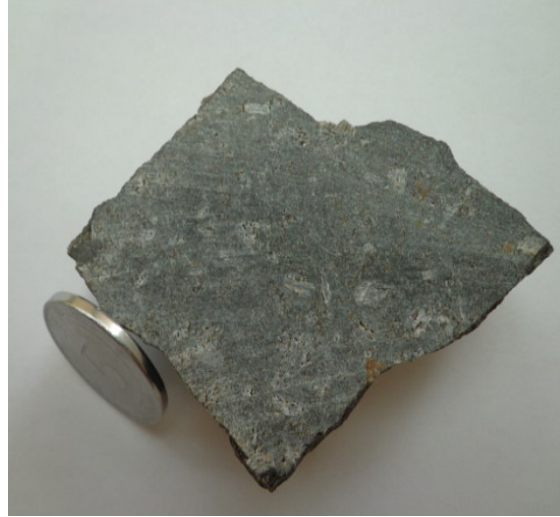


Fig. 31 : Echantillon de la phonolite TAM 6.

II.2. L'étude microscopique :

II.2.1. La phonolite de Tilaouis (TIL 9):

La phonolite de l'édifice de Tilaouis est caractérisée par l'assemblage minéralogique suivant:

- Les anorthoses.
- Les oligoclases.
- Les feldspathoïdes.
- Les pyroxènes.
- Les opaques.
- Les apatites
- Les zircons

La mésostase de la phonolite est constituée de microlites d'anorthose et parsemée de grains d'opaques et de pyroxènes.

La texture de cette phonolite est microlitique porphyrique légèrement fluidale à phénocristaux d'anorthose, de plagioclase, de pyroxènes et d'opaques pseudomorphosant des pyroxènes. (Fig. 32).

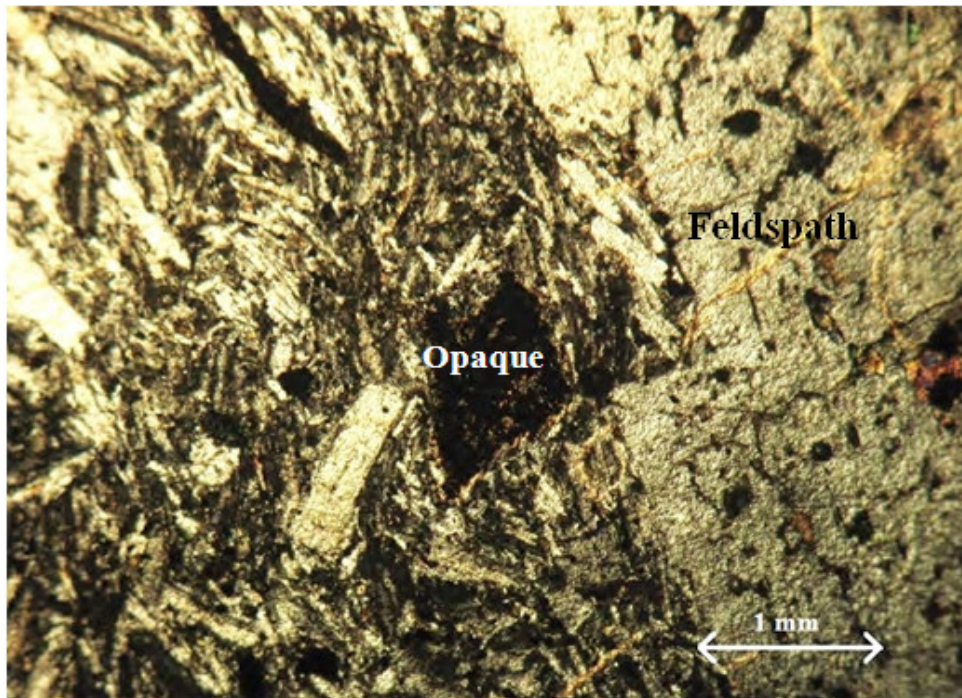


Fig. 32 : La texture microlitique porphyrique de la phonolite. Vue au microscope par Camera digital en LP (Lumière Polarisée). Lame TIL 9.

II.2.1.1. La description des minéraux :

II.2.1.1.1. Les anorthoses :

Elles se présentent en phénocristaux automorphes et en microlites dans la mésostase. Les phénocristaux présentent des figures de fusion en forme de golfes remplis par la mésostase (Fig. 33) Et englobent aussi des inclusions de pyroxène et d'opaqes.

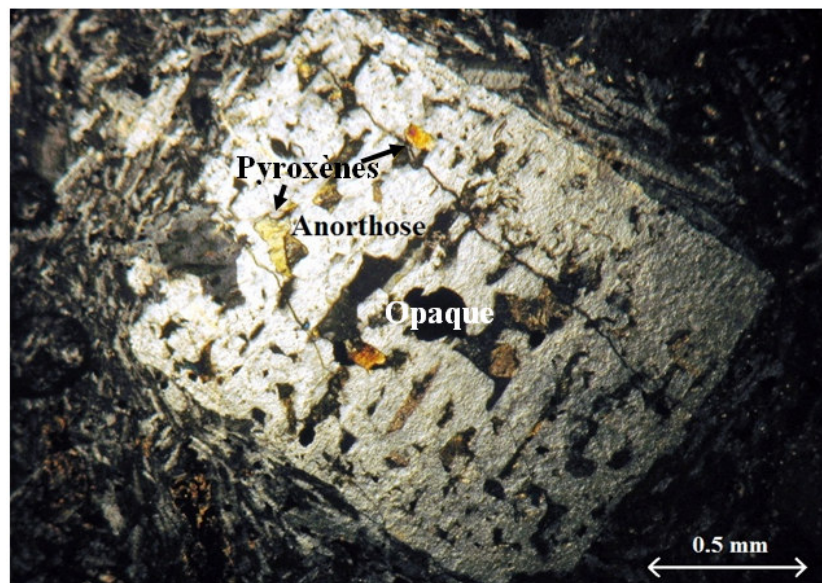


Fig. 33 : Un phénocristal d'anorthose automorphe, vue au microscope par Camera digitale en LPA (Lumière Polarisée Analisée). Lame TIL 9.

II.2.1.1.2. Les plagioclases :

Ce sont des phénocristaux sub-automorphes avec la macle polysynthétique (Fig. 34a) et parfois présentant la double macle albite -Carlsbad (Fig. 34b). Comme pour les anorthoses, ces phénocristaux sont riches en inclusions de pyroxène et d'opaqes.

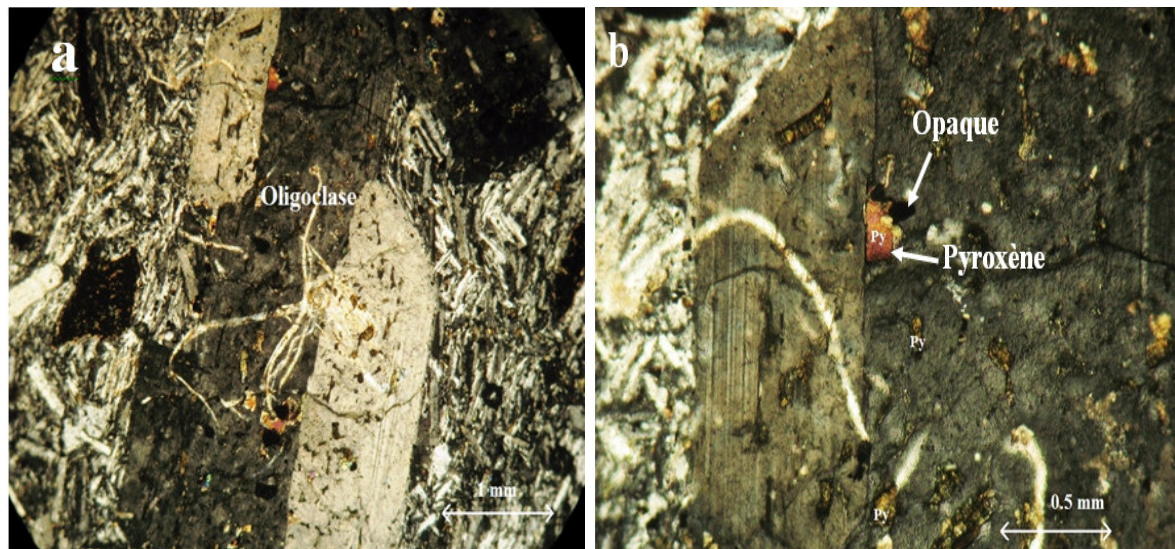


Fig. 34 : Phénocristaux d'oligoclase sub-automorphe a)- montrant la macle de l'albite et b)- macle albite-Carlsbad, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

II.2.1.1.3. Les feldspathoïdes :

La sodalite $\text{Na}_8 [\text{SiAlO}_4]_6 \text{Cl}_2$, et la noséane $\text{Na}_8 [\text{SiAlO}_4]_6 \text{SO}_4$ cristallisent dans le système cubique. Elles se présentent en cristaux automorphes noirâtres ou gris. Elles sont difficilement séparables au microscope. Ce sont des minéraux assez rares. Dans la phonolite TIL 9 de Tilaouis. (Fig. 35) elles apparaissent grisâtres en LP et en LPA elles sont complètement éteintes.

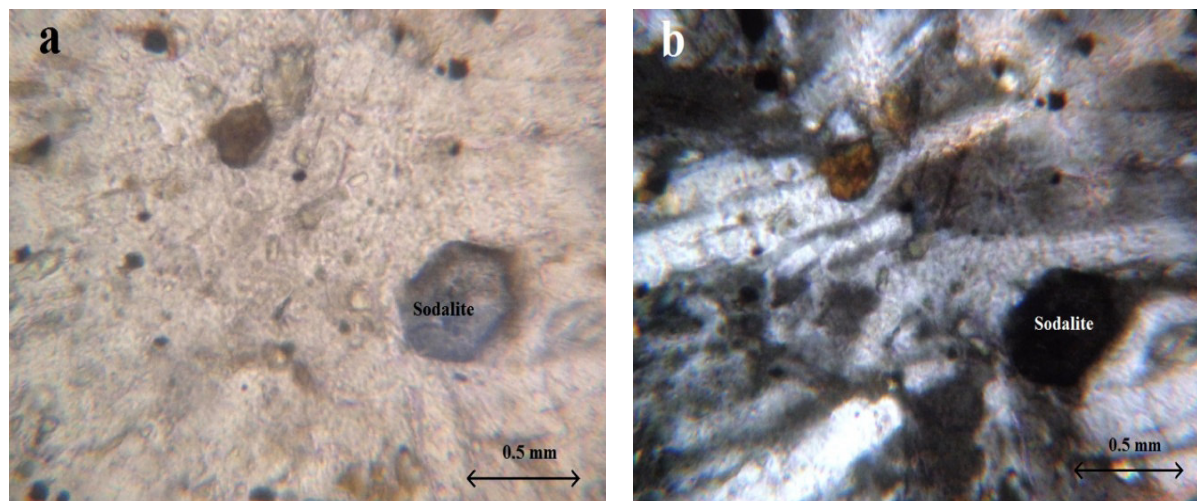


Fig. 35 : a) sodalite-noséane en LP, b) sodalite-noséane en LPA. (TIL 9).

II.2.1.1.4. Les pyroxènes :

Ils se présentent en phénocristaux (Fig. 36) et microcristaux dans la mésostase parfois inclus dans les feldspaths (Fig. 36). Ce sont des augites. Ils sont souvent pseudomorphosés en minéraux opaques (Fig. 36).

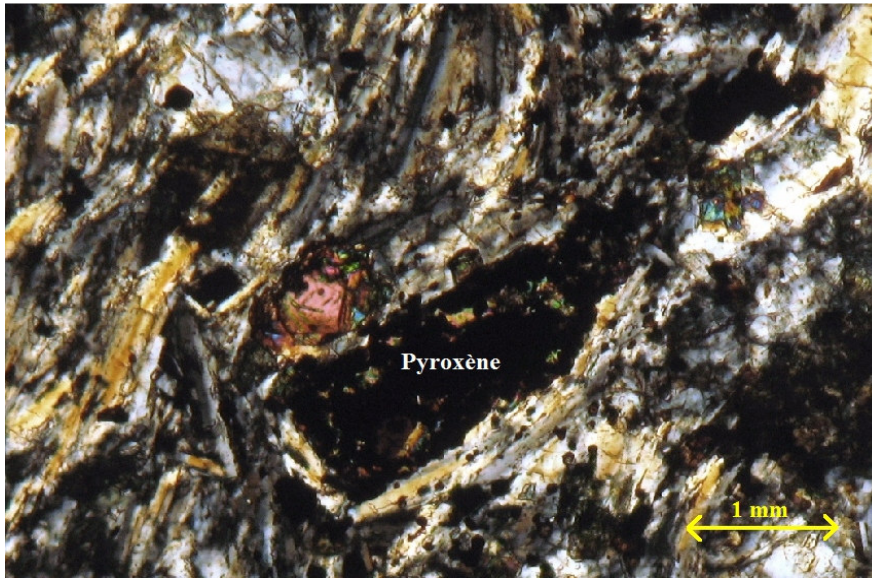


Fig. 36 : Phénocristaux et microcristaux de pyroxène dans feldspath, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

Les phases accessoires :

II.2.1.1.5. Les opaques :

Leur forme et leur taille sont variables, en petits cristaux automorphes, en grains arrondis dans la mésostase (Fig.37a) ou en phénocristaux xénomorphes et corrodés en inclusion dans l'anorthose (Fig. 37b). Ces minéraux sont noirs.

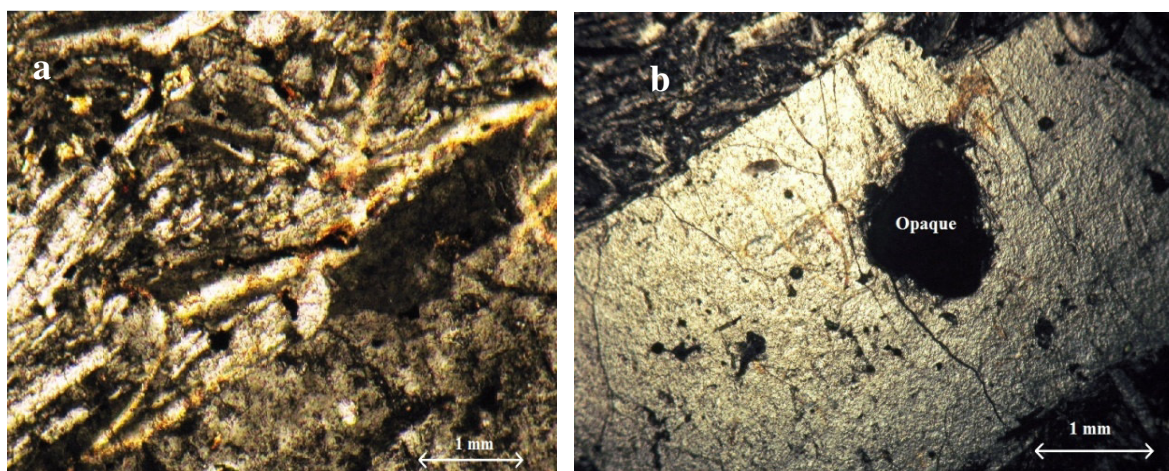


Fig.37 : a)- des grains noirs d'opaqes, b)-un opaque inclus dans l'anorthose, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

II.2.1.1.6. L'apatite :

Seules quelques fines aiguilles d'apatite se rencontrent dans la phonolite de Tilaouis (TIL 9), en inclusions dans l'oligoclase (Fig. 38).

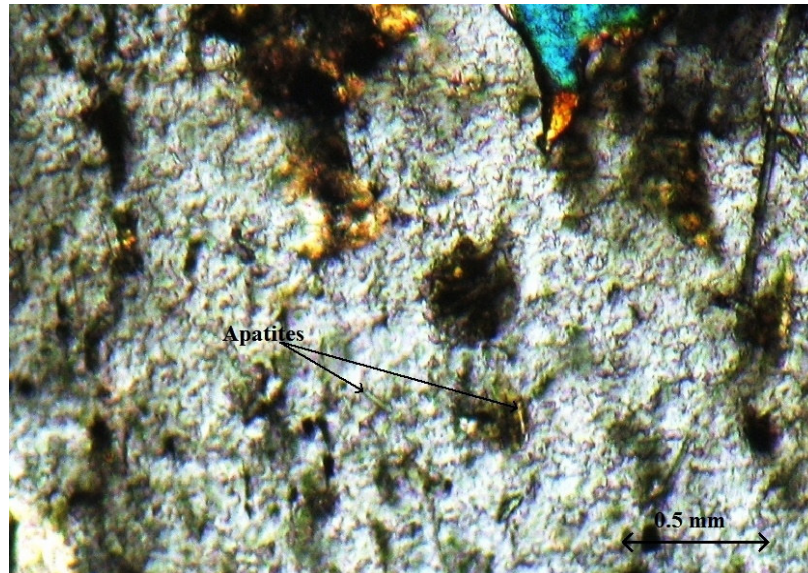


Fig.38 : Des aiguilles d'apatite inclus dans feldspath, vue au microscope par Camera digitale LPA. Lame TIL 9.

II.2.1.1.7. Les zircons

Ils sont automorphes, globuleux, à fort relief et très forte biréfringence. Ils sont dispersés dans la mésostase mais également souvent inclus dans les anorthoses (Fig. 39).

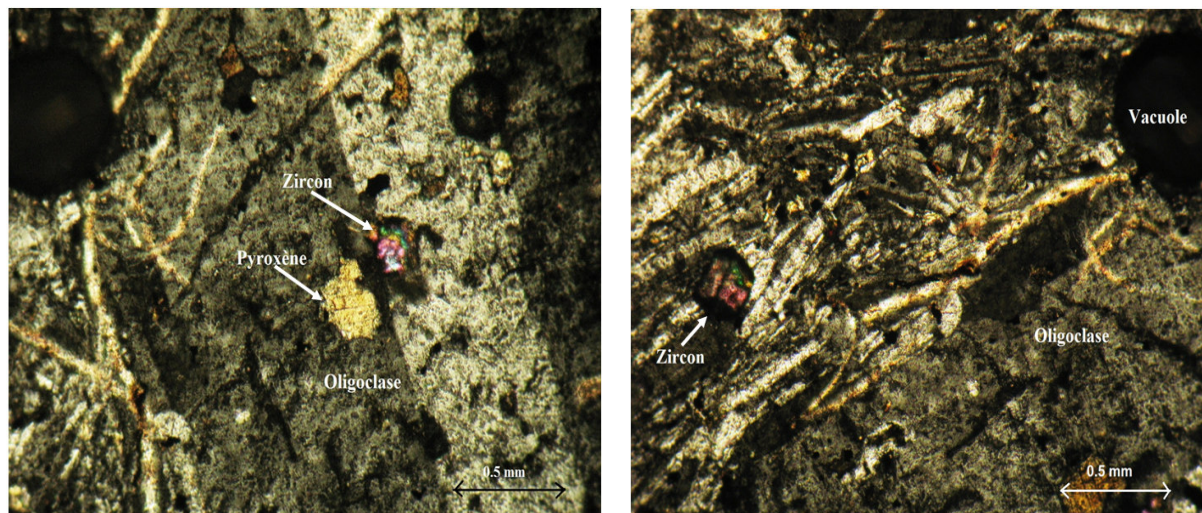


Fig. 39 : Le zircon dans la mésostase et en inclusion dans l'oligoclase. Vue au microscope par Camera digitale LPA. Lame TIL 9.

II.2.1.1.8. Ordre de cristallisation :

Les minéraux à cristalliser en premier sont l'apatite en aiguilles puis le zircon et les opaques. Les pyroxènes suivent puis les plagioclases et les feldspaths sodi-potassiques et enfin les feldspathoïdes. Il existe aussi des minéraux opaques secondaires dûs à la déstabilisation des minéraux notamment les pyroxènes.

II.2.2. La phonolites de Tindi (TAM 6):

Les phonolites de l'édifice du Tindi sont caractérisées par l'assemblage suivant:

- Les anorthoses.
- Les plagioclases
- Les feldspathoïdes.
- Les olivines.
- Les pyroxènes.
- Les opaques.
- Les apatites
- Minéraux indéterminés

La mésostase de la phonolite est constituée de microlites d'anorthose et de sanidine.

La texture de cette phonolite est microlitique agpaïtique, porphyrique et fluidale à phénocristaux d'anorthose et de petits cristaux d'olivine (Fig. 40).

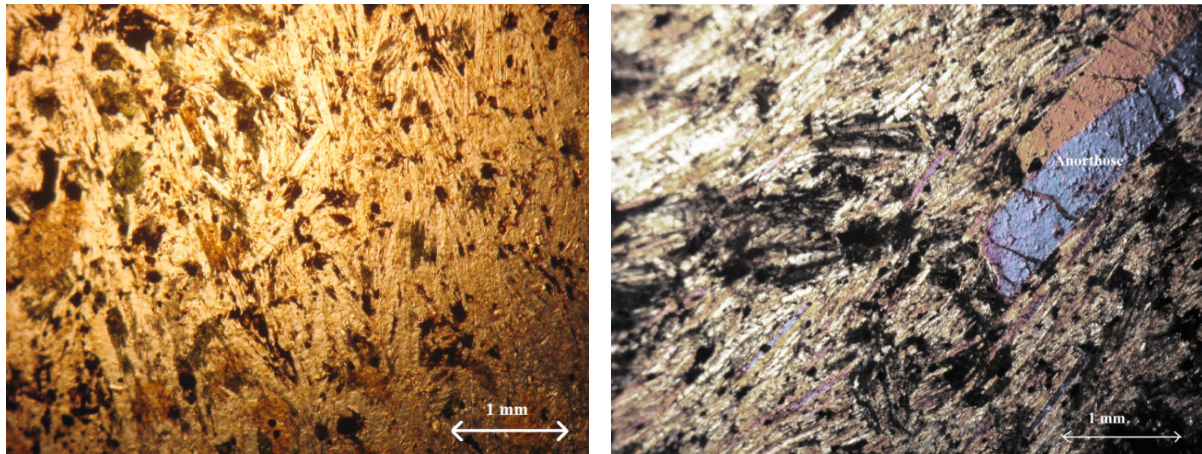


Fig. 40 : La texture microlitique porphyrique de la phonolite TAM 6. Vue au microscope par Camera digital en LPA.

II.2.2.1. La description des minéraux :

II.2.2.1.1. Les anorthoses :

Elles se présentent en phénocristaux subautomorphes avec la macle Carlsbad et en microlites dans la mésostase (Fig.41). Elles contiennent moins d'inclusions et de figures de fusion que les précédentes.



Fig. 41 : Un phénocristal d'anorthose sub-automorphe maclé Carlsbad, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TAM 6.

II.2.2.1.2. Les plagioclases :

Ce sont des phénocristaux sub-automorphes avec la macle polysynthétique. Ils sont plus rares que dans la phonolite TIL 9.

II.2.2.1.3. Les feldspathoïdes :

La sodalite –noséane de Tindi (TAM 6) apparaît comme celle de Tilaouis (TIL 9). Elle se présente en cristaux automorphes grisâtres en LP (Fig. 42a) et en LPA elle est complètement éteinte (Fig.42b).

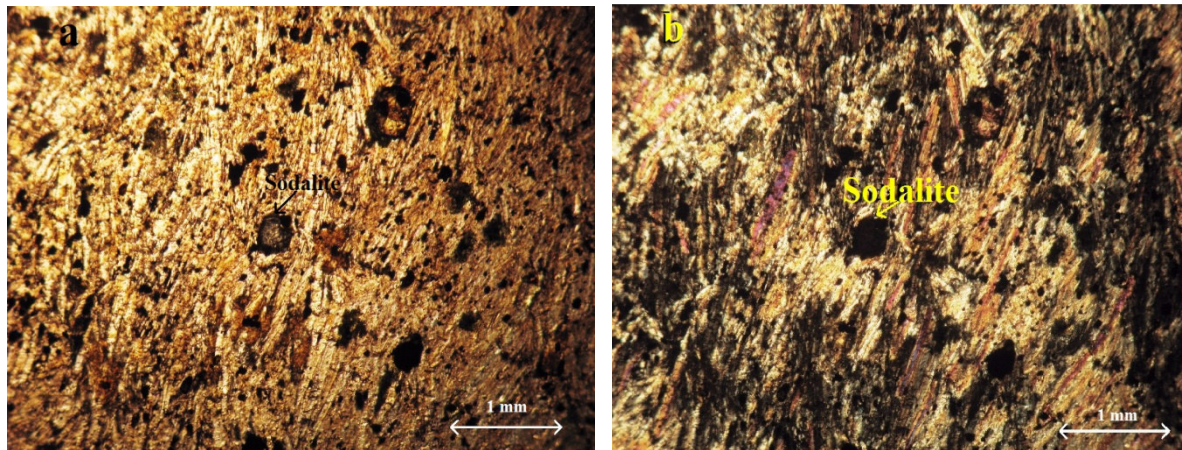


Fig. 42 : TAM 6. a) sodalite-noséane en LP, b) sodalite-noséane en LPA.

II.2.2.1.4. Les olivines :

Elles se présentent en petits cristaux sub-arrondis et craquelés à fort relief et forte biréfringence baignant dans la mésostase (Fig. 43).

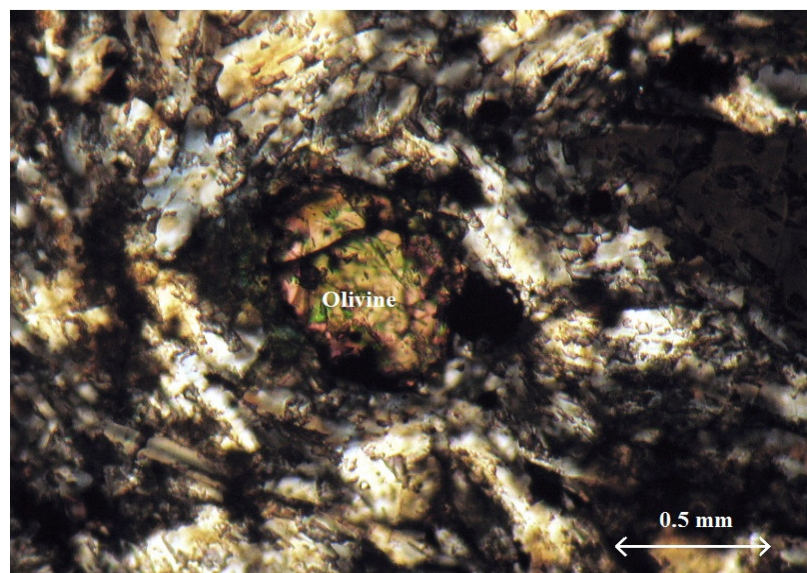


Fig. 43 : Une olivine, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TAM 6.

II.2.2.1.5. Les pyroxènes :

Les pyroxènes de la phonolite de Tindi se présentent en cristaux subautomorphes dispersés dans la lame, brun clair, riches en inclusions d'apatite comme celui au milieu de la photo (Fig. 44). Ils sont entourés parfois d'une auréole de pyroxènes sodiques et de minéraux d'altération brunâtres. Les pyroxènes sodiques sont verts et occupent les interstices entre les minéraux donnant ainsi la texture agpaïtique à cette roche.

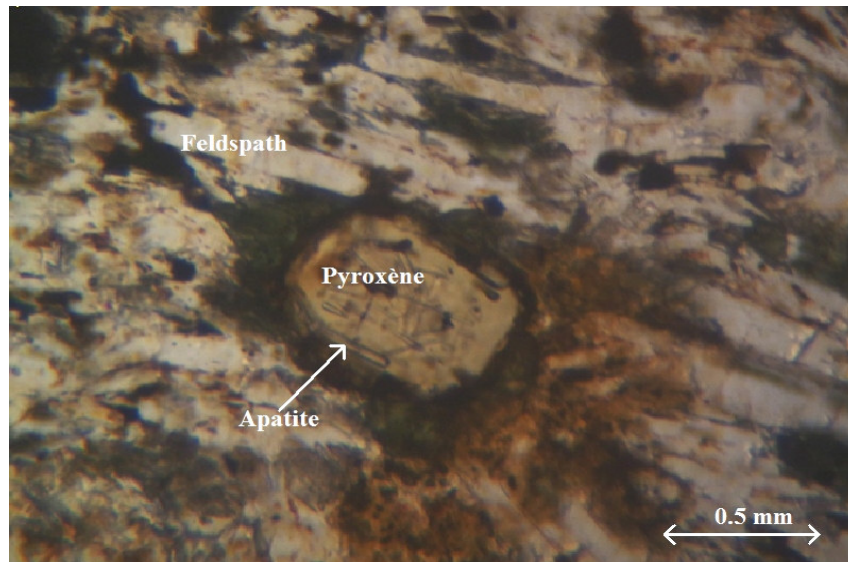


Fig. 44 : Des pyroxènes, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TAM 6.

II.2.2.1.6. Les opaques.

Les opaques de la phonolite se présentent en petits cristaux sub-automorphes ou xénomorphes, parfois en grands cristaux (Fig. 45).

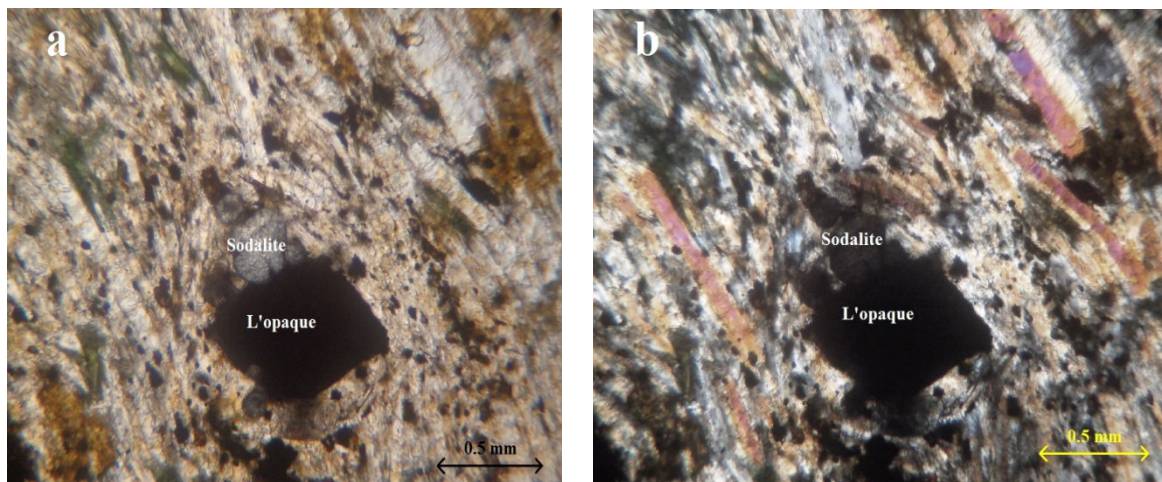


Fig. 45 : Un opaque automorphe, a) en LP, b) en LPA. Vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TAM 6.

Les phases accessoires :

II.2.2.1.7. L'apatite :

Des fines aiguilles d'apatite se rencontrent dans la phonolite de Tindi (TAM 6). Et en inclusions dans le pyroxène. (Fig.46).

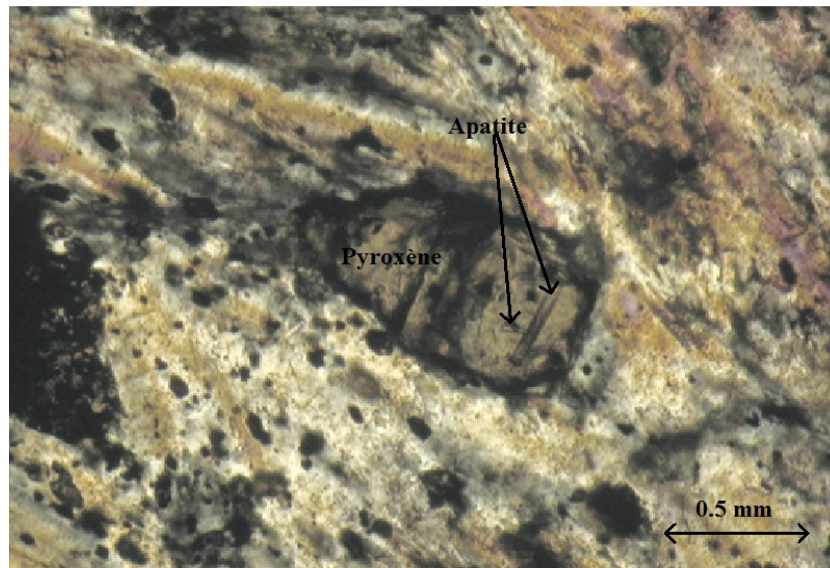
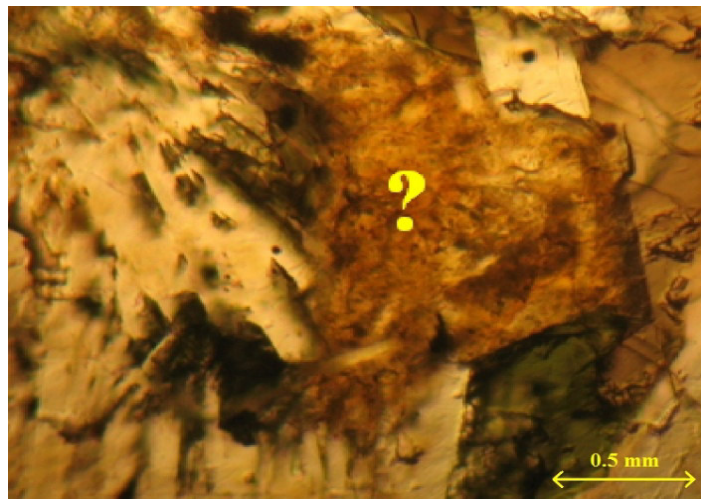


Fig. 46 : des aiguilles d'apatite inclus dans le pyroxène, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TAM 6.

II.2.2.1.8. Minéraux indéterminés :



Zirconosilicate ? Minérale accessoire qui n'a pas été analysé à la microsonde.

II.2.2.1.9. Ordre de cristallisation :

L'apatite cristallise en premier puis les opaques ce sont des phases précoces. Les olivines cristallisent par la suite suivies par les pyroxènes de type augite-augite aegyrique, les feldspaths (plagioclases ; anorthoses,), enfin les feldspathoïdes et les .aegyriques interstitielles. Il existe aussi des minéraux opaques secondaires dûs à la déstabilisation des minéraux.

II.2.3. Les trachytes de Tindi (TIN 2):

Les trachytes de l'édifice de Tindi sont caractérisés par l'assemblage suivant:

- Les anorthoses.
- Les micas.
- Les apatites

La mésostase du trachyte est constituée de microlites d'anorthose et de sanidine.

La texture de ce trachyte est microlitique porphyrique à phénocristaux d'anorthose et de biotite. (Fig. 47).

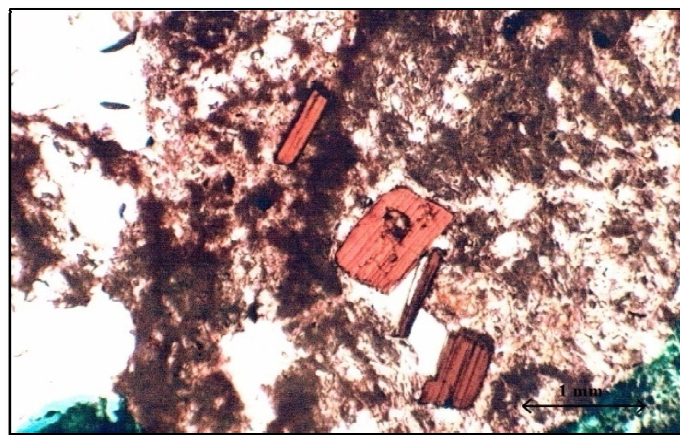


Fig. 47 : La texture microlitique porphyrique du trachyte. En LP . Lame TIN 2.

II.2.3.1. la description des minéraux :

II.2.3.1.1. Les anorthoses :

Elles se présentent en phénocristaux sub-automorphes et en microlites dans la mésostase.

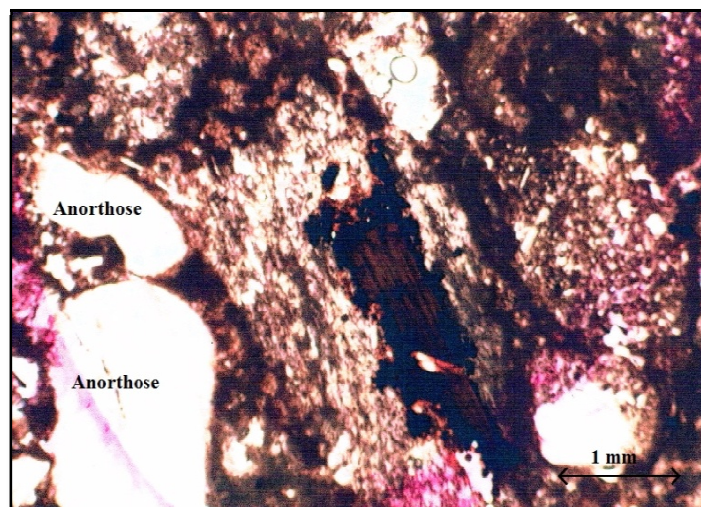


Fig. 48 : Des phénocristaux d'anorthose sub-automorphe, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TIN 2.

II.2.3.1.2. Les micas :

Ce sont des biotites en grandes lamelles brunes et automorphes soulignées par des oxydes noirs. Elles contiennent des inclusions de zircon.



Fig. 49 : Des phénocristaux de biotite automorphe, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TIN 2.

II.2.3.1.3. Les apatites :

Comme phase accessoire, elles forment des baguettes parsemant la mésostase.

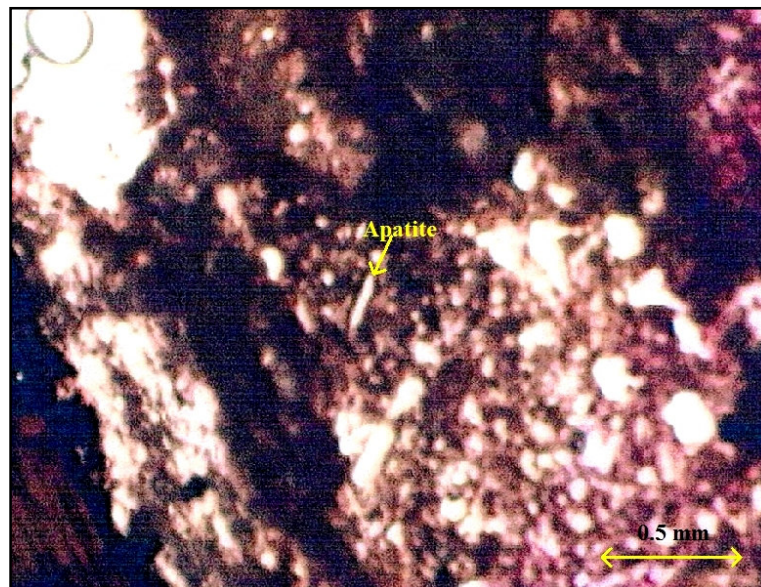


Fig. 50 : Des baguettes d'apatite, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIN 2.

II.2.3.4. Ordre de cristallisation :

→ L'ordre de cristallisation du trachyte donne : apatite → biotite → les feldspaths.

III. L'étude minéralogique.

III.1. Introduction :

L'étude minéralogique des laves de la région de Tamanrasset nécessite la connaissance de la composition chimique de toutes les phases minéralogiques qui les composent, et cela dans le but de déterminer la nature exacte des minéraux et les conditions thermobarométriques de leur formation. Elle permet également de comprendre le processus d'évolution magmatique des roches et le contexte géodynamique qui a conditionné la mise en place des différents appareils volcaniques au cénozoïque dans le Hoggar, en général, et dans la région de Tamanrasset en particulier.

Cette étude a été rendue possible grâce aux analyses chimiques effectuées des échantillons (TIN 2, TIL 9, TAM 6) sur une microsonde électronique Camera SX 50 au centre d'analyses CAMPARIS (Centre d'Analyse des Minéraux de Paris), localisé à l'Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris, France) dans les conditions analytiques suivantes :

- Intensité du courant : 10 nA
- Temps de comptage : 10 s
- Tension d'accélération : 15 Kv
- Faisceau électrique focalisé à 2 μm

Des standards naturels ont été utilisés pour la calibration des résultats analytiques.

Le calcul des formules structurales a été fait avec l'aide du logiciel "Microsoft office Excel" pour pratiquement tous les minéraux.

Les trois roches étudiées ont une minéralogie très riche. Certaines phases principales se retrouvent dans toutes les roches, d'autre dans certaines seulement. Ces trois roches sont :

TIL 9 : la phonolite de Tilaouis.

TAM 6 : la phonolite de Tindi.

TIN 2 : le trachyte de Tindi.

III.2. Compositions chimiques des minéraux :

III.2.1. Les phases majeures:

Elles sont représentées par les feldspaths alcalins, les minéraux ferromagnésiens (olivines, pyroxènes et micas). Les feldspathoïdes n’ont pas été analysés.

III.2.1.1 : Feldspaths sodi-potassiques :

Ils existent dans les trois roches (TIL 9, TAM 6, TIN 2). Les compositions chimiques et les formules structurales sont présentées en annexe (Tab. 07).

Dans la phonolite (TIL 9) les feldspaths sodi-potassiques sont des anorthoses (phénocristaux et microlites) avec une variation continue, dans les phénocristaux (65% à 78% d’albite, 13% à 32% d’orthose et 2% à 11% d’anorthite). Les microlites titrent 71% à 74% d’albite, 16% à 26% d’orthose et 3% à 7% d’anorthite. (Fig. 51).

Il existe un oligoclase avec 11.4% d’orthose, 78.2% d’albite et 11.7% d’anorthite.

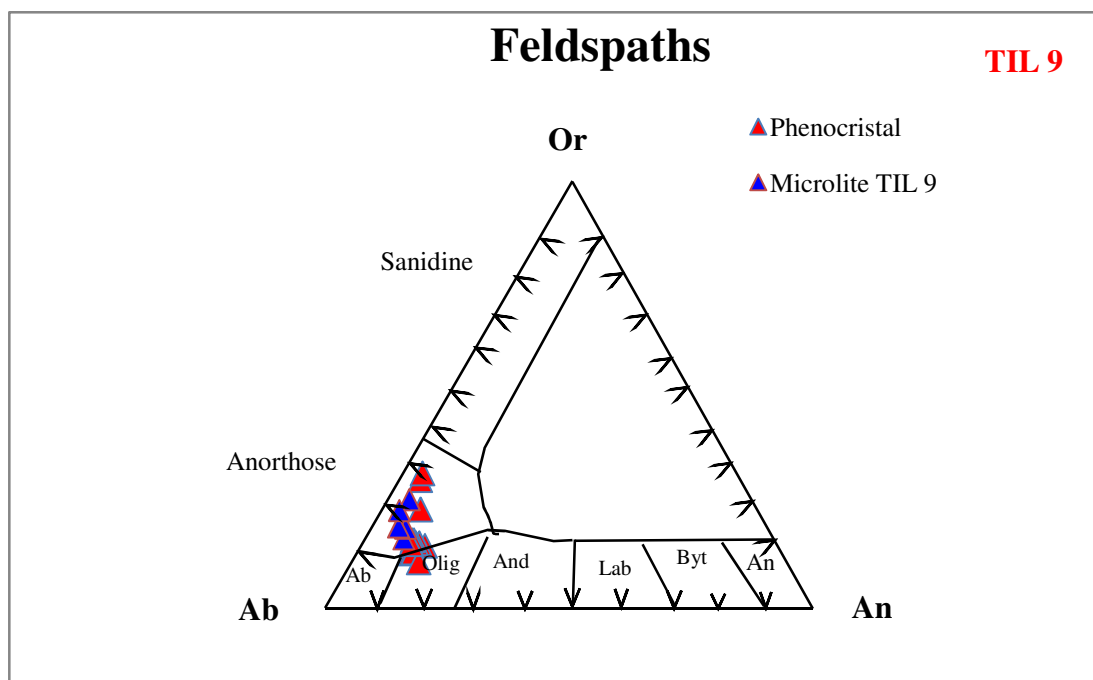


Fig. 51 : Les feldspaths alcalins de la phonolite TIL 9 dans le diagramme Ab-Or-An.

Dans le trachyte (TIN 2) les feldspaths sodi-potassiques sont des anorthoses avec une variation de 69% à 73% d'albite, entre 21 et 27% d'orthose et 4 à 7% d'anorthite. (Voir annexe Tab. 08)

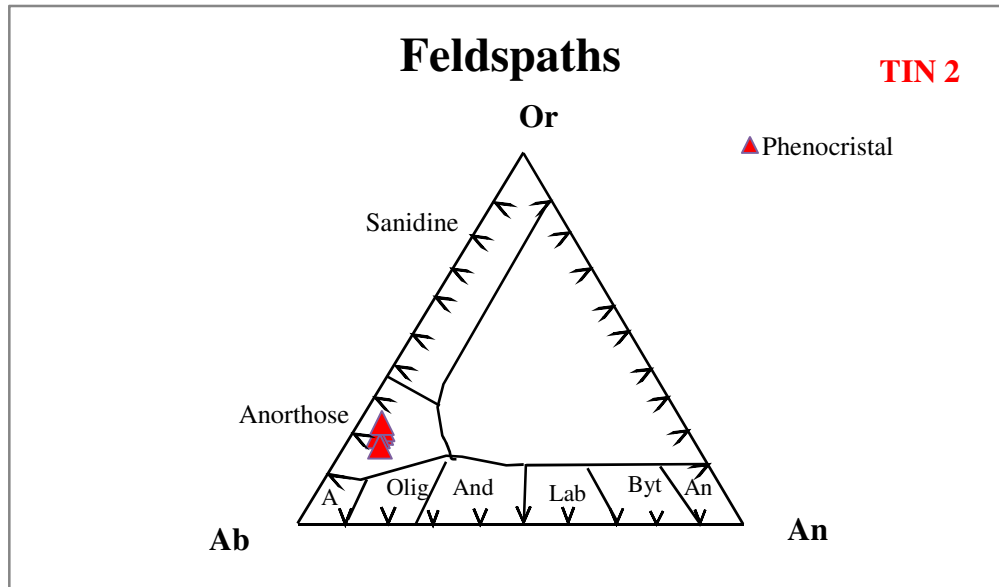


Fig. 52 : Les feldspaths alcalins du trachyte TIN 2. Dans le diagramme Ab-Or-An.

Dans la phonolite agpaittique (TAM 6) les feldspaths sodi-potassiques sont des anorthoses et des sanidines avec une variation de 58 à 77% d'albite, 20 à 41% d'orthose et 1 à 6% d'anorthite. (Annexe Tab. 09)

Il existe aussi des plagioclases de type albite-oligoclase ($2% < An < 11%$) avec 80 à 86% d'albite, et 7 à 12% d'orthose.

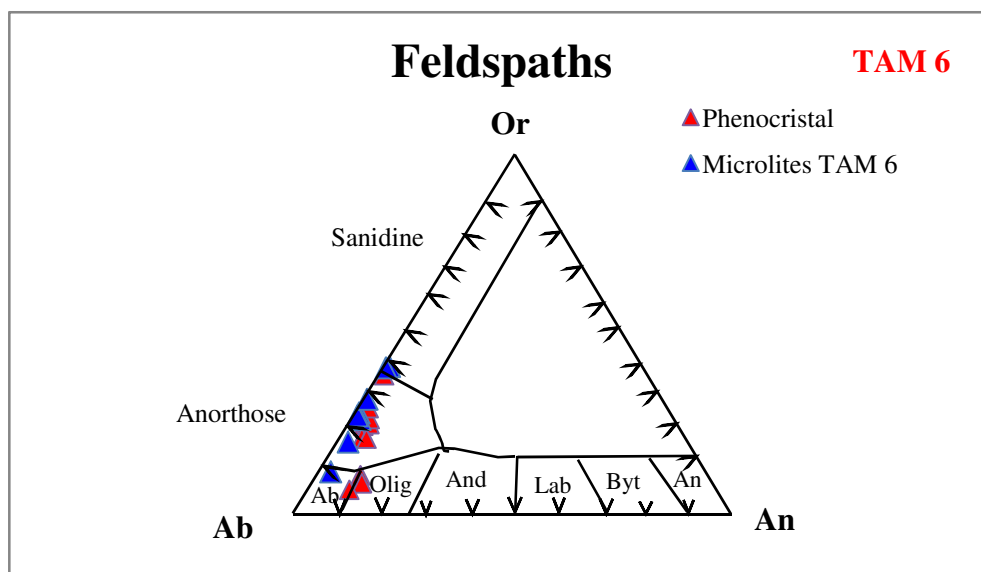


Fig. 53 : Les feldspaths alcalins de la phonolite TAM 6. Dans le diagramme Ab-Or-An.

III.2.1.2 : Les olivines :

Elles sont présentes dans la phonolite agpaïitique TAM 6. Elles se présentent en microcristaux.

Les analyses chimiques et les formules structurales calculées sur la base de quatre (04) oxygènes sont représentées en annexe (Tab. 10). Les analyses ne bouclent pas bien mais les formules structurales sont correctes.

La composition de l'olivine dépend du rapport (Mg²⁺/Fe²⁺) dans le magma et de l'ordre de cristallisation des phases, solides ou liquides (Roeder et Emsli 1970).

Les olivines étudiées sont très ferrifères (Fo₂₁₋₂₅) et montrent une composition de Ferro-ortonolite dans le diagramme [Mg/ (Mg+Fe²⁺)] en fonction de [Fe²⁺/ (Mg+Fe²⁺)] (Fig.54)

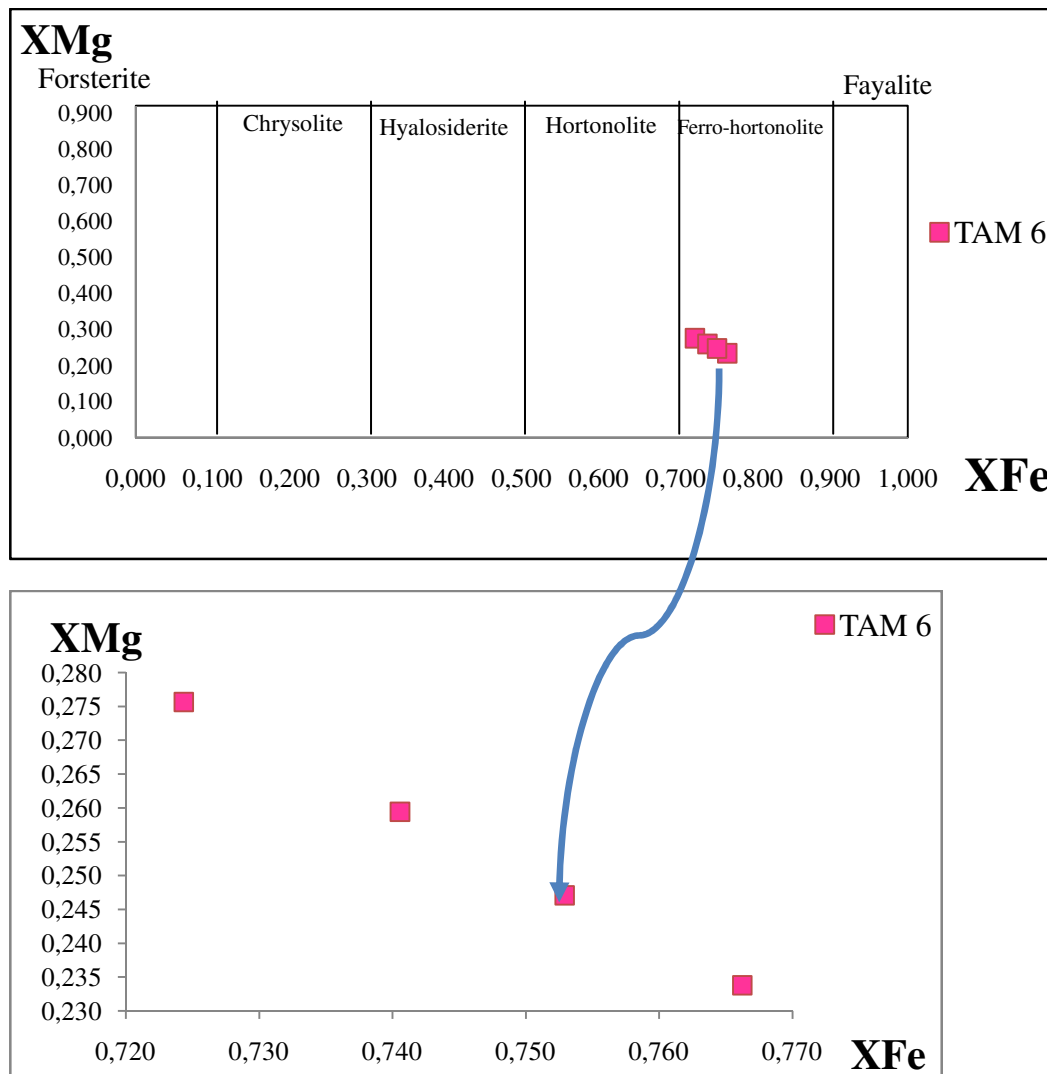


Fig. 54 : Diagramme [Mg/ (Mg+Fe²⁺)] vs [Fe²⁺/ (Mg+Fe²⁺)] pour la classification des olivines de la phonolite TAM 6.

La composition chimique des olivines montre des teneurs en fer ($48.8\% < \text{FeO} < 50.5\%$) plus élevées que celles en magnésium ($8.4\% < \text{MgO} < 10.5\%$). Les teneurs en MnO varient légèrement de 5.9% à 6.7% . donc avec une composante *téphroïte* (Mn_2SiO_4) non négligeable.

Les valeurs du XMg ($0.234 < \text{XMg} < 0.276$) sont très faibles comparées aux XMg des compositions équilibrées du manteau, impliquant que le magma d'origine a subi une forte différenciation. Notons aussi que les variations en XMg sont très faibles ce qui suggère une cristallisation en milieu homogène à pression et température constantes. (Fig. 55).

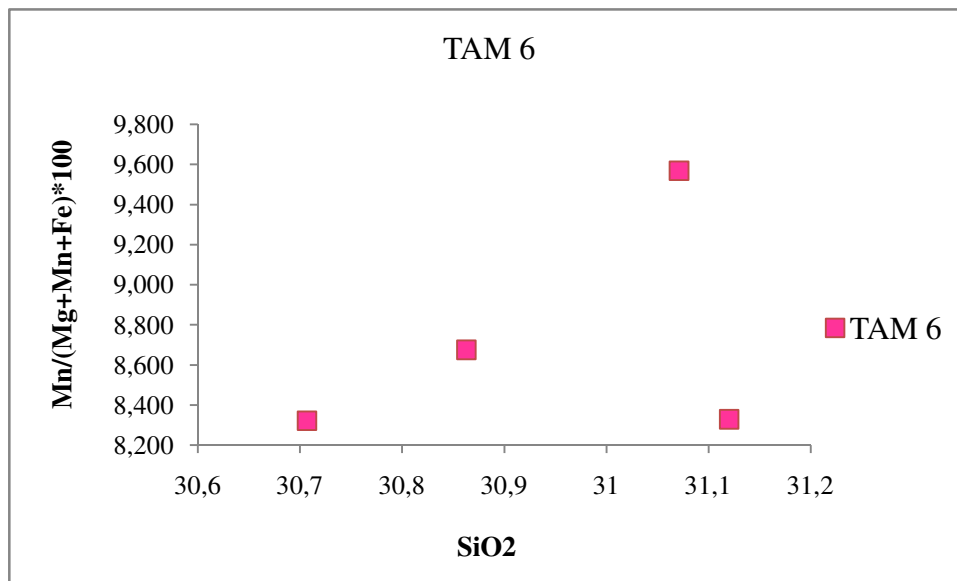


Fig. 55 : Diagramme des olivines $\text{Mn}/(\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Fe}) * 100$ vs $\text{SiO}_2\%$.

Sur ce diagramme le rapport de $\text{Mn}/(\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Fe}) * 100$ ($8.322 < \text{Mn}/(\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Fe}) * 100 < 9.568$) augmente en fonction de la teneur en SiO_2 ($30.70 < \text{SiO}_2 < 31.12$), montrant l'augmentation de Mn en fonction du fractionnement du magma.

III.2.1.3 : Les pyroxènes :

De formule chimique $\text{Ca (Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn) Si}_2\text{O}_6$, les clinopyroxènes sont communs dans les, basaltes, les phonolites et les trachytes (où ce sont des augites-aegyriniques en général et très rarement de vrais aegyrines comme c'est le cas dans les trachytes de Tahifet (Benhallou, 2000). Dans la lame TAM 6, il existe deux types de pyroxènes, des augites en phénocristaux (voir chapitre pétrographie) et des augites aegyriniques interstitiels que nous n'avons pas analysés.

Nous avons repéré et analysé deux pyroxènes (voir annexe. Tab. 11) en inclusion dans une anorthose dans la lame TAM 6. Ce sont des augites très légèrement aegyriniques qui bouclent assez bas : Pour cette raison nous ne les avons pas projetés dans les diagrammes de Morimoto. Mais ce résultat nous permet de dire que ces pyroxènes sont intermédiaires entre les augites et les augites aegyriniques montrant ainsi une cristallisation continue des pyroxènes du pôle calcique vers le pôle sodique.

Dans le diagramme Ti vs. (Ca + Na) (Leterrier et al. 1982), les compositions des clinopyroxènes, se placent dans le champ des basaltes alcalins. Comme toutes les laves cénozoïques du Hoggar. (Fig. 56).

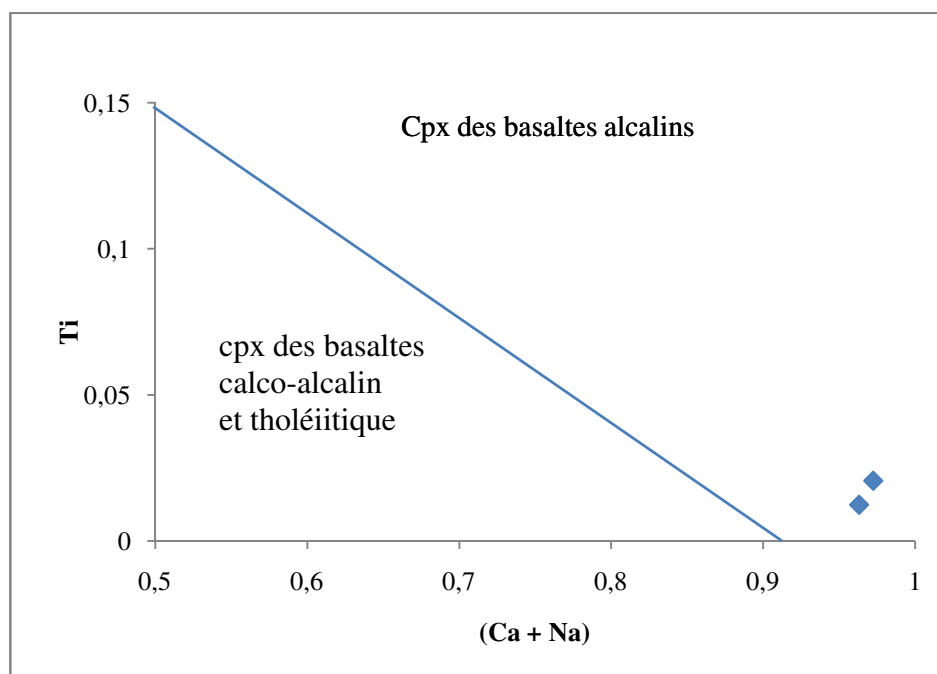


Fig. 56: Projection des cpx dans le diagramme Ti versus (Ca+Na) de Leterrier et al., (1982).

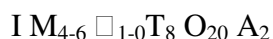
III.2.1.4 : Les micas :

Les micas sont assez rares dans les laves de l'Atakor.

Les micas apparaissent dans le trachyte TIN 2. Les analyses chimiques et les formules structurales sont consignées en annexe (Tab. 12). Des formules structurales ont été calculées sur la base de 22 anions d'oxygène, un procédé qui fournit seulement des évaluations brutes, parce que les rapports de Fe^{3+}/Fe^{2+} ne peuvent pas être déterminés. Le contenu de Li_2O a été estimé à partir d'une équation de régression en utilisant le contenu de MgO . (Tischendorf et al., 1999).

$$Li_2O = [2.1/(0.356 + MgO)] - 0.088 \quad (R^2 = 0.907).$$

D'après Rieder et al., 1998, la formule standard des micas est la suivante :



I	Cs,Na,NH ₄ ,Rb,Ba,Ca
M	Li, Fe, (di ou trivalent), Mg, Mn, ,(di ou trivalent),Zn,Al ^{VI} ,Cr,V,Ti
□	Site vacant
T	Be, Al ^{IV} ,B,Fe (trivalent),Si
A	Cl,F,OH,O,S

Les micas de TIN 2 sont des biotites d'après le diagramme de Deer et al. 1966. (Fig. 57).

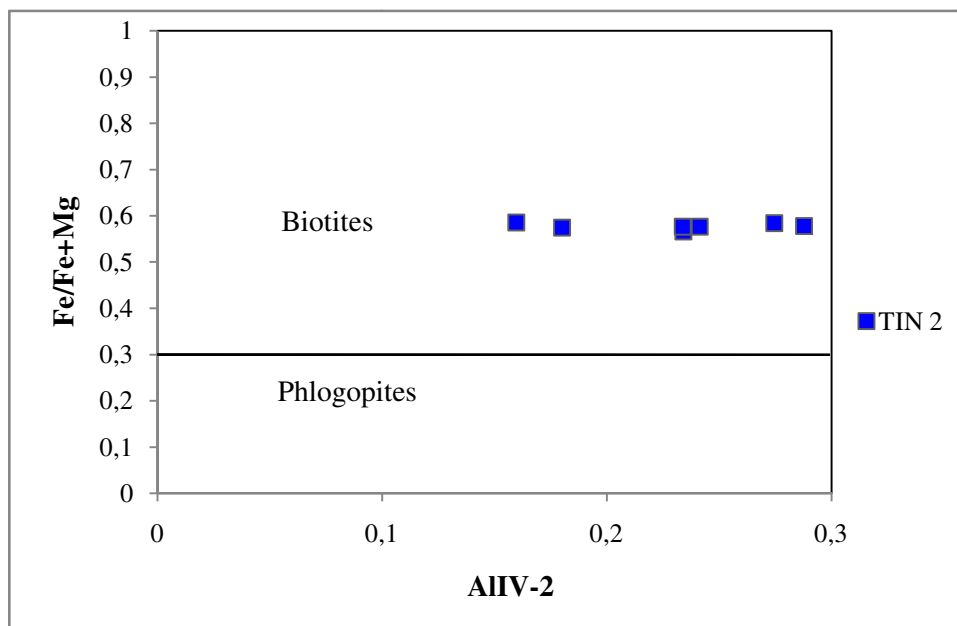


Fig. 57 : Diagramme Fe/Fe+Mg Vs AlIV-2 de Deer et al., 1966).

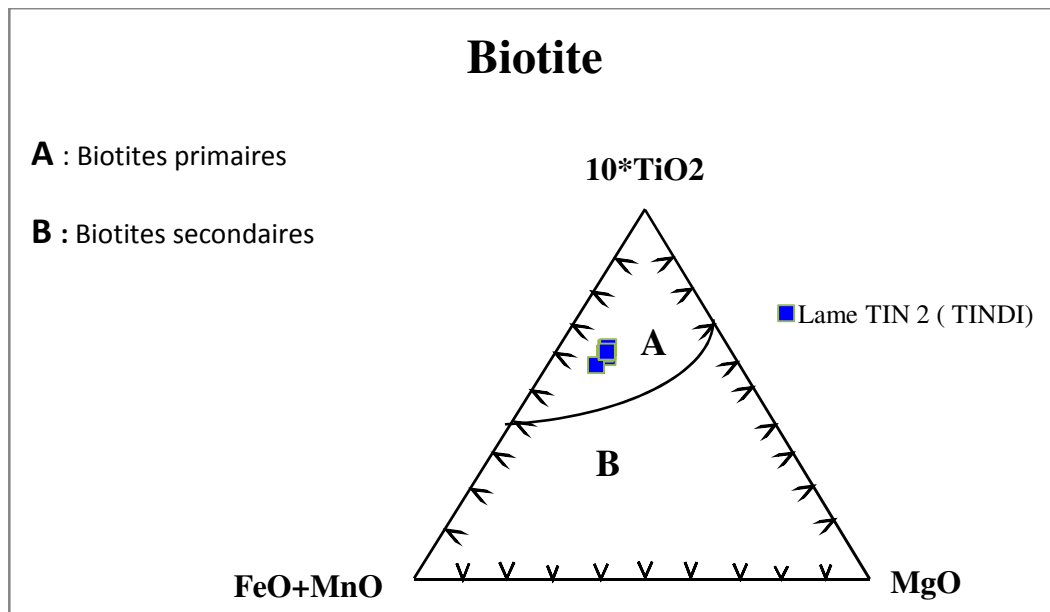


Fig.58 : Diagramme $TiO_2 \cdot 10 / (FeO+MnO) / MgO$ de Nachit et al., 1986.

D’après le digramme $TiO_2 \cdot 10 / (FeO+MnO) / MgO$, Les biotites ont des caractères primaires et entrent toutes dans le domaine des biotites magmatiques défini par Nachit, (1986) (Fig. 58).

Le rapport X_{Mg} est compris entre 0.414 et 0.433 et rentre dans la fourchette des biotites des trachytes et phonolites de l’Atakor ($0.38 < X_{Mg} < 0.52$, Benhallou, 2000).

Sur le diagramme $Al^{VI}-X_{Mg}$ (Fig. 59), Les biotites du trachyte TIN 2 évoluent entre les pôles des annites et des phlogopites. Elles montrent des faibles rapports de X_{Mg} ($0,41 < X_{Mg} < 0,43$). La teneur en Al^{VI} varie entre 0 et 0,23.

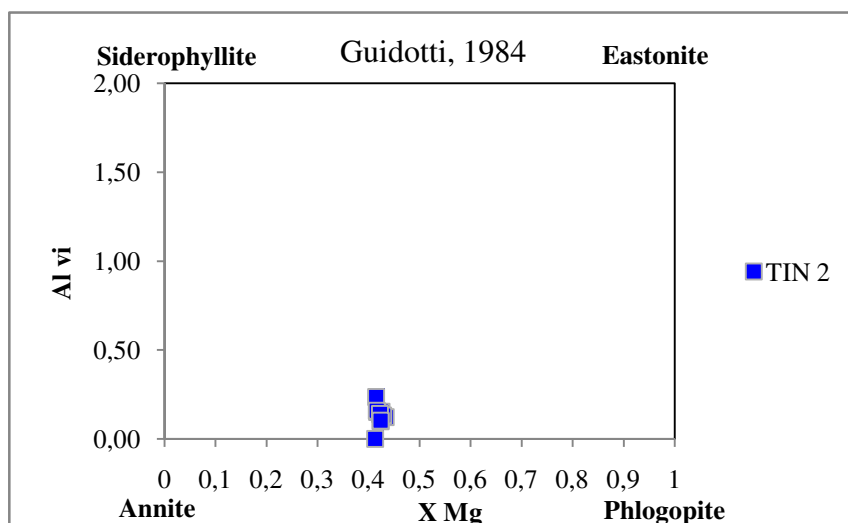


Fig. 59 : Diagramme de Al^{VI} vs Mg de Guidotti, 1984. De biotite du trachyte de TIN 2.

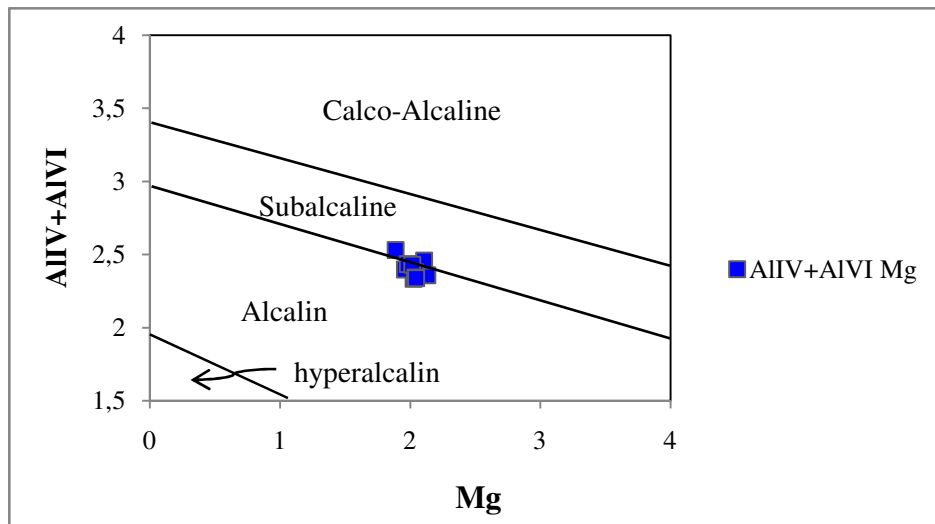


Fig. 60 : Affinités des biotites des laves de Tamanrasset (TIN 2) dans le diagramme de Nachit et al (1986).

D'après le diagramme de Nachit et al (1986), les biotites de TINDI (TIN 2) tombent sur la limite subalcaline-alcaline.

Les biotites de Tamanrasset (TIN 2) et les biotites de Tahifet (Benhallou, 2000) rentrent dans le même intervalle pour le rapport X_{Mg} ($0.38 < X_{Mg} < 0.52$). Mais la teneur en Si de TIN 2 comprise entre ($5.60 < Si < 5.84$) est plus élevée que dans les biotites de Tahifet qui varie entre ($5.38 < Si < 5.62$).

Les biotites d' In-Tifar (Azzouni et al., 2013) ont un rapport de X_{Mg} plus important que les précédents ($0.58 < X_{Mg} < 0.68$).

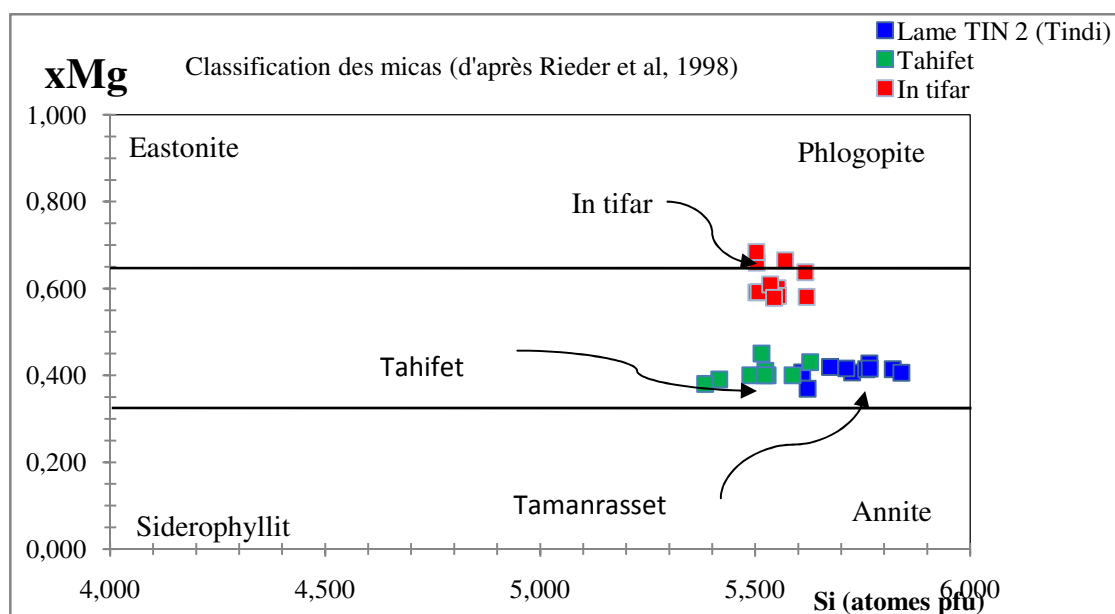


Fig. 61 : Le diagramme de classification des biotites X_{Mg} vs Si (atome pfu), d'après Reider et al., 1998.

Dans le diagramme F vs OH, les biotites d'In Tifar sont plus riches en F que celles de Tamanrasset (Fig. 62). Elles présentent une corrélation négative entre le F et le OH et une continuité bien marquée des teneurs des deux échantillons In-Tifar ($2.495 < OH < 0.284$ et $0.71 < F < 1.592$), Tamanrasset ($3.543 < OH < 3.992$ et $0 < F < 0.44$). (Azzouni et al., 2013), montrent que dans la séquence de cristallisation des minéraux ferromagnésiens (amphiboles, micas) des liquides alcalins métalumineux , les rapports fH_2F_2/fH_2O deviennent de plus en plus élevés aboutissant à des liquides hyperalcalins très riches en Fluor.

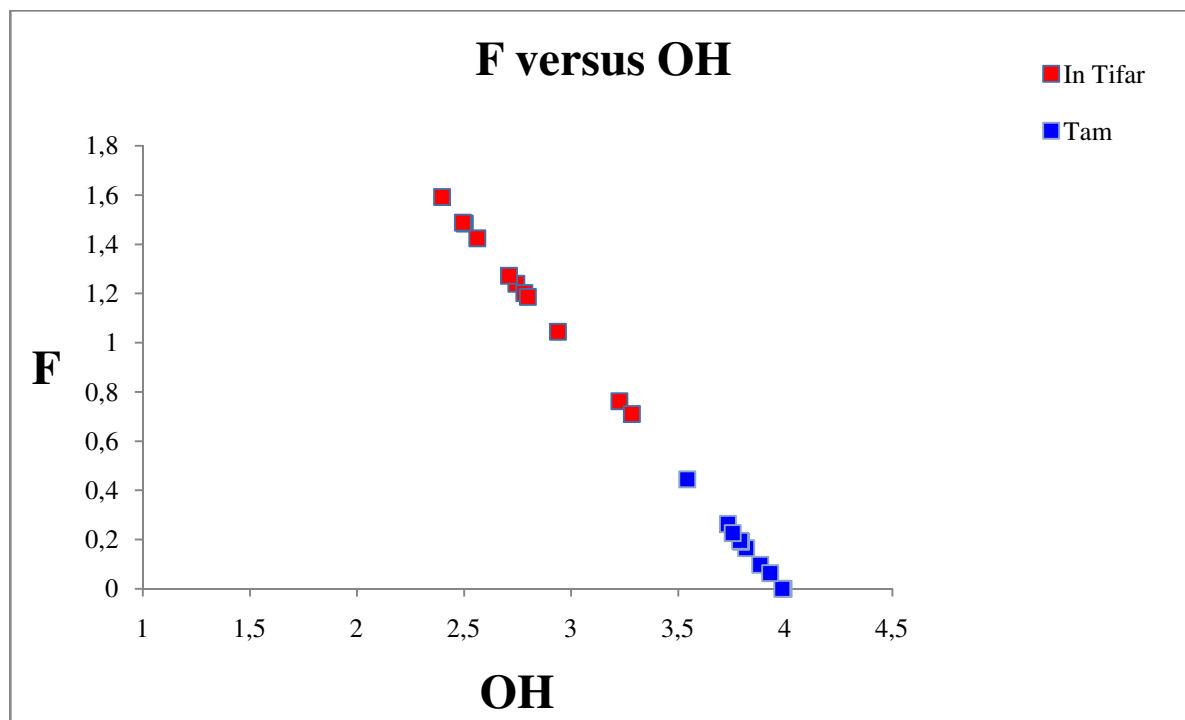


Fig. 62 : Diagramme de F vs OH de biotite.

Sur le digramme (Fe + Mn + Ti–AlVI vs (Mg–Li) de Tischendorf et al., 1997 modifié par Tischendorf et al., 1999, les compositions des micas de TIN 2 occupent le champ des Fe Biotites Fe-biotite près de la limite Fe biotite-Mg Biotite , alors que celles d'In Tifar sont franchement magnésiennes. (Fig. 63).

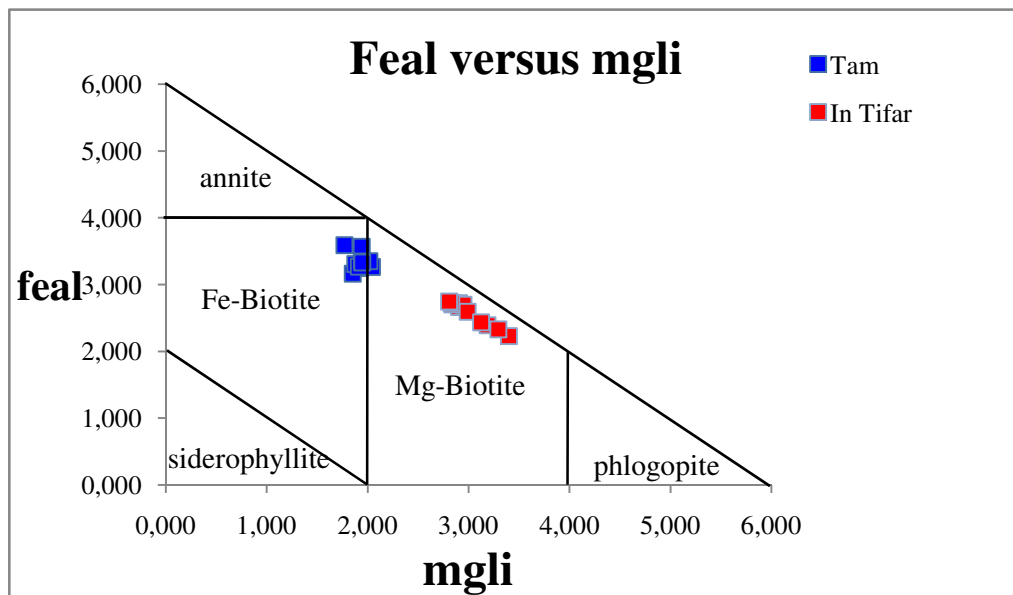


Fig. 63 : Diagramme feal (Fe + Mn + Ti–AlVI) vs mgli (Mg–Li) des biotites (modifié par Tischendorf et al. 1999).

III.2.1.5. Les opaques :

Les analyses chimiques réalisées à la microsonde ainsi que les formules structurales sont données en annexe. (Tab. 13.14).

Les opaques sont présents dans les deux phonolites (TAM 6 et TIL 9) et ce sont essentiellement des titano-hématites, ils se situent, dans le diagramme, TiO₂-FeO-Fe₂O₃ entre les hématites (Fe₂O₃) et les Pseudobrookites (Fe₂TiO₅). (Fig. 64).

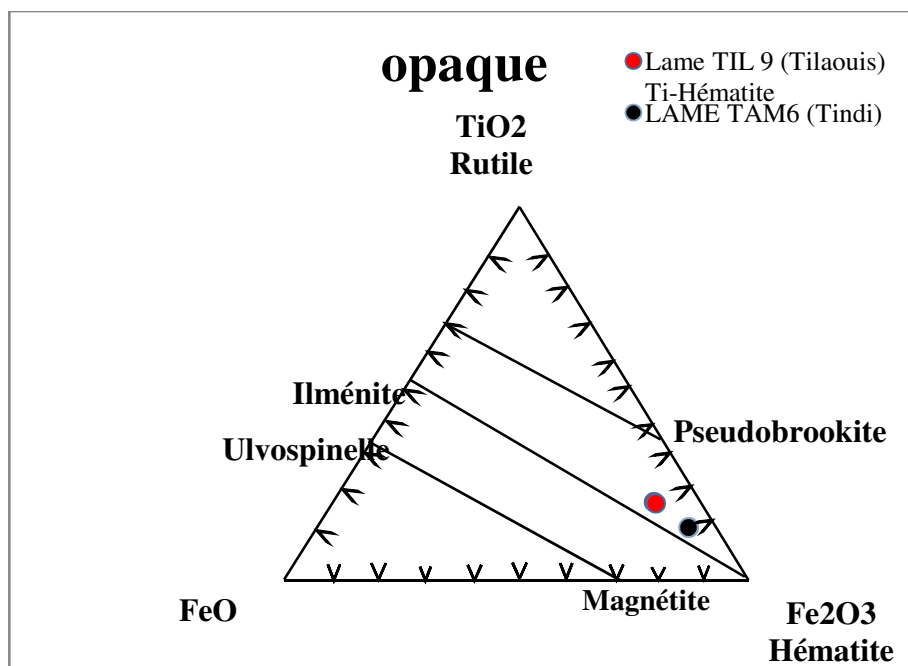


Fig. 64 : Les minéraux opaques de TIL 9 et TAM 6, dans le diagramme TiO₂-FeO-Fe₂O₃.

III.2.2. Les phases accessoires :

III.2.2.1. L'apatite :

De formule chimique générale $\text{Ca}_5 [\text{PO}_4]_3 \text{R}$ les apatites sont des phosphates de calcium où **R** peut être occupé par :

Le fluor : fluorapatite ;

Le chlore : chlorapatite ;

L'ion OH : hydroxylapatite.

Les résultats de la formule structurale calculée sur la base de 12 oxygènes sont présentés ci-dessous. Elle n'a été analysée que dans la phonolite (TIL 9). Il s'agit d'apatite riche en fluor et avec des teneurs comprises entre 3.41 et 6.41 pour le fluor et moins riche en chlore de teneurs entre 0 et 0.007.

Tab. 02 : Compositions chimiques et formules structurales des apatites de la phonolite TIL 9.

Lame TIL 9 (Tilaouis)			
N° d'analyse	23	24	25
CaO	50,938	49,683	51,355
Na₂O	0,294	0,663	0,297
SrO	0	0	0
FeO	1,28	0,746	0,437
MnO	0,041	0,035	0,043
MgO	0,184	0,179	0
La₂O₃	0	0	0
Ce₂O₃	0	0	0
Pr₂O₃	0	0	0
Nd₂O₃	0	0	0
Sm₂O₃	0	0	0
Gd₂O₃	0	0	0
Y₂O₃	0	0	0
ThO	0	0	0
P₂O₅	37,715	38,208	39,159
SiO₂	1,085	2,717	0,227
Cl	0	0,002	0,007
F	6,411	3,417	5,644
Total	97,948	95,65	97,169
O=F,Cl	2,699368	1,439188	2,378001
Total	95,24863	94,21081	94,791
Ca	9,196	8,9691	9,271
Na	0,096	0,216591	0,097025
Sr	0	0	0
Fe	0,180	0,105	0,0616
Mn	0,006	0,005	0,0061
Mg	0,046	0,045	0
La	0	0	0
Ce	0	0	0
Pr	0	0	0
Nd	0	0	0
Sm	0	0	0
Gd	0	0	0
Y	0	0	0
Th	0	0	0
P	5,380	5,450407	5,586068
Si	0,183	0,457835	0,038251
Cl	0	0,000571	0,0020
F	3,416	1,821	3,007
OH	-2,416	-0,821	-2,009
Total	16,087	16,249	16,06

III.3.Géothermométrie :

III.3.1. Introduction :

L'évaluation de la température et de la pression de la mise en place des roches, en général, fait appel à de nombreux géothermomètres et baromètres dont l'utilisation est basée essentiellement sur la présence de couples de minéraux cristallisant en même temps, sans l'intervention d'aucun phénomène exogène ou endogène.

Plusieurs géothermobaromètres ont été proposés par plusieurs auteurs à partir des travaux expérimentaux. Ils ont donné de bons résultats pour les roches volcaniques. En revanche, pour les roches plutoniques, les rééquilibrages postérieurs à la mise en place des corps plutoniques, la cristallisation des minéraux et l'absence du verre, peuvent poser des problèmes.

Pour mieux cerner ce problème, l'utilisation de ces géothermobaromètres est souvent conditionnée.

Malheureusement dans notre cas, nous ne pouvons pas utiliser les géothermomètres qui prennent en considération les couples de minéraux (ex : Opx/Cpx ; Ilménite /magnétite etc..), car ils n'existent pas dans nos roches. Nous n'avons pas pu utiliser le géothermomètre de [Putirka \(1997\)](#) car nous n'avons pas de liquide (analyse chimique de la roche), ni le géothermomètre olivine-spinelle de [Fabriès \(1979\)](#) car nous n'avons pas du spinelle dans la lame de Tindi (TAM 6):

A défaut, nous avons essayé d'estimer la température sur les minéraux essentiels tels que les micas.

III.3.2. Estimation de température sur les micas:

III.3.2.1. Le géothermomètre de Schreurs :

Il est basé sur la composition chimique de la biotite. Il permet d'estimer la température de cristallisation des micas. Il correspond à un diagramme binaire Ti versus Al^{VI} ou différents champs de températures sont définis. (Fig. 65).

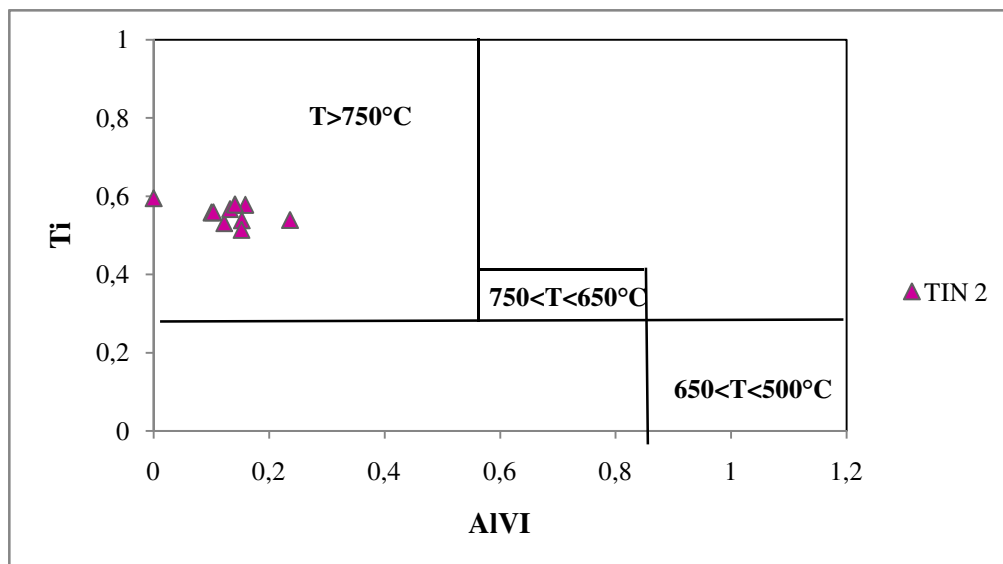


Fig. 65 : Diagramme Ti vs Al^{VI} de Schreurs (1985).

Nous avons projeté nos analyses dans le diagramme Ti vs Al^{VI} de Schreurs, (1985). Nos biotites se projettent dans le champ des biotites ayant cristallisé à des températures supérieures à 750°C. Ce sont des biotites riches en Ti et ou les teneurs en Al^{VI} dans le site le site Z sont élevées. (Fig. 65).

III.3.2.2. Le géothermomètre de Henry et al. (2005).

Pour affiner nos résultats nous avons utilisé le géothermomètre de Henry et al., (2005) basé lui aussi sur les teneurs en Ti mais également en XMg °. Les résultats obtenus concordent très bien avec ceux obtenus par le géothermomètre de Schreurs. Ils nous permettent de dire que la cristallisation des biotites s'est faite entre 731 et 750 °C, dans le même intervalle de température que celles des biotites d'In Tifar (775°-700°).

Tab. 03 : Le géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005).

Ti	X(Mg)	T(C)
0,537961	0,425506	739
0,530457	0,433731	738
0,538867	0,414832	737
0,513617	0,416809	731
0,577643	0,416146	747
0,566734	0,428992	746
0,594255	0,412721	750
0,578383	0,42219	748
0,558064	0,423512	743
0,558668	0,423631	743

IV. Conclusion :

L'étude minéralogique nous a permis de compléter l'étude pétrographique par les renseignements suivants :

Les Feldspaths sodi-potassiques des trois roches (la phonolite de TIL 9, le trachyte de TIN 2 et la phonolite de TAM 6) sont des anorthoses. Quelques sanidines apparaissent dans la TAM 6.

- les plagioclases existent dans la phonolite TIL 9 et la phonolite TAM 6 et sont des albites-oligoclases.
- Les olivines de TAM 6 sont très ferrifères et ont une composition de Ferro-ortonolite avec une composante téphroïte (Mn_2SiO_4) non négligeable.
- Les pyroxènes de TAM 6 sont des augites en phénocristaux et en inclusions dans les feldspaths où ce sont des augites très légèrement aegyriennes. Bien que les analyses soient de mauvaise qualité, les augites aegyriennes montrant ainsi une cristallisation continue des pyroxènes du pôle calcique vers le pôle sodique qui a été repéré en lame mince mais n'a pas été analysé.
- Les micas du trachyte de TIN 2 sont des biotites primaires riches Ti ayant cristallisé vers 750°C.
- Les feldspathoïdes des phonolites de TIL 9 et TAM 6 sont des sodalites-néoseanes.
- Les opaques sont présent dans les trois roches : dans la phonolite de TIL 9 et la phonolite de TAM 6. Ceux sont des hématites (Fe_2O_3) et les pseudobrookites (Fe_2TiO_5) et ils existent dans le trachyte de TIN 2 mais n'ont pas été analysés à la microsonde électronique.
- Les apatites n'ont été analysées que dans la phonolite (TIL 9). Il s'agit de fluoroapatites.

**CHAPITRE V : NOTIONS SUR
LA TELEDETECTION
ET TRAITEMENT DES IMAGES SATELLITES**

I. Introduction :

Les traitements des images satellites notamment en géologie, comme dans d'autres domaines (l'agriculture, la foresterie, la surveillance côtière, le mouvement des glaces océaniques, l'aménagement du territoire ...) ne cessent de se développer. Grâce aux nouvelles technologies, ces méthodes d'investigation gagnent de plus en plus en précision.

La cartographie géologique est d'une importance extrême pour le géologue, il est donc indispensable de maîtriser toutes méthodologie et technique moderne de confection de cartes géologiques. Ces dernières années, la cartographie assistée par ordinateur, notamment la télédétection et le traitement des images satellites se sont imposés comme les outils de cartographie géologique les plus rapides, les plus précis et les plus fiables qui s'offrent aux géologues, particulièrement lorsqu'il s'agit de cartographie en zones arides et désertiques où les affleurements sont souvent inaccessibles compliquant le travail cartographique classique.

II. Notions de base :

II.1. Définitions de la télédétection :

Traduit de l'anglais « *remote sensing* », Télé signifie « à distance » et détection veut dire « découvrir » ou « déceler ». La télédétection (*remote sensing*) fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition officielle est la suivante : « Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci » ([Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988](#)).

Ces techniques se différenciant les unes des autres par le type de vecteur (avion, satellite ou navette spatiale), le mode d'acquisition (analogique ou numérique, actif ou passif), la résolution spatiale, la gamme spectrale utilisée et la surface observée ([Lillesand et Kiefer, 1994](#)).

La télédétection : est l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance sans contact matériel avec ceux ci. Elle utilise les propriétés d'émission ou de rayonnement des ondes électromagnétiques par les objets.

Le principe de base de cette technique repose sur les propriétés d'absorption et d'émission résumées dans ce qui suit (Fig. 66).

- Emission d'un rayonnement électromagnétique à partir d'une source, soit naturelle (le soleil), soit artificiel (un radar) (1) ;
- Interaction avec la cible et la réflexion du rayonnement incident (2) ;
- Réception, enregistrement du rayonnement réfléchi et émission de données vers des stations au sol (3) ;
- Traitement des données par des moyens électroniques (4) ;
- Interprétation et application des résultats (5).

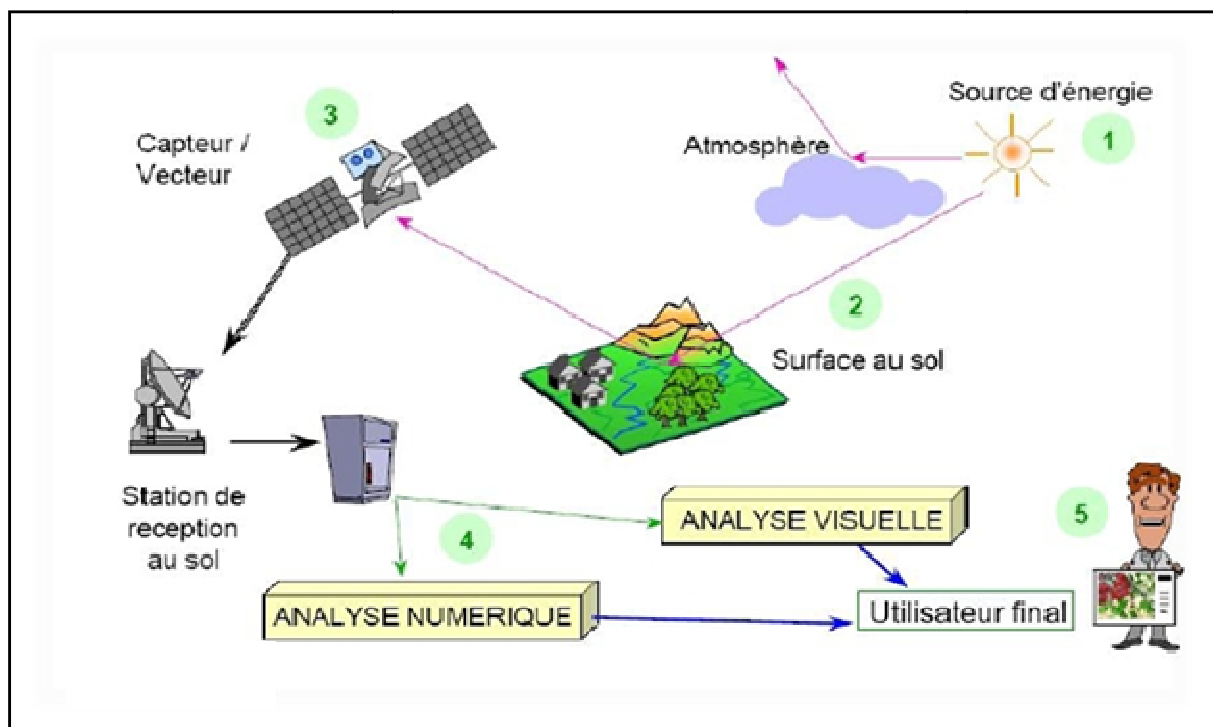


Fig. 66 : Le principe de base de la télédétection.

La cible : est la portion de la surface terrestre observée par le satellite. Sa taille peut varier de quelques dizaines à plusieurs milliers de kilomètres carrés.

La source d'énergie : est l'élément qui "éclaire" la cible en émettant une onde électromagnétique (flux de photons). Dans l'immense majorité des cas, la source d'énergie est le soleil, dans ce cas on parle de **télétection passive**. Il y a une sorte de veille la nuit sauf pour les capteurs de bandes infrarouges thermiques. Il est également possible de mesurer la chaleur qui se dégage à la surface de la cible (infrarouge thermique), auquel cas c'est la cible qui est source d'énergie (bien qu'il s'agisse d'énergie solaire stockée et réémise). Néanmoins, la technologie RADAR nécessite qu'un émetteur soit embarqué sur le satellite, dans ce cas le satellite lui-même est une source d'énergie. On parle alors de **télétection active**. Les capteurs sont actifs jours et nuits.

Lorsque le satellite ne fait que capter le rayonnement réfléchi, on parle de télétection passive et lorsque le satellite émet une onde vers la cible et en mesure l'écho, on parle de télétection active.

Le vecteur ou plate-forme de télétection peut-être un satellite ou un avion, dominant la cible de quelques centaines de mètres à 36 000 kilomètres. Les capteurs embarqués sur le satellite mesurent le rayonnement électromagnétique réfléchi, puis un émetteur renvoie l'image sur Terre vers des stations de réception.

Landsat 7, satellite de la famille Landsat, possède à son bord le capteur multi-spectral ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) (<http://landsat.gsfc.nasa.gov>). Ce capteur enregistre la luminance de la surface terrestre dans sept bandes spectrales (Tableau 04): quatre dans le Visible et Proche Infrarouge, deux dans l'Infrarouge Moyen, une dans l'Infrarouge Thermique et une bande en mode panchromatique (l'image panchromatique est obtenue à partir de données acquises dans une seule bande spectrale, correspondant à la partie visible du spectre à l'exception du bleu, la bande couvre la région du spectre comprise entre 0,52 et 0,90 μm). Ces bandes spectrales peuvent être utilisées pour la discrimination lithologique. (Gomez C., 2004).

Bandes de fréquence de l'instrument ETM+	Bandes spectrales	Résolution spatiale	Longueur d'onde
Bande 1	Bleu (visible)	30m	0,45-0,515 μm
Bande 2	Vert (visible)	30m	0,525-0,605 μm
Bande 3	Rouge (visible)	30m	0,63-0,69 μm
Bande 4	IR proche	30m	0,75-0,90 μm
Bande 5	IR moyen	30m	1,55-1,75 μm
Bande 6/1	IR Thermique/ lointain	60m	10,4-12,5 μm
Bande 6/2		120m	
Bande 7	IR moyen	30m	2,09-2,35 μm
Bande 8	Panchromatique (vert-rouge-IR)	15m	0,520-0,900 μm

Tab. 04 : Les caractères des bandes Landsat 7 ETM+

II.2. Description des logiciels utilisés dans ce travail

Plusieurs logiciels ont été utilisés dans ce travail : ENVI 4.5, Mapinfo 8.0, SPO v6 et Rose 2.1.0. Les deux premiers sont des logiciels commercialisés, les deux autres sont des logiciels gratuits.

II.2.1. Le logiciel ENVI :

Les traitements des images satellites ont été effectués à l'aide du logiciel ENVI.

II.2.1.1. Présentation du logiciel ENVI :

Le logiciel ENVI est un logiciel commercial complet de visualisation et de traitements d'images issues de la télédétection. Toutes les méthodes de traitement d'images de corrections géométriques, radiométriques, de démixage radiométrique, de classification et de mise en page cartographique sont présentes. D'autres outils relatifs à la visualisation et à la modélisation de données topographiques sont aussi disponibles.

Affichage en fausses couleurs : composition colorée

L'affichage en fausses couleurs consiste à attribuer des couleurs fictives aux bandes spectrales.

L'image résultante est dite composition colorée et se compose de trois plans de couleur rouge, vert et bleu. Par convention, on attribue la couleur rouge à la bande spectrale proche infrarouge, la couleur verte à la bande rouge et la couleur bleue à la bande verte.

Dans une composition et comme pour toute image couleur, la formation de la couleur est basée sur les trois couleurs primaires rouge, vert et bleu. En mode dit synthèse

trichromatique additive, on part du noir (absence de couleur), on ajoute dans des proportions variables les trois couleurs primaires pour former de la couleur. Par exemple, le blanc est formé par les trois couleurs R, V et B à intensités maximales (255).

D'une manière générale, sur une composition colorée, les sols nus apparaissent dans des teintes bleu clair, l'eau dans une teinte bleu foncé ou pratiquement noir, la végétation herbacée en rouge clair (Tableau 05).

Rapports de bandes (ou bandes ratios)

Cette analyse est basée sur la notion de réflectance, c'est le rapport entre la quantité d'énergie réfléchie par un objet et la quantité d'énergie reçue par le capteur. Cette méthode permet de réduire les effets de la topographie et d'augmenter le contraste entre les surfaces minérales, en pratique il s'agit de définir les bandes (paire) qui entrent dans le calcul des rapports et les introduire dans l'ENVI.

Pour obtenir des néo-bandes qu'on utilise en RGB pour obtenir des images, on clique sur « transform » puis sur « band ratios »

Le calcul d'un rapport de bandes, permet de s'affranchir des variations d'éclairement des pixels, mais aussi de mieux séparer les unités, car les informations complémentaires contenues dans les deux bandes sont prises en compte (Tableau 06). (LAGHOUAG M., 2011).

Voici quelques exemples de rapports de bandes utilisés en RVB (voir aussi Tableau 06):

[3 /1, 5/4, 7/5] Mets l'accent sur la composition des matériaux de surface.

[3/5, 1/5, 5/7] et [5/7, 4/5, 1/3] bon pour la cartographie des serpentines.

[7/3, 5/2, 4/7] permet d'obtenir des informations sur la lithologie des formations.

[5/3, 3/1, 7/5] permet d'obtenir des informations sur la lithologie des formations.

RGB	Description
321	Image en couleur naturelle
432	Combinaison standard en fausses couleurs. La végétation apparaît en rouge.
453	La limite entre terre/eau est très nette. Bon pour l'étude des sols et de la végétation.
742	Combinaison souvent utilisée en géologie. Le sable, le sol et les minéraux montrent une multitude de couleurs. Bon pour étudier les régions désertiques.
753	Combinaison souvent utilisée géologie. Le sable, le sol et les minéraux montrent une multitude de couleurs.
541	Combinaison souvent utilisée en agronomie. La végétation apparaît en vert clair.
754	Très utiles en géologie. Fournit la meilleure pénétration dans l'atmosphère. La végétation apparaît en bleu.
731	Combinaison bonne en géologie. Les roches apparaissent dans une multitude de couleurs.

Tab.05 : Différentes combinaisons utilisées en fausses couleurs et leurs utilités

Rapport	Description
5/7	Bonne discrimination pour les roches qui riches en Al-OH
3/1	Bonne discrimination pour les roches ayant subies une altération hydrothermale et pour les oxydes de fer.
1/2, 2/1	Bonne discrimination pour les roches riches en oxydes de fer
3/1, 3/2	Bonne discrimination de la végétation et l'eau
4/1, 4/2	Bonne discrimination de la végétation et l'eau
3/4	Utilisé pour étudier les terres arides et les régions urbaines
7/5	Bonne discrimination des argiles
5/4	Bonne discrimination des oxydes de fer

Tab. 06: Exemples de rapports de bandes utilisés dans le traitement des images satellites.

II.2.2. Mapinfo professionnel 8.0 :

MapInfo Professional est un Système d'information géographique (SIG) à l'origine Bureautique créé dans les années 1980 aux États-Unis. C'est un logiciel qui permet de réaliser des cartes en format numérique. MapInfo est conçu autour d'un moteur d'édition de cartes qui permet la superposition de couches numériques. Il permet de représenter à l'aide d'un système de couches des informations géo-localisées : points, polygones, image raster ... Il incorpore un grand nombre de formats de données, de fonctions cartographiques et de gestion de données... Un système de requêtes cartographiques adapté permet la conception des cartes et bases de données cartographiques. MapInfo est ouvert vers le Web et les globes virtuels ; il permet de publier sur le web des cartes réalisées sur un PC, de faire de la cartographie interactive, d'incorporer des informations des globes virtuels...

MapInfo Professional est un logiciel destiné aux chargés d'étude et d'aménagement territorial, aux chargés d'études d'implantation, de géomarketing, aux analystes des réseaux physiques et commerciaux.

Connexe et complémentaire au logiciel desktop MapInfo Professional, il existe une vaste gamme de modules permettant de faire des traitements de localisation par géocodage automatique d'adresses, de l'optimisation des déplacements routiers, des analyses de risques locaux (Crédit, Assurance,...), des analyses géomarketing et socio-demographique, de l'enrichissement de fichiers d'adresses à l'aide d'informations localisées, ainsi que de la diffusion de cartes et données sur support WEB.

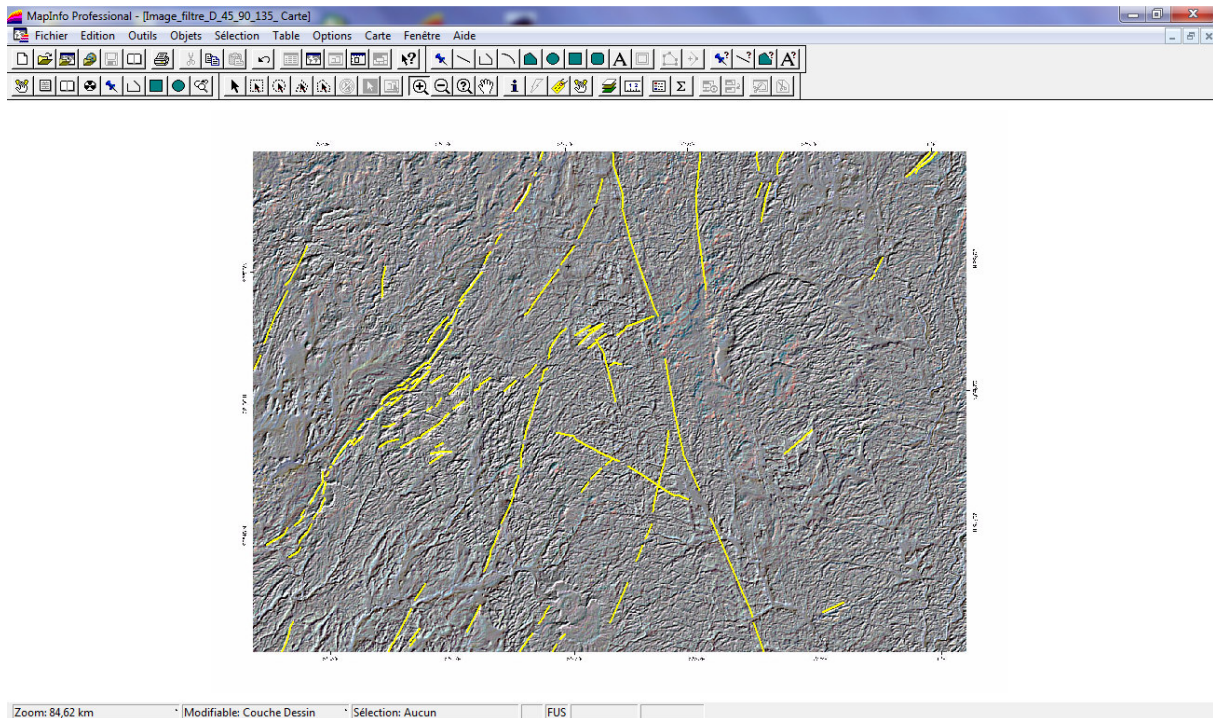


Fig. 67 : l'interface du logiciel de Mapinfo professionnel 8.0.

II.2.3. SPO 2003 Orientation préférentielle des formes (Launeau et Robin, 2008,

<http://www.sciences.univnantes.fr/lpgnantes/lpg/fichiers/launeau/Programmes/InstallSPO.zip>)

Ce logiciel a été élaboré pour des études de CSD (Cristal Size Distribution, voir Higgins, 2000 et Higgins, 2002 pour la présentation de la méthode), qui lient, dans les roches magmatiques et particulièrement volcaniques, les variations de taille et d'orientation d'un minéral donné à la présence de différentes générations de ce minéral. Nous l'utilisons, pour notre part, pour compter les linéaments, leur longueur et leur direction (opération qui prend quelques secondes pour des cartes qui peuvent comporter plusieurs centaines voire des milliers de linéaments). Ce logiciel nous permet de calculer automatiquement pour chaque dyke sa longueur et son orientation...etc.

Une fois le traçage des linéaments avec Mapinfo terminé, le calque est alors enregistré sous format « BMP », le format qui est reconnu par le logiciel SPO. On charge alors l'une des images BMP, dans SPO en appuyant sur la touche « Nouvelle image », une fois que celle-ci apparaît, on appuie sur le bouton « calcul » comme le montre la figure 68. La dernière étape, lorsque le calcul est terminé, consiste à demander le tableau correspondant, sur lequel nous obtenons le nombre de dykes représenté dans l'image avec la direction et la longueur de chacun d'entre-eux.

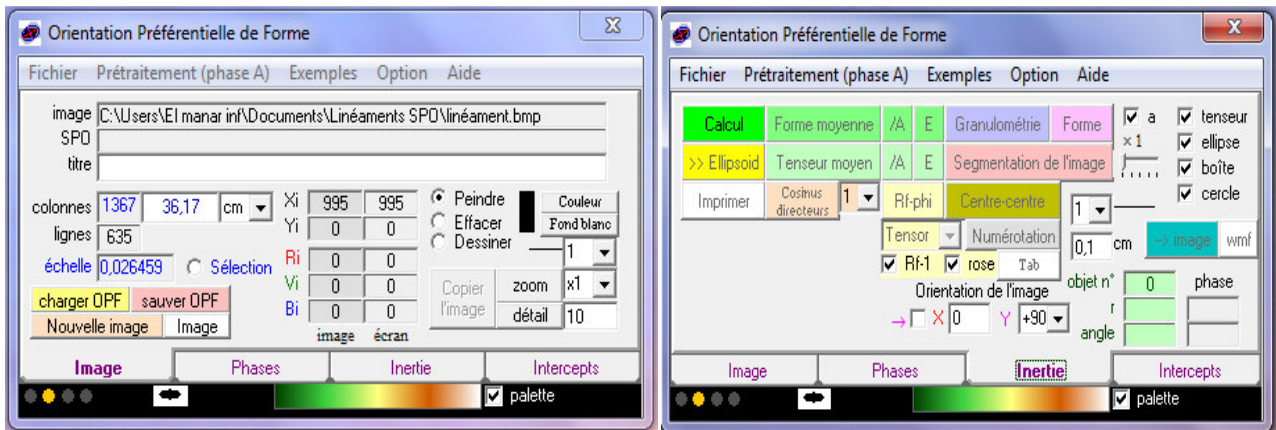


Fig. 68 : Interface du logiciel SPO.

II.2.4. Rose (Thompson, 2001 – 2004, <http://mypage.iu.edu/~tthomps/programs/>):

C'est un logiciel qui permet de représenter graphiquement la répartition statistique de l'orientation de linéaments (failles, dykes, etc.).

Le logiciel est très facile à utiliser. Une fois le logiciel lancé, on clique sur « *File* » puis « *New* ». Une fenêtre *Rose Diagram* apparaît. On clique sur « *Data* », on introduit nos données sur l'orientation des linéaments (dans notre cas, il s'agit des données obtenues avec le logiciel SPO) (figure 69). Une fois les données introduites dans « *Data* », on clique sur « *Rose* » et la rosace apparaît (figure 69).

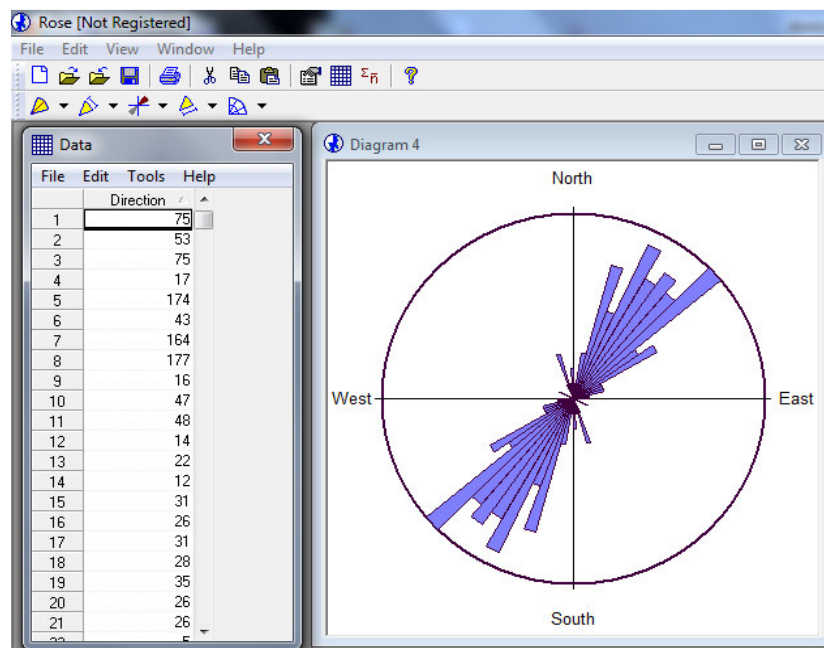


Fig.69 : Interface du logiciel Rose ; Introduction des données sur l'orientation des linéaments dans « *Data* » et la rosace des directions apparaît en cliquant sur « *Rose* ».

II.3. Objectif de cette étude :

- Définir les traitements les plus appropriés à notre terrain d'étude ;
- Extraire les contours et limites des différents ensembles géologiques et reconnaître dans la mesure du possible les formations géologiques;
- Faire l'inventaire des différents linéaments de la région et établir une carte linéamentaire pour le but d'une étude structurale éventuelle.

II.4. Données disponibles et outils utilisés:

Pour obtenir de bons résultats et réaliser un bon traitement des données numériques, cette étude nécessite un équipement (le croquis géologique et l'image satellite couvrant de notre zone d'étude) et le logiciel spécifique (ENVI.).

II.4.1. Croquis géologique de la région d'étude :

L'esquisse géologique de la région d'étude (Fig.70), établie par [Girod \(1971\)](#), à laquelle s'ajouteront les données de la carte géologique de l'Office Nationale de Recherche Géologique et Minière (ORGM). Division du Service Géologique de l'Algérie (DSGA), 2002, serviront de point de comparaison avec les résultats obtenus par traitement d'image Landsat 7 ETM+.

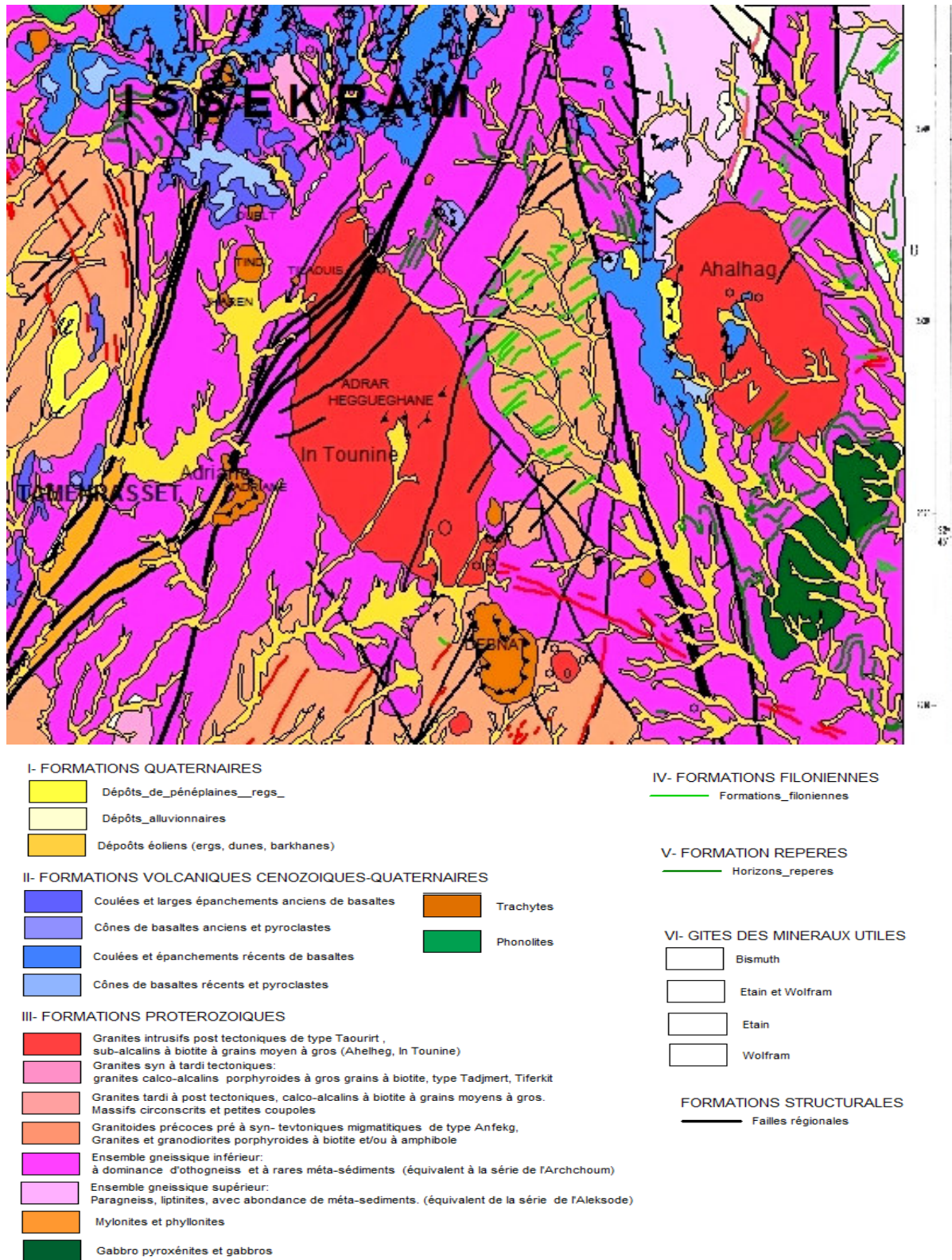


Fig. 70 : Esquisse géologique de la région de Tamanrasset. (redessinée à l'aide du logiciel Map info par Khedimi, 2013).

II.4.2. Image satellite :

Notre zone de travail est couverte par la scène Landsat ETM+, identifiée par les coordonnées : Path 192 et Row 44 du système WRS-2, disponible gratuitement sur internet (www.glcg.org), la date d'acquisition est 27 novembre 2000, ortho-rectifié en U.T.M zone : 31 N, WGS 84.

Le WRS-2 (*World Reference System*) est une grille de coordonnées en colonnes (Path) et en lignes (Row) pour identifier avec précision les scènes notamment celles de Landsat.

II.4.3. Logiciels utilisés :

ENVI (The Environment For Visualizing Images, élaboré par la société « ITTVIS ») : Il s'agit d'un logiciel conçu pour extraire l'information des images géo-spatiales. L'ensemble de ses outils et modules spécialisés permettent de lire, d'explorer, et d'analyser les données.

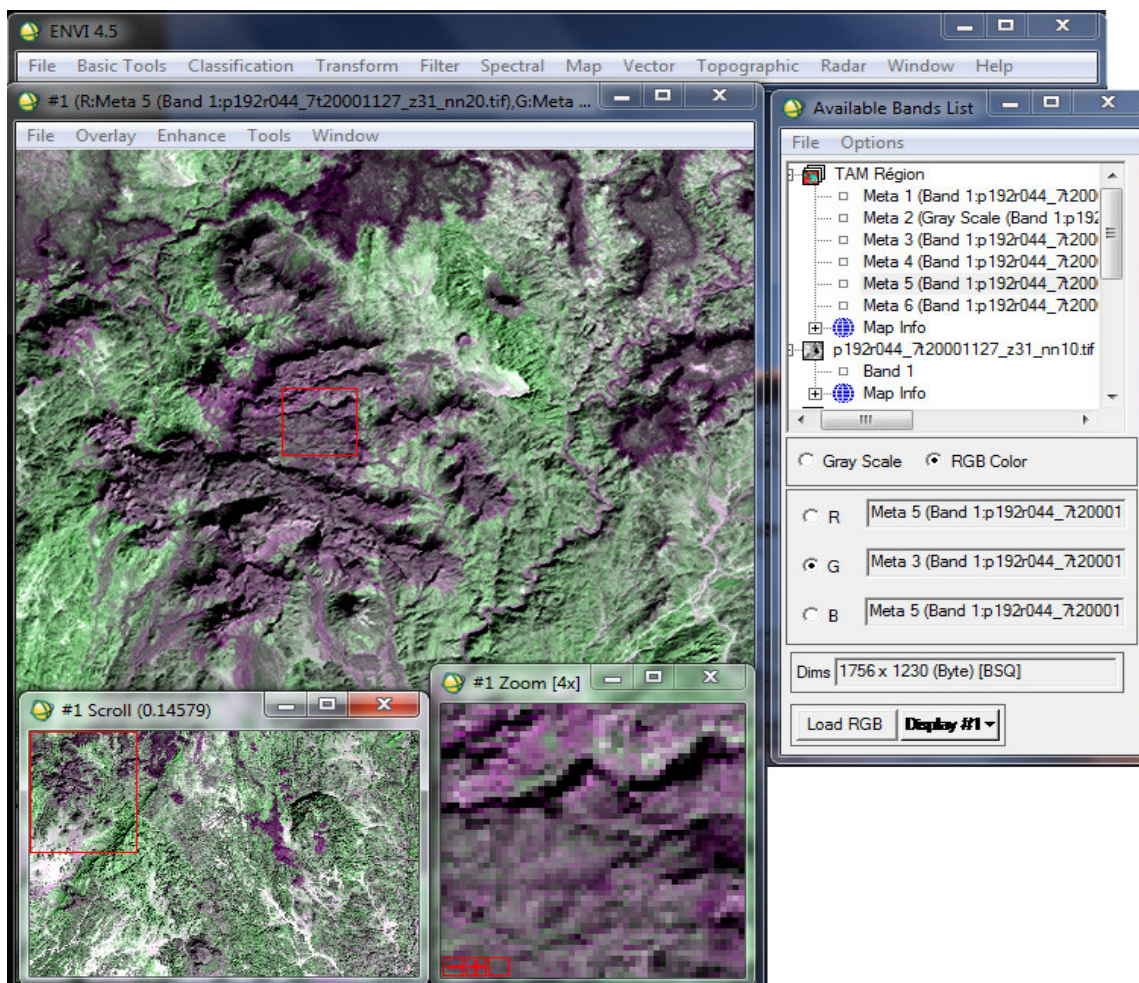


Fig. 71 : Interface du logiciel E.N.V.I 4.5

II.4.3.1 Images en composition colorée :

L'affichage en fausses couleurs consiste à attribuer des couleurs fictives aux bandes spectrales.

L'image résultante est dite composition colorée et se compose de trois plans de couleur rouge, vert et bleu. Par convention, on attribue la couleur rouge à la bande spectrale proche infrarouge, la couleur verte à la bande rouge et la couleur bleue à la bande verte.

Dans une composition et comme pour toute image couleur, la formation de la couleur est basée sur les trois couleurs primaires rouge, vert et bleu. En mode dit synthèse trichromatique additive, on part du noir (absence de couleur), on ajoute dans des proportions variables les trois couleurs primaires pour former de la couleur. Par exemple, le blanc est formé par les trois couleurs R, V et B à intensités maximales (255).

D'une manière générale, sur une composition colorée, les sols nus apparaissent dans des teintes bleu clair, l'eau dans une teinte bleu foncé ou pratiquement noir, la végétation herbacée en rouge clair.

Pour visualiser une image en fausse couleur, on valide l'option RGB dans la boîte de dialogue « Available bands list » puis on attribue la couleur correspondante à chacune des bandes (Fig. 72) :

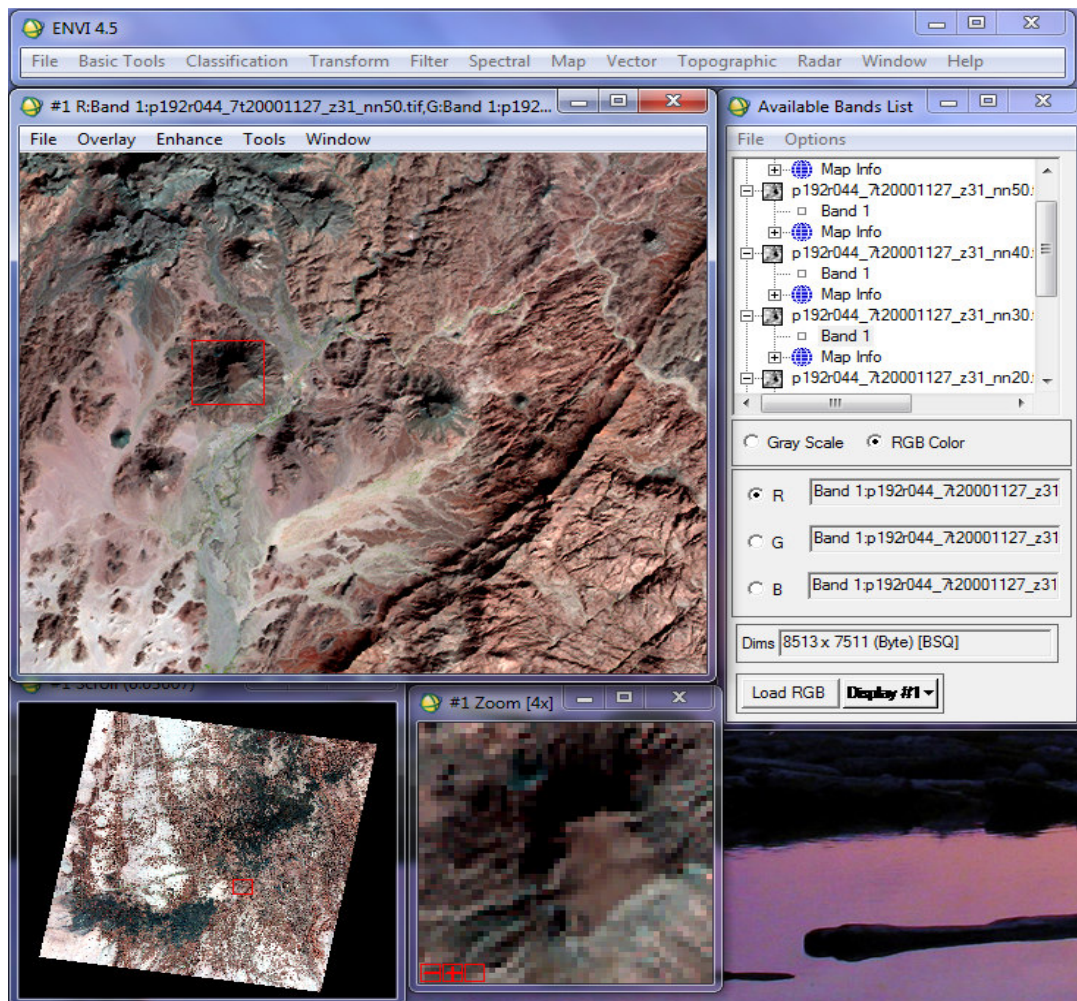


Fig. 72 : Visualisation des images en fausses couleurs (ici 543).

II.4.3.2. Rapports de bandes (ou bandes ratios) :

Cette analyse se base sur la notion de réflectance. Elle consiste donc en la division du DN (*digital number* ou valeur radiométrique d'un pixel) dans une bande par le DN d'une autre bande (nous rappelons qu'un pixel correspond à une valeur entre 0 et 255, correspondant à l'intensité du gris, avec 0 = le noir et 255 = le blanc). Il s'agit d'un procédé multi-spectral très utilisé pour mettre en évidence les différences entre canaux et permettre de s'affranchir des variations d'éclairage des pixels, donc de réduire les effets de la topographie et d'augmenter le contraste entre les surfaces minérales. En pratique, trois rapports de bandes sont utilisés pour obtenir une image en RGB.

Les néo-bandes sont obtenues en cliquant sur :

→ « transform » → « band ratios » → choisir ensuite les rapports des bandes en introduisant, à chaque fois, les bandes dans « Numerator » et « Denominator » et nous obtenons les paires qui sont indiquées dans Selected Ratio Pairs

II.5. Méthodologie :

Plusieurs traitements ont été appliqués à l'image satellite, chacun d'entre eux permettra de faire ressortir une bonne qualité et une quantité appréciable d'informations numériques, dans la mesure où leur utilisation se fait suivant une certaine méthodologie, résumée comme suite :

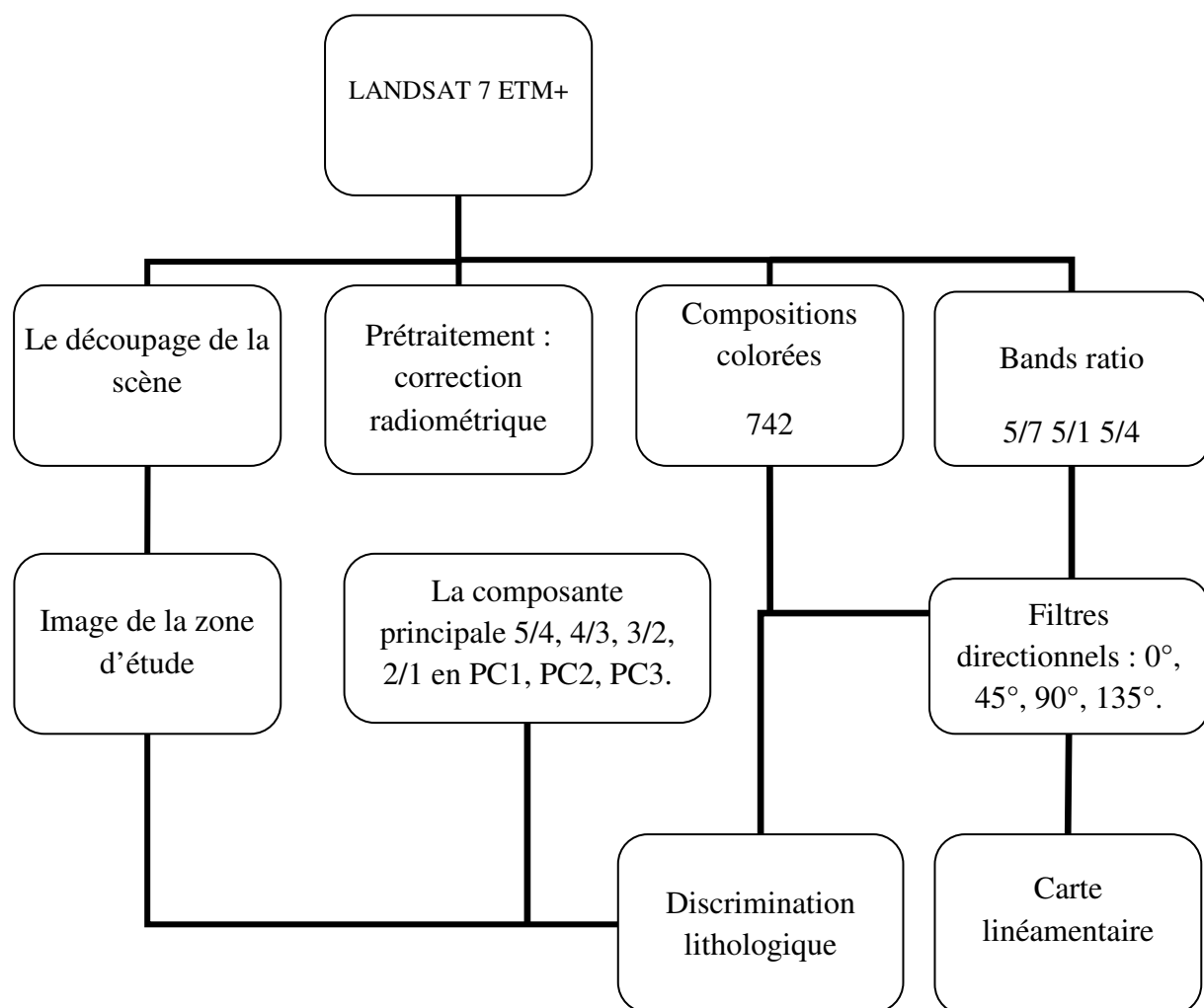


Fig. 73 : Méthodologie du traitement des images satellites.

II.5.1. Le découpage de la scène :

Avant tout travail et avec le logiciel ENVI 4.5 nous avons réalisé le découpage de la scène pour n'avoir que la zone d'étude (Fig.74).

Pour effectuer ce travail, nous devons d'abord nous avons compilé les six bandes qui nous intéressent en un seul fichier ; autrement le traitement ne prendrait en charge qu'une seule bande à la fois- et ce en allant sur :

- File → save file as → ENVI méta → dans la fenêtre new file builder choisir import file → sélectionner les six bandes ETM+ → spatial subset puis image (pour redimensionner la zone d'étude) → valider et donner un nom au nouveau méta fichier. sur les références Pt 1 : 760000 E 2545000 N et Pt2 : 810000 E 2510000N.

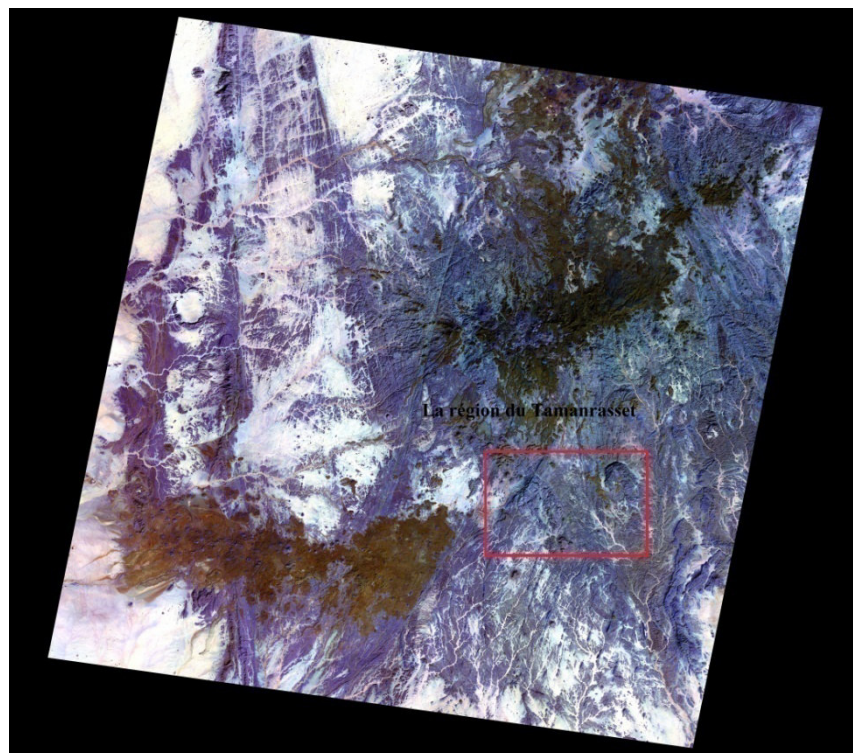


Fig. 74 : La scène Landsat 7. ETM+ (P192-R44) et de la zone d'étude.

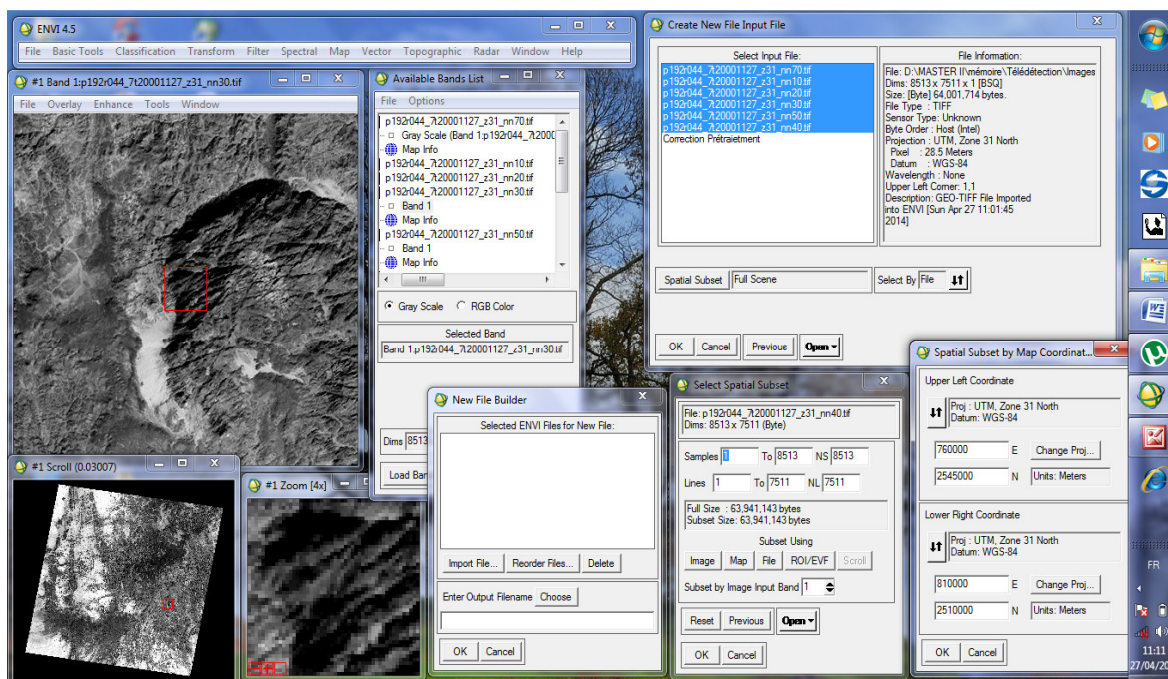


Fig. 75 : Le découpage de la région d'étude sur l'ENVI.

II.5.2. Prétraitement : la correction radiométrique :

Après cette étape une correction radiométrique est réalisée, la valeur MIN tend vers le zéro pour éliminer le bruit (chatoiements) du à l'atmosphère Pour cela : (Fig. 76).

- choisir l'option « basic tools » sur la fenêtre principale ENVI 4.5 → statistics → compute statistics → sélectionner le méta fichier créé → cocher sur les paramètres covariance et histogramme puis valider.

Le tableau des statistiques est ainsi obtenu.

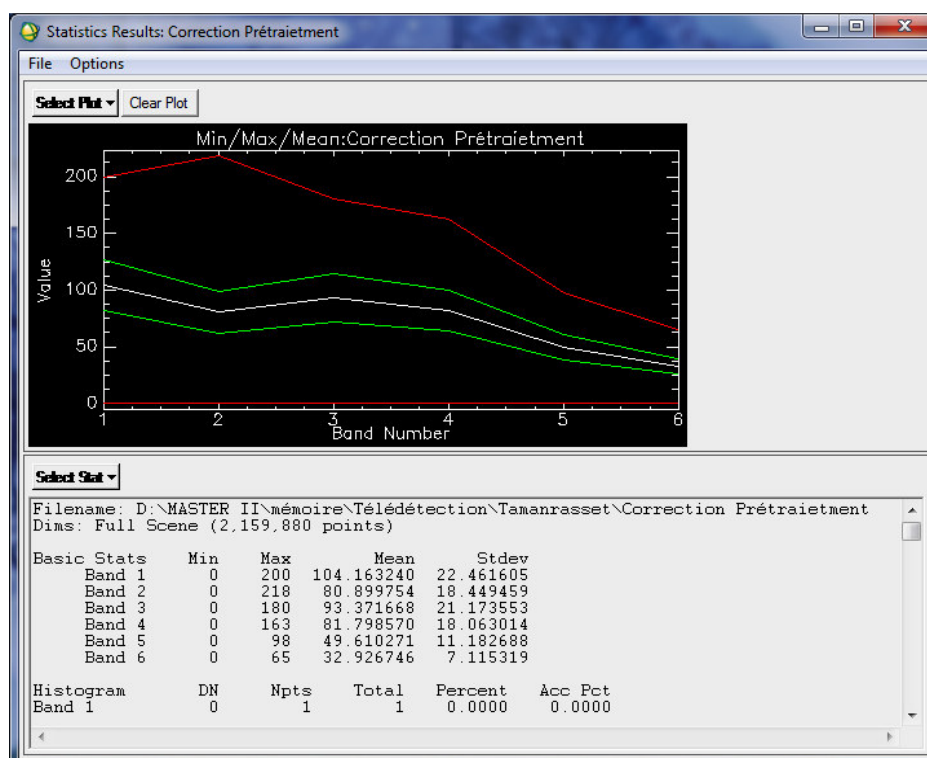


Fig. 76 : le tableau de correction des statistiques des bandes.

II.5.3. Les compositions colorées :

En codant trois des six bandes spectrales de même résolution (30m) à savoir la 1, 2, 3, 4, 5 et 7 aux couleurs fondamentales (rouge, vert et bleu), un grand nombre de compositions colorées peut être élaboré.

Cependant, seules deux compositions ont été utilisées dans cette étude. Il s'agit de la 742 RGB et de la composante principale 321 RGB, qui sont les plus adaptées aux applications en dans notre région pour établir les distinctions entre les différents types de formation.

La première composition 742 RGB (Fig.77) montre une distinction appréciable entre les différentes formations géologiques de la région. En effet, les cônes et coulées de basaltes anciens et récents du massif volcanique de l'Atakor apparaissent en vert foncé, et se démarquent nettement des autres formations géologiques. Notons également que le grand accident mylonitique SW-NE situé dans la partie ouest de la photo et qui recoupe le massif granitique « Taourirt » d'In Tounine apparait également en vert. Cette cassure a très probablement facilité la remontée du magma à l'origine des édifices de la région de Tamanrasset. Ce résultat est très important car il permet de dire que ce sont les failles de direction SW-NE qui ont rejoué lors du volcanisme cénozoïque, au moins dans la région de Tamanrasset.

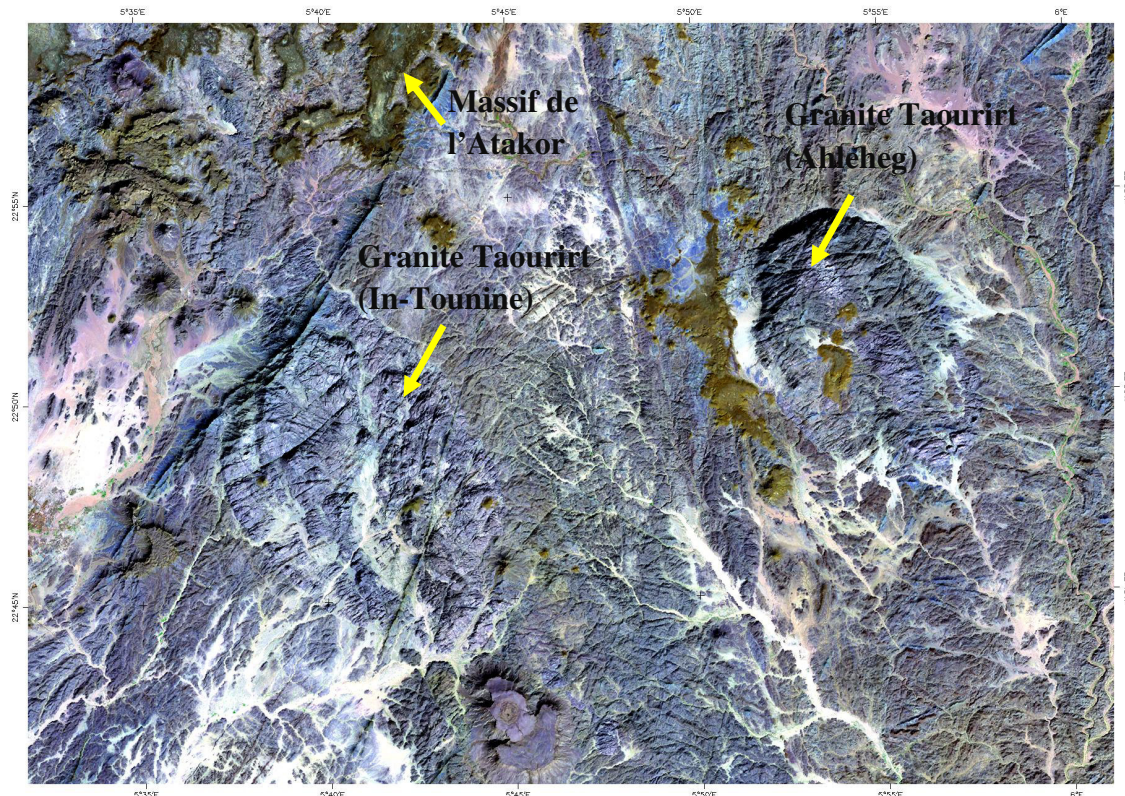


Fig. 77 : Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P192-R44) en composition colorée 742, montrant la région du Tamanrasset.

II.5.3.1. Les « bands ratios » (rapport de bandes) :

Les rapports utilisés sont constitués d'une suite de rapports de bandes, à savoir : les rapports 5/7 5/1 5/4. Ce choix des bands ratios a pour avantage de couvrir une grande partie du champ électromagnétique (domaine du visible, de l'infrarouge et du thermique).

II.5.3.2. Les « bands ratios »: 5/7 5/1 5/4 RGB:

Elles présentent une très bonne discrimination lithologique. En effet, les basaltes de l'Atakor présentent une couleur bleu très nette. Les édifices trachytiques et phonolitiques apparaissent en violacé (Fig.78). D'ailleurs, dans le plateau de l'Issekram où les basaltes affleurent sous les trachy-phonolites, le pourtour est bleu tandis que le cœur du plateau est violacé. Il en est de même pour le chapeau chinois (Khédimi, 2013) qui est formé de basalte et qui apparaît en bleu. Les grands massifs granitiques de Tessibent, d'In-Tounine et de l'Ahleheg sont très visibles avec une couleur tendant vers le jaune. Ces limites apparaissent nettement, ce qui permet de les cartographier. Quant au socle granitique, gneissique et migmatitique, il se distingue par sa couleur verdâtre à rosacée. Les nombreux pointements au

Nord de Debnat sont, en fait des basaltes. Ils n'ont jamais été étudiés. La grande coulée nord-sud longeant l'Ahleheg est basaltique tandis que l'édifice qui affleure en son centre est basaltique avec un cœur trachy-phonolitique. (Fig.78) tandis que le massif granitique précoce pré à syn.-tectonique qui se place entre les deux massifs d' In-Tounine et Ahleheg est plus ou moins jaunâtre.(Fig. 79)

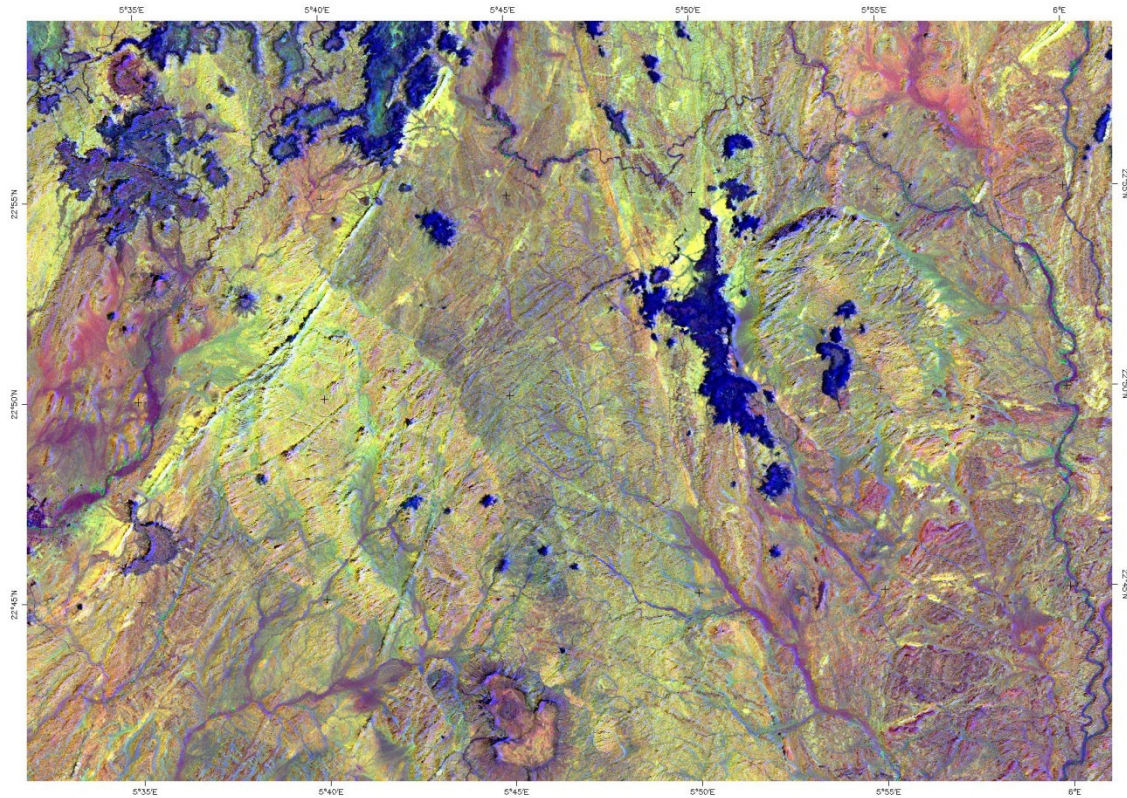


Fig. 78 : Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P192-R44) en Image RGB obtenue avec les néobandes issues des rapports 5/7, 5/1 et 5/4., montrant la région du Tamanrasset.

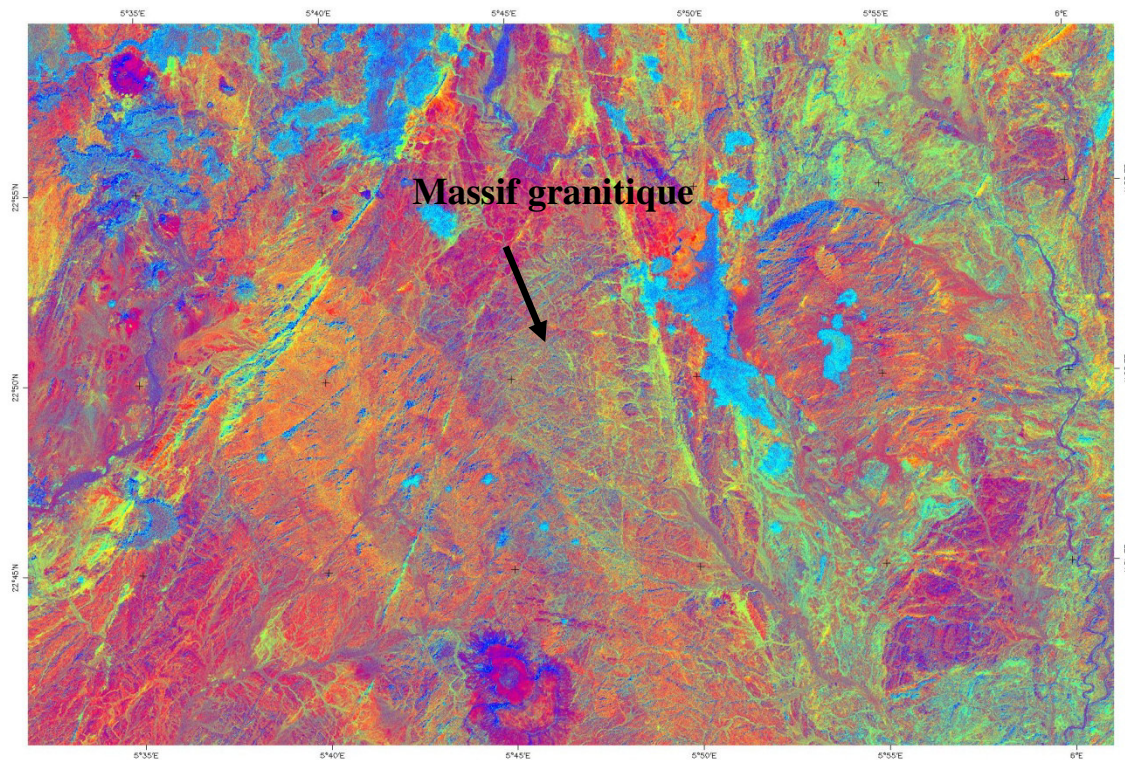


Fig. 79 : Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P192-R44) en Image RGB obtenue avec les néobandes issues des rapports 7/2, 5/7 et 2/5., montrant la région du Tamarassat.

II.5.4. La composante principale :

Les données multi-spectrales des différents canaux contenant souvent de l'information similaire, des transformations d'images sont utilisées pour réduire cette redondance de données. Les "néo" bandes qui en résultent sont appelées composantes et permettent de réduire par l'information comprise dans 5 ou 6 canaux en seulement trois composantes tout en conservant plus de 90% de l'information initiale. C'est une technique efficace pour accentuer une image multi-spectrale pour des fins d'interprétation géologique.

Nous avons utilisé les rapports 5/4, 4/3, 3/2, 2/1 pour obtenir plus d'informations, et pour réduire la redondance et la composante principale avec trois composantes PC1, PC2, PC3. (Fig. 80).

La figure suivante montre beaucoup de détail. Nous pouvons distinguer les dépôts éoliens sous forme d'erg avec une couleur vert foncée.

Les édifices trachy-phonolitiques volcaniques sont verts et dans le massif de Debnat (Khedimi, 2013) le centre d'émission(en violet foncé) est bien visible.

Le socle est représenté avec une couleur violacée clair.

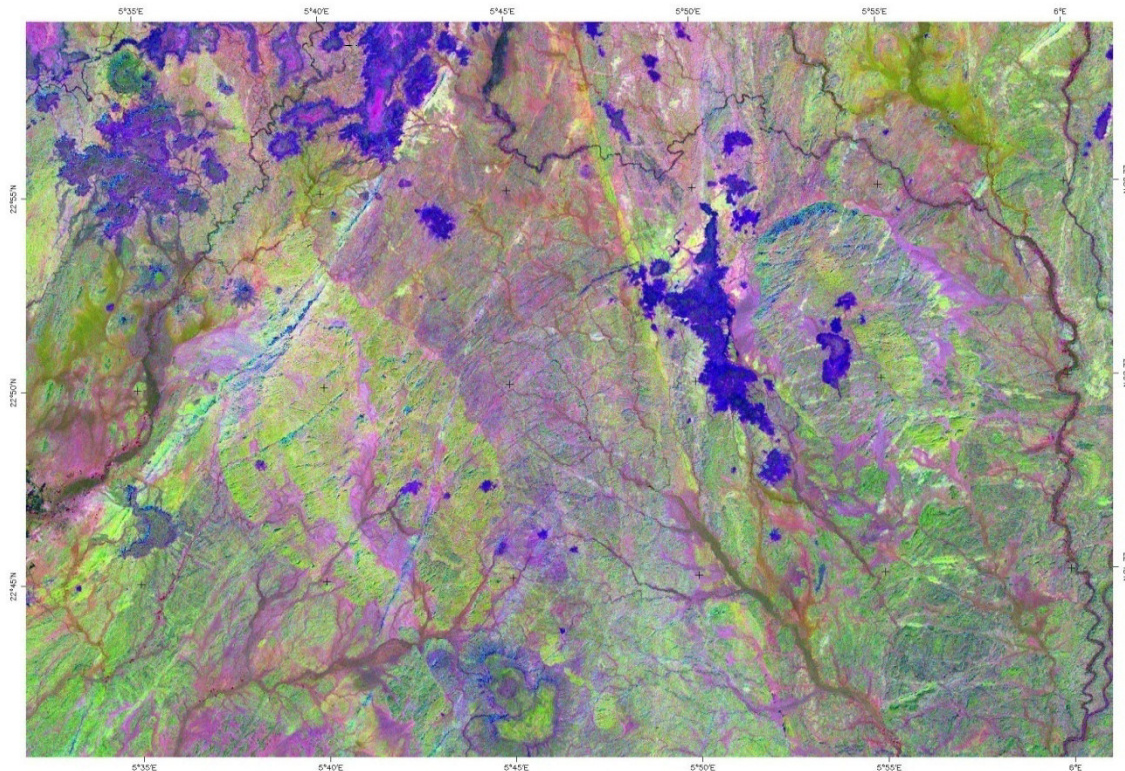


Fig. 80 : Image ACP (CP1, CP2, CP3) RGB réalisée à partir de rapport 5/4, 4/3, 3/2, 2/1 de la partie de la scène Landsat 7 ETM+, p192 R44 du 14 de la région de Tamanrasset.

(A noter que, lors de la création du méta-fichier, nous devons redimensionner la zone d'étude de sorte que les marges noires limitrophes de l'image soient retranchées, ces dernières faussant les calculs en ACP).

Tous ces résultats ne concordent pas parfaitement avec l'esquisse de la région de Tamanrasset redessinée par [Khedimi. 2013](#) à partir de la carte géologique de l'Office Nationale de Recherche Géologique et Minière (ORGM). Division du Service Géologique de l'Algérie (DSGA), 2002.

D'après l'étude faite avec certaines méthodes de la télédétection, nous avons constaté que les formations d'Issekram cartées comme des cônes basaltiques et pyroclastites associées, sur la carte géologique de Tamanrasset (DSGA, 2002, formation B4) sont en fait des trachytes.

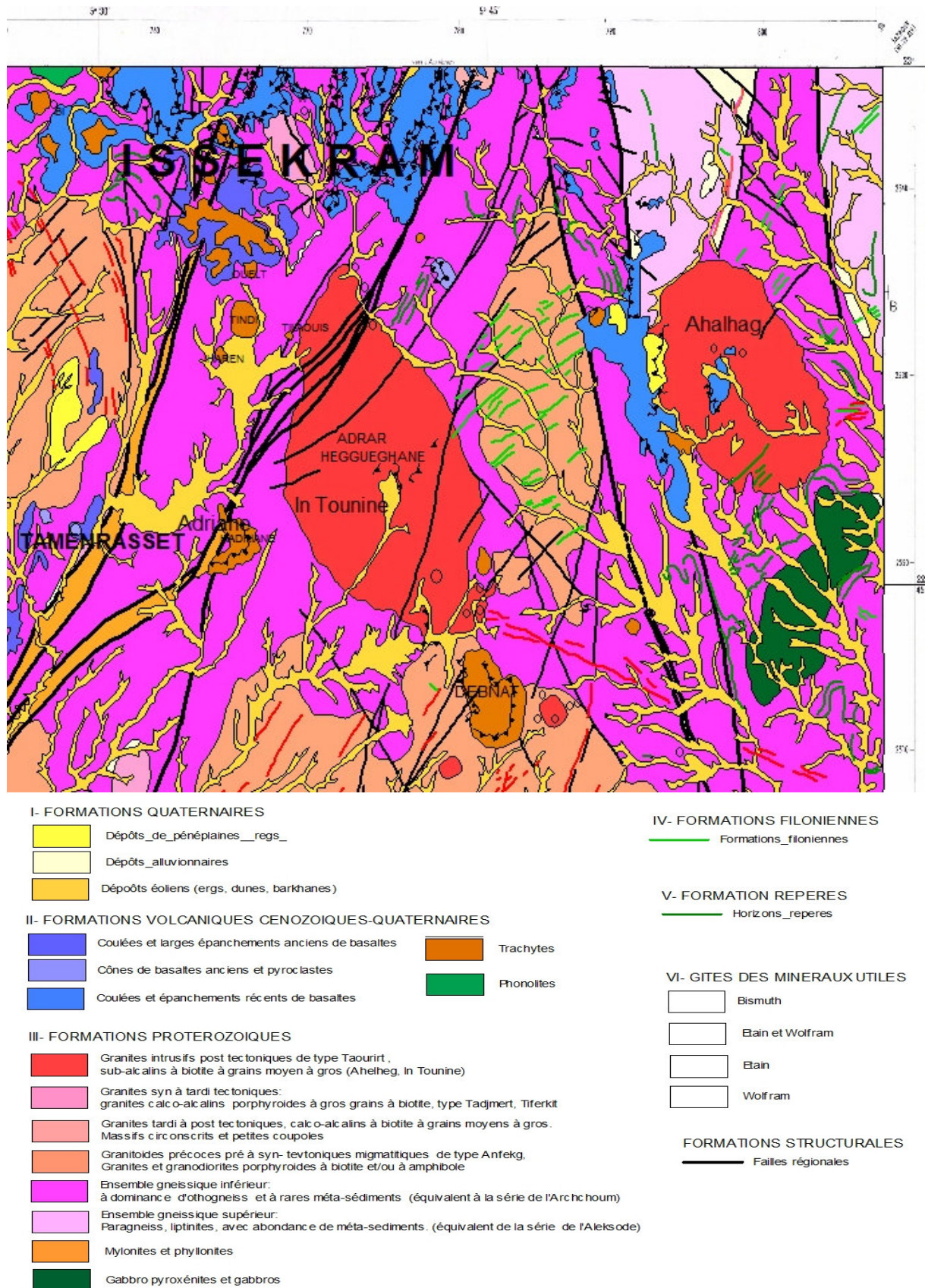


Fig. 81 : Carte géologique de la région de Tamanrasset (NF-31-XVIII). Au 1/200 000ème (Office Nationale de Recherche Géologique et Minière (ORM). Division du Service Géologique de l'Algérie (DSGA), 2002. Modifiée par ce travail.

II.5.5. Analyse structurale et cartes linéamentaires :

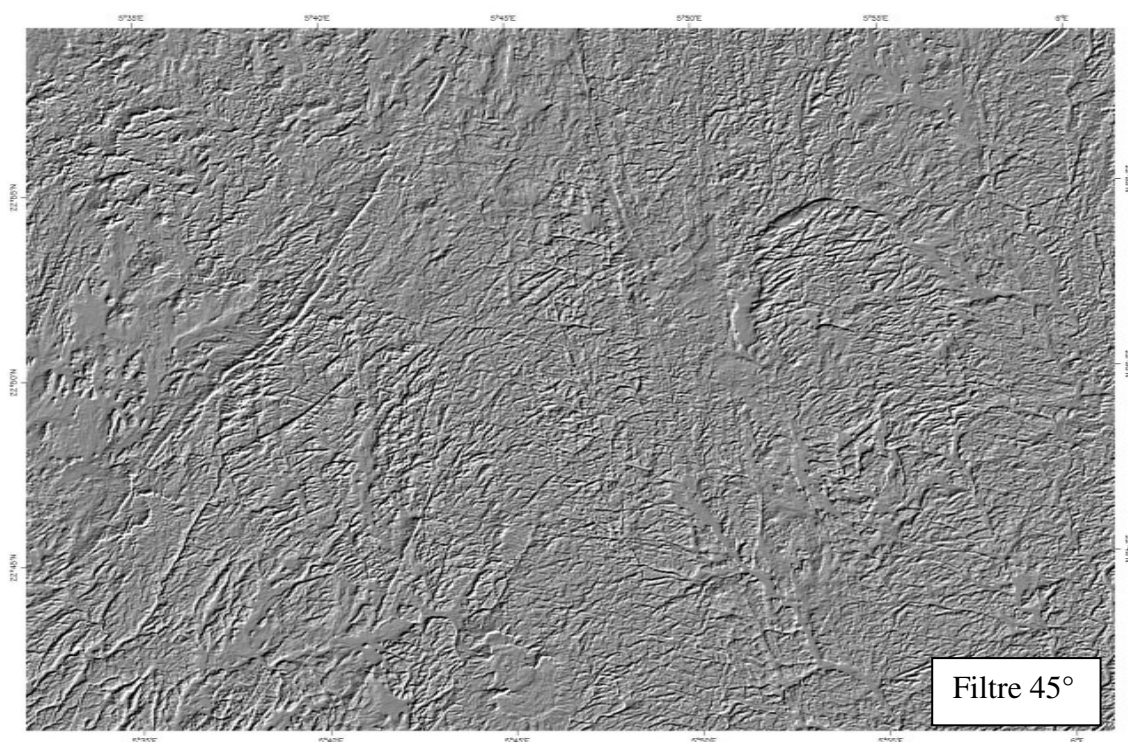
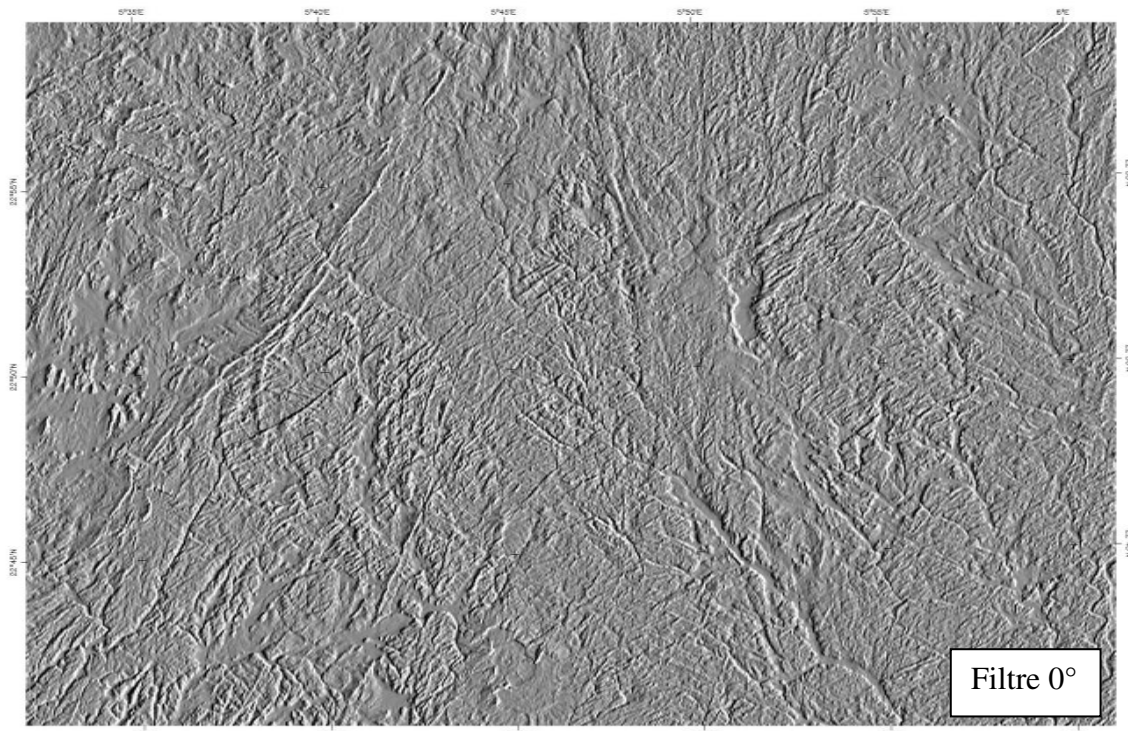
Les filtres directionnels peuvent être, ensuite, appliqués aux différentes bandes spectrales et aux néo-canaux (CP, et band ratios) en vue d'obtenir les cartes linéamentaires.

Filtrer une image c'est lui appliquer une fonction mathématique qui modifie les valeurs du gris de tout ou une partie des pixels. On applique dans ce cas les filtres directionnels.

II.5.5.1. Les filtres directionnels

Ils améliorent la perception des linéaments correspondant à des discontinuités lithologiques ou structurales, en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image.

Quatre filtres directionnels ont été appliqués sur l'image panchromatique d'une résolution spatiale de 15m, N-S (0°), NE-SO (45°), E-O (90°) et NO-SE (135°). L'utilisation de l'image panchromatique se justifie par le fait que cette image recèle le plus d'informations concernant la topographie ; les linéaments justement ont besoin plus d'informations d'ordre topographique que spectrale.



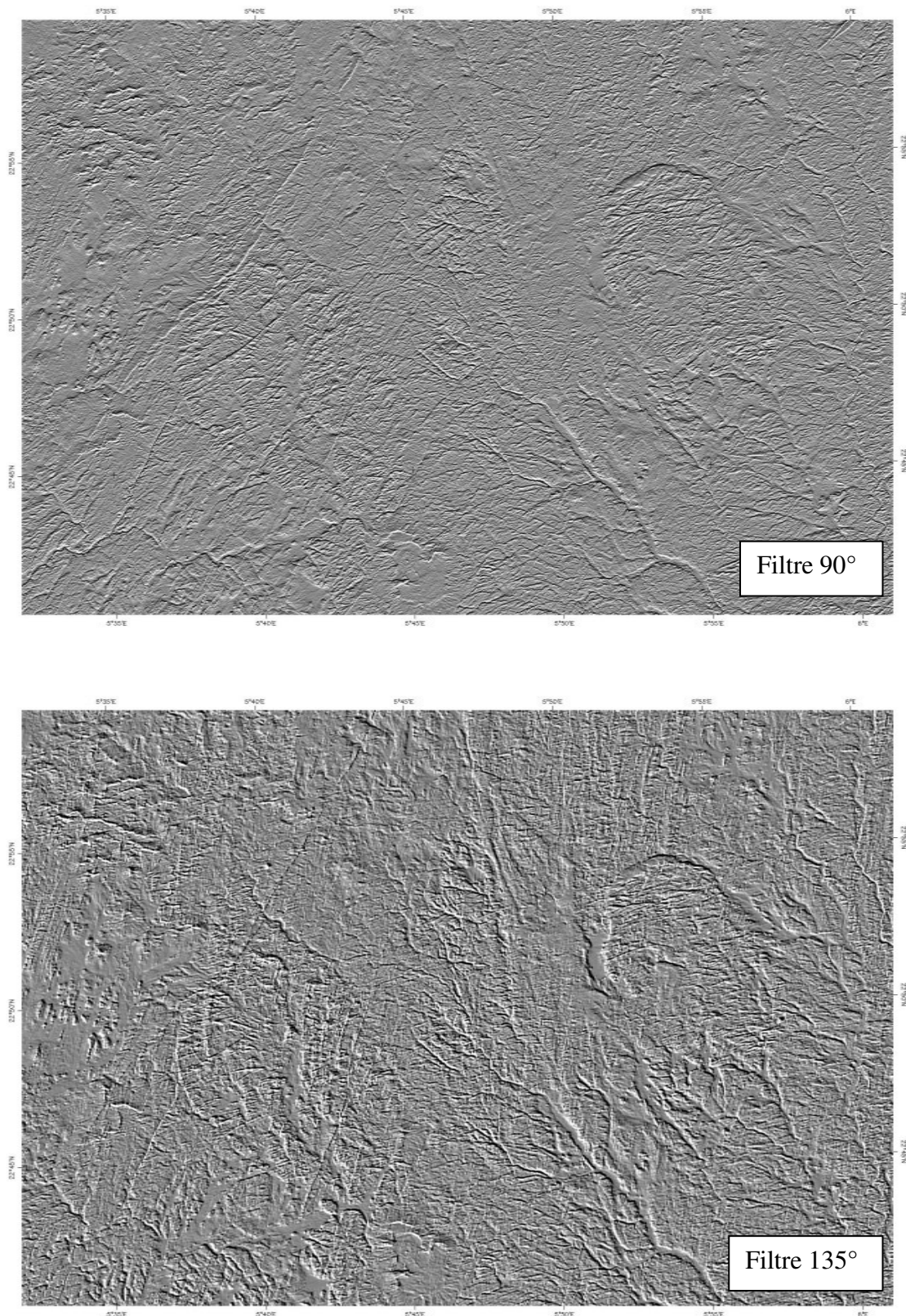


Fig. 82 : Les filtres directionnels de la région d'étude, filtres : 0°, 45°, 90°, 135°.

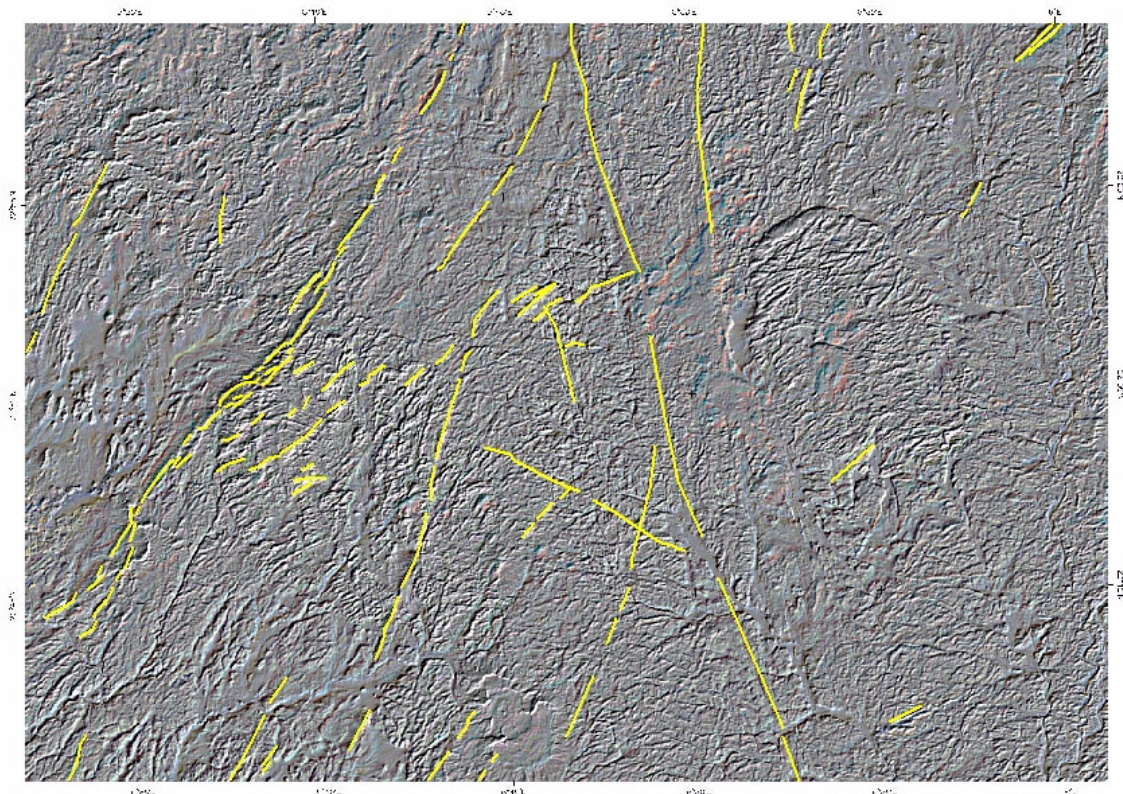


Fig.83: Carte linéaire de la zone étudiée (filtre 00°-45°-90°-135°)

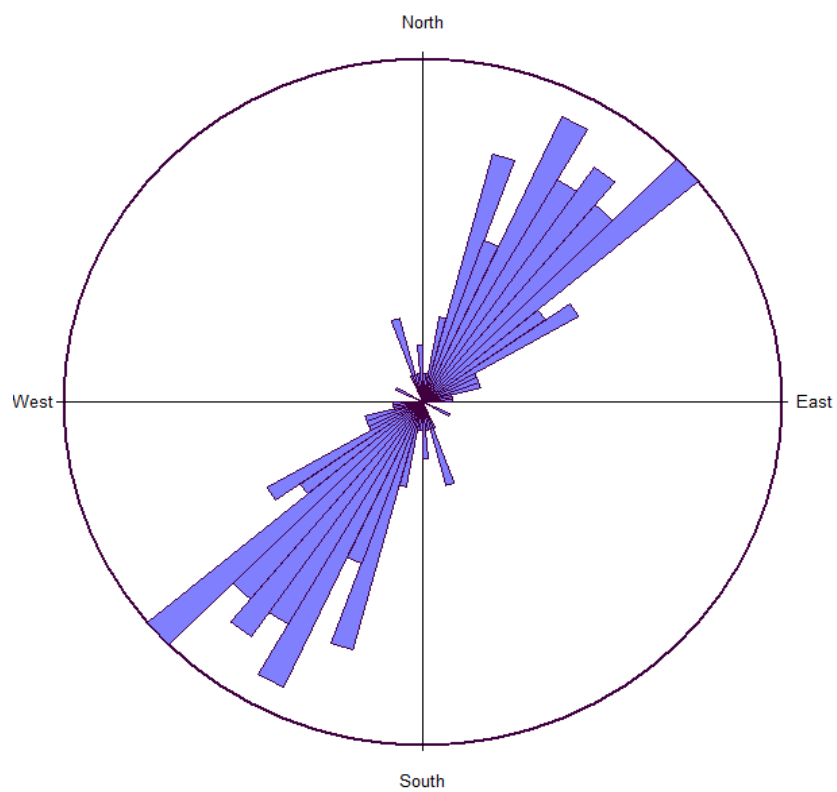


Fig.84: Rosace des directions des linéaments de la zone d'étude (carte filtre 00°-45°-90°-135°).

La rosace de distribution des linéaments de la région de Tamanrasset montre une famille direction majeure celle à **N 40°N60°** qui est aussi une direction très connue au Hoggar sous le vocable de *linéament tectonique de l'oued Amdad*. Plusieurs massifs volcaniques cénozoïques du Hoggar s'alignent selon cette direction, ce sont les massifs des Ajjers, Sérouénout, Manzaz-Atakor (dont fait part la région de Tamanrasset) et Tahalra .Cette direction a d'ailleurs été bien mise en évidence par la télédétection (fig. 77).Une direction mineure à N 140° apparaît. Cette direction NNO-SSE est bien connue au Hoggar mais ce n'est pas une direction structurale majeure. Enfin la direction NS qui structure le Hoggar en trois grands domaines est vraiment minime dans la région de Tamanrasset.

En conclusion, on peut estimer que les méthodes de la télédétection sont un appui très efficace et rapide pour mettre en évidence les formations géologiques et préciser les limites de formations géologiques différentes d'une région donnée. La connaissance du terrain de la région d'étude permet de corroborer les résultats et surtout, elle permet d'extrapoler les données à des régions non encore visitées. C'est donc un outil très efficace pour la cartographie régionale.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Le Hoggar est la principale composante du bouclier Touareg et fait partie de la chaîne panafricaine trans-saharienne (Cahen et al. 1984). Il est connu comme le siège d'une très importante activité magmatique du Miocène au Quaternaire. La région de Tamanrasset fait partie du domaine du Hoggar central polycyclique et précisément dans le sous domaine Tefedest- Atakor. L'activité volcanique dans cette région a permis la mise en place d'une quantité importante de produits volcaniques représentés par des tufs pyroclastiques sur lesquels reposent essentiellement des trachytes, des phonolites et des basaltes.

L'ensemble lithologique de cette région est essentiellement gneissique, accompagné de migmatites et de lentilles à amphibolites. L'ensemble est affecté par une histoire métamorphique qui reste un trait caractéristique de cette région.

La structure globale est formée de plis à axe N-S, droits ou diverses, recoupés par

- Un magmatisme post-collisionnel comme celui du massif d'Anfeg (Acef, 2003).
- Un magmatisme alumineux exclusivement post-orogénique (In Tounine et les intrusions granitiques à albite-topaze,) bien connus dans la région de Tamanrasset et qui ont fait l'objet de nombreux travaux.

L'ensemble est recoupé par un réseau filonien important (acide ou basique) et de grandes fractures soulignées par des mylonites.

L'étude volcanologique, la description microscopique des laves, l'étude minéralogique ont montré la diversité de la nature des roches et ont fait ressortir deux groupes :

- Les phonolites de Tilaouis (TIL 9) et de Tindi (TAM 6).
- Les trachytes de Tindi (TIN 2).

Notre étude faite sur une sélection de trois lames minces triées pour une étude microscopique et minéralogique (géochimie des minéraux) représentant chacun des édifices (Tilaouis et Tindi) a donné les résultats suivants :

- Les phonolites sont la phonolite de Tilaouis (TIL 9) et la phonolite de Tindi (TAM 6).
TIL 9 est caractérisée par l'assemblage des minéraux suivants : les anorthoses, les oligoclases, les feldspathoïdes, les pyroxènes de type augite -aegyrinique, les opaques (hématite –pseudobrookite), les apatites, les zircons.
TAM 6 est caractérisée par l'assemblage des minéraux suivants : les anorthoses, les plagioclases, les feldspathoïdes, les olivines (Ferro-hortonolite riche en composant téphroïte) , les pyroxènes de type augite -aegyrinique, les opaques, les apatites, minéraux indéterminés.
- Les trachytes : représentés par le trachyte de Tindi (TIN 2) qui sont caractérisés par l'assemblage des minéraux suivants : les anorthoses, les micas, les apatites.

L'étude géothermométrique nous a permis de compléter l'étude pétrographique et minéralogique par les renseignements suivants donnés par les micas:

- Les micas apparaissent dans le trachyte TIN 2, ce sont des biotites qui ont des caractères primaires occupant la limite entre Fe Biotite-Mg Biotite.
 Ces biotites de TIN 2 sont riches en Ti ce qui exprime la cristallisation à des températures élevées entre 731 et 750 °C.

Les méthodes de la télédétection sont un appui très efficace et rapide pour mettre en évidence les formations géologiques et préciser les limites de formations géologiques différentes d'une région donnée. La connaissance du terrain de la région d'étude permet de corroborer les résultats et surtout, elle permet d'extrapoler les données à des régions non encore visitées. C'est donc un outil très efficace pour la cartographie régionale.

D'après l'étude faite avec certaines méthodes, nous avons constaté que les formations d'Issekram cartées comme des cônes basaltiques et pyroclastites associées, sur la carte géologique de Tamanrasset (DSGA, 2002, formation B4) sont en fait des trachytes.

Les linéaments obtenues de la rosace de distribution, de la région de Tamanrasset montre une famille direction majeure celle à **N 40°N60°** qui est aussi une direction très connue au Hoggar sous le vocable de *linéament tectonique de l'oued Amdad*. Une direction mineure à N 140° apparait. Cette direction NNO-SSE est bien connue au Hoggar mais ce n'est pas une direction structurale majeure. Enfin la direction NS qui structure le Hoggar en trois grands domaines est vraiment minime dans la région de Tamanrasset.

LISTE DES FIGURES

Liste des figures

Fig. 1 : Carte géologique du Hoggar simplifiée (d'après Caby et al., 1981, modifiée).

Fig.2 : Carte des principales subdivisions et des principaux domaines structuraux du Hoggar, d'après Caby et al., 1981.

Fig.3 : Carte structurale présentant (A) la première subdivision (Bertrand et Caby, 1978). (B) les 23 blocs du bouclier Touareg (Black et al., 1994). D'Est en Ouest les 23 terranes sont :Djanet (Dj) ; Edembo (Ed) ;Aouzegueur (Ao) ; Baghot (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) ; In Ouzzal (Ou) ; Iforas granulitique unit (Ugi) ; Tassendjanet (Tas) ; Kidal (Kid) ;Tilemsi (Til) ;Timetrine (Tim).

Fig. 4 : carte géologique du métacraton de LATEA montrant le Paléo-protérozoïque (métacraton) disséqué en quatre terranes (La : Laouni, Az : Azrou-n-Fad, Te : Tefedest, Eg-Al : Egéré-Aleksod), les arcs insulaires juvéniles du Cryogénien (Isk : Iskel, Se : Serouenout avec les bandes éclogitiques), les batholites calco-alcalin hyper potassique (**630-580Ma**), les complexes mafiques et ultramafiques, les plutons alcalins et alcali-calciques (principalement la province de Taourirts) et le volcanisme cénozoïque du bouclier Touareg principalement situé dans le métacraton de LATEA.

Fig. 5 : Carte de l'Afrique de l'Afrique du Nord-Ouest montrant la position du bouclier Touareg serré entre les deux cratons ouest africain et est africain et son déplacement vers le Nord lors de l'orogénèse panafricaine. Le volcanisme Cénozoïque dans le métacraton LATEA et dans le secteur métacratonique autour du craton de Murzuq (Fezaa et al., 2010).

Fig. 6 : Le bombement du Hoggar.

Fig.7 : distribution des principales provinces volcaniques cénozoïques à l'échelle de la plaque Afrique.

Fig. 8 : volcanisme cénozoïque du N-O de l'Afrique. Selon Liégeois et al., (2005).

Fig. 9 : photographie satellite du massif d'Atakor ((Landsat, MrSIDTM), Azzouni et al., 2007).

Fig. 10 : Les compositions des roches volcaniques du Hoggar dans le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986, 1992). La limite des U-S est tracée. Losanges: Échantillons de Tahifet (Benhallou, 2000), Carrés: Assekrem prélève (Yahiaoui, 2003), Triangles : Échantillons de Tamanrasset (données non publiées), Carrés jaunes: phonolite, Losanges roses : benmoréite, et trachyte (Girod (1971).

Fig.11 : Esquisse géologique de la région de Tamanrasset. (Redessiné par ce travail).

Fig.12 : Les édifices volcaniques de la partie Nord de Tamanrasset.

Fig.13 : Les édifices de la partie Sud Est de Tamanrasset.

Fig.14 : Le massif volcanique de l'Adriane.

Fig.15 : Photos satellite de massif volcanique de l'Adriane.

Fig.16 : Le massif volcanique d'Iharen.

Fig.17 : Photos satellite de massif volcanique d'Iharen.

Fig. 18 : l'édifice volcanique trachy-phonolitique de Tindi.

Fig.19 : photo satellite de l'édifice volcanique trachy-phonolitique de Tindi.

Fig. 20 : l'édifice trachy-phonolitique de Tilaouis.

Fig.21 : Photo satellite de l'édifice trachy-phonolitique de Tilaouis.

Fig.22 : Photo satellite de l'édifice d'Oulet.

Fig.23 : photo de plateau trachy-phonolitique d'Issekram et le chapeau chinois

Fig.24 : Le pointement volcanique d'Adaouda.

Fig.25: Photo satellite de l'édifice d'Adaouda.

Fig.26 : Le massif volcanique de Debnat.

Fig.27 : Photo satellite de massif de Debnat.

Fig.28 : Photo satellite du chapeau chinois.

Fig.29 : Echantillon TIL 9 de la phonolite de Tilaouis.

Fig. 30 : Echantillon du trachyte TIN 2.

Fig. 31 : Echantillon de la phonolite TAM 6.

Fig. 32 : La texture microlitique porphyrique de la phonolite. Vue au microscope par Camera digital en LP. Lame TIL 9.

Fig. 33 : Un phénocrystal d'anorthose automorphe, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

Fig. 34 : Phénocristaux d'oligoclase sub-automorphe a)- montrant la macle de l'albite et b)- macle albite-Carlsbad, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

Fig. 35 : a) sodalite-noséane en LP, b) sodalite-noséane en LPA. (TIL 9).

Fig. 36 : Phénocristaux et microcristaux de pyroxène dans feldspath, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

Fig.37 : a)- des grains noirs d'opacques, b)-un opaque inclus dans l'anorthose, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIL 9.

Fig.38 : Des aiguilles d'apatite inclus dans feldspath, vue au microscope par Camera digitale LPA. Lame TIL 9.

Fig. 39 : Le zircon dans la mésostase et en inclusion dans l'oligoclase. Vue au microscope par Camera digitale LPA. Lame TIL 9.

Fig. 40 : La texture microlitique porphyrique de la phonolite TAM 6. Vue au microscope par Camera digital en LPA.

Fig. 41 : Un phénocrystal d'anorthose sub-automorphe maclé Carlsbad, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TAM 6.

Fig. 42 : TAM 6. a) sodalite-noséane en LP, b) sodalite-noséane en LPA.

Fig. 43 : Une olivine, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TAM 6.

Fig. 44 : Des pyroxènes, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TAM 6.

Fig. 45 : Un opaque automorphe, a) en LP, b) en LPA. Vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TAM 6.

Fig. 46 : Des aiguilles d'apatite inclus dans le pyroxène, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TAM 6.

Fig. 47 : La texture microlitique porphyrique du trachyte. En LP. Lame TIN 2.

Fig. 48 : Des phénocristaux d'anorthose sub-automorphe, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TIN 2.

Fig. 49 : Des phénocristaux de biotite automorphe, vue au microscope par Camera digitale en LP. Lame TIN 2.

Fig. 50 : Des baguettes d'apatite, vue au microscope par Camera digitale en LPA. Lame TIN2.

Fig. 51 : Les feldspaths alcalins de la phonolite TIL 9 dans le diagramme Ab-Or-An.

Fig. 52 : Les feldspaths alcalins du trachyte TIN 2. Dans le diagramme Ab-Or-An.

Fig. 53 : Les feldspaths alcalins de la phonolite TAM 6. Dans le diagramme Ab-Or-An.

Fig. 54 : Diagramme $[Mg / (Mg+Fe^{2+})]$ vs $[Fe^{2+} / (Mg+Fe^{2+})]$ pour la classification des olivines de la phonolite TAM 6.

Fig. 55 : Diagramme des olivines $Mn / (Mg+Mn+Fe) * 100$ vs $SiO_2\%$.

Fig. 56: Projection des cpx dans le diagramme Ti versus (Ca+Na) de Leterrier et al., (1982).

Fig. 57 : Diagramme $Fe / (Fe+Mg)$ Vs Al^{IV-2} de Deer et al., 1966).

Fig. 58 : Diagramme $TiO_2 * 10 / (FeO+MnO) / MgO$ de Nachit et al., 1986.

Fig. 59 : Diagramme de Al^{VI} vs Mg de Guidotti, 1984. De biotite du trachyte de TIN 2.

Fig. 60 : Affinités des biotites des laves de Tamanrasset (TIN 2) dans le diagramme de Nachit et al (1986).

Fig. 61 : Le diagramme de classification des biotites X_{Mg} vs Si (atome pfu), d'après Reider et al., 1998.

Fig. 62 : Diagramme de F vs OH de biotite.

Fig. 63 : Diagramme feal (Fe + Mn + Ti–AlVI) vs mgli (Mg–Li) des biotites (modifié par Tischendorf et al. 1999).

Fig. 64 : Les minéraux opaques dans le diagramme TiO₂-FeO-Fe₂O₃.

Fig. 65 : Diagramme Ti vs Al^{VI} de Schreurs (1985).

Fig. 66 : Le principe de base de la télédétection.

Fig. 67 : l'interface du logiciel de Mapinfo professionnel 8.0.

Fig. 68 : Interface du logiciel SPO.

Fig.69 : Interface du logiciel Rose. a. Introduction des données sur l'orientation des linéaments dans « Data ». b. La rosace des directions apparaît en cliquant sur « Rose »

Fig. 70 : Esquisse géologique de la région de Tamanrasset. (redessinée à l'aide du logiciel Mapinfo par Khedimi, 2013).

Fig. 71 : Interface du logiciel E.N.V.I 4.5

Fig. 72 : Visualisation des images en fausses couleurs (ici 543).

Fig. 73 : Méthodologie du traitement des images satellites.

Fig. 74 : La scène Landsat 7. ETM+ (P192-R-44) et de la zone d'étude.

Fig. 75 : Le découpage de la région d'étude sur l'ENVI.

Fig. 76 : le tableau de correction des statistiques des bandes.

Fig. 77 : Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P192-R44) en composition colorée 742, montrant la région du Tamanrasset.

Fig. 78 : Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P192-R44) en Image RGB obtenue avec les néobandes issues des rapports 5/7, 5/1 et 5/4., montrant la région du Tamanrasset.

Fig. 79 : Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P192-R44) en Image RGB obtenue avec les néobandes issues des rapports 7/2, 5/7 et 2/5., montrant la région du Tamanrasset.

Fig. 80 : Image ACP (CP1, CP2, CP3) RGB réalisée à partir de rapport 5/4, 4/3, 3/2, 2/1 de la partie de la scène Landsat 7 ETM+, p192 R44 du 14 de la région de Tamanrasset.

Fig. 81 : Carte géologique de la région de Tamanrasset (NF-31-XVIII). Au 1/200 000ème (Office Nationale de Recherche Géologique et Minière (ORGM). Division du Service Géologique de l'Algérie (DSGA), 2002. Modifiée par ce travail.

Fig. 82 : Les filtres directionnels de la région d'étude, filtres : 0°, 45°, 90°, 135°.

Fig.83: Carte linéamentaire de la zone étudiée (filtre 00°-45°-90°-135°).

Fig.84: Rosace des directions des linéaments de la zone d'étude (carte filtre 00°-45°-90°-135°).

LISTE DES TABLEAUX

Liste des tableaux

Tab. 1 : Résumé de l'évolution du volcanisme dans le Hoggar (Amel Benhallou, 2000).

Tab. 02 : Compositions chimiques et formules structurales des apatites de la phonolite TIL 9.

Tab. 03 : Le géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005).

Tab. 04 : Les caractères des bandes Landsat 7 ETM+

Tab.05 : Différentes combinaisons utilisées en fausses couleurs et leurs utilités.

Tab. 06: Exemples de rapports de bandes utilisés dans le traitement des images satellites.

Tab. 07 : Les compositions chimiques et les formules structurales des feldspaths de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Tab. 07 a) : Suite des compositions chimiques et formules structurales des feldspaths de TAM 6.

Tab. 08 : Les compositions chimiques et les formules structurales des feldspaths de la phonolite de Tilaouis, Lame TIL 9.

Tab. 09 : Les compositions chimiques et les formules structurales des feldspaths du trachyte de Tindi, Lame TIN 2.

Tab. 10 : Les compositions chimiques et les formules structurales des olivines de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Tab.11 : Les compositions chimiques et les formules structurales des clinopyroxènes de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Tab. 12 : Les compositions chimiques et les formules structurales des biotites du trachyte de Tindi, Lame TIN 2.

Tab. 12 a) : Suite des compositions chimiques et les formules structurales des biotites du trachyte de Tindi, Lame TIN 2.

Tab. 13 : Les compositions chimiques et les formules structurales des opaques de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Tab. 14 : Les compositions chimiques et les formules structurales des opaques de la phonolite de Tilaouis, Lame TIL 9.

REFERANCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- **Abdallah, N., Liégeois, J.P., De Waele, B., Fezza, N., Ouabadi, A., 2007.** The Temaguessine Fe- cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U-Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg Shield. *Journal of AfricanEarth Sciences* 49, 153-178.
- **Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003.** The Anfeq post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the Lateamicrocontinentmétacratonisation. *Journal of AfricanEarth Sciences* 37, 295-311.
- **Ait-Hammou, F. (2000).** Un exemple de point chaud intra-continent en contexte de plaque quasi stationnaire : Etude pétrologiqueet géochimie du DjebelTaharaq et évolution du volcanisme Cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara Algérien). Thèse de doctorat en Science : Montpellier, université Montpellier II, 200 p.
- **Ait-Hammou, F. Dautria, J.M. (1994).** Le magmatisme Cénozoïque du Hoggar : une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin, Service géologique d'Algérie*, 5, 1, 49-68
- **Allègre, C., Caby, R. (1972).** Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahagaroccidental. *C.R.Acad.Sci.Paris*,275,2095-2098.
- **Azzouni-Sekkal, A.;Bonin, B.; Ben El Khaznadji, R., 2013.** Occurrence of fluororichterite and fluorianbiotite in the In Tifar trachyte neck (Tazrouk district, Hoggar volcanic province, Sahara, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 85 (2013) 1-11.
- **Azzouni-Sekkal, A.; Bechiri-Benmerzoug, F., Bonin, B., Liégeois, J.P., Bechiri, Khéloui, R., (2011):** Geodynamic evolution of the Iskelterrane, portrayed by igneous suites varying with time (Hoggar, Tuareg Shield, Algeria). *SevenHutton Symposium on Granites and Related Rocks*, p 12-13, Avila, Espagne, 2011.
- **Azzouni-Sekkal, A., Bonin, B., Benhallou, A., Yahiaoui, R., Liégeois, J.P., 2007.** Cénozoïque alkaline volcanism of Atakor massif, Hoggar, Algeria: geological society of America, special paper 418. P321-340.

Références bibliographiques

- **Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.P., Béchiri-Benmerzoug, F., Belaïdi-Zinet, S., and Bonin, B., 2003.** The "Taourirt" magmatic province, a marker of the closing stages of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: review of the available data and Sr-Ndisotop evidence: *Journal of African Earth Sciences*, v, 37, p337-350.
- **Azzouni-Sekkal, A., Boissonnas, J., 1993.** Une province magmatique de transition du calco-alcalin à l'alcalin : les granitoïdes Pan-Africans à structure annulaire de la chaîne Pharusienne du Hoggar (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 597-608.
- **Azzouni-Sekkal, A., (1989).** Pétrologie et géochimie des granites Taourirt : Un exemple de province magmatique de transition entre le régime orogénique au panafricain. (Hoggar, Algérie). Thèse de doctorat d'état, 667 p, I.S.T/USTHB.
- **Beccaluva, L., A., Azzouni-Sekkal, A., Benhallou, G., Bianchini, R., M., Ellam, M., Marzola, F., Siena and F.M. Stuart.** Intracratonic asthenosphere up welling and lithosphere rejuvenation beneath the Hoggar swell (Algeria): Evidence from HIMU metasomatised lherzolite mantle xenoliths, *Earth planet. Sci. Lett.* 206, 482-494, 2007.
- **Béchiri-Benmerzoug, F., Liégeois, J.P., Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Béchiri, H., Kheloui, R., Matukov, D.I., Sergeev, S.A., 2011.** The plutons from the Cryogenian Iskel composite oceanic island arc (Hoggar, Tuareg shield, Algeria): U-Pb on zircon SHRIMP geochronology geochemistry and geodynamical setting. Seventh Hutton Symposium on Granites and Related rocks, Avila, Spain, July 4-9 2011, p.17.
- **Bechiri-Benmerzoug F. (2009)** - Pétrologie, géochimie isotopique et géochronologie des granitoïdes Pan-africains de type TTG de Silet : contribution à la connaissance de la structuration du bloc d'Iskel (Silet, Hoggar occidental) Algérie. *Thèse Doct.* 387p, *FSTGAT, USTHB (Alger ;Algérie)*.
- **Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.P., Kienast, J.R., Bruguiier, O., Drareni, A., 2008.** Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of Eburnean granulite- facies métapelites of Tidjenouine (central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution. In: Ennih, N., Liégeois, J.P. (Eds.), the boundaries of west Africa Craton: Geological Society of London Special Publication, 297, pp. 111-146.

Références bibliographiques

- **Ben El Khaznadj, R., 2007.** Etude pétrologique des laves alcalines et hyperalcalines de la région de Tazrouk (Blocs Azrou N-Fad, EgéréAleksod-Hoggar Central) : Thèse de Magister, 165 p, USTHB-FSTGAT. Alger, Algérie.
- **Benhallou A-Z., Azzouni-Sekkal, A., Bernard B., Ben-El Khaznadj, R., 2014.** Le district volcanique du Manzaz (Hoggar, Sahara algérien): 1. Géologie, pétrographie et minéralogie, article soumis.
- **Benhallou Amel-Zoulikha ,Boukerboutsouhila, Abla Azzouni-Sekkal et Jean-Paul Liégeois (2010).** Apport de l'aéromagnétisme dans la détermination de la profondeur de la source magmatique et des accidents tectoniques à l'origine du massif volcanique du Manzaz.(Hoggar central) Proceeding duGeomag 1 ,Tlemcen 2010, pp 69-72.
- **Benhallou A.Z,Azzouni-sekkal A.,Megartsi M., Liegeois, J.P., (2006):** Pétrologie des laves cénozoïques du Manzaz, (bloc d'Azrou N'Fad, Hoggar, Algérie).Fourth meeting of IGCP 485- USTHB, Algiers, Algeria, 2-3 december 2006, p 20.
- **Benhallou, A.Z., 2000.** Etude du volcanisme alcalin cénozoïque de la région de Tahifet (Bloc d'Azrou N'Fad, Hoggar central, Algérie) : Thèse de Magister, 164 p, USTHB-FSTGAT. Alger, Algérie.
- **Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D. (1986).** Structure and U/Pb geochronology of the central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. Tectonics.,5, 955-972.
- **Bertrand, J.M.L., Caby, R. 1978.**Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the HoggarShield. Geological Rundschau 67, 2, 357-388.
- **Bertrand, J.M., Lasserre, M. 1976.**Pan-African and pre-Pan-African history of the Hoggar Algerian Sahara in the light of new geochronological data from the Aleksod area Precambr. Res., 3,pp343-362.
- **Bertrand, J.M. 1974.** Evolution polycyclique des gneiss précambrien de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara Algérien). aspect structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse, Montpellier, CNRS, CRZA, Serv. Geol., 19, 370p.

Références bibliographiques

- **Bertrand J.M.L., Boissonnas, J., Caby, R., Gravelle, M., Lelubre, M. 1966.** Existence d'une discordance dans l'antécambrien du "fossé" pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central). C. R. Acad. Sc. Paris, 262, D, 2197-2200.
- **Beuf, S., Biju-Duval, B., De charpal, O., Rognon, P., Gariel, D., Bennacef, A., 1971.** Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara, Publication IFP, Collection « Sciences et techniques du Pétrole », Paris, 464pp.
- **Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R. et Bertrand, J.M., (1994).** Pan-African displaced terranes in the Tuareg Shield (Central sahara). *Geology*, vol. 22, pp. 641-644.
- **Black, R., Liégeois, J.P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc.Lond*, vol. 150, pp. 89-98.
- **Black, R., Caby, R., Moussin-Ponchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M., Boullier, A.M., Faber, J., Lesquer, A., 1979.** Evidence for late Precambrian plate. *Tectonics in West Africa. Nature. 278. 223-227.*
- **Black, R. 1978.** Propos sur le Pan-africain. *Bull.Soc.Géol.Fr.,XX,843-850.*
- **Black, R., Joujou, M., and Pellaton, C., 1967,** Notice explicative sur la carte géologique de l'Air, à l'échelle de 1/500 000 ^{ième}: Direction des mines et de la Géologie, République du Niger, Editions du BRGM, 57pp.
- **Boissonnas, J. 1973.** Les granites à structures concentriques et autres granites tardifs de la chaîne pan-Africaine en Ahaggar (Sahara centrale, Algérie). *Serv. Géol. 16, CNRS, 662p.*
- **Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. and Ferrag, S. 1998.** Alkaline calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting. *Lithos 45, 45-70.*

Références bibliographiques

- **Boullier, A.M., 1991.** The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, and Niger): a review. In: Dallmeyer, R.D., Lecorche, J.P. (Eds.), The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. Springer-Verlag, Berlin, pp. 85–105.
- **Bouregghda, N., Bendaoud, A., Ait Djafer, S., Ouzegane, K., Kinast, J.R., 2010.** Petrology, minéralogie et cheminement P-T des formations carbonatées paleo-Protérozoïques des Gour Oumelalen (Hoggar Central, Algérie): implication géodynamiques RST 2010, Bordeaux, 25-29 Octobre 2010, pp. 35-36.
- **Bull., E. 1980.** An example of very consistent brittle deformation of a wide intracontinental zone: Late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian Shield structural implications. *Tectonophysics*, 61, 363-379.
- **Burke, K. C., Whiteman, A. J. 1973.** Uplift, rifting and break-up of Africa In: D.H. Tarling and S. K. Runcorn (Editors), *Implications of Continental Drift to the Earth Science*. Academic Press, London, pp. 735-753.
- **Caby, R., 2003.** Terrane assembly and geodynamic evolution of ventral Western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Science* 37, 133-159.
- **Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., 1987.** Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne Pan-Africaine du Nord du continent africain *Precambrian Research* 36, 335-344.
- **Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., Gravelle, M., 1982.** Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-Africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin Société Géologique France* 7, XXIV, 4, 677-684.
- **Caby, R., Bertrand, J.M., Black, R. 1981.** Pan-African ocean closures and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In **Kroner, A.**, ed. *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier, p. 407-433.
- **Cahen, L., Snelleing, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M., Ledent, D., 1984.** *The geochronology and Evolution of Africa*. Clarendon Press. Oxford, 508p.

Références bibliographiques

- **Carmichael, I.S.E. 1967.** The iron –titanium oxides of silic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14, 36-64.
- **Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmermann, J.L., Dautel, D., Archibald, D.A., Boulter, A.M., 1992.** Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des complexes granitiques pan-Africains de la région de Tamanrasset (Algérie) : relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bulletin société Géologique France* 163, 6, 733-750.
- **Clauer, N., 1976.** Géochimie isotopique du Strontium des milieux sédimentaires : applications à la géochronologie de la couverture du Craton Ouest Africain. *Univ. Strasbourg Sci. Géol. Mém.* 45, 256 p.
- **Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J. L., Liégeois, J.P. 1998.** Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouini layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria) evidence for post-collisional tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197-222.
- **Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J., 1966.** An introduction to Rock forming minerals. Longman, ed., London. 528 p.
- **Dautria, J.M., Lesquer, A. (1989).** An example of the relationship between rift and dome: Recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara and Eastern Niger). *Tectonophysics*, 163, 45-61.
- **Dautria, J.M., (1988).** Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme, en domaine continental distensif : ex. basaltes alcalins du Hoggar (Sahara Central, Algérie) et de leurs enclaves Thèse d'Etat, Montpellier, 266p.
- **Dupont, P. L. 1987.** Pétrologie et géochimie des ensembles magmatiques Pharusien I et Pharusien II dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne (Hoggar, Algérie), Implications géodynamiques pour l'évolution d'une chaîne mobile au Protérozoïque supérieur. Thèse doct. Univ. Nancy I, 283p.

Références bibliographiques

- **Fabre, J., 1976**, Introduction à la géologie du Sahara algérien. I- La couverture phanérozoïque : Alger, S.N.E.D., 422p.
- **Fabriès, J. Gravelle, M. 1977**. Modalité du magmatisme au Protérozoïque supérieur dans la région de Silet (Hoggar central). Bull. Soc. Géol. Fr., 19, 995-1004.
- **Fezza, N., Liégeois, J.P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010**. Late Ediacaran geological evolution (575-555 Ma) of the Djanet-Terrane. Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intra continental episode. Precambrian Research 180, 299-327.
- **Girod, M., 1971**. Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara Algérien). Mem. CRZA, Ser. Geol., 12, 155p. ed. CNRS, Paris.
- **Gomez C. (2004)**. Potentiels des données de télédétection multisources pour la cartographie géologique : Application à la région de Rehoboth (Namibie). Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 210 pp.
- **Gravelle M., Chikhaoui, M. 1976**. Tectonique tangentielle panafricaine et métamorphisme épizonal dans la fosse pharusien du Hoggar occidental. 4^{ème} R.A.S.T., Paris, p. 209.
- **Gravelle, M., 1969**. Recherches sur la géologie du socle Précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. Contribution à la reconnaissance géochronologiques, géochimiques et structurales des terrains cristallins du Sahara central. Thèse Doctorat en sciences, Université Paris VII. 3 volumes. 298p.
- **Guiraud, R., Issavi, B., Bellion, Y., 1985**. Les linéaments Guinéo-Nubien : un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 300, Série II, n° 1, 17-20.
- **Guidotti, C., 1984**. Micas in metamorphic rocks. In: Micas, e. Bayley (Eds). Pp. 357-456, Min. Soc. Am.

Références bibliographiques

- **Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005.** The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti substitution, mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316–328.
- **Ikhlef-Debabha F., 2011.** Pétrologie et minéralogie du complexe basique de l'Allioum et de son satellite, région de Mertoutek (Hoggar central, Algérie). Thèse Magister, USTHB-FSTGAT, Alger. 133p.
- **Kéhid, S A., 2006.** Les xénolites de péridotites réfractaires et de clinopyroxénites alcalines des laves à ménilite d'In Téria (Illizi, Algérie) : pétrologie et implications dans l'évolution géodynamique de la lithosphère saharienne. Thèse de doctorat es Sciences, USTHB-FSTGT, Alger, 224 p.
- **Khedimi, O.K. 2013.** Etude pétrographique et minéralogique de quelques édifices volcaniques Cénozoïques de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). Mémoire d'ingénieur d'état, Oran, 105 p.
- **Khéloui, R. 2009.** Etude pétrographique, minéralogique, et géochimique du massif mafique - ultramafique d'Iddeleh (Silet, bloc d'Iskel, Hoggar, Algérie). Thèse. Magister. USTHB FSTGAT Alger). 101p.
- **Kennedy, W.Q. 1964.** The structural differentiation of Africa in the Pan-African +-500m.y. tectonic episode. *Ann. Repp. Res. Inst. Afr. Geol. University of Leeds* 8, 48–49.
- **Latouche, L. Vidal, P., 1974.** Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen NE de l'Ahaggar, Algérie. Un exemple de mobilisation du Strontium radiogénique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XVI 195-203.
- **Laghoug, M., 2011.** Apport de la télédétection (images Landsat 7 ETM+) pour la cartographie géologique de la région d'Aflou (Atlas saharien), Mem., d'ingénieur. Institut d'architecture et des sciences de la terre. Univ. Ferhat Abbas-Sétif. 98p.

Références bibliographiques

- **Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., and Woolley, A.R., 1992.** The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks : *Mineralogy and Petrology*, v. 46, p. 1-22.
- **Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram : *Journal of Petrology*, v.27, p. 745-750.
- **Lesquer, A., Bourmatte, A., Ly, S., Dautria, J.M. 1989.** First heat flow determination from the central Sahara; relationship with Pan-African belt and Hoggar domal uplift. *Journal of African Earth Sciences*; vol. 9; No, 1, pp.14-48
- **Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. 1982.** Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139 – 154.
- **Liégeois, J. P., Mohamed, G. Abdelsalam, B, Nasser Ennih, C, Aziouz Ouabadi 2012.** Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research*, Volume 23, Issue 1, January 2013, pp 220-237
- **Liégeois, J. P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005.** The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., (Eds.), *Plates, Plumes and Paradigms: Geological society of America Special Paper*, 388-pp 379-400.
- **Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003.** The LATEA metacraton (central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161-190.
- **Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994.** Early and late Pan-African orogenies in the Air Assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precamb. Res.* 67, 59-88.

Références bibliographiques

- **Liégeois, J.P., Black, R., 1987.** Alakalinemagmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas. In Fitton, J.G., Upton, B.G.J., (Ecd.), Alkaline Igneous Rocks. Geological Society of London, Special publication, 30, 381-401.
- **Masse, P. 1983.** Relations possibles entre fossés d'effondrement décrochements et bombements dans les rifts intracontinentaux. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod., Pau-SNPA, 7(1): 149-154.
- **Maza, M., 1998.** Transition magmatisme tholeïtique-alcalin en contextintracontinental: exemple de « point chaud » de l'Ahaggar. Les complexes volcano-plutoniques annulaires du Sud-Amadadghor et le district de Serouenout (Ahaggar central, Algérie) : Thèse de doctorat, Université Montpellier II- Sciences et Techniques du Languedoc, 200pp.
- **Maza, M., Dautria, J.M., Briquer, L., Cantagrel, J.M. (1995).** Massif annulaire de l'Achkal : Un témoin d'un magmatisme alcalin d'âge Oligocène supérieur au Hoggar Centro-Oriental. Bull. Ser. Géol. Algérie. Vol. 6, n° 1, pp. 61-77.
- **Moreau, C., Demaiffe, D., Bellin, Y., Boullier, A.M., (1994).** A tectonic model for the location of Paleozoic ring-complexes in Aïr (Niger West Africa). Tectonophys. 234, 129-146.
- **Moulahoum, O., 1988.** Dualité du métamorphisme d'âge Panafricain, aspect structuraux et pétrographiques des granites sub-alcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie), Univ. Nancy I Doct. Ingénieur. 145p.
- **Nachit, H.(1986).** Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Doct. Etat, Univ. Brest.
- **Ouzani, B., Danoune, S., 1993.** Le volcanisme Alcalin de la région de Tamanrasset (HOGGAR central, Algérie), Géologie-Pétrographie-Géochimie Majeurs. Mém., USTHB, Alger. 78p.
- **Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., Drareni, A., 2003.** A review of Archean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzalgranuliticterrane (Western Hoggar, Algeria). Journal of African Earth Sciences 37, 207-227.

Références bibliographiques

- **Ouzegane, K., (1981).** Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). Thèse Doct.3^{ème} cycle, Univ Paris VI.
- **Paquette, J.L., Caby, R., Djouadi, M.T., Bouchez, J.L., 1998.** U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: the post-collisional syn-shear Tiouein pluton (Western Hoggar, Algeria). *Lithos* 45, 245-254.
- **Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003.** U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of the GourOumelalengranulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of Africa Earth Sciences* 37, 229-239.
- **Remy, J.M., 1959.** Etude géologie et volcanologie du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar (Sahara Central). Thèse d'état, Univ. Paris. 189 p.
- **Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Kakeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1998.** Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* 36, 905–912.
- **Roeder, P. L., Emsli, R. F. 1970** Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol* 29:275±289.
- **Rognon, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Koeniguer, J.C., 1983.** Precision chronologique sur l'évolution volcano-tectonique et géomorphologique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXV, 973-980.
- **Rognon, P., Gourinard, Y., Bandet, Y. 1981.** Un épisode de climat aride dans l'Atakor vers vers 1,5 Ma (datations K/Ar) et sa place dans le contextpaléoclimatique du plio-Pléistocène africain. *Bull. soc. Géol. France*, (7), XXIII, 4, 313-318.
- **Rognon, P., 1967.** Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. Thèse, Paris, SNRS, 555p.

Références bibliographiques

- **Rougier, S., Missenard, Y., Gautheron, C., Barbarand, J., Zeyen, H., Pinna, R., Liégeois, J.P., Bonin, B., Ouabadi, A., Derder, M.M., and Dominique Frizon de Lamotte. 2013.** Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa) *GEOLOGY*, May 2013; v. 41; no. 5; p. 615–618.
- **Rossi, P.L., Lucchini, F., Savelli, C., 1979.** Données géologiques et radiométriques sur la mise en place de la Tellertéba (Hoggar). 10th colloq. Géol. Afr. Montpellier, p. 143.
- **Schreurs, J., (1985).** Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, Southwest Finland. *Lithos*, vol.18, pp.69-80.
- **Soudani K. (2005).** Introduction général à la télédétection. Cours en ligne Faculté des Sciences d'Orsay – Université Paris Sud XI.
- **Talmat-Bouzeguella, S., Liégeois, J.P., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2011.** The Pan-African Amselbatholite, witness of the beginning of the métacratonisation of LATEA (Hoggar, Algeria). Seventh Hutton symposium on Granites and Related rocks, Avila, Espagne, p.141.
- **Tischendorf, G., Förster, H.J., Gottesmann, B., 1999.** The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equations for Li₂O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine* 63, 57–74.
- **Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J., Trumbull, R.B., 1997.** On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61, 809–834.
- **Rachid Yahiaoui, Jean-Marie Dautria, Olivier Alard, Delphine Bosch, Abla Azzouni-Sekkal, Jean-Louis Bodinier, 2014.** A volcanic district between the Hoggar uplift and the Tenere Rifts: Volcanology, geochemistry and age of the In-Ezzane lavas (Algerian Sahara). *Journal of African Earth Sciences* 92, 14-20. 7 p.

Références bibliographiques

- **Yahiaoui R Dautria J.M., Lard O., Bosch D., Azzouni-Sekkal A.,Bodinier J.L., 2013.** Le district volcanique d'In Ezzane (Sahara Algérien) : Volcanologie,pétrologie, géochimie et âge des laves. 8ème colloque 3 MA Marrakech, Maroc, P 138-139.

- **Yahiaoui R., Abla Azzouni, Jean-marieDautria, Olivier Alard, Jean-louisBodinier et FatnaKourim 2010.** Pétrographie, minéralogie, géochimie et températures d'équilibre des enclaves de péridotites du massif volcanique de l'Adrar N'Ajjer (Hoggar oriental) Algérie.Proceding du Geomag 1, Tlemcen, p 253-257.

- **Yahiaoui R., Azzouni-Sekkal A., Megartsi M., Bonin B, Dautria J.M., 2006.**Minéralogie des enclaves péridotitiques des laves alcalines du massif des Ajjers (Hoggar Nord Oriental, Algérie).Fourth meeting of IGCP 485- USTHB, Algiers, Algeria, 2-3 december 2006, p 70.

- **Yahiaoui, R., 2003.** Etude du volcanisme alcalin de la région de l'Assekrem (Hoggar central). Etude pétrographique, minéralogique, géochimique et géothermobarométrique : thèse Magister, USTHB-FSTGAT, Alger, Algérie, 164p.

ANNEXE

LAME TAM6 (Tindi) Zone 1				
Ech	anorthose			
Analyse	26	27	28	30
SiO2	66,344	66,35	64,532	64,688
Al2O3	18,832	20,173	19,935	19,762
TiO2	0,088	0,053	0,045	0,027
Cr2O3	0,025	0,016	0,009	0
FeOt	0,318	0,306	0,269	0,418
MnO	0,056	0	0,028	0
MgO	0,005	0	0,005	0,08
NiO	0	0,064	0	0,028
CaO	0,16	0,526	0,607	0,715
Na2O	6,585	7,962	8,105	7,975
K2O	6,411	4,17	4,406	4,347
TOTAL	98,824	99,62	97,941	98,04
Si	2,997	2,953	2,934	2,938
Al	1,003	1,059	1,068	1,058
Ti	0,003	0,002	0,002	0,001
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe2+	0,012	0,011	0,010	0,016
Mn	0,002	0,000	0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,005
Ni	0,000	0,002	0,000	0,001
Ca	0,008	0,025	0,030	0,035
Na	0,577	0,687	0,714	0,702
K	0,369	0,237	0,256	0,252
Cations				
XAn	0,013	0,035	0,040	0,047
XAlb	0,605	0,724	0,715	0,710
XOrth	0,387	0,250	0,256	0,255
	26	27	28	30

Tab.07 :Les compositions chimiques et lesformules structurales des feldspaths de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Ech												
Analyse	40	41	42	43	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO2	66,348	66,202	65,74	66,658	66,782	66,378	64,996	66,776	65,822	67,375	63,74	66,055
Al2O3	19,404	19,278	19,969	19,828	19,338	19,786	16,961	20,224	19,641	18,866	17,64	18,855
TiO2	0,013	0	0,05	0	0,03	0,058	0,042	0,045	0,057	0,047	0,472	0,035
Cr2O3	0,009	0,009	0	0,066	0,066	0	0	0	0	0	0	0,041
FeOt	0,244	0,338	0,144	0,212	0,331	0,35	3,059	0,381	0,282	0,475	3,612	0,5
MnO	0,084	0	0	0	0	0,083	0,26	0,019	0,048	0	0,199	0,036
MgO	0	0,013	0	0,013	0,055	0	0,625	0,02	0	0,02	0,111	0
NiO	0	0	0	0,014	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,333	0,291	0,768	0,961	0,109	0,283	0,155	0,42	0,364	0,111	0,091	0,085
Na2O	7,756	8,113	8,329	8,245	8,085	8,24	6,412	9,715	8,903	8,289	7,333	6,447
K2O	5,105	4,517	3,674	3,645	4,888	4,632	6,935	2,086	3,545	4,821	5,3	6,788
TOTAL	99,296	98,761	98,674	99,642	99,684	99,81	99,445	99,686	98,662	100,004	98,498	98,842
Si	2,974	2,978	2,951	2,962	2,979	2,959	2,979	2,952	2,958	2,997	2,942	2,991
Al	1,026	1,022	1,057	1,039	1,017	1,040	0,916	1,054	1,041	0,989	0,960	1,007
Ti	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,016	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe2+	0,009	0,013	0,005	0,008	0,012	0,013	0,117	0,014	0,011	0,018	0,139	0,019
Mn	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,010	0,001	0,002	0,000	0,008	0,001
Mg	0,000	0,001	0,000	0,001	0,004	0,000	0,043	0,001	0,000	0,001	0,008	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,016	0,014	0,037	0,046	0,005	0,014	0,008	0,020	0,018	0,005	0,005	0,004
Na	0,674	0,708	0,725	0,710	0,699	0,712	0,570	0,833	0,776	0,715	0,656	0,566
K	0,292	0,259	0,210	0,207	0,278	0,263	0,405	0,118	0,203	0,274	0,312	0,392
Cations												
XAn	0,023	0,019	0,048	0,061	0,007	0,019	0,013	0,023	0,022	0,007	0,007	0,007
XAlb	0,686	0,721	0,746	0,738	0,712	0,720	0,580	0,858	0,778	0,719	0,675	0,588
XOrth	0,297	0,264	0,216	0,215	0,283	0,266	0,413	0,121	0,204	0,275	0,321	0,408
	40	41	42	43	53	54	55	56	57	58	59	60

Tab.07a) :Suite des compositions chimiques et formules structurales des feldspaths de TAM 6

Ech	Lame TIL 9 (Tilaouis)		Zone 1																	
	anorthose									sanidine										
Analyse	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	22	
SiO ₂	64,891	65,672	64,313	65,689	65,199	64,865	66,731	64,074	65,285	64,354	65,321	66,296	64,256	64,696	66,339	65,471	65,717	66,132	66,459	
Al ₂ O ₃	21,175	21,075	21,951	20,583	20,776	20,804	19,403	21,092	20,578	21,6	20,914	20,138	19,112	20,878	19,482	19,994	19,969	19,786	19,064	
TiO ₂	0,045	0	0,047	0,018	0,007	0,058	0,058	0,017	0,03	0,042	0,088	0,018	0,067	0,04	0,01	0,045	0,02	0	0,032	
Cr ₂ O ₃	0,016	0	0,025	0	0	0	0	0	0	0,05	0,058	0	0	0,009	0	0,009	0	0,025	0	
FeOt	0,156	0,343	0,225	0,156	0,275	0,156	0,144	0,306	0,293	0,394	0,325	0,199	1,304	0,238	0,419	0,376	0,325	0,381	0,543	
MnO	0,07	0	0,063	0,03	0,097	0	0,068	0,043	0	0	0,07	0,028	0,112	0	0,085	0,062	0	0,021	0	
MgO	0,003	0,008	0	0,02	0,012	0,022	0	0	0	0	0	0,003	0,585	0	0	0,005	0,013	0,028	0,05	
NiO	0,085	0,057	0,028	0	0	0	0,014	0,028	0	0	0,014	0,078	0,028	0	0	0,008	0,014	0,085	0,099	
CaO	2,025	1,809	2,244	1,794	1,668	1,813	0,336	1,949	1,693	2,097	1,86	0,838	0,392	2,009	0,562	1,164	1,033	0,758	0,449	
Na ₂ O	8,543	8,477	8,05	8,837	8,654	8,441	7,534	8,574	8,524	8,708	8,368	8,334	7,035	8,418	8,072	8,411	8,568	8,615	8,348	
K ₂ O	2,76	2,607	2,212	2,375	2,755	2,862	5,145	2,783	2,862	1,932	2,661	4,168	5,215	2,744	4,47	2,803	3,343	3,348	3,986	
TOTAL	99,77	100,05	99,16	99,50	99,44	99,02	99,43	98,87	99,27	99,18	99,68	100,10	98,11	99,03	99,44	98,35	99,00	99,18	99,03	
8																				
Si	2,887	2,906	2,867	2,920	2,907	2,904	2,982	2,880	2,915	2,872	2,904	2,944	2,936	2,897	2,967	2,943	2,943	2,955	2,980	
Al	1,111	1,100	1,154	1,079	1,092	1,098	1,022	1,118	1,083	1,136	1,096	1,054	1,030	1,102	1,027	1,060	1,054	1,042	1,008	
Ti	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	
Fe ²⁺	0,006	0,013	0,008	0,006	0,010	0,006	0,005	0,012	0,011	0,015	0,012	0,007	0,050	0,009	0,016	0,014	0,012	0,014	0,020	
Mn	0,003	0,000	0,002	0,001	0,004	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001	0,004	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	
Mg	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	
Ni	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,004	
Ca	0,097	0,086	0,107	0,085	0,080	0,087	0,016	0,094	0,081	0,100	0,089	0,040	0,019	0,096	0,027	0,056	0,050	0,036	0,022	
Na	0,737	0,727	0,696	0,762	0,748	0,733	0,653	0,747	0,738	0,753	0,721	0,718	0,623	0,731	0,700	0,733	0,744	0,746	0,726	
K	0,157	0,147	0,126	0,135	0,157	0,163	0,293	0,160	0,163	0,110	0,151	0,236	0,304	0,157	0,255	0,161	0,191	0,191	0,228	
Cations =																				
X _{An}	0,116	0,105	0,133	0,101	0,096	0,106	0,024	0,112	0,099	0,117	0,109	0,053	0,030	0,117	0,037	0,071	0,062	0,046	0,029	
X _{Alb}	0,744	0,757	0,749	0,776	0,760	0,745	0,678	0,747	0,751	0,782	0,751	0,722	0,659	0,743	0,713	0,772	0,756	0,767	0,744	
X _{Orth}	0,158	0,153	0,135	0,137	0,159	0,166	0,305	0,159	0,166	0,114	0,157	0,238	0,321	0,159	0,260	0,169	0,194	0,196	0,234	
	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	22	

Tab. 08 : Les compositions chimiques et les formules structurales des feldspaths de la phonolite de Tilaouis, Lame TIL 9.

	Lame TIN 2 (Tindi)		Zone 1			
Ech	anorthose					
Analyse	73	74	75	76	77	78
SiO2	66,348	65,678	67,18	66,104	66,117	66,962
Al2O3	20,013	19,153	19,928	20,362	20,54	19,727
TiO2	0,028	0,015	0	0,038	0,073	0
Cr2O3	0	0	0	0,034	0,009	0
FeOt	0,162	0,169	0,212	0,35	0,243	0,244
MnO	0,057	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0,027	0
NiO	0,064	0	0,05	0,022	0,157	0,014
CaO	0,865	0,746	0,805	1,164	1,272	0,581
Na2O	8,441	7,619	8,342	8,636	3,809	7,346
K2O	4,418	4,199	4,138	3,739	7,917	4,351
TOTAL	100,396	97,579	100,655	100,449	100,164	99,225
Cations = 8						
Si	2,944	2,981	2,963	2,928	2,952	2,984
Al	1,047	1,025	1,036	1,063	1,081	1,036
Ti	0,001	0,001	0	0,001	0,002	0
Cr	0	0	0	0,0012	0,0003	0
Fe2+	0,006	0,006	0,008	0,0130	0,0091	0,009
Mn	0,002	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0,002	0
Ni	0,002	0	0,002	0,001	0,006	0,001
Ca	0,041	0,036	0,038	0,055	0,061	0,028
Na	0,726	0,671	0,713	0,742	0,330	0,635
K	0,250	0,243	0,233	0,211	0,451	0,247
XAn	0,054	0,051	0,051	0,069	0,156	0,042
XAlb	0,714	0,706	0,725	0,736	0,392	0,698
XOrth	0,246	0,256	0,237	0,210	0,536	0,272
	73	74	75	76	77	78

Tab.09 Les compositions chimiques et les formules structurales des feldspaths du trachyte de Tindi, Lame TIN 2.

Ech	LAME TAM6 (Tindi)			
	zone 2			
Analyse	36	37	38	39
Comm	Olivine			
SiO2	31,071	30,707	31,12	30,863
TiO2	0,09	0	0,037	0,027
Al2O3	0,004	0	0	0
Cr2O3	0,088	0	0	0
FeO	49,064	49,106	48,799	50,552
MnO	6,689	6,076	5,911	6,297
MgO	8,396	10,482	9,589	9,305
NiO	0,053	0	0,02	0,02
CaO	0,498	0,449	0,5	0,441
TOTAL	95,953	96,82	95,976	97,505
Si	1,022	0,997	1,017	1,002
Ti	0,002	0,000	0,001	0,001
Al	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe(ii)	1,349	1,333	1,333	1,372
Mn	0,186	0,167	0,164	0,173
Mg	0,412	0,507	0,467	0,450
Ni	0,001	0,000	0,001	0,001
Ca	0,018	0,016	0,018	0,015
Cations	2,992	3,019	3,000	3,013
Xfe	0,766	0,724	0,741	0,753
XMg	0,234	0,276	0,259	0,247
Pôles purs				
Fo	21,140	25,272	23,784	22,565
Fa	69,292	66,406	67,888	68,760
Tp	9,568	8,322	8,329	8,675

Tab. 10 Les compositions chimiques et les formules structurales des olivines de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Clinopyroxène

LAME TAM6 (Tindi)

Tab.11 : Les compositions chimiques et les formules structurales des clinopyroxènes de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

N° d'analyse	31		32	
	Cpxb		Cpxc	
SiO2	50,233		50,147	
TiO2	0,687		0,414	
Al2O3	1,57		1,272	
Cr2O3	0		0	
ZrO2	0		0	
FeOt	9,975		8,947	
MnO	0,807		0,693	
MgO	9,657		10,958	
ZnO	0		0	
CaO	19,789		20,344	
Na2O	1,658		1,247	
K2O	0,01		0	
Total	94,386		94,022	
COEF.	2,393		2,390	
Si	2,000		1,994	
AlIV	0		0,006	
T	2,000		2	
Ti	0,021		0,012	
AlVI	0,074		0,054	
Cr	0		0	
Zr	0		0	
Fet	0,332		0,298	
Mn	0,027		0,023	
Mg	0,573		0,650	
Zn	0		0	
Ca	0,844		0,867	
Na	0,128		0,096	
K	0,001		0	
M1+M2	2,000		2	
Charges cat.	11,987		11,977	
Fe3+	0,013		0,023	
Fe2+	0,319		0,275	
FeO*	9,583		8,257	
Fe2O3*	0,435		0,767	
Total*	94,430		94,099	
Mg/Mg+Fet	0,633		0,686	
ac: NaFeSi2O6	0,013		0,023	
NATAL: NaTiAlSiO6	0		0,006	
jad: NaAlSi2O6	0,074		0,054	
Na(Mg,Fe)0,5(Zr,Ti)0,5Si2O6	0,041		0,014	
NaCrSi2O6	0		0	
CaFeAlSiO6	0		0	
CaCrAlSiO6	0		0	
CaTiAlAlO6.	0		0	
CaAlAlSiO6	0		0	
CaFeFeSiO6	0		0	
CaZnSi2O6	0		0	
Wo Ca2Si2O6	0,422		0,433	
En Mg2Si2O6	0,280		0,322	
Fe Fe2Si2O6	0,170		0,148	
total composants	1,000		1,000	
Ti	0,021		0,012	
Ca+Na	0,972		0,963	

Roche	Lame TIN 2 (Tindi)		Biotites							
N° d'Analyse	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Comm										
SiO2	35,39	35,966	35,568	33,642	35,412	35,555	34,648	34,498	35,463	35,448
TiO2	4,35	4,4	4,364	4,087	4,751	4,722	4,881	4,645	4,57	4,567
Al2O3	12,036	12,472	12,381	12,846	12,771	13,067	12,455	12,446	12,234	12,191
Cr2O3	0,061	0	0,069	0	0,099	0,015	0	0	0,054	0,085
FeOt	19,898	20,756	20,118	18,905	20,552	21,021	21,43	19,931	20,459	20,449
MnO	0,926	0,531	0,713	4,145	0,811	0,813	0,52	0,51	0,792	0,675
MgO	8,269	8,92	8,002	7,581	8,219	8,861	8,45	8,171	8,433	8,433
NiO	0,076	0,09	0,02	0,151	0,014	0,014	0	0,089	0,117	0
CaO	0,385	0,222	0,334	0,413	0,402	0,304	0,302	0,368	0,367	0,266
Na2O	0,512	0,512	0,48	0,454	0,514	0,507	0,464	0,593	0,503	0,577
K2O	6,007	6,395	6,422	5,936	6,247	6,247	6,201	5,888	6,298	6,251
Li2O	0,155	0,138	0,163	0,177	0,157	0,140	0,150	0,158	0,151	0,151
BaO	0	0	0	0,138	0	0,022	0,348	0	0	0
F	0,316	0,376	0	0	0,19	0,126	0,867	0,502	0,378	0,44
Cl	0,064	0,057	0,027	0,049	0,069	0,022	0,047	0,015	0,059	0,069
H2O*										
"-O=F	0	0,158	0	0	0,0800	0,0531	0,3651	0,2114	0,1592	0,1853
"-O=Cl	0	0,0128478	0,0060858	0,0110446	0,0156	0,0050	0,0106	0,0034	0,0133	0,0156
Total	88,45	90,84	88,66	88,52	90,21	91,44	90,76	87,81	89,88	89,60

Tab. 12 :Les compositions chimiques et les formules structurales des biotites du trachyte de Tindi, Lame TIN 2.

Formule structurale sur la base de 22 oxygènes:

Si	5,820	5,766	5,840	5,622	5,725	5,675	5,609	5,712	5,759	5,766
ALIV	2,180	2,234	2,160	2,378	2,275	2,325	2,377	2,288	2,241	2,234
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000
T sites	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
ALVI	0,153	0,122	0,236	0,152	0,159	0,132	0,000	0,141	0,100	0,103
Ti	0,538	0,530	0,539	0,514	0,578	0,567	0,594	0,578	0,558	0,559
Fe	2,737	2,783	2,763	2,642	2,779	2,806	2,901	2,760	2,778	2,782
Mn	0,129	0,072	0,099	0,587	0,111	0,110	0,071	0,072	0,109	0,093
Mg	2,027	2,131	1,958	1,888	1,981	2,108	2,039	2,017	2,041	2,045
Ni	0,010	0,012	0,003	0,020	0,002	0,002	0,000	0,012	0,015	0,000
Li	0,103	0,089	0,108	0,119	0,102	0,090	0,098	0,105	0,099	0,099
Sites M	5,696	5,740	5,706	5,922	5,711	5,814	5,704	5,685	5,700	5,680
Ca	0,068	0,038	0,059	0,074	0,070	0,052	0,052	0,065	0,064	0,046
Na	0,163	0,159	0,153	0,147	0,161	0,157	0,146	0,190	0,158	0,182
K	1,260	1,308	1,345	1,265	1,288	1,272	1,281	1,244	1,305	1,297
site I	1,491	1,505	1,557	1,486	1,519	1,481	1,479	1,499	1,527	1,525
total cations	15,187	15,245	15,262	15,408	15,230	15,295	15,183	15,184	15,227	15,206
F	0,164	0,191	0,000	0,000	0,097	0,064	0,444	0,263	0,194	0,226
Cl	0,018	0,015	0,008	0,014	0,019	0,006	0,013	0,004	0,016	0,019
OH	3,818	3,794	3,992	3,986	3,884	3,930	3,543	3,733	3,790	3,755
site A	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
xMg	0,414	0,427	0,406	0,369	0,407	0,420	0,407	0,416	0,414	0,416

Tab. 12 a) : Suite des compositions chimiques et les formules structurales des biotites du trachyte de Tindi, Lame TIN 2.

Ti-Hématite	(Carmichael, 1967)	
Roche	Lame TAM 6 (Tindi)	
N° d'Analyse		
Comm		
SiO2	0,066	0,103
TiO2	11,438	11,579
Al2O3	0,026	0,102
Cr2O3	0,061	0,098
FeOt	77,985	78,636
FeO	8,324	8,463
Fe2O3*	77,417	77,987
MnO	1,861	1,934
MgO	0,041	0,058
NiO	0,065	0,103
ZnO	0	0
CaO	0,067	0,011
Na2O	0,047	0,104
K2O	0,047	0,025
BaO	0	0
V2O3	0	0
Nb2O3	0	0
Sum:	99,461	100,567
Formule Struct		
Si	0,002	0,003
Ti	0,227	0,227
Al	0,001	0,003
Fe3+	1,538	1,531
Cr	0,001	0,002
Fe2+	0,184	0,185
Mn	0,042	0,043
Mg	0,002	0,002
Ca	0,002	0,000
Na	0,002	0,005
K	0,002	0,001
Ba	0	0
Zn	0	0
V	0	0
Ni	0,001	0,002
Nb	0	0
Total:	2,003	2,005
XFe	0,991	0,988
	3	3
S At Pro	1,586	1,568

Tab.13 : Les compositions chimiques et les formules structurales des opaques de la phonolite de Tindi, Lame TAM 6.

Ti-Hématite		
(Carmichael, 1967)		
Roche	Lame TIL 9	
	(Tilaouis)	
N° d'Analyse	20	21
Comm		
SiO2	0,16	0,073
TiO2	17,299	17,184
Al2O3	0,2	0,338
Cr2O3	0	0,07
FeOt	69,701	70,733
FeO	11,719	11,644
Fe2O3*	64,438	65,669
MnO	2,469	2,154
MgO	0,814	0,955
NiO	0	0,019
ZnO	0	0
CaO	0,064	0,014
Na2O	0,047	0
K2O	0	0
BaO	0	0
V2O3	0	0
Nb2O3	0	0
Sum:	97,210	98,119
Formule Struct		
Si	0,004	0,002
Ti	0,347	0,341
Al	0,006	0,010
Fe3+	1,291	1,302
Cr	0	0,001
Fe2+	0,261	0,257
Mn	0,056	0,048
Mg	0,032	0,038
Ca	0,002	0,0004
Na	0,002	0
K	0	0
Ba	0	0
Zn	0	0
V	0	0
Ni	0	0,0004
Nb	0	0
Total:	2,002	2,000
XFe	0,890	0,872
	3	3
S At Pro	1,600	1,584

Tab.14 : Les compositions chimiques et les formules structurales des opaques de la phonolite de Tilaouis, Lame TIL 9.