

# **Les unités volcano-détritiques de l'Aghesfa (Hoggar central, Algérie);**

## **arguments pour une nouvelle variante de l'évolution géodynamique du Hoggar au cours de l'orogénèse panafricaine**

**Moussa BRIEDJ**

Service Géologique de l'Algérie, *O.R.G.M., BP 102 Boumerdès, Algérie*

**Résumé :** La région de l'Aghesfa montre deux domaines structuro-lithologiques différents :

- a) au Sud (Assendjef) un domaine volcano-détritique grossier, composé de schistes gréseux, grés, grauwackes et conglomérats interstratifiés associés à un volcanisme bimodal abondant. Ce volcanisme est de nature tholéïtique enrichi pour les termes basiques à intermédiaires et alcalin pour les termes acides;
- b) au Nord un domaine volcano-terrigène (Imdedghène et In Lefsaouène) formé de pélites épaisses et de niveaux de calcaires gréseux associés à des métavolcanites basiques à caractère tholéïtique de type MORB-N. La nature du volcanisme dans les deux domaines, daté au Sud à  $583 \pm 3$  Ma (Rb/Sr sur RT) et la nature des sédiments associés suggèrent un contexte orogénique au cours de l'orogénèse panafricaine.

Tenant compte de ces résultats et de ceux obtenus ailleurs au Hoggar, il est proposé une nouvelle idée pour l'évolution géodynamique de ce dernier au cours du Panafricain.

**Mots-clés :** Algérie, Hoggar central, Panafricain, volcanisme tholéïtique, marge active.

# **The volcano-detrital units of Aghesfa ( central Hoggar, Algeria);**

## **arguments for a new interpretation for the evolution of the panafrican orogeny in the Hoggar shield**

**Abstract :** The Aghesfa region shows two different lithologic domains :

- a) in the southern part (Assendjef) a volcano-detrital domain composed by sandy schists, sandstones, greywackes and interbedded conglomerates associated with an important bimodal volcanism. This volcanism present a tholeïtic enriched characters for the basic to intermediate terms

and alkaline affinities for the acid terms;

b) in the northern part (Imededghène and In Lefsaouène) a volcano-terrigenous domain formed by thick pelitic layers with some layers of sandy limestones associated with metabasites which present MORB-N tholeiitic characters. The nature of this volcanism, dated in the southern part at  $583 \pm 3$  Ma (Rb/Sr W.R.), and the nature of the associated sediments are related to an orogenic context within the panafrikan orogeny.

With these results and others obtained in the Hoggar area, we propose a new interpretation for the evolution of the panafrikan orogeny in the Hoggar shield.

**Key words :** Algeria, central Hoggar, Panafrikan, tholeiitic volcanism, active margin.

## I. INTRODUCTION

Le Hoggar a constitué, au cours de l'orogénèse panafrikanne (entre 800 et 600 Ma), une large zone mobile à l'Est du craton ouest africain qui s'est stabilisée après une collision EW (Black *et al.*, 1979; Caby *et al.*, 1981). Le Hoggar central (fig. 1), situé à plus de 350 km à l'Est de la suture définie avec le craton ouest africain, est caractérisé au Panafrikan par une intense tectonique de collision (Bertrand *et al.*, 1986) qu'on est tenté de relier (bien que très éloignée) à cette suture océanique. Cependant le caractère ubiquiste de cette tectonique à l'échelle de la chaîne transaharienne (Anti - Atlas au Maroc, Hoggar et Adrar des Iforas au Mali) et sa direction subméridienne n'est pas compatible avec une simple collision EW (voir synthèse Boullier, 1991). Aussi, plusieurs modèles ont été proposés (collision oblique, subduction intracontinentale ou collision multiple). L'étude des séries volcano-détritiques de l'Aghefsa, située au coeur du Hoggar central, apporte des arguments pour admettre un contexte orogénique dans ce domaine au cours du cycle panafrikan et permet de proposer une nouvelle variante à ces modèles.

## II. CADRE GEOLOGIQUE

Située à environ 2000 km au Sud d'Alger et à environ 100 km à l'Est de Tamanrasset (fig. 1), la région de l'Aghefsa est limitée au Nord, à l'Est et à l'Ouest par des contacts tectoniques majeurs et au Sud par des granites tardi à post-tectoniques et par les grès

ordoviciens. Cette région de forme triangulaire est caractérisée par la présence à l'affleurement de puissantes unités volcano-détritiques et terrigènes lardées par un plutonisme important en volume. Ces unités attribuées au cycle orogénique panafrikan sont affectées d'un métamorphisme faible, mis à part l'extrême nord (faciès amphibolite) et quelques zones restreintes liées aux granites. Elles présentent une structuration tectonique monocyclique, caractérisée par la présence d'une seule surface de schistosité (s1) qui affecte une stratification sédimentaire souvent reconnaissable.

### 1. Aperçu lithostratigraphique

Sur la base de considérations lithologiques et structurales nous avons subdivisé ces terrains à dominante volcano-détritique et peu métamorphiques dans l'ensemble en quatre unités. Du Nord vers le Sud (fig. 1), au dessus du contact tectonique majeur avec les gneiss de Tin Tarabine, on a :

- une unité de micaschistes à biotite et/ou muscovite et grenat dans la région de l'oued *In Lefsaouène*
- une unité de schistes ardoisiers dans la région de l'oued *Imededghène*,
- une unité volcano-détritique dans (fig 1) la région de l'oued *Assendjef* et,
- une unité molassique dans l'*Issouagh*.

LES UNITES VOLCANO-DETRITIQUES DE L'AGHEFSA (HOGGAR CENTRAL, ALGERIE)

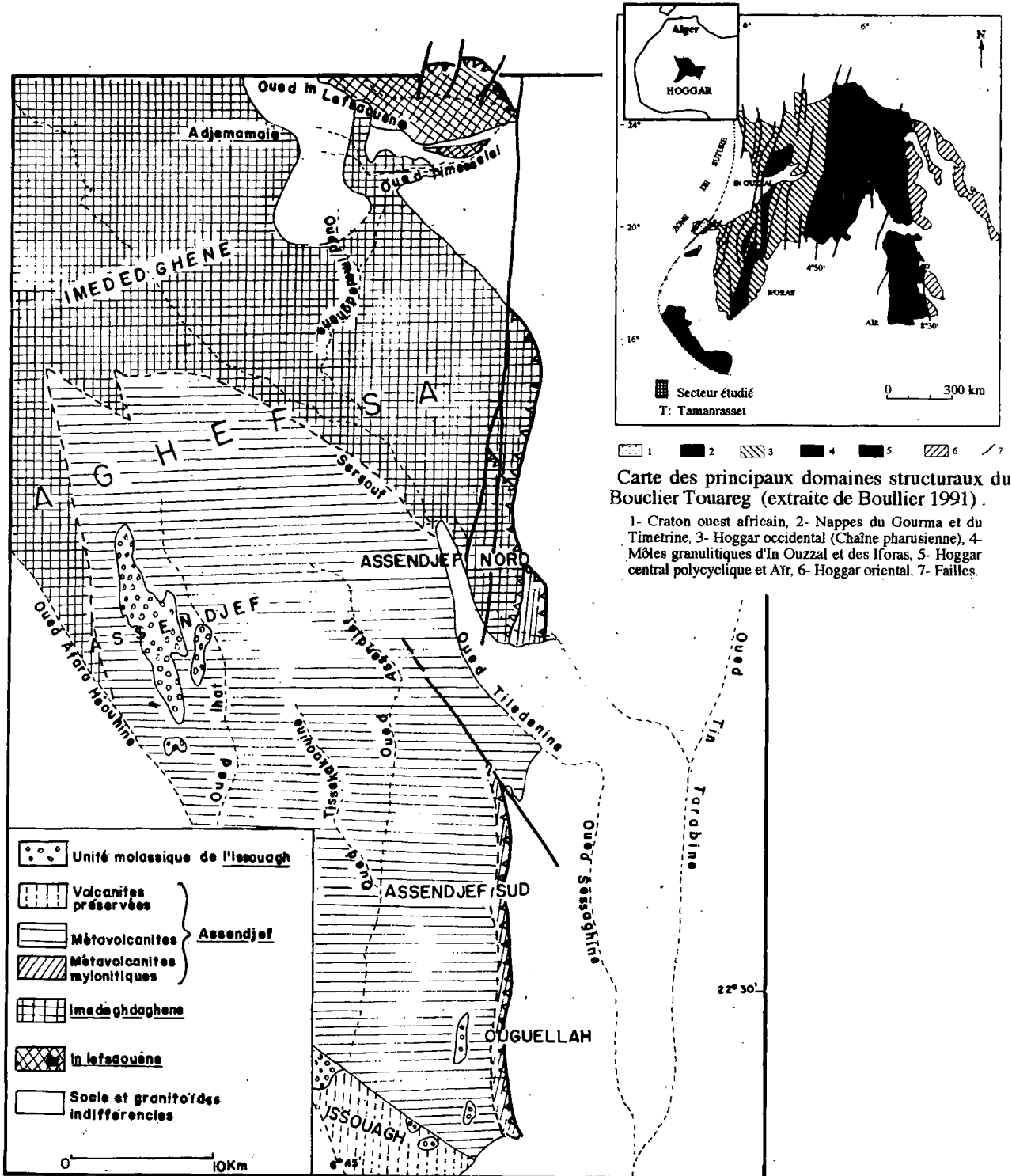


Fig. 1- Répartition des différentes unités volcano-détritiques de l'Aghefsa  
Distribution of the different volcano-détrital units of Aghefsa

### *a) L'unité d'In Lefsaouène*

Elle affleure uniquement sur une bande étroite dans la partie nord de l'Aghefsa en accordance tectonique sur les gneiss du domaine de Tin Tarabine (fig. 1).

Elle est essentiellement constituée de micaschistes à muscovite dominante, biotite et grenat (500 m environ de puissance apparente), de micaschistes à biotite et grenat (100 à 300 m d'épaisseur apparente), et de marbres en plusieurs bancs métriques (1 à 3m) interstratifiés. Les micaschistes sont interstratifiés avec des niveaux métriques d'amphibolites qui montrent une concordance parfaite avec les micaschistes et pourraient correspondre à des coulées. Les amphibolites, de même que l'encaissant, sont recoupées par des filons puissants de granites qui constituent des digitations des plutons précoces (G1) intrudés dans la région (plus loin). L'épaisseur totale de cette unité est difficile à estimer du fait de la tectonique tangentielle très intense, cependant l'épaisseur apparente totale est de l'ordre de 1 km. Ce problème d'épaisseur se pose pour toutes les formations rencontrées. On notera dans cette unité l'absence des quartzites et l'abondance des amphibolites.

### *b) L'unité d'Imededghène*

Vers le Sud, l'unité d'In Lefsaouène est recouverte en contact tectonique (mylonites) par une unité essentiellement terrigène qui comprend des assises de pélites très épaisses (variant de 500 à 1000 m), des schistes gréseux, de rares niveaux de marbres (1 à 3 m d'épaisseur) et beaucoup de matériel volcanique basique en «niveaux», d'épaisseur métrique, intercalés dans ces terrains. Cette unité occupe plus du tiers nord du bassin de l'Aghefsa (zone de l'oued Imededghène) et atteint 2 à 3 km d'épaisseur apparente. Les faciès volcaniques acides n'ont pas été observés. Elle est affectée d'un métamorphisme de faciès schiste vert de bas degré, sauf près des massifs de granites où des faciès à staurotide et grenat ont été observés. On remarquera, en faisant abstraction des distinctions

d'ordre minéralogique, la similitude de ces faciès avec l'unité In Lefsaouène : dépôts terrigènes et rares niveaux de marbres, un magmatisme essentiellement basique, et l'absence de quartzites.

### *c) L'unité de l'Assendjef*

Au Sud, l'unité terrigène d'Imededghène laisse place à une unité volcano-détritique de grande extension (deux tiers du domaine de l'Aghefsa) et d'épaisseur apparente de 1,5 à 2 km, où dominent les roches volcaniques (basaltes, andésites et rhyolites). Associée à ces volcanites, elle contient des intercalations de grès massifs ou versicolores (affectés de phénomènes hydrothermaux), des schistes gréseux avec des niveaux à dragées de quartz, des grès marneux, des grauwackes (de type mixte : à éléments détritiques et volcaniques) et des niveaux épais (100 à 300 m) de conglomérats interstratifiés. Les dépôts carbonatés sont absents dans cette unité. Elle présente des états de déformation et de métamorphisme variables. Très peu déformée au Sud dans l'Adrar Issouagh où les structures volcaniques sont préservées, elle montre des gradients positifs de déformation et de métamorphisme vers l'Est et vers le Nord. On passe ainsi, sur quelques kilomètres du domaine de l'Issouagh très peu déformé et métamorphique, à des mylonites dans le faciès amphibolite au contact avec le socle gneissique de l'Ouguellah. Les relations de cette unité Assendjef avec l'unité d'Imededghène ne sont pas clairement établies en raison de la géométrie complexe des roches magmatiques (coulées et filons) et de la tectonique plus ou moins intense qui les affecte.

### *d) L'unité molassique de l'Issouagh*

Elle est bien exposée au niveau de l'Adrar Issouagh (Sud de la région) et affleure ailleurs dans l'Aghefsa en lambeaux de taille kilométrique (fig. 1). Elle repose en discordance angulaire sur l'ensemble des séries décrites plus haut. Elle est faiblement déformée au Sud (basculement vers le Nord-Ouest), et près de l'oued Afara Héouhine elle est affectée par les plis droits subméridiens P2 liés à l'événement D2

(cf. plus loin). La discordance est très nette dans l'Adrar Issouagh où on observe des conglomérats polygéniques (peu déformés) associés à des brèches volcaniques à pendage subhorizontal reposant sur des roches volcaniques (filons et coulées) à pendage subvertical.

Cette unité molassique comprend de bas en haut : des conglomérats polygéniques, des grés lithiques à stratification entrecroisée par endroits et des brèches volcaniques très épaisses (centaines de mètres) interstratifiées avec les conglomérats. L'épaisseur totale apparente de cette unité est de l'ordre de 1 km dans l'Issouagh.

## 2. Aperçu tectonique

Les observations des éléments structuraux aux différentes échelles ont permis de distinguer trois événements tectoniques importants :

- l'événement D1 caractérisé par une tectonique tangentielle importante marquée par des plis isoclinaux d'axe EW de faibles amplitudes (dcm à dcam) et des charriages à vergence nord (structures C/S, recristallisation sous abri, sous-joints du quartz) à la faveur de plans de cisaillements de différents ordres. Cette tectonique tangentielle à vergence nord a été observée, à l'exception de l'unité molassique, dans l'ensemble du domaine de l'Aghefsa; aussi, faute de repères chronologiques nous l'avons, dans sa totalité, attribuée à un seul événement précoce;

- l'événement D2 caractérisé par des décrochements senestres NW-SE en conditions ductiles, auxquels sont associés des plis droits en échelons d'axes N 10° à N 330° et d'amplitude décimétrique à hectométrique;

- l'événement D3 est caractérisé par des décrochements dextres subméridiens à NNE-SSW en conditions fragiles.

Les différentes unités lithostratigraphiques définies

ci-dessus (à l'exception de l'unité molassique synchrone de l'événement D2) présentent des états de déformation différents correspondant à des niveaux structuraux de plus en plus profonds vers le Nord et vers l'Est.

## 3. Ages de ces formations

Les seuls repères chronologiques disponibles dans ce domaine de l'Aghefsa se résument à deux âges: celui du granite de l'Adjemamaye (Boissonnas *et al.*, 1970) daté à  $510 \pm 15$  Ma (isochrone Rb/Sr sur minéraux et RT) qui correspond à l'âge minimum de mise en place, et une isochrone Rb/Sr (RT) sur les rhyolites de l'Issouagh, prélevées sous la discordance, et basée sur sept points qui présentent un bon alignement. Elle a donné un âge de  $583 \pm 3$  Ma  $Ri = 0,70469$  et  $MSWD = 1,5$  (Briedj, 1993). Avec ces données qui sont voisines des derniers événements panafricains à l'échelle du Hoggar, il est difficile d'attribuer un âge au «Pharusien» de l'Aghefsa. Selon l'interprétation des rhyolites de l'Issouagh, l'âge de 583 Ma pourrait correspondre à l'un des événements tectoniques D1 ou D2. Cette hypothèse est peu probable en raison de la déformation et du métamorphisme très faibles localement et à qui on aurait pu attribuer une réhomogénéisation totale lors de ces événements, et ce d'autant plus que l'âge maximum calculé pour ces rhyolites, en admettant une source mantellique appauvrie, est de 595 Ma. L'autre hypothèse, plus vraisemblable, serait qu'il corresponde à l'âge des formations volcaniques dont la mise en place est discutée en fin de ce travail.

## 4. Esquisse paléogéographique

Dans ce domaine de l'Aghefsa, nous avons donc mis en évidence deux périodes de dépôts :

- a) une période qui serait antérieure (voir discussion plus loin) à l'événement tangentiel D1 où on a caractérisé deux types de dépôts :

- au Nord, les dépôts épais et réguliers de pélites avec de rares niveaux de calcaires plus ou moins gréseux (In Lefsaouène et Imededghène);

- plus au Sud, les dépôts de grés, schistes gréseux et niveaux de conglomérats interstratifiés (Assendjef). Ces deux types de dépôts se distinguent aussi par le magmatisme associé, essentiellement basique au Nord (Imededghène et In Lefsaouène) et bimodal (acide et basique au sud dans l'Assendjef),

b) une période postérieure à l'événement D1, caractérisée par les dépôts détritiques grossiers : conglomérats, grés lithiques et brèches volcaniques discordants sur ces unités. Ces dépôts constituent l'unité molassique de l'Issouagh.

### III. LE MAGMATISME DE L'AGHEFSA

Nous avons décrit précédemment différentes unités lithostratigraphiques, auxquelles est associé un magmatisme très diversifié. Sur la base des relations structurales, nous avons reconnu cinq ensembles magmatiques :

1 - un magmatisme supposé antérieur à la phase tectonique tangentielle D1 qui est représenté par de puissantes unités volcaniques diversifiées (basaltes à rhyolites) associées aux dépôts sédimentaires antérieurs à l'unité molassique (synchrone de l'événement D2). A cet ensemble sont associées, sous toutes réserves (voir discussion à la fin), tous les terrains volcano-détritiques affectés par cette tectonique D1 et qui correspondent aux unités décrites ci-dessus : In Lefsaouène, Imededghène et Assendjef;

2 - un magmatisme pré à synchrone de la phase D1 parmi lequel nous avons pu reconnaître un ensemble de granitoïdes précoces sous forme de plutons en feuillets épais mis en place en faciès amphibolite;

3 - un magmatisme synchrone de l'événement D2 (groupe G2) représenté par des massifs de forme lenticulaire de gabbros, tonalites et granites mis en

place dans l'épizone;

4 - un magmatisme de type explosif contemporain de la série molassique et qui est affecté par cet événement D2;

5 - un magmatisme tardi à post-tectonique par rapport à l'événement D3 (groupe G3) qui regroupe les dernières manifestations ignées liées au cycle panafricain et qui recourent toutes les unités précédentes. Elles sont représentées par des granites alcalins à peralcalins en massifs circonscrits et non déformés (Boissonnas *et al.*, 1970) et un réseau de filons de monzonites et de rhyolites.

Cette étude est focalisée sur le volcanisme précoce qui forme le premier ensemble dont nous présentons ci-après les caractéristiques pétrographiques et chimiques.

#### III. a - Caractéristiques pétrographiques

56 échantillons représentatifs des séries volcaniques précoces ont été étudiés en lame mince et analysés pour les éléments majeurs et quelques traces dont les terres rares au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG - Nancy, France).

Ce volcanisme précoce est interstratifié dans les différentes unités lithostratigraphiques (fig. 1), du Sud vers le Nord : Assendjef, Imededghène et In Lefsaouène.

##### 1. L'unité Assendjef

Ce volcanisme est bien développé dans l'unité volcano-détritique de l'Assendjef où il est caractérisé par l'abondance des rhyolites associées aux basaltes-andésites et dacites. A l'échelle de l'affleurement, les différents termes (basiques et acides) se présentent en «niveaux» métriques à décamétriques, bien distincts par leurs couleurs plus ou moins claires, dont l'ordre chronologique est difficile à établir, eu

égard à l'architecture complexe des coulées et aux déformations plus ou moins importantes (écaillages). Nous avons vu, en effet, que ce domaine de l'Assendjef présente des gradients de déformation et de métamorphisme positifs vers le Nord et vers l'Est. On passe ainsi sur quelques km vers l'Est de roches volcaniques (très peu déformées) à textures primaires préservées à des métavolcanites (déformées) où ces textures sont encore discernables, puis à des métavolcanites (très déformées) totalement transformées en amphibolites et mylonites près du contact tectonique avec le socle gneissique polycyclique sous-jacent. Aussi, nous avons subdivisé les volcanites de cette unité en trois groupes : volcanites à texture magmatique préservée, métavolcanites et métavolcanites mylonitiques.

#### a) *Les volcanites à textures préservées*

Elles affleurent uniquement dans l'Adrar Issouagh, au Sud, où elles sont recouvertes en discordance par l'unité molassique de même nom. Leur observation en lame mince a permis de constater l'altération très importante des minéraux primaires souvent pseudomorphosés, aussi pour la nomenclature de ces roches nous avons combiné les observations pétrographiques et les compositions chimiques. La déformation, très faible dans ces roches, se manifeste uniquement par quelques fractures dans les plagioclases et parfois des stylolithes (soulignés par des oxydes) associés à des fentes de tension remplies de quartz, de calcite et parfois de pistachite. Nous avons pu ainsi distinguer quatre sous-groupes :

- (i) les basaltes-andésites montrent en lame mince une abondance de phénocristaux de plagioclases en lattes très altérés en séricite et calcite et des agrégats de clinocllore microcristallin (analyses à la microsonde) et pistachite avec des bordures d'hématite dans une mésostase de microcristaux secondaires : chlorite, plagioclases, épidotes, quartz et la calcite qui forme des plages abondantes. L'absence de minéraux primaires ne permet pas d'effectuer

une nomenclature précise de ces roches;

- (ii) en lame mince, les rhyodacites montrent des phénocristaux de plagioclases très altérés en lattes parfois accolées ou en intercroissance. La sanidine est présente sous la forme de quelques individus isolés en baguettes maclées carlsbad. La mésostase est formée d'un assemblage felsitique clair, plus ou moins cristallisé, à microcristaux de plagioclase abondant et feldspath K, d'opagues et de quartz. Les accessoires sont peu représentés mis à part les opagues relativement abondants. Les minéraux secondaires sont la calcite et l'épidote abondante, en amas polycristallins;

- (iii) parmi les rhyolites, à l'œil nu on peut distinguer deux types :

- des rhyolites à phénocristaux de quartz (montrant les golfes de corrosion typiques des rhyolites) et d'orthose perthitique dans une matrice finement cristallisée à pyromérides et souvent rubannée (structures d'écoulement),

- des rhyolites à rares phénocristaux dans une matrice microcristalline à texture micro-pegmatitique graphique, sans les pyromérides;

- (iv) les granophyres ont été rencontrés uniquement dans le secteur de l'Adrar Issouagh où ils sont associés aux faciès volcaniques qu'ils recoupent. Ils sont à grain moyen et patine grise. En lame mince on distingue deux faciès différents :

- granophyres à grands cristaux de plagioclase (2 à 3 mm) et hornblende abondants souvent altérés, associés à la biotite peu chloritisée. Ces mégacristaux sont englobés dans un «ciment» à gros cristaux de quartz et FK perthitiques interpénétrés qui forment une pegmatite graphique. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon en cristaux zonés et fracturés, l'apatite et des opagues abondants. Les minéraux secondaires, aux dépens des amphiboles essentiellement, sont la chlorite, la calcite, du quartz et du leucoxène (?); des épidotes sont visibles dans les fractures des feldspaths,

- granophyres à grands cristaux de quartz globuleux, de FK perthitiques et de rares ferromagnésiens (hornblende?) complètement pseudomorphosés en assemblages d'opagues, biotite et séricite englobés dans une pâte de micropegmatite graphique.

#### b) *Les métavolcanites*

Elles forment l'essentiel de l'unité Assendjef mis à part les volcanites préservées de l'Adrar Issouagh au Sud et les métavolcanites mylonitiques qui affleurent en bordure Est. De même que pour les volcanites préservées on rencontre la même gamme de composition très étendue des basaltes aux rhyolites hypersiliceuses. Nous avons aussi distingué dans ce groupe, où les déformations et le métamorphisme sont significatifs, en fonction des données pétrographiques et des compositions chimiques, trois sous-groupes.

##### i) *Les metabasaltes à métadacites*

Ce sont des roches qui montrent à l'oeil nu une pâte microlitique à finement grenue, de couleur noir-verdâtre où on distingue des phénocristaux de plagioclases ou d'hornblende et parfois des surfaces de cisaillements ± espacées. En lame mince on peut observer, parmi ces roches basiques à intermédiaires, quatre sous-groupes. Les plus importants sont les metabasaltes et les métaandésites.

- Les metabasaltes à hornblende sont peu répandus. En lame mince la hornblende verte forme des cristaux automorphes isolés ou accolés par 2 ou 3 et pseudomorphosés presque complètement en fibres de trémolites-actinotes dans une mésostase équante à microlites de plagioclases, actinote et chlorite, des opagues et du sphène. La déformation est peu visible sur ces roches et en lame mince, si ce n'est quelquefois des plans de fractures assez réguliers soulignés par de l'actinote.

- Les métaandésites à phénocristaux de plagioclases sont très répandues parmi ces roches basiques. En

lame mince, les minéraux primaires, en l'occurrence les phénocristaux de plagioclases en forme de baguettes sont souvent altérés en séricite, chlorite, épidote et calcite. La mésostase (0,02 à 0,2 mm) est formée de petits plagioclases à texture intersertale associés à de la biotite, chlorite, opagues, calcite et quartz. Les minéraux accessoires sont le sphène sub-automorphe et l'apatite en petites baguettes dans le plagioclase. Ce dernier est affecté par une fracturation importante avec des réorientations locales près des plans de cisaillements où se concentrent de la biotite secondaire, de la chlorite et des épidotes.

##### ii) *Les méta-rhyodacites*

En lame mince on observe de nombreux phénocristaux d'orthose perthitique fracturés et morcelés dans une matrice felsitique dans laquelle sont dispersées de petites paillettes de biotite. On notera l'absence de phénocristaux de quartz et la présence de rares tourmalines vertes en baguettes en partie altérées en chlorite. Les minéraux secondaires sont la muscovite poecilitique au contact des feldspaths K, la biotite partiellement chloritisée qui souligne la faible schistosité, de la calcite, du quartz et des épidotes.

##### iii) *Les méta-rhyolites*

Elles sont caractérisées en lame mince, de même que les rhyolites de l'Issouagh, par les phénocristaux de quartz sub-automorphes, parfois corrodés, et par l'orthose souvent perthitique. Le quartz est quelquefois en amas polycristallin. La mésostase à quartz et feldspaths est marquée par une schistosité assez régulière marquée par l'orientation des opagues en traînées parallèles de microcristaux et la cristallisation de rares paillettes de biotite, de quartz et de calcite dans les ombres de pression, au contact des FK.

#### c) *Les métavolcanites mylonitiques*

Elles sont développées dans l'Ouguellah et dans la



région de l'oued Sersouf près du contact avec le socle (fig. 1). Parmi ces métavolcanites on peut nettement séparer deux sous-groupes d'après la minéralogie : des amphibolites et des rhyolites mylonitiques. L'absence des termes intermédiaires parmi ce groupe pourrait être imputable à une lacune d'échantillonnage.

#### i - Les amphibolites

Elles se présentent en «bancs» métriques à décamétriques de couleur noir-verdâtre à foliation très forte. En lame mince on observe d'abondants prismes d'hornblende verte à tendance aciculaire. Les plagioclases sont recristallisés en petits cristaux polygonaux. La biotite rare est partiellement chloritisée. Les opaques subautomorphes (ilménite) sont abondants. La chlorite se développe aussi en petites quantités aux dépens de la hornblende. La déformation est très importante et se manifeste par la ségrégation de niveaux riches en plagioclases et quelques rares petits prismes de hornblende et des niveaux à hornblende aciculaire orientée dans des plans parallèles. On note quelques fractures ouvertes à épidote, quartz et calcite. Localement, cette rétro-morphose est importante et s'exprime par de la chlorite abondante ainsi que la pistachite.

#### ii - Les rhyolites mylonitiques

De même que les amphibolites, elles affleurent près du contact tectonique avec le socle gneissique. A l'oeil nu ces mylonites de couleur brunâtre présentent un aspect «lité» par l'importance du morcellement des phénocristaux de feldspath K et la recristallisation du quartz en films d'épaisseur millimétrique. Leur observation en lame mince montre des plages polycristallines de feldspaths K ou de quartz très allongées et affectées de plans de cisaillements. Les microcristaux de quartz ont des contours polygonaux et sont parfois très dentelés avec un «aplatissement» important. La mésostase est entièrement recristallisée en une mosaïque polygonale de cristaux de quartz et

de feldspaths K engrenés et de même taille que les microcristaux des amas polycristallins. La muscovite poecilitique est assez abondante, associée souvent à du sphène en petits cristaux xénomorphes et de l'épidote.

On constate que dans les trois groupes décrits ci-dessus qui forment l'unité Assendjef (cf. lithostratigraphie) on rencontre un volcanisme bimodal avec des variations de compositions comparables. De plus l'encaissant détritique est identique à travers l'ensemble de cette unité (schistes gréseux, conglomérats et grés). Aussi, il semble que ces groupes se distinguent uniquement par leurs états de déformation et de métamorphisme et correspondraient à une même unité volcanique dans des niveaux structuraux différents.

### 2. L'unité Imededghène

Les volcanites sont ici essentiellement des metabasaltes (amphibolites) tandis que les volcanites acides sont absentes. Des filons de granites plissés sont visibles par endroits.

Ces amphibolites se caractérisent par l'abondance d'hornblende verte en prismes aciculaires et des fibres d'actinote-trémolite. Le plagioclase, souvent limpide, est recristallisé soit en amas polycristallins à contours polygonaux (0,1 mm), soit en microcristaux (0,05 mm) dans la mésostase. Le sphène et l'ilménite sont présents en petites quantités. A côté de l'actinote on constate l'abondance d'autres minéraux secondaires : épidotes, chlorite et calcite.

### 3. L'unité In Lefsaouène

Les volcanites associées à ce domaine, qui affleure sur 20 à 30 km<sup>2</sup> dans le Nord de l'Aghefssa, forment des niveaux métriques d'amphibolites. Ces amphibolites interstratifiées seraient d'anciennes coulées ou sills. L'ensemble est recoupé par de nombreux filons (d'épaisseur métrique) de granites plissés.

Tableau I: Echantillons représentatifs des volcanites du domaine Assendjef  
*Representative samples of Assendjef volcanites*

D O M A I N E A S S E N D J E F																			
	Volcanites préservées									Métavolcanites						Métavolcanites mylonitiques			
	Basaltes			Rhyodacites		rhyolites		Granophyres		Basaltes - dacites				Rhyodacites	Rhyolites	Amphibolites		Rhyolites	
	LH34	LH37	LH36	AA10	AA2	AA11	AA4	AA15	AA16	LH9	LH42	LH59	LH100	LH18	LH27a	LH28	LH39	LH19	LH20
SiO <sub>2</sub>	44,87	50,59	50,14	67,71	69,02	75,01	76,86	69,15	75,99	46,82	49,57	58,62	66,96	69,60	75,20	45,71	52,12	72,31	76,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,56	14,36	14,69	15,03	15,26	11,41	11,67	15,08	11,92	18,51	13,16	14,33	14,43	13,78	10,57	16,61	17,36	12,41	9,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	10,00	11,49	11,96	3,22	2,78	3,37	2,90	2,49	2,40	7,89	13,81	7,76	4,66	3,15	3,59	12,05	8,80	3,94	3,00
MnO	0,15	0,19	0,16	0,12	0,07	0,05	0,10	0,09	0,03	0,12	0,20	0,16	0,12	0,08	0,07	0,20	0,14	0,06	0,11
MgO	8,32	3,35	2,92	0,47	0,35	0,01	0,01	0,73	0,01	6,96	4,12	1,92	1,25	0,36	0,12	8,41	5,91	0,08	0,12
CaO	7,10	5,97	4,80	1,43	1,46	0,02	0,01	1,27	0,01	10,55	6,65	4,30	1,45	0,85	0,48	8,10	8,94	0,40	1,08
Na <sub>2</sub> O	1,67	3,85	2,27	4,03	3,58	3,61	3,36	4,43	3,83	2,56	2,91	4,57	4,80	4,12	2,87	3,06	3,45	3,62	1,60
K <sub>2</sub> O	4,08	2,02	4,09	5,38	6,03	4,59	4,43	3,61	4,70	0,54	0,34	2,83	4,05	6,00	5,67	0,40	0,43	5,29	5,00
TiO <sub>2</sub>	1,31	2,25	2,34	0,63	0,46	0,20	0,22	0,48	0,18	0,88	1,93	2,12	0,73	0,40	0,25	1,95	1,43	0,30	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	1,14	1,18	0,23	0,01	0,09	0,01	0,08	0,01	0,20	0,34	0,78	0,14	0,11	0,07	0,39	0,25	0,08	0,08
P.F.	4,44	3,25	5,23	0,60	0,67	0,44	0,82	1,65	0,62	4,24	5,83	2,00	1,00	1,04	0,65	2,61	1,41	0,66	1,00
Total	99,82	98,46	99,78	98,85	99,69	98,80	100,39	99,06	99,70	99,27	98,86	99,39	99,59	99,49	99,54	99,49	100,24	99,15	98,74
Ba	1250	806	887	3574	2148	84	111	1512	29	359	410	840	1255	617	38	272	111	1268	1855
Cr	192	15	8	11	<10	<10	15	<10	<10	231	21	17	23	27	24	121	40	25	16
Nb	8	23	26					<10	<10	8	11	7	41	27	29	5	12	30	23
Ni	94	14	13	<10	33	49	<10			51	13	16	8	5	5	102	67	5	9
Rb	143	37	104	117	151	97	118	66	152	17	11	60	95	170	227	11	18	146	139
Sr	201	619	222	336	391	<10	36	271	<10	490	338	557	254	70	23	418	682	61	171
V	223	128	123	<10	<10	<10	53	<10	<10	156	424	128	14	6	5	241	183	5	<5
Y	23	43	45	54	52	104	118	34		20	35	47	40	63	86	31	34	84	58
Zr	120	293	311							83	145	448	622	627	>1000	149	143	659	479
La	14,98		47,51	54,47	53,68	89,90	154,17	39,63		16,47	60,95	67,34		136,31	15,82	11,24	85,29		
Ce	32,73		100,80	113,93	114,76	181,27	331,45	81,72		37,24	129,14	106,05		263,72	36,82	26,58	172,60		
Nd	19,61		57,71	50,04	48,37	87,80	141,28	37,62		20,79	63,31	62,44		107,80	21,78	16,24	77,19		
Sm	4,87		13,04	10,57	10,37	18,58	29,16	7,79		5,47	13,04	12,88		20,36	5,79	4,64	16,57		
Eu	1,51		3,68	2,61	2,28	1,18	1,84	1,74		1,69	3,61	3,16		0,54	1,84	1,37	2,74		
Gd	4,53		11,25	9,49	8,84	16,46	25,35	6,54		5,42	10,94	10,85		16,74	5,70	5,20	15,07		
Dy	4,10		8,66	8,46	8,13	16,23	18,85	5,12		5,54	9,00	9,70		15,17	5,26	5,57	14,65		
Er	2,33		4,64	4,79	4,83	9,12	9,77	3,20		3,29	4,85	4,53		9,27	3,01	3,39	9,17		
Yb	1,97		3,61	4,98	4,91	9,89	9,83	3,33		2,98	3,98	4,89		8,63	2,62	3,14	8,74		
Σ TR	86,63		250,90	259,34	256,17	430,43	721,70	186,69		98,89	298,82	281,84		578,54	98,64	77,37	402,02		

M. BREDDI

Elles se caractérisent par la présence abondante d'hornblende verte prismatique. Les plagioclases, souvent limpides, forment des amas polycristallins à contours polygonaux et partiellement séricitisés. On note la présence du sphène et de l'ilménite, le faible développement de la chlorite, de l'épidote et l'absence d'actinote et de calcite.

#### 4. Conclusion

Il ressort de cette description des volcanites associées aux différentes unités lithostratigraphiques de l'Aghefsa une opposition très nette entre, d'une part, l'unité de l'Assendjef au Sud constituée d'un volcanisme bimodal (basique et acide) bien développé et, d'autre part, les unités Imededghène et In Lefsaouène au Nord qui présentent de grandes similitudes entre elles et qui sont caractérisées par un magmatisme basique uniquement dépourvu des termes acides. De plus nous avons vu précédemment que cette opposition se retrouve aussi au niveau de la lithologie de l'encaissant sédimentaire. Ainsi, on peut distinguer nettement deux domaines dans l'Aghefsa : un domaine sud (Assendjef) à volcanisme bimodal et sédimentation grossière et néritique, et un domaine nord (Imededghène et In Lefsaouène) à volcanisme basique et sédimentation fine et profonde.

### III. b - Etude géochimique

#### 1. Introduction

Les roches volcaniques de l'Aghefsa ont subi, en liaison avec les déformations, un métamorphisme régional et une rétro-morphose plus ou moins importants qui ont effacé presque toutes les paragenèses initiales. Il est logique d'admettre que ces processus ont induit des migrations chimiques significatives, notamment des éléments réputés mobiles (Na, Ca, K, Ba, Sr, Rb). Pour cette raison, notre approche géochimique est basée sur l'étude du comportement des éléments réputés peu mobiles (Fe, Al, Ti, Mg, Zr, Y, Nb et les terres rares).

#### 2. L'unité Assendjef

Sur la base des données structurales de terrain et d'observations pétrographiques exposées ci-dessus nous avons subdivisé les volcanites de cette unité en trois ensembles: (i) volcanites préservées, (ii) métavolcanites et (iii) métavolcanites mylonitiques.

Le tableau I illustre les caractéristiques principales de ces associations dont le trait essentiel est leur caractère bimodal.

##### a) Diagrammes élémentaires

Les particularités chimiques de ces associations volcaniques de l'unité Assendjef ainsi que de leurs évolutions et de leurs relations mutuelles sont montrées dans des diagrammes élémentaires de type Harker (fig. 2). En dépit d'une possible mobilité sous l'effet des altérations rétro-morphiques affectant les séries volcaniques, le magnésium a été choisi comme élément de référence préférentiellement à la silice très mobile. En effet, le comportement fortement compatible de cet élément constitue un bon indicateur du degré d'évolution des séries ignées. De l'examen de ces diagrammes, malgré une certaine dispersion pour les éléments majeurs (effets de l'altération?), plusieurs informations importantes peuvent être déduites :

- les termes les plus primitifs des trois unités basique-intermédiaire (volcanites préservées, métavolcanites et métavolcanites mylonitiques) se regroupent, pour tous les éléments, dans un domaine étroit démontrant ainsi leur identité de composition,

- les échantillons de ces trois unités se distribuent le long de courbes régulières pouvant s'interpréter en terme d'évolution magmatique (pouvant être contrôlée par un processus de cristallisation fractionnée). Cette évolution est caractérisée par le comportement: incompatible de Si, Nb, Y, Zr et des terres rares, légèrement compatible de Al, et incompatible puis compatible de Fe et Ti. De tels comportements sont

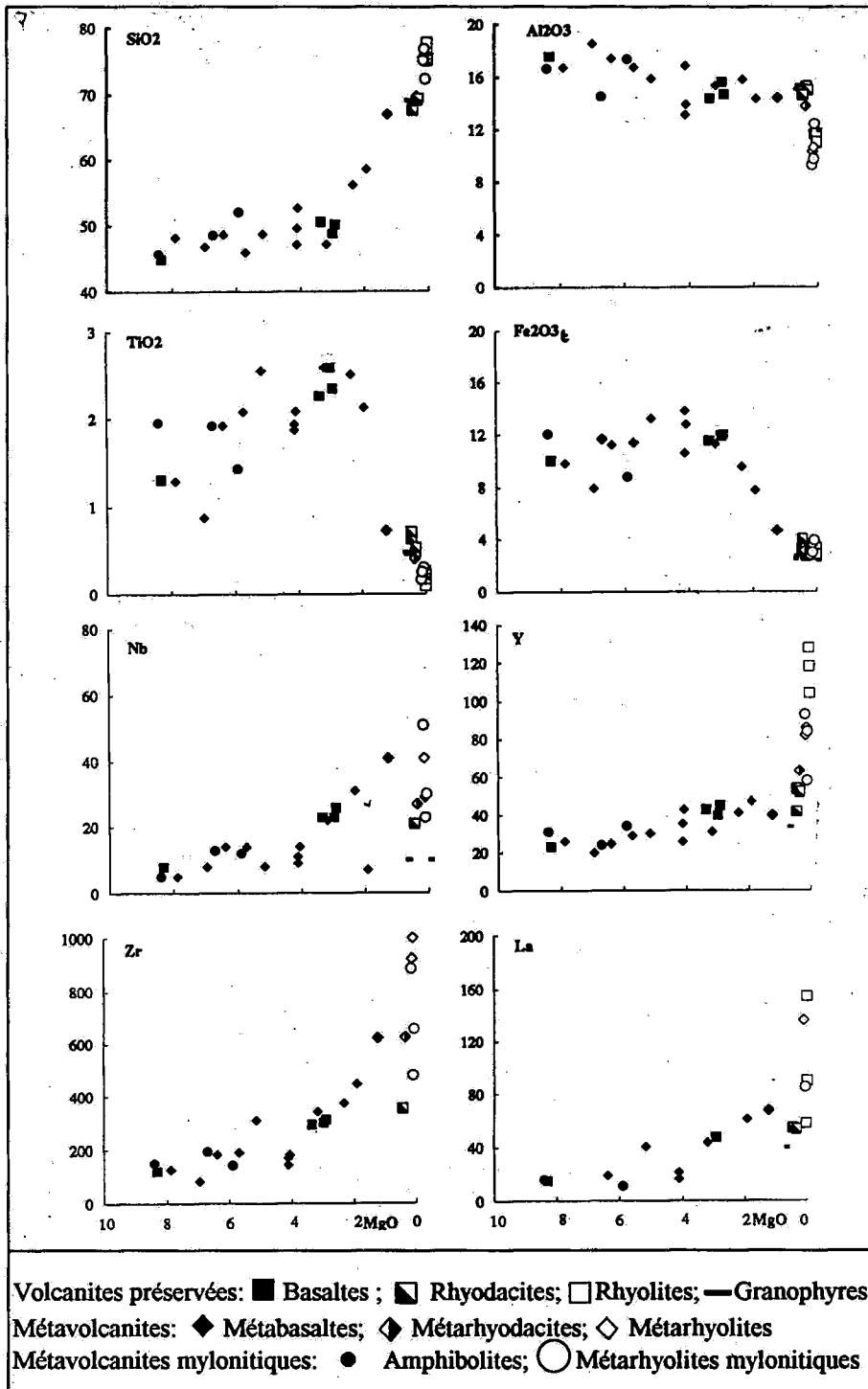


Fig. 2 - Domaine Assendjef : éléments majeurs et traces en fonction de MgO  
*Assendjef domain : major and trace elements versus MgO*

caractéristiques des évolutions de type tholeïtique contrôlées par de faibles  $FO_2$ .

- Les rhyodacites constituent un groupe très homogène qui, pour certains éléments (Nb, Zr et terres rares), se localise à l'écart de la série précédente. On est ainsi conduit à admettre que les rhyodacites représentent une unité magmatique indépendante non directement génétiquement liée à la série basalte-andésite.

- Les rhyolites constituent également une population très homogène (du moins pour les éléments majeurs) présentant les caractéristiques d'un magmatisme alcalin très évolué. La forte dispersion présentée par certains éléments en traces (Nb, Y, Zr et terres rares) peut s'expliquer par une distribution aléatoire, dans ces roches, des minéraux accessoires porteurs, notamment le zircon. Du fait des très faibles écarts des teneurs en MgO ces diagrammes ne permettent pas de discriminer les rhyolites des rhyodacites précédentes.

- Les granophyres se répartissent suivant deux groupes et se confondent avec les rhyodacites et les rhyolites pour l'ensemble des éléments considérés sauf pour Nb.

#### b) Les terres rares

Leur faible mobilité sous l'action des processus métamorphiques et hydrothermaux rend leur utilisation décisive pour la caractérisation des séries paléovolcaniques. Ayant précédemment mis en évidence l'identité chimique des associations volcaniques rattachées aux trois sous-domaines tectono-métamorphiques de l'Assendjef, nous nous contenterons d'étudier le comportement des terres rares dans les trois séries: basaltes-andésites, rhyodacites et rhyolites (fig.3 a et b).

#### - Séries basaltes-dacites

Les termes les plus primitifs de ces séries, relativement riches en terres rares (87 à 103 ppm),

présentent (fig. 3 a) des spectres à pente régulière du fait d'un fractionnement similaire au sein des TR légères et TR lourdes [(La/Sm)N=1,5 à 2,2; (Gd/Yb)N=1,3 à 2,1]. Mis à part un échantillon, les basaltes de l'Assendjef ne présentent aucune anomalie d'euporium.

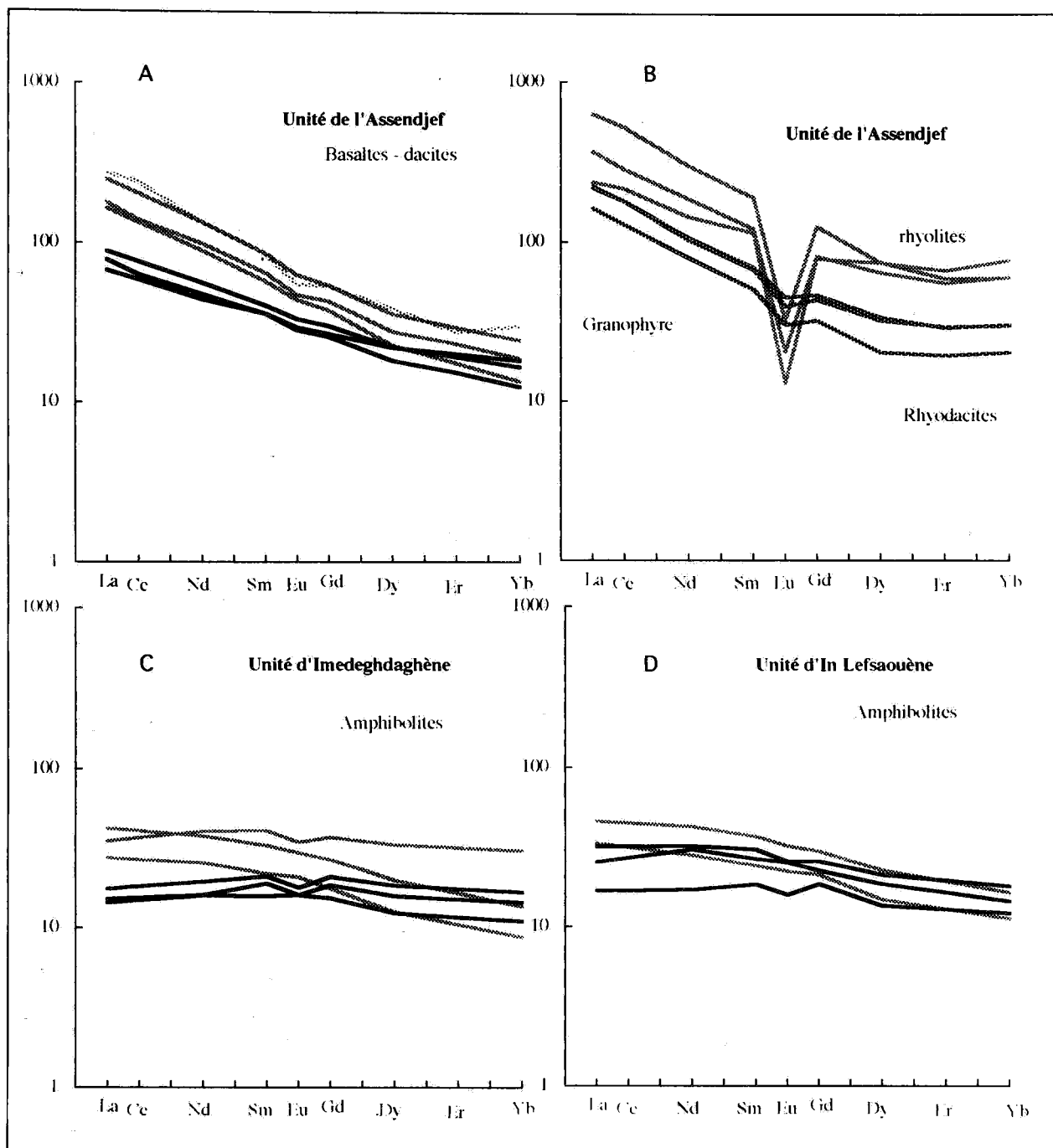
L'évolution au sein de ces séries se marque par un enrichissement progressif des teneurs en TR (120 à 299 ppm) sensible au niveau des TR légères (La croît de 22 à 61 ppm) tandis que les TR lourdes demeurent relativement constantes (Yb varie de 2,7 à 4 ppm). Il en résulte une croissance de la pente des spectres [(La/Yb)N varie de 5,4 à 10,3]. Toutefois, la morphologie des spectres et la quasi absence d'anomalie de Eu sont préservées.

#### - Les rhyodacites

Tout en ayant des teneurs en TR (260 ppm) équivalentes à celles des termes andésitiques les plus évolués, les rhyodacites s'en distinguent par la morphologie de leurs spectres (fig. 3b). Ceci se marque par l'opposition entre le fort fractionnement des TR légères [(La/Sm)N = 3,2] et une distribution relativement plate des TR lourdes [(Gd/Yb)N = 1,5] ainsi que par l'existence d'une anomalie négative de Eu [(Eu/Eu<sup>0</sup>)N < 0,8]. On constate aussi que l'échantillon de granophyre a un spectre identique à ceux des rhyodacites, ce qui confirme son appartenance à une même lignée que ces dernières. Ces observations tendent à confirmer l'hypothèse d'une absence de relation génétique directe entre les séquences basaltes-andésites et les rhyodacites.

#### - Les rhyolites

Malgré leur caractère de magma très évolué ( $SiO_2 > 72,3$  %,  $MgO < 0,14$  %), les rhyolites se singularisent par leur richesse en TR (340 à 720 ppm), donc en minéraux accessoires porteurs (zircon). Leurs spectres se caractérisent (fig. 3b), comme pour les rhyodacites, par le comportement différentiel des TR



**Fig. 3 - Spectres des terres rares des volcanites de la région de l'Aghefsa**  
*Rare earth elements spectrum of Aghefsa volcanites*

A et B : Assendjef; C : Imededghène; D : In Lefsaouène

Les échantillons les plus primitifs sont représentés en trait plein  
*The most primitive samples are in bold*

légères fortement fractionnées (fig. 3) [(La/Sm)N de 2,1 à 4,2] par rapport à celui des TR lourdes à distribution relativement plate [(Gd/Yb)N de 1 à 2,1]. Ils s'en distinguent, par contre, par l'existence d'une très forte anomalie négative en Eu [(Eu/Eu<sup>0</sup>)N de 0,09 à 0,2]. Malgré l'existence de caractéristiques communes, les rhyodacites et les rhyolites constituent deux ensembles chimiquement homogènes et indépendants.

### c) Caractérisation du magmatisme

Cette approche chimique, limitée aux éléments réputés peu mobiles, a montré que l'ensemble de l'unité de l'Assendjef a été le siège d'une même activité volcanique en dépit d'une évolution tectono-métamorphique très variable d'un secteur à l'autre. Cette activité s'est exprimée par la mise en place de trois séries volcaniques apparemment génétiquement distinctes : une série évoluant depuis des basaltes à caractère primitif jusqu'à des dacites, des rhyodacites très restreintes et d'abondantes rhyolites.

La mobilité des éléments, notamment des alcalins (Na, K, Ba, Sr et Rb), sous l'effet des phénomènes tectono-métamorphiques et rétro-morphiques ayant affecté, à des degrés variables, l'ensemble des roches de l'Assendjef, rend délicate la détermination de la signature magmatique des séries volcaniques. Toutefois, l'étude du comportement de certains éléments majeurs et traces, relativement immobiles, apporte des éléments de réponse.

- Les termes basaltiques des séries basiques-intermédiaires peuvent, compte tenu de leurs teneurs élevées en Mg, Cr et Ni, être considérés comme des magmas très peu évolués, directement issus d'une source mantellique. En prenant en considération leurs teneurs en Ti, Y, Zr et TR ainsi que la morphologie rectiligne de leurs spectres de TR enrichis en TR légères, ces roches présentent les caractéristiques de basaltes tholéïtiques enrichis de type intra-plaque ou d'arc insulaire (Pearce, 1982; Meschede, 1986; Philpotts, 1990). Les valeurs relativement élevées des

rapports La/Nb (1,3 à 2,3) tendent à rapprocher les basaltes de l'Assendjef des tholéïtes d'arc (Lapierre *et al.*, 1986). Le caractère tholéïtique de ces séries est également attesté par le comportement incompatible de Fe et Ti au début de l'évolution.

- Les rhyodacites et rhyolites, pouvant constituer deux ensembles indépendants du fait d'un important hiatus de composition, sont chimiquement disjointes des séries basiques-intermédiaires précédentes. Elles s'individualisent par leur caractère fortement alcalin lié à leur richesse en Na, K, Y, Zr et TR dont les spectres montrent une opposition entre le comportement des TR légères et celui des TR lourdes. Elles se caractérisent également par des rapports Y/Nb (1,8 à 3). Les deux ensembles peuvent être rattachés aux séries rhyolitiques et granitiques de type A.

### 3. L'unité Imededghène

Elle est très difficile d'accès en raison du relief très accidenté. Les seuls accès possibles ont lieu par le Nord (oueds Imededghène et Adjou qui sont carrossables sur quelques km), ce qui explique la pauvreté de l'échantillonnage de ce domaine. Les observations de terrain et l'étude pétrographique ont montré que les métavolcanites intercalées dans les séries terrigènes étaient uniquement représentées par des metabasaltes (amphibolites).

Chimiquement, ces roches constituent un ensemble homogène présentant une gamme de teneurs en éléments majeurs peu étendue (tableau 2): 46,3% < SiO<sub>2</sub> < 49,3%, 5,8% < MgO < 8,1%. Les gammes élevées des teneurs en Cr et Ni (respectivement 361-94 ppm et 165-30 ppm) expriment bien le caractère primitif et la faible évolution de cette série. A degré d'évolution équivalent (Mg\* = MgO / (MgO + FeO)) les amphibolites les plus primitives de l'Imededghène ont des teneurs en éléments majeurs très voisines de celles des basaltes de l'Assendjef. Par contre, ces amphibolites s'individualisent par leur pauvreté en certains éléments en traces: Y=18 à 23 ppm, Zr = 45 à 61 ppm et TR (La=3,5 à 4 ppm).

**Tableau II : Echantillons représentatifs des métavolcanites du domaine Imededghène et In Lefsaouène**  
*Representative samples of Imededghène and In Lefsaouène metavolcanites*

	Imededghène			In-Lefsaouène		
	LH84	LH81	LH77	LH68	LH87	LH89
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,00	49,28	46,34	47,70	46,81	48,17
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,53	14,21	13,51	16,26	13,73	13,01
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,35	12,25	15,39	10,08	14,71	16,57
<b>MnO</b>	0,15	0,16	0,17	0,17	0,20	0,19
<b>MgO</b>	7,94	7,49	5,76	8,48	7,00	6,80
<b>CaO</b>	9,92	10,44	11,28	12,28	11,19	7,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,40	3,49	3,62	2,29	2,77	4,70
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,76	0,14	0,39	0,59	0,60	0,17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,01	1,37	2,04	0,94	1,76	2,41
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,15	0,16	0,22	0,14	0,25	0,27
<b>P.F.</b>	1,49	0,83	1,11	0,84	0,74	0,50
<b>Total</b>	99,70	99,82	99,83	99,77	99,76	99,79
<b>Ba</b>	732	29	77	72	99	62
<b>Cr</b>	361	178	119	596	240	85
<b>Nb</b>	5	8	11	6	9	12
<b>Ni</b>	87	84	76	133	80	63
<b>Rb</b>	18	7	12	30	15	7
<b>Sr</b>	295	222	200	254	313	223
<b>V</b>	261	268	395	235	404	434
<b>Y</b>	23	19	27	22	29	27
<b>Zr</b>	61	75	116	57	109	135
<b>La</b>	3,72	6,79	10,47	4,10	7,82	11,24
<b>Ce</b>	9,89	17,25	26,26	10,75	20,45	28,65
<b>Nd</b>	7,63	12,15	18,03	8,06	15,27	20,33
<b>Sm</b>	2,93	3,36	5,10	2,83	4,74	5,72
<b>Eu</b>	0,93	1,21	1,73	0,92	1,50	1,87
<b>Gd</b>	3,79	3,61	5,53	3,78	5,27	6,12
<b>Dy</b>	4,02	3,21	5,08	3,43	5,37	5,73
<b>Er</b>	2,51	1,74	2,74	2,12	3,24	3,19
<b>Yb</b>	2,39	1,44	2,25	2,00	2,97	2,70
<b>Σ TR</b>	37,81	50,76	77,19	37,99	66,63	85,55



#### a) Diagrammes élémentaires

L'étude de la distribution des amphibolites de l'Imededghène met en évidence, au delà des différences notées précédemment, plusieurs particularités qui discriminent cette série par rapport aux séries basaltes-dacites de l'Assendjef. On note ainsi (fig.4) le comportement compatible de Al (de 17,3 à 13,5 %) et, à un moindre degré, de Si (de 49 à 46,3 %) et, par contre, le fort comportement incompatible de Fe (de 10,35 à 15,4 %), Ti (de 0,96 à 2,09 %), Nb (5 à 11 ppm), Y (18 à 39 ppm), Zr (61 à 164 ppm) et TR (34 à 87 ppm). Une telle évolution est typique des séries tholeïtiques cristallisant et fractionnant sous de très faibles  $FO_2$ .

#### b) Terres rares

Les échantillons les plus primitifs des amphibolites de l'Imededghène sont déprimés en TR (34 à 44 ppm) et se caractérisent ( fig.3c) par des spectres très plats [(La/Yb) $N$ = 1,05 à 1,3] avec un appauvrissement des TR légères ((La/Sm) $N$ = 0,8 à 0,9) et de légères anomalies négatives en Eu [(Eu/Eu\*) $N$ =0,85]. Ces caractéristiques sont très proches de celles des basaltes tholeïtiques déprimés de type MORB (Saunders, 1984; Cullers et Graf a, 1984; Treuil, 1973) ou d'arc insulaire (Jakes et Gill, 1970; Jakes et White, 1972). L'évolution au sein de la série se marque par une croissance des teneurs en TR (de 44 à 87 ppm) et, du moins pour deux échantillons, l'apparition d'un fractionnement entre TR légères et TR lourdes [(La/Yb) $N$ = 3,1 à 3,2].

#### c) Caractérisation du magmatisme

Le volcanisme pré-tectonique de l'unité Imededghène est dépourvu de termes acides et n'est représenté que par des basaltes peu évolués. Les termes les plus primitifs se caractérisent, entre autre, par leur pauvreté en Zr et TR dont les spectres, très plats, sont déprimés en TR légères. Du fait de la pauvreté en TR les rapports La/Nb sont

significativement inférieurs à 1 (0,71 à 0,87). Leur évolution s'individualise par le caractère fortement incompatible de Fe et Ti. Ces basaltes présentent les caractéristiques des MORB de type N (Sun et McDonough 1989).

#### 4. L'unité In Lefsaouène

Les métavolcanites rencontrées dans les micaschistes à muscovite  $\pm$  biotite et grenat qui caractérisent ce domaine sont, comme dans le domaine précédent, uniquement représentées par des metabasaltes (amphibolites).

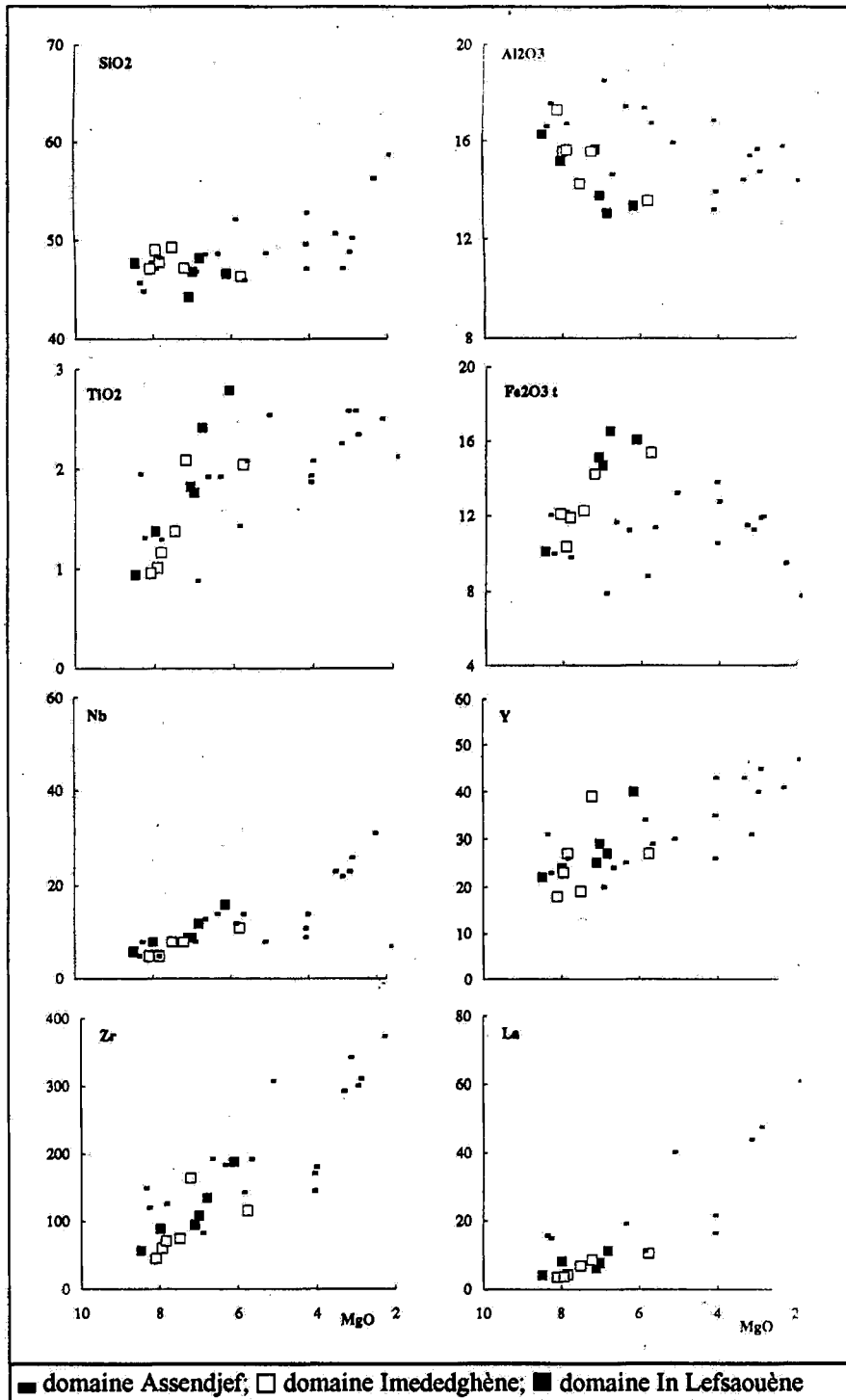
Ces amphibolites ont des compositions chimiques (tableau 2) de roches basaltiques peu évoluées (46,8 < SiO<sub>2</sub> < 48,2%; 8,5 > MgO > 6,80 %; 596 > Cr > 85 ppm et 133 > Ni > 63 ppm). Les termes les plus primitifs de cette série sont équivalents, tant au niveau des éléments majeurs que des traces, à ceux de la précédente série avec, en particulier, de faibles teneurs en Zr (57-89 ppm) et en TR (38-58 ppm).

#### a) Diagrammes élémentaires

La distribution dans ces diagrammes (fig.4) des amphibolites du domaine d'In Lefsaouène recouvre, pour tous les éléments, celle des amphibolites du domaine de l'Imededghène. Ceci implique à la fois l'identité des magmas initiaux et la similitude de leurs évolutions. On retrouve, en effet, les mêmes caractères évolutifs marqués par le comportement compatible de Al (16,3 à 13,3%) et, à un moindre degré, de Si (47,7 à 46,6%) et, par contre, le fort caractère incompatible de Fe(10,1 à 16,6%), Ti (0,84 à 1,28%), Nb (6 à 16 ppm), Y (22 à 40 ppm), Zr (57 à 188 ppm) et TR (38 à 86 ppm).

#### b) Les terres rares

Les terres rares des échantillons les plus primitifs des amphibolites d'In Lefsaouène (fig.3d)



**Fig. 4 - Diagramme de Harker. Différents domaines de l'Aghesfa**  
**Harker's diagram. Different domains of the Aghesfa regions**  
 (Les termes acides de l'Assendjef ne sont pas représentés)  
 (the acid terms of Assendjef domain are not showed)

sont peu abondantes (38,0 à 58,8) et présentent des spectres plats  $[(La/Yb)N = 1,4 \text{ à } 1,8]$ , déprimés au niveau des TR légères  $[(La/Sm)N = 0,91 \text{ à } 0,96]$  et avec une faible anomalie négative en Eu  $[(Eu/Eu^0)N = 0,86 \text{ à } 0,91]$ . Les termes plus évolués sont enrichis en TR légères (La croît de 7,8 à 11,2 ppm) tandis que les TR lourdes demeurent constantes. Il en résulte un basculement progressif des spectres  $[(La/Yb)N \text{ varie de } 1,8 \text{ à } 3]$ .

### c) *Caractérisation du magmatisme*

Les amphibolites du domaine d'In Lefsaouène sont chimiquement identiques, tant au niveau de la composition des termes les plus primitifs qu'à celui de leur évolution, aux amphibolites du domaine de l'Imededghène. Ceci conduit à les rattacher également aux basaltes océaniques de type MORB-N.

### III. c -Approche du cadre géodynamique de mise en place

Les séries paléovolcaniques sont rarement conservées en leur état originel de mise en place et sont souvent affectées par une histoire tectonique et métamorphique qui oblitère plus ou moins leurs caractères (structuraux, minéralogiques et chimiques) primaires. Aucun diagramme, parmi les nombreux diagrammes établis ne permet de discriminer sans ambiguïté tous les sites géodynamiques (existence d'importantes superpositions de champs) et ceci impose une multiplication des approches. De plus, une telle approche purement chimique et non confrontée à d'autres contraintes (données de terrain, étude structurale) s'est fréquemment avérée incohérente notamment pour les basaltes continentaux (Bertrand, 1988; Wang and Glover, 1992).

#### 1. *Données de terrain*

L'importante reprise tectono-métamorphique

panafricaine de l'Aghefsa interdit toute reconstitution des relations chronologiques et structurales initiales entre les différentes unités.

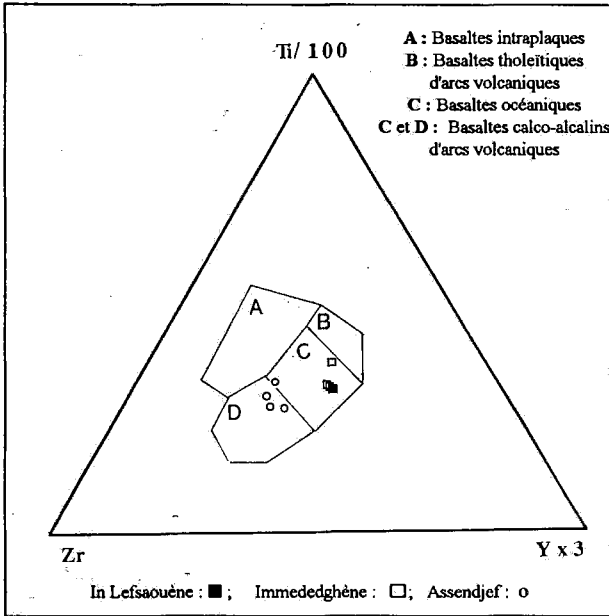
Par contre, l'étude lithostratigraphique a révélé l'existence d'une opposition entre une sédimentation détritique, grossière et peu dégradée au Sud (domaine de l'Assendjef) et une sédimentation plus fine, terrigène et à composante carbonatée au Nord (domaines d'Imededghène et d'In Lefsaouène). Une telle opposition est confortée par l'existence d'un volcanisme bimodal basique-acide au Sud et uniquement basique au Nord.

#### 2. *Données géochimiques*

L'approche chimique précédente sur les termes les plus primitifs des séries basiques-intermédiaires de l'Aghefsa a permis de mettre en évidence l'opposition entre les basaltes de l'Assendjef ayant des caractères de tholeïtes enrichies, apparemment proches des séries orogéniques (arc ou marge continentale), et les basaltes d'Imededghène et d'In Lefsaouène ayant une signature de tholeïtes appauvries équivalentes aux MORB-N.

La détermination chimique du cadre géodynamique de mise en place du volcanisme pré-tectonique de l'Aghefsa a été limitée à l'utilisation de deux diagrammes discriminants (Pearce and Cann, 1973; Meschede, 1986). Afin d'éviter tout fractionnement des éléments lors de l'évolution, même très faible, des magmas nous avons uniquement retenu les termes les plus primitifs (les plus riches en Mg, Cr et Ni et les plus pauvres en Zr, Y et TR) de chaque série.

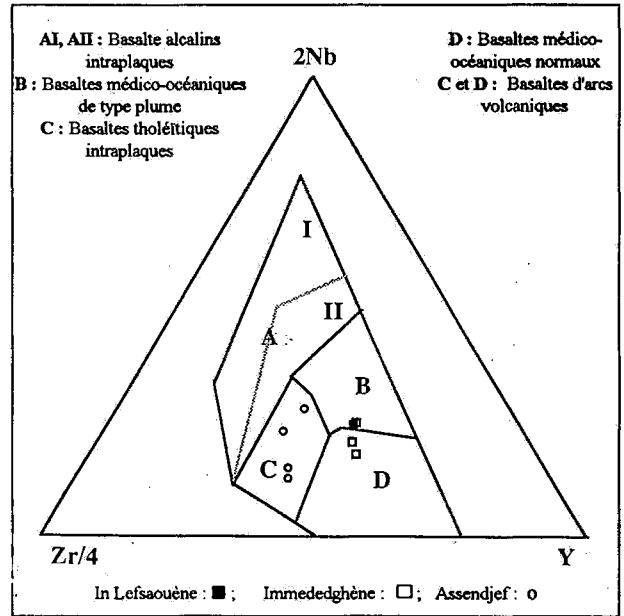
Dans le diagramme triangulaire Ti/100-Zr-3Y (fig. 5) créé par Pearce et Cann (1973), les basaltes du domaine de l'Assendjef se regroupent dans le champ des basaltes calco-alcalins, tandis que ceux des deux domaines d'Imededghène et d'In Lefsaouène se localisent dans le champ des MORB.



**Fig. 5 - Sites géotectoniques des différents domaines d'après Pearce et Cann (1973)**  
*Geotectonic setting of the different domains after Pearce and Cann (1973)*

Les signatures déduites de la distribution des échantillons dans le diagramme triangulaire 2Nb-Y-Zr/4 (fig. 6) de Meschede (1986) ne sont pas très précises du fait de l'importante superposition des champs. Les basaltes de l'Assendjef se localisent dans le champ C associant les tholéites intraplaques et les basaltes d'arc océanique tandis que ceux des deux domaines Nord se distribuent à proximité de la limite entre les champs B (basaltes océaniques, de type plume) et D (associant les MORB-N et les basaltes d'arc insulaire).

Il est à noter que, malgré une certaine incertitude, on retrouve dans les deux diagrammes la même signature de MORB-N pour les basaltes de d'Immededghène et de d'In Lefsaouène. Une telle signature semble être confirmée par le comportement des TR (faibles teneurs et spectres plats appauvris en TR légères) et les caractères particuliers de la sédimentation associée (sédiments terrigènes évolués et présence de calcaires). Il est, par contre, plus



**Fig. 6 - Sites géotectoniques des différents domaines d'après Meschede (1986)**  
*Geotectonic setting of the different domains after Meschede (1986)*

difficile, pour les basaltes tholéitiques de l'Assendjef, de lever l'ambiguïté entre les signatures orogénique (de type arc insulaire) et intraplaque. Cependant, les sédiments immatures associés et en particulier les grauweekes de type mixte, les rapprochent plutôt d'un contexte orogénique.

#### IV. CONCLUSION

Malgré son caractère limité lié à la pauvreté de l'échantillonnage et à l'absence d'études détaillées, notamment sur le plan isotopique, l'étude chimique du volcanisme de l'Aghefsa a permis de mettre en évidence quelques points fondamentaux.

La subdivision de l'Aghefsa en deux domaines lithostratigraphiques distincts, s'individualisant par la nature de leurs séquences sédimentaires, est confortée par la nette discrimination du volcanisme associé.

Le vaste domaine central et Sud (Assendjef), caractérisé par une sédimentation détritique, grossière et immature, a été soumis à une activité volcanique bimodale (séquences basaltes-dacites et rhyolites). Les caractères chimiques des basaltes primitifs et de leur évolution donnent une signature de basaltes tholéitiques légèrement enrichis. Les rhyolites, chimiquement totalement disjointes de la séquence volcanique précédente, présentent une signature fortement alcaline (proche de la peralcalinité) semblable à celle du magmatisme acide de type A.

Le petit domaine Nord (associant les zones de l'Imedghène et de l'In Lefsaouène), siège d'une sédimentation terrigène fine, mature et associant des termes calcaires, est caractérisé par une activité volcanique monogénique représentée par des séries basaltiques peu évoluées. Ces basaltes ainsi que leur évolution ont des caractères chimiques de tholéïtes appauvries équivalentes à celles des MORB-N.

## V. DISCUSSION

En l'absence de critères chronologiques et structuraux précis, du fait de l'importante reprise tectono-métamorphique panafricaine, la combinaison des données litho-stratigraphiques ne permet pas de trancher pour l'une ou l'autre des deux possibilités exposées ci-dessous.

- Si l'on admet la contemporanéité des deux domaines (nord et sud) suggérée par une même évolution tectonique, les observations précédentes indiqueraient l'existence, au Sud d'un bassin néritique subsident (peut-être alimenté par un continent émergé localisé au Sud de l'Aghefsa) passant vers le Nord à un domaine plus profond et plus franchement océanique. Dans ce cas de figure la tectonique tangentielle serait plus récente localement (et donc postérieure à 583 Ma, âge obtenu sur les rhyolites) qu'ailleurs dans le Hoggar et ce magmatisme effusif pourrait bien correspondre à un contexte de subduction dans une marge convergente distensive (Auboin, 1982).

- On peut supposer que le domaine sud est plus récent que le domaine nord et serait contemporain des décrochements qui auraient donc une histoire plus complexe. Des rejeux précoces des décrochements subméridiens auraient induit des écaillages vers le Nord mimétiques des charriages précoces subméridiens (phase D1) rendant ainsi difficile la séparation des différentes phases tectoniques. Cette hypothèse est sous tendue par le fait que le volcanisme bimodal est recoupé par un plutonisme bimodal identique par sa nature et avec les mêmes ruptures compositionnelles (Briedj, 1993). Ce plutonisme, dont la mise en place superficielle (beaucoup de granophyres) est apparemment contrôlée par les décrochements senestres de phase D2, serait l'expression en profondeur du même magmatisme. De plus, l'âge obtenu sur les rhyolites de l'Issouagh ( $583 \pm 3$  Ma) correspond bien aux âges obtenus ailleurs au Hoggar pour le fonctionnement de ces décrochements. Dans cette hypothèse il est concevable d'admettre que le volcanisme bimodal du domaine sud à tendance alcaline soit issu du fonctionnement des décrochements syn à post-collisionnels et le volcanisme tholéitique du nord lié à une phase de subduction en bassin marginal en marge convergente distensive.

En tout état de cause, il apparaît dans les deux cas de figure que ce volcanisme de l'Aghefsa, qui est affecté d'une tectonique de collision typique, semble bien appartenir à l'orogénèse panafricaine par son caractère monocyclique et l'âge obtenu sur les rhyolites. Les caractères chimiques typiques du tholéitique océanique au Nord et proches du tholéitique d'arc au Sud et la sédimentation détritique associée, plus ou moins grossière (en particulier les grauwackes au Sud), font que nous rapportons ce volcanisme à un contexte de marge active.

Partant de cette conclusion (qui demande à être confortée par des études plus détaillées) nous exprimons à l'échelle de la chaîne transaharienne, *plutôt qu'un modèle qui demanderait des résultats plus importants, une idée à étudier*. Tenant compte :

- des éléments décrits dans la région de l'Aghefsa qui font ressortir une structuration subméridienne probable (bassin caractérisé par une zonation sédimentaire et magmatique Nord-Sud), la présence d'un volcanisme rapporté à un contexte de marge active et une tectonique de collision subméridienne à vergence nord,

- de la présence d'un magmatisme important plus ou moins synchrone et de nature orogénique à l'échelle de toute la chaîne transaharienne (Chikhaoui, 1981; Boullier, 1991),

- de la présence de sutures ophiolitiques dans l'anti Atlas (Leblanc, 1976) et de lambeaux d'unités ultrabasiqes dans la chaîne pharusienne (Abed, 1983) qui sont de bons candidats pour constituer des ceintures ophiolitiques démembrées,

- de la présence d'une tectonique tangentielle, subméridienne, ubiquiste et plus ou moins synchrone (autour de 600 Ma) à l'échelle de toute la chaîne transaharienne,

- de la tectonique transcurrente polyphasée qui fait suite à cette tectonique tangentielle, à l'origine de la structuration visible principale de la chaîne et qui probablement a induit des déplacements latéraux importants (Caby, 1968).

Nous proposons une variante nouvelle aux modèles proposés ci-dessus dans laquelle nous supposons une ouverture océanique de grande échelle d'orientation sublatitudinale qui serait comparable à celle de la chaîne alpine (paléothétys ?).

Cet océan se serait refermé suivant une subduction et une collision NS. Cette collision se serait poursuivie par des décrochements majeurs à l'instar du développement actuel de la chaîne alpine en particulier au niveau des alpes, de l'Anatolie, et de l'Himalaya. Cette déformation transcurrente subméridienne qui s'est achevée au Hoggar après des rejeux complexes aurait transposé la structuration tangentielle sublatitudinale et aurait développé une tectonique de blocs indépendants qui donnent le schéma actuel de

grands blocs assimilables à des blocs exotiques (Liégeois *et al.*, 1994).

L'auteur tient à remercier Madame A. AZZOUNI-SEKKAL et Monsieur J.M. BERTRAND pour leur lecture critique du manuscrit.

Les principaux résultats ont été acquis dans le cadre d'un travail de thèse (Briedj, 1993) sous la direction de Monsieur J. LETTERIER pour la géochimie du magmatisme et Monsieur J.M. BERTRAND pour la tectonique.

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abed, H., 1983. Paléosuture à caractères ophiolitiques du Protérozoïque supérieur dans la région de Silet. Hoggar occidental (Algérie). *Thèse Université de Nancy I.* (non Publ.).

Auboin, J., 1982. La marge pacifique du Guatemala: un modèle de marge extensive en domaine convergent. *Comptes. Rendus Acad. Sci. Paris* t. 295, 607-614.

Bertrand, H., 1988. Les diagrammes discriminants permettent-ils de reconstituer le site géodynamique de mise en place de formations paléovolcaniques? *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, série II, p. 33-38.

Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M. and Dautel D., 1986. Structure and U/Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). *Tectonics*, vol. 5 n° 7 955-972.

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

Boissonnas, J., Leutwein, F. et Sonet, J., 1970. Age du granite hyperalcalin de la Gara Adjemamaye. Ahaggar (Algerian Sahara) *Compte-Rendu Sommaire de la Société Géologique de France*, Paris fasc. 7: p 251-253.

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

Briedj, M., 1993. Etude géologique de la région de Tahifet (Hoggar central, Algérie). Implications géodynamiques. *Thèse Université de Nancy I* (non publiée).

Caby, R., 1968. Une zone de décrochements à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. *Bull. Soc. Géol. de France* (7) X, 577-587.

## LES UNITES VOLCANO-DETRITIQUES DE L'AGHEFSA (HOGGAR CENTRAL, ALGERIE)

- Caby, R., Bertrand, J.M. and Black, R., 1981. Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In «*Precambrian Plate Tectonics*, Kroner A., Elsevier, Amsterdam, 407-434.
- Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmermann, J.L., Dautel, D., Archibald, A.D. et Boullier, A.M., 1992. Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  des complexes granitiques panafricains de la région de Tamanrasset (Algérie): relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar Central. *Bull. Soc. Géol. France* t. 163, 6, 733-750.
- Chikhaoui, M., 1981. Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne Pan-Africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). *Thèse Doct. Etat, Univ. Montpellier*, 183p.
- Cullers, R. L. and Graf, J.L., 1984 a. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust : predominantly basic and ultrabasic rocks. in *Rare Earth Elements Geochemistry*. P. Henderson (Editor) Elsevier
- Jakes, P. and Gill, J.B., 1970. Rare earth elements and the island and tholeiitic series. *Earth and Planet. Sci. Let.* v. 9, 17-28.
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972. Major and trace element abundances in volcanic Rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 83, 29-40.
- Lapierre, H., Brouxel, M., Martin, P., Coulon, C., Mascle, G. and Cabanis, C., 1986. The paleozoic and Mesozoic geodynamic evolution of the eastern Klamath Mountains (N. California) inferred from its magmatism. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, II: 969-980.
- Leblanc, M., 1976. A proterozoic oceanic crust at Bou Azzer (Maroc). *Nature*, 261, 34-35.
- Liegeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian research* 67, 59-88.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, p. 207-265.
- Pearce, J.A., 1982. trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*. Edited by R.S. Thorpe. Wiley et Sons
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Let.* 19, p. 290-300.
- Philpotts, A.R., 1990. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 498 pp.
- Saunders, A. D., 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. in *Rare Earth Elements Geochemistry*, P. Henderson (Editor) Elsevier.
- Sun, S.S. and Mc. Donough, N.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. From Sanders A.D. and Norry M.J. eds. Magmatism in the ocean basins. *Geological Society, special publication* N° 42, 313-345.
- Treuil, M., 1973. Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. 2ème partie Géochimie. *Thèse de Doctorat d'Etat. Orléans, Orsay*. Non publiée.
- Wang, P. and Glover III, L., 1992. A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth Sci. Rev.*, 33: 111-131.