

## **Le magmatisme cénozoïque du Hoggar: une synthèse des données disponibles . Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud.**

**Farida AIT-HAMOU\* et Jean-Marie DAUTRIA\*\***

\* Institut des Sciences de la Terre, Département de Géologie, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène (USTHB), Bp 32 El Alia, Bab-Ezzouar, Alger, Algérie.

\*\* Laboratoire de Pétrologie, Université de Montpellier II/ U.R.A. Géofluides-Bassin-Eau, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier, France.

**Résumé:** Le bombement du Hoggar est caractérisé par une anomalie gravimétrique fortement négative de grande amplitude (juqu'à -120 mgal) et de grande longueur d'onde (600 Km). Cette anomalie résulte de l'existence d'un manteau lithosphérique anormalement léger situé à l'aplomb du bombement. Cet allègement serait en partie, associé à la phase distensive qui a affecté toute l'Afrique centrale et occidentale, au Crétacé inférieur. Il résulterait alors d'un amincissement de la lithosphère et du remplacement partiel du manteau lithosphérique par du manteau asthénosphérique plus léger et fertile.

Au bombement du Hoggar est associée une intense activité magmatique cénozoïque. Celle-ci a débuté à l'Eocène moyen par l'épanchement, au Sud de l'Amadghor, d'un grand volume de basalte tholéitique (massif du Taharaq). Ce massif est exactement situé au sommet de l'anomalie gravimétrique. Les autres districts volcaniques du Hoggar sont situés sur les flancs de l'anomalie. Ils sont plus récents et d'affinité alcaline. L'âge du déclenchement de leur activité (entre le Miocène et le Pliocène) varie en fonction de leur position par rapport au sommet de l'anomalie (les districts les plus récents - Tahalgha, Eggéré et Adrar N'Ajjer - en sont les plus éloignés). Cette évolution spatio-temporelle associée au changement d'affinité des laves émises, évoque le modèle de point chaud proposé par Wyllie (1988) (volcanisme tholéitique à l'apex du point chaud, volcanisme alcalin à la périphérie).

Dans le cas du Hoggar, ce point chaud se serait développé alors que la plaque était statique. Les données géochimiques et isotopiques montrent, par ailleurs, que les laves, qu'elles soient tholéitiques ou alcalines, résultent d'une interaction entre deux sources, l'une "appauvrie" et l'autre "enrichie". La première correspond vraisemblablement au manteau lithosphérique supérieur (voisin de celui remonté sous forme d'enclave par les basaltes alcalins les plus récents), la seconde à des matériaux asthénosphériques. Dans l'hypothèse d'un point chaud, ces derniers pourraient appartenir à un panache mantellique. Cependant, compte tenu du fait que la partie inférieure de la lithosphère du Hoggar a vraisemblablement une signature isotopique et géochimique asthénosphérique, en raison des événements distensifs crétacés, la source enrichie pourrait bien être la lithosphère inférieure.

Les données paléomagnétiques les plus récentes montrent par ailleurs que la plaque Afrique, au niveau du Hoggar, a été presque statique entre -50 et -40 Ma (vitesse de déplacement inférieure à 0,5 cm/an). C'est justement durant cette période que s'est déclenché le volcanisme tholéitique du Sud Amadghor. Si l'on retient l'hypothèse "point chaud", l'absence totale d'activité tholéitique avant -45 Ma et après -35 Ma, du moins en surface, suggère que les vitesses de déplacement de la plaque avant et après l'Eocène inférieur-moyen (>2cm/an) sont trop grandes et/ou que les lithosphères au SW et au NE du Hoggar sont trop épaisses, pour que le point chaud puisse s'exprimer par du volcanisme. Il est possible aussi que le "point chaud Hoggar" corresponde, non pas à un vrai point chaud, mais à une perturbation thermique de moindre importance (un

courant convectif, par exemple), dont l'activité se serait accrue en raison du quasi-statisme de la plaque entre -50 et -40 Ma. Cette perturbation thermique se serait alors exprimée "à la manière d'un point chaud" grâce à la présence d'une lithosphère inférieure fertile. Dans les deux cas, le volcanisme alcalin mio-plio-quaternaire résulterait de la résorption tardive d'instabilités gravitatives (par un mécanisme vraisemblablement de type diapirique) générées par l'injection et la percolation de fluides asthénosphériques en base de lithosphère.

**Mots clés:** Magmatisme intra-continentale, tholéïte, basalte alcalin, bombement lithosphérique, point chaud, Hoggar, Afrique.

### **The Cenozoic magmatism of the Hoggar: a synthesis of available data. Discussion about a hot spot hypothesis.**

**Abstract :** A large-scale negative gravity anomaly (600 Km, up to -120 mGal) is associated with the Hoggar swell. It is due to a reduction of lithospheric mantle density which is probably related to Cretaceous lithosphere thinning and correlative replacement of lower lithosphere by fertile and lighter asthenospheric material.

Cenozoic intensive magmatism is also associated with the Hoggar swell. The earliest (Mid-Eocene) volcanic district (Southern Amadghor) is of tholeiitic affinity and it is exactly located on the top of the gravity anomaly. The other districts are more recent (Mio-Plio-Quaternary), of alkali affinity and they are located at the anomaly periphery. This temporal, spatial and compositional evolution reminds the plume model of Wyllie (1988) for stationary lithosphere. Geochemical and isotopic data show that tholeiitic and alkali basalts derive from mixing of asthenospheric and lithospheric melts. The origin of the first melts is problematic : they may have a mantle plume origin or they may result from melting of the fertile lower lithosphere. On the other hand, the Cenozoic activity is indubitably related to the Paleocene-Eocene slowing down of the African plate. The tholeiitic activity began when the slowing down was the highest ( $0.5 \text{ cm y}^{-1}$  between -50 and -40 Ma).

In the hypothesis of hot spot, the lack of tholeiitic volcanism before -45 Ma and after -35 Ma suggests that the plate velocity has been too high before and after lower-Mid Eocene ( $>2 \text{ cm y}^{-1}$ ) and/or that the lithosphere north-eastward and south-westward Hoggar is too thick to allow volcanism on surface. An other hypothesis can be proposed: the magmatism would be related to the presence of a fertile lower lithosphere beneath Hoggar and it would have been triggered by an increase of convective activity related to plate slowing down. In the two hypothesis, the late alkali magmatism would result from delayed resorption (by diapiric transfer) of lithospheric perturbations induced by injection and percolation of asthenospheric volatile-rich melts.

**Key words:** intra-continentale magmatism, tholeïtes, alkali basalt, lithospheric swell, hot spot, Hoggar, Africa.

## **1 - INTRODUCTION**

Depuis les travaux pionniers de Bordet (1952), quelques thèses (Rémy, 1959; Rognon, 1967; Girod, 1971; Dautria, 1988) et articles (Allègre *et al.*, 1981; Miller, 1982; Dautria *et al.*, 1988; Dautria et Girod, 1991) ont été consacrés au magmatisme récent du Hoggar. Parallèlement plusieurs études géophysiques ont été menées sur le champ de pesanteur (Crough, 1981; Lesquer *et al.*, 1988), le flux géothermique (Lesquer *et*

*al.*, 1989) et les vitesses de propagation des ondes sismiques à partir de l'enregistrement des séismes lointains (Lesquer *et al.*, 1990). Ces études, ainsi que celles des enclaves mantelliques remontées par les basaltes récents (Girod *et al.*, 1981; Leblanc *et al.*, 1982; Miller et Richter, 1982; Dupuy *et al.*, 1986; Dautria *et al.* 1987 (b); Kornprobst *et al.*, 1987; Dautria, 1988), permettent aujourd'hui d'avoir une idée sur la nature de la lithosphère du Hoggar. Dans cet article, nous nous proposons de faire une mise au

point sur le magmatisme cénozoïque du Hoggar qui tient compte des données géophysiques et qui intègre les dernières données pétrologiques, géochimiques, isotopiques et géochronologiques acquises, en particulier sur les massifs volcaniques et volcano-plutoniques du Sud-Amadghor (Aït Hamou *et al.*, 1994) et sur le massif de l'Atakor (Dupuy *et al.*, 1994). En conclusion nous discuterons de l'évolution de la lithosphère sous le Hoggar en relation avec l'hypothèse d'un point chaud.

## 2 - CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE

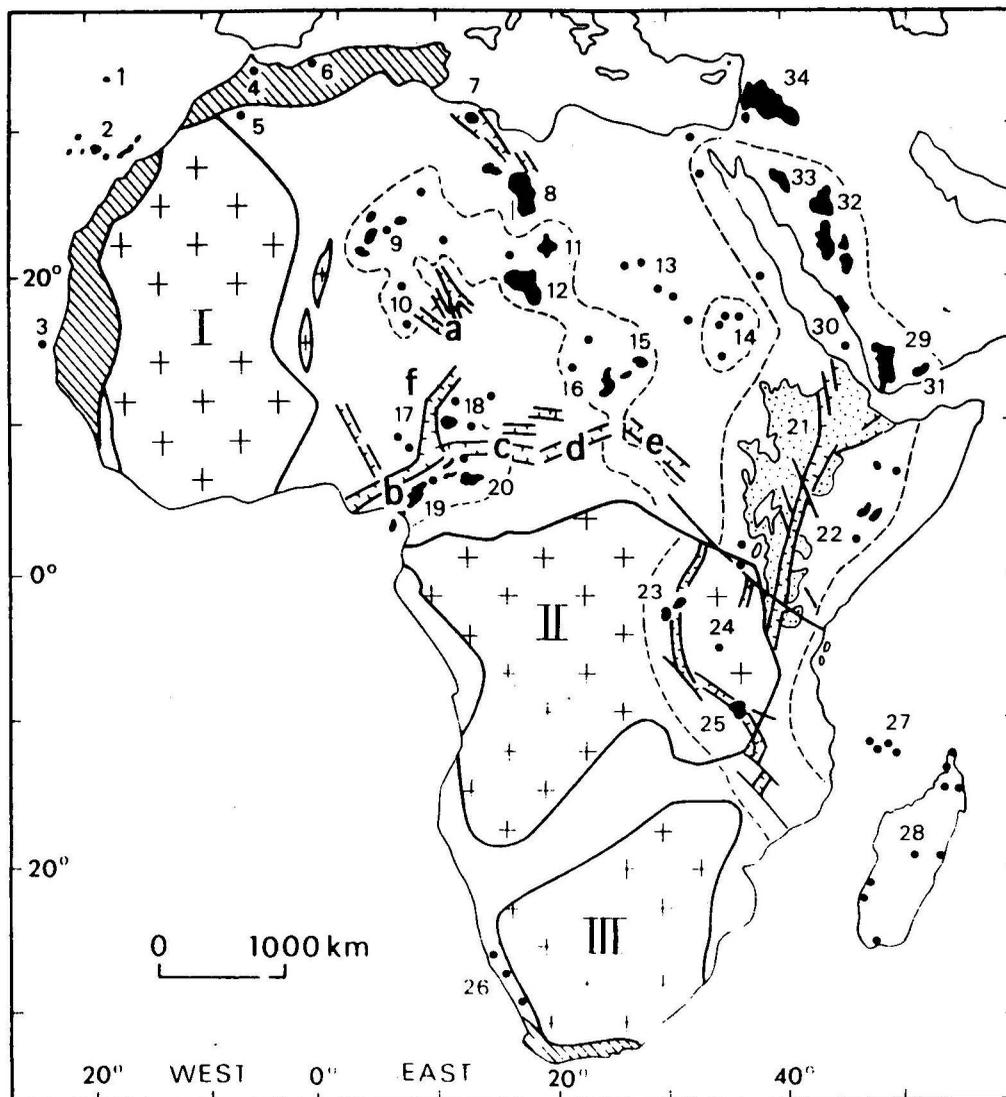
A l'échelle de la plaque Afrique, le Hoggar appartient, avec le Tibesti (Tchad), l'Air (Niger), le Darfur (Soudan) et la chaîne du Cameroun, à un ensemble de bombements d'échelle lithosphérique disposés à la périphérie d'une vaste dépression correspondant au bassin du lac Tchad (Fig. 1). Une intense activité magmatique s'est développée au sommet de tous ces bombements durant le Cénozoïque.

Topographiquement, le Hoggar apparaît comme un vaste dôme dissymétrique (à pente plus douce vers l'Ouest et le Nord-Ouest) de terrains précambriens (300.000 km<sup>2</sup>) d'environ 600 km de diamètre et de 700 m d'amplitude moyenne.

Les formations volcaniques cénozoïques se regroupent géographiquement en huit districts (Fig. 2). Sept d'entre eux - la Tahalgha, l'Atakor, le Manzaz, le Sud-Amadghor, l'Eggéré, le Nord-Anahef (région de Sérouénout) et de l'Adrar N'Ajjer - s'alignent suivant une direction NE-SW qui correspond à un linéament tectonique transverse bien visible en imagerie satellitaire, le «linéament de l'Oued Amded» (O.A.L., Fig.3). Ce linéament affecte la partie centrale du Hoggar et s'exprime sous la forme d'un couloir d'une centaine de kilomètres de large dans lequel la

densité des accidents NE-SW à ENE-WSW est très importante. Ces accidents appartiennent au système conjugué de décrochements post-panafricains (Ball, 1980) qui recoupent toutes les structures panafricaines ainsi que la couverture paléozoïque et mésozoïque. Le linéament de l'Oued Amded appartient en fait à un ensemble de linéaments dit "guinéo-nubien", d'orientation générale N70°, qui traverse l'Afrique de l'Atlantique à la Mer Rouge et qui a rejoué en permanence depuis le Lias jusqu'à l'Oligocène (Guiraud *et al.*, 1985). L'emplacement des districts volcaniques du Hoggar central et oriental semble donc avoir été contrôlé par ce linéament (Dautria et Lesquer, 1989). Le huitième district - celui d'In Ezzane - est situé à 350 kilomètres au Sud-Est de Djanet, en bordure de la dépression de l'Oued Tafassasset. Son histoire semble plutôt liée à celle des fossés ténéreus (Fig.2).

Le Hoggar oriental (d'environ 250 km de large), correspond à une zone topographiquement déprimée par rapport au reste du dôme. Cette zone est en fait constituée par une série de dépressions peu profondes (Amadghor, Nord-Anahef, Tafassasset, Nord-Tintarabine), partiellement comblées par des dépôts continentaux quaternaires. Certaines de ces dépressions (Amadghor, Nord-Anahef) conservent des traces de sédiments fluvio-lacustres d'âge vraisemblablement crétacé (Fig.2). Ces dépressions, auxquelles sont associées des anomalies gravimétriques positives de faible intensité et de courte longueur d'onde, représentent de toute évidence le prolongement nord des fossés tectoniques du Ténére (Dautria et Lesquer, 1989) (Fig.2 et 3). Dans ces fossés étroits (quelques dizaines de kilomètres) et très profonds (plusieurs milliers de mètres), la subsidence a été particulièrement intense durant le Crétacé inférieur et est restée active durant une grande partie du Cénozoïque (Guiraud *et al.*, 1992; Wilson et Guiraud, 1992). Ces fossés résultent de l'étirement que la lithos-



Les massifs volcaniques les plus étendus sont représentés par des pointillés, les plus restreints sous la forme de tâches ou de points noirs. Les noms de ces différents massifs sont les suivants:

- |                                    |                         |
|------------------------------------|-------------------------|
| 1 - Ile de Madère                  | 17 - Jos                |
| 2 - Archipel des Canaries          | 18 - Biu                |
| 3 - Archipel du Cap Vert           | 19 - Chaîne du Cameroun |
| 4 - Azrou - Timhadit (Moyen Atlas) | 20 - Adamaoua           |
| 5 - Djebel Siroua (Anti Atlas)     | 21 - Ethiopie           |
| 6 - Aïn Temouchent (Tell Oranais)  | 22 - Kenya              |
| 7 - Djebel Ghirian (Tripolitaine)  | 23 - Virunga            |
| 8 - Djebel Haroudj                 | 24 - Igwisi             |
| 9 - Hoggar                         | 25 - Rungwe;            |
| 10 - Air                           | 26 - Namibie;           |
| 11 - Eghei                         | 27 - Comores;           |
| 12 - Tibesti                       | 28 - Madagascar,        |
| 13 - Djebel Uveinat                | 29 - Yémen;             |
| 14 - Bayouda                       | 30 - Ile de Kod Ali;    |
| 15 - Meidob                        | 31 - Shuqra;            |
| 16 - Darfur (Djebel Marra)         | 32 - Harrat Khaybar;    |
|                                    | 33 - Harrat Uwayrid;    |
|                                    | 34 - Harrat As Shamad   |

Les cratons sont représentés par des croix: I - craton de l'Afrique de l'Ouest; II - craton du Congo; III - craton du Kalahari.

Les formations panafricaines et post-panafricaines sont en blanc. Seules les zones hachurées ont été affectées par des orogènes post-panafricaines. Les soulèvements d'échelle lithosphérique sont entourés par des lignes en pointillés et les fossés mésozoïques et cénozoïques sont soulignés par 2 traits parallèles. Les fossés d'Afrique centrale et occidentale sont différenciés par des lettres: a - Ténéré - Agadem; b - Bénoué; c - Yola; d - N'Gaoundéré; e - Abou Gabra; f - Congola.

Fig. 1 - Répartition des districts volcaniques cénozoïques à travers la plaque Afrique et la marge arabe.  
(D'après Dautria et Girod, 1987)



phère africaine a subi au moment de l'ouverture de l'Océan Atlantique-sud. Leur prolongement au Nord suggère que le Hoggar oriental a été affecté par ces mêmes événements distensifs.

Le bombement du Hoggar, comme d'ailleurs tous les bombements de l'Afrique de l'Ouest et centrale, est caractérisé par une anomalie gravimétrique fortement négative de grande ampli-

tude (jusqu'à -120mgal) et de longueur d'onde avoisinant 600 km (Crough, 1981; Lesquer *et al.*, 1988). D'après les calculs de Lesquer *et al.*, (1988), cette anomalie résulte de l'existence à l'aplomb du Hoggar d'un manteau anormalement léger. Cette zone de manteau allégé a globalement la forme d'une ellipse d'environ 400 km de grand axe et 200 km de petit axe (Fig.3); elle est centrée sur le Sud-Amadghor et en particulier sur le

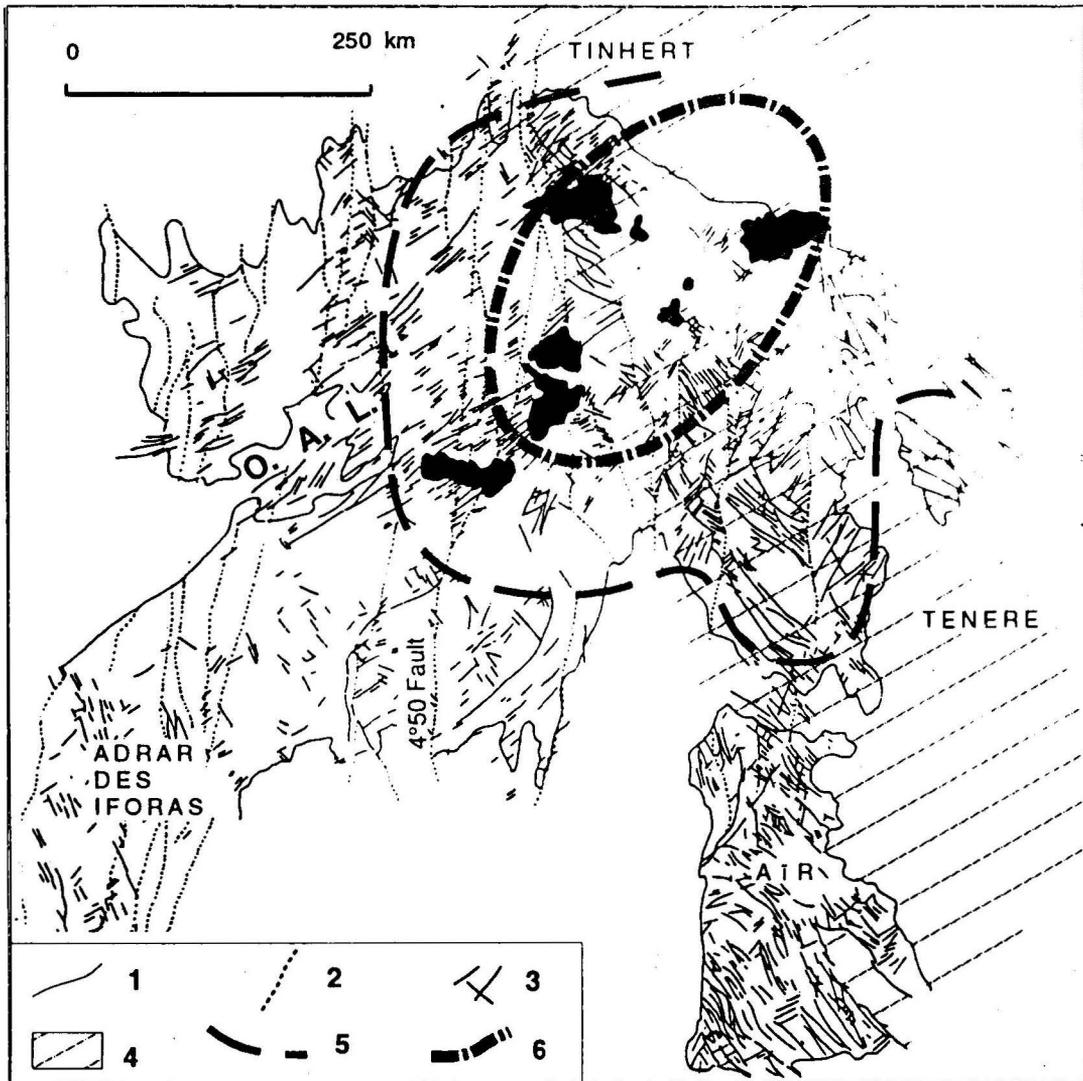


Fig. 3 - Carte tectonique du Hoggar et de ses marges.

1 - Contour du socle protérozoïque. 2 - Shear zones verticales panafricaines précoces. 3 - Décrochements tardifs. 4 - Zone affectée par la distension crétacée. 5 - Extension du bombement représentée par la courbe topographique 600m. 6 - manteau anormal. O.A.L. - Linéament de l'Oued Amded. Les districts volcaniques sont représentés en noir. (D'après: 1-2-3, Ball, 1980; 4, Dautria and Lesquer, 1989; 5 et 6, Lesquer *et al.*, 1988).

massif volcanique du Taharaq ; son toit est à une cinquantaine de kilomètres de profondeur. Cette zone de manteau allégé est donc située au sein de la lithosphère. L'axe d'allongement de cette structure est orienté NE-SW et se superpose avec le linéament de l'Oued Amded. Comme l'ont montré Dautria et Lesquer (1988), ce manteau anormal s'est développé dans le prolongement des fossés du Ténéré et à l'intersection de ceux-ci avec le linéament de l'Oued Amded. L'allègement du manteau lithosphérique à l'aplomb du Hoggar et, par conséquent, le bombement de cette région, pourraient donc être, du moins en partie, associés à la phase distensive crétacée. On peut alors supposer que, durant cette période d'extension, la lithosphère du Hoggar s'est progressivement amincie et que sa partie inférieure a été remplacée par du manteau asthénosphérique plus léger.

L'origine de l'allègement du manteau hoggarien reste encore un sujet de débat (Lesquer *et al.* 1988; Dautria et Lesquer, 1989). On explique habituellement la diminution de densité du manteau lithosphérique par son réchauffement *in-situ*, et/ou son amincissement et son remplacement par des matériaux du manteau asthénosphérique, et/ou son changement de composition chimique associé à la percolation de liquides magmatiques (veinage et métagénèse). On associe généralement ces différents mécanismes soit à du rifting soit à des points chauds. Quoiqu'il en soit, tous ces mécanismes postulent le développement, à un moment donné de l'histoire du bombement, d'une anomalie thermique au sein du manteau supérieur. Lesquer *et al.* (1989) ont montré que le Hoggar est caractérisé par un flux géothermique moyen de  $53 \text{ mW m}^{-2}$ , proche de la moyenne mondiale pour les chaînes précambriennes ( $50 \text{ mW m}^{-2}$ ). Le flux géothermique à l'échelle du bombement ne semble donc pas actuellement perturbé: il correspond à celui d'une lithosphère stable d'environ 100 km d'épaisseur. Toutefois, une augmentation locale de flux de chaleur ( $63 \text{ mW m}^{-2}$ ) existe à l'aplomb de l'un des massifs volcaniques cénozoïques (Atakor). Cette perturbation serait liée à une

structure thermique de petite taille, elle-même associée à l'activité volcanique récente de cette région. Les travaux de Takherist et Lesquer (1989) et de Takherist (1990), sur le flux de chaleur et les vitesses de propagation des ondes sismiques à partir de l'enregistrement des séismes lointains à l'aplomb des bassins sahariens et de leur marge, montrent que le Hoggar se situe à la limite de deux domaines: l'un, septentrional (celui des bassins sahariens), caractérisé par un manteau supérieur anormalement lent ( $4,2 < V_s < 4,4$ ) et chaud et l'autre, méridional (celui du Hoggar), caractérisé par des vitesses et des températures normales (Lesquer *et al.*, 1990). En conclusion, on peut dire que le manteau lithosphérique du Hoggar est actuellement normal au point de vue sismique et thermique. Si une anomalie thermique à l'échelle du bombement a existé, elle est actuellement dissipée. D'après les calculs de Lesquer *et al.* (1988), compte tenu des dimensions de la zone de manteau anormal, son âge devrait être d'au moins 60 Ma.

### 3 - LE MAGMATISME CENOZOÏQUE

En dehors du fait que sept des huit districts volcaniques cénozoïques s'alignent suivant une direction NE-SW correspondant au linéament de l'Oued Amded (Fig. 2), on peut constater que la distribution de ces districts par rapport à la géométrie du bombement, et plus particulièrement par rapport à la géométrie de la zone de manteau allégé, n'est pas quelconque (Fig. 3). Le district du Sud-Amadghor, et en particulier le massif du Taharaq, est situé au sommet de l'anomalie gravimétrique. Les autres massifs ont des positions périphériques et sont donc situés sur les flancs de cette anomalie.

Seulement deux de ces districts périphériques, l'Atakor (Girod, 1971 ; Dupuy *et al.*, 1994) et la Tahalgha (Dautria, 1987; Dautria *et al.*, 1988) ont fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée. De plus, nous disposons d'informations géochro-

nologiques permettant de retracer globalement l'histoire de ces deux massifs. En ce qui concerne l'Atakor, le volcanisme est essentiellement mio-pliocène (Girod, 1971; Rognon *et al.*, 1981; Rognon *et al.*, 1983). Dans le cas de la Tahalgha, d'après les datations K-Ar effectuées récemment (Ait Hamou *et al.*, 1994), le volcanisme serait entièrement plio-quadernaire.

Le district du Sud-Amadghor constitue un sujet d'étude particulièrement intéressant par de nombreux aspects:

- sa position privilégiée (au sommet de l'anomalie);
- sa particularité d'associer dans un espace relativement restreint (80x60 km) l'empilement de coulées basaltiques le plus important du Hoggar et une douzaine de massifs volcano-plutoniques annulaires;
- son âge supposé crétacé moyen à supérieur d'après Remy, 1959.

Les travaux que nous avons récemment effectués sur les différents massifs de ce district ont confirmé que le Sud-Amadghor était bien un secteur-clé pour la compréhension de l'origine et de l'évolution du magmatisme cénozoïque hoggarien. Ces travaux montrent en effet que le magmatisme de cette région est bien le plus précoce du Hoggar et que son affinité le distingue de tous les autres districts.

Compte tenu de toutes les informations pétrologiques et géochronologiques dont nous disposons actuellement, il nous est possible d'ébaucher une histoire du magmatisme cénozoïque du Hoggar. Deux phases majeures semblent devoir être distinguées: une phase anté-miocène exprimée uniquement dans le Sud-Amadghor et une phase mio-plio-quadernaire correspondant à l'édification de tous les districts alcalins périphériques.

### 3. 1 - Le magmatisme précoce anté-miocène

Les épanchements volcaniques et les intrusions plutoniques correspondant à cette phase sont regroupés au Sud de la plaine de l'Amadghor. Au point de vue morphologique et pétrographique, deux unités sont à distinguer: d'une part, le massif de Taharaq, constitué d'un empilement de coulées de basalte et d'autre part, les massifs volcano-plutoniques annulaires intrusifs soit dans le socle précambrien, soit dans la couverture gréseuse d'âge vraisemblablement crétacé (grès de Serouénout), soit dans les formations basaltiques de Taharaq.

#### 3.1. 1 - Le massif volcanique du Taharaq

Les épanchements volcaniques qui composent le massif du Taharaq, recouvrent le socle granito-gneissique du Précambrien de l'Amadghor. Leur accumulation sous forme de coulées superposées de faible épaisseur (5-10m) lui confère une morphologie caractéristique de «trapp» unique au Hoggar. Ce trapp est recoupé par un réseau dense de dykes. La présence de ce réseau associé à l'absence totale de niveau pyroclastique entre les coulées suggère une origine fissurale pour ce volcanisme.

Le massif du Taharaq est fortement érodé et sa taille actuelle est relativement modeste ( $\approx 400\text{km}^2$ ) par rapport à celle des districts alcalins plus récents ( $900-2800\text{ km}^2$ ). L'épaisseur des volcanites y est cependant très importante (300-700m) si on la compare à celles de districts alcalins (quelques dizaines de mètres) et le volume des laves actuellement conservées reste le plus grand du Hoggar ( $\approx 200\text{ km}^3$ ). De plus si l'on tient compte de la distribution des buttes témoin basaltiques à la périphérie du Taharaq et de l'épaisseur nécessaire pour créer, au sein des volcanites, les conditions plutoniques indispensables à la formation des intrusions grenues qu'on y rencontre, on peut estimer le volume de lave émise à plus de  $1000\text{ km}^3$ .

Les résultats de l'étude que nous avons réalisée sur ce massif (Aït Hamou *et al.*, 1994) seront résumés dans les paragraphes qui suivent.

### Géochronologie

Une vingtaine de datations, par la méthode K -Ar sur roche totale, ont été réalisées sur les laves du Taharaq. Les âges obtenus sont compris entre 44 et 20 Ma. Ces âges, du moins les plus récents, sont problématiques. De très nombreuses coulées présentent des traces d'altération minéralogique d'origine hydrothermale, en relation avec la mise en place des intrusions plutoniques. Bien que les échantillons présentant de telles modifications n'aient pas fait l'objet de datation, il est probable que, parmi les roches datées, certaines aient, malgré tout, été soumises à cet hydrothermalisme de manière cryptique. Ceci aurait pu conduire à la réouverture partielle des systèmes en ce qui concerne l'argon. Cette crainte est d'ailleurs confirmée par le fait que la corrélation entre âge et stratigraphie est relativement mauvaise. Toutefois, les âges les plus anciens restent fiables. Deux des intrusions considérées comme responsables de l'hydrothermalisme ont été datées: le massif annulaire de la Telleghetba (Nord-Ouest du Taharaq) a donné un âge de 35 Ma (Rossi *et al.*, 1979), le complexe plutonique dit du «Taharaq-nord» (Rémy, 1959) a donné lui-aussi un âge de 35 Ma (Cantagrel, communication personnelle). Ceci suggère que l'âge du volcanisme du Taharaq est compris entre 45 et 35 Ma (Eocène moyen-supérieur).

### Pétrologie et géochimie

Les laves du Taharaq sont représentées par :

- 60% de basalte porphyrique (environ 5% de phénocristaux). Les phénocristaux sont l'olivine ( $\text{Fo}_{88-73}$ ), l'augite titanifère ( $\text{Wo}_{42-50}\text{Fs}_{3-14}\text{En}_{40-48}$ ) et, en quantité moindre, le plagioclase ( $\text{An}_{83-54}$ ). Parmi ces basaltes, se distinguent quelques rares coulées d'ankaramite (% de phénocristaux > 20).

Ces basaltes ne renferment ni xénolites basiques ou ultrabasiques d'origine mantellique ou infracrustale, ni mégacristaux. Ceci les distingue nettement des basaltes alcalins périphériques qui en contiennent toujours, parfois même en grande quantité (Girod *et al.*, 1981; Leyreloup *et al.*, 1982; Dautria *et al.*, 1987(b); Kornprobst *et al.*, 1987);

- 35% de trachy-basalte faiblement porphyrique à aphyrique. Les phénocristaux sont le plagioclase ( $\text{An}_{60-50}$ ) et l'augite;

- 5% de trachy-andésite à phénocristaux d'andésite-oligoclase et de feldspath alcalin.

Les basaltes de la série du Taharaq sont tous à hypersthène (3 à 16%) et à olivine (2 à 18%) normatif (Tab. I). Le quartz normatif apparaît, mais en faible proportion (<3%), dans certains trachy-basaltes. Dans le diagramme alcalins-SiO<sub>2</sub>, ces roches se placent à la limite des champs des laves alcalines et tholéitiques (Fig. 4). Ceci constitue une originalité majeure pour ce massif par rapport aux districts volcaniques périphériques mio-plio-quadernaires qui sont tous franchement alcalins.

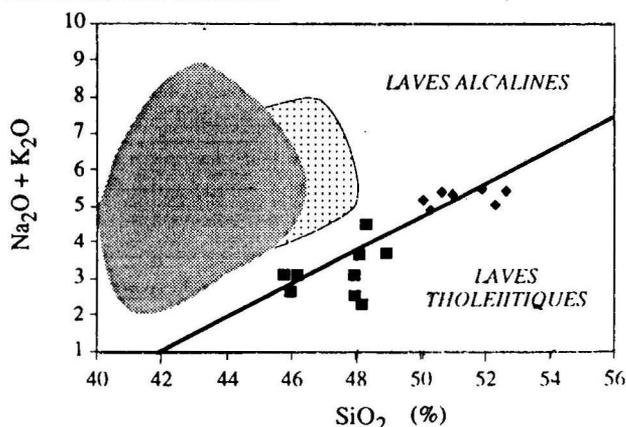


Fig. 4 - Comparaison entre les basaltes du Taharaq et ceux des districts périphériques dans un diagramme alcalin SiO<sub>2</sub> (en poids %). (D'après Aït-Hamou *et al.*, 1994)

La droite limitant le champ des laves alcalines et tholéitiques est extraite de Mac Donald et Katsura (1964). Carrés noirs: basaltes du Taharaq; Losanges noirs: trachy-basaltes de la Tahalga; aire ombrée: champ de basaltes de la Tahalga; aire en pointillés: champ de basalte de l'Atakor.

Les basaltes du Taharaq peuvent donc être considérés comme des tholéïtes à olivine. Leurs teneurs en  $K_2O$  (0,5-1,4%),  $Na_2O$  (1,6-3%),  $TiO_2$  (2,2-4,1%) et  $P_2O_5$  (0,4-0,7%) sont relativement faibles comparées aux basaltes alcalins mio-plio-quaternaires (respectivement 0,5-2,5%, 2,6-4,5%, 3,4-4,9% et 0,7-1,3%). Ils ont aussi des teneurs systématiquement plus faibles en éléments en trace incompatibles (Ba : 222 à 461 ppm; Rb : 25 à 123 ppm; Sr : 342 à 664 ppm), à l'exception des plus incompatibles. Les rapports La/Yb, Sc/Yb sont également discriminants: La/Yb augmente de 9 à 14 dans les tholéïtes du Taharaq et de 25 à 40 dans les basaltes alcalins alors que Sc/Yb décroît respectivement de 12 à 21 et de 3 à 14.

### 3.1.2 - Les massifs annulaires

Une douzaine de complexes volcano-plutoniques à structure annulaire ont été répertoriés dans le Sud-Amadghor. Ils sont tous regroupés à la périphérie du massif du Taharaq, certains même recoupent les épanchements basaltiques de ce massif. Pour une description de ces complexes, on se référera aux travaux de Rémy (1959). La plupart de ces complexes ont été récemment rééchantillonnés, pour une étude géochronologique et pétrologique détaillée. Nous ne présenterons ici que les deux massifs sur lesquels nous avons déjà obtenu des résultats originaux.

#### *Le massif de l'Achkal*

Ce complexe annulaire est situé à moins de 10 km au Nord-Ouest du Taharaq. Il se distingue par sa forme circulaire quasi-parfaite et par sa taille (4 km de diamètre) relativement importante. Il est entièrement entouré d'un anneau de basalte type Taharaq qu'il métamorphose et dans lequel il est intrusif. Rémy (1959) décrit ce complexe comme étant constitué d'une succession d'intrusions plutoniques hémi-circulaires centrées sur une extrusion

extrusion rhyolitique en forme de dôme. Nos observations de terrain (absence de septum de terrain encaissant entre les différentes intrusions, passage progressif d'un type pétrographique à l'autre) ainsi que l'étude en lames minces et les analyses chimiques (éléments majeurs et traces) confirment l'existence d'un continuum pétrographique depuis les mélagabbros jusqu'aux syénites (Maza, communication personnelle). Ceci suggère une intrusion unique qui s'est différenciée *in situ*. Les travaux en cours conduisent à penser que le magma initial avait une composition de basalte faiblement alcalin d'affinité assez comparable à celle des basaltes du Taharaq (Maza, communication personnelle).

Sur trois roches datées par la méthode K-Ar, les résultats obtenus donnent 22 Ma pour un leucogabbro et 29 Ma pour une monzonite (Cantagrel, communication personnelle). L'extrusion rhyolitique a elle aussi fait l'objet d'une datation : son âge est de 24 Ma. Ces valeurs confèrent à ce complexe un âge relativement tardif (Oligocène supérieur) par rapport au Taharaq.

Un important réseau de filons annulaires et radiaires recoupe le complexe plutonique et ses basaltes encaissants. On y retrouve les équivalents microgrenus ou aplitiques des roches du complexe, avec une nette prédominance des microdiorites et des aplites syénitiques.

#### *Le massif d'In-Roundoum*

Ce complexe annulaire, d'environ 3 km de diamètre, est situé à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est du Taharaq. La partie centrale de ce massif est occupée par une intrusion de monzonite à gros grains. L'anneau le plus externe est apparemment constitué d'un gabbro très altéré et injecté d'un grand nombre de dykes de roches variées. Un complexe filonien très dense recoupe tout cet appareil : filons de micro-gabbros, et surtout d'aplite syénitique et de microsyénite.

Les mesures réalisées sur trois de ces filons donnent un âge compris entre 22 et 28 Ma (Cantagrel, communication personnelle). Le complexe filonien d'In-Roundoum est donc sub-contemporain de l'Achkal.

En résumé, on peut dire que l'activité magmatique du district Sud-Amadghor s'est développée entre -45 et -22 Ma. Le nombre restreint de mesures d'âge dont on dispose actuellement (une trentaine dont seulement une vingtaine de fiables) ne permet pas de savoir si cette activité a été permanente durant cette période ou bien si plusieurs phases se sont succédées dans le temps. Cependant, il semble que les épanchements volcaniques du Taharaq (de -45 à -35 Ma) aient précédé la mise en place des complexes volcano-plutoniques (de -35 à -25 Ma).

### 3. 2 - Le magmatisme tardif mio-plio-quaternaire

Au Miocène inférieur, l'activité volcanique migre depuis le sommet de l'anomalie gravimétrique vers sa périphérie. Cette seconde période d'activité a débuté il y a une vingtaine de millions d'années dans l'Atakor (Girod, 1971). Au point de vue pétrologique, les différents districts périphériques se ressemblent fortement: les laves qu'on y rencontre sont toutes d'affinité alcaline (Girod, 1976). Le type pétrographique le plus représenté est une basanite faiblement porphyrique, avec des teneurs en néphéline normative comprises entre 5 et 10%.

Les 4 districts de l'Atakor, de la *Tahalgha*, de l'*Eggéré* et de l'*Adrar N' Ajjer* semblent avoir eu des histoires volcanologiques assez semblables. L'activité a commencé par une phase émissive assez intense, uniquement basaltique et de dynamisme vraisemblablement strombolien. Les points d'émission de ces basaltes sont actuellement réduits à l'état de necks et de dykes, et les

coulées qui s'en sont échappées présentent une inversion de relief marquée, en particulier dans l'Atakor où cette phase a été la plus développée. La seconde phase a été moins intense. Basaltes et laves différenciées se sont épanchés en même temps. Les points d'émission de ces laves basiques sont le plus souvent conservés: il s'agit de cônes stromboliens partiellement érodés. C'est durant cette phase que se sont mises en place les intrusions et les extrusions de trachyte et de phonolite que l'on rencontre dans tous ces districts. C'est encore dans l'Atakor que le plus grand volume de laves différenciées a été émis. Une activité très réduite s'est poursuivie dans chaque district jusqu'au Quaternaire récent. Elle est responsable de l'édification de quelques petits cônes stromboliens parfaitement conservés et de quelques cratères d'explosion situés à la périphérie des districts. Les laves émises au cours de cette dernière phase sont des laves non différenciées fortement sous-saturées en  $\text{SiO}_2$  (basanites et néphélinites contenant jusqu'à 20% de néphéline normative), toujours riches en enclaves mantelliques et en mégacrystaux (augite salitique, kaersutite...).

Les âges de déclenchement de l'activité volcanique dans ces 4 districts varient entre le Miocène et le Pliocène. Ces âges augmentent, semble-t-il, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du sommet de l'anomalie gravimétrique. De tous les districts périphériques, l'Atakor a la position la plus centrale. Le volcanisme de ce massif a débuté il y a 20 Ma et la phase paroxysmale basaltique a eu lieu entre -20 et -16 Ma (Miocène inférieur). 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*) sont d'âge pliocène. Par contre dans la *Tahalgha*, l'activité volcanique a débuté il y a à peine 5 Ma et les roches différenciées ont des âges voisins de 3 Ma. (Aït Hamou *et al.*, 1994). On ne dispose pas actuellement de mesure d'âge absolu sur les roches volcaniques de l'*Eggéré* et

de l'*Adrar N' Ajjer*, mais compte tenu du fait que les morphologies volcaniques y ont le même état de conservation que dans la Tahalgha, il est vraisemblable que ces trois districts soient sub-contemporains. Leur activité serait donc intégralement plio-quadernaire.

L'histoire volcanologique du district du *Nord-Anahéf* (région de Sérourénout) diffère des précédentes. Elle semble moins complexe et moins étalée dans le temps. Ce district correspond en effet à une série de pointements basanitiques (dykes, necks, lambeaux de coulées en inversion de relief) et phonolitiques, tous fortement disséqués par l'érosion. Basanites et phonolites sont intrusives soit directement dans le socle précambrien soit dans la couverture fluvio-lacustre crétacée (grès de Sérourénout) et semblent avoir le même âge. Selon les premiers résultats géochronologiques (Aït Hamou *et al.*, 1994), l'activité volcanique du Nord-Anahéf serait d'âge miocène moyen (16 Ma). Elle serait donc contemporaine de l'activité paroxysmale de l'Atakor. Cet âge relativement ancien est en accord avec le fait que ce district est relativement proche du sommet de l'anomalie.

L'étude des enclaves de péridotite remontées par les basaltes les plus récents (Dautria, 1987) suggère, par ailleurs, que le volcanisme des districts périphériques est associé à des remontées diapiriques locales du manteau asthénosphérique, comme l'ont proposé Nicolas *et al.*, (1987) pour le Massif Central français. Seuls les massifs de la Tahalgha (Dautria *et al.*, 1988) et de l'Atakor (Dupuy *et al.*, 1994) ont fait l'objet d'une étude géochimique et isotopique. Les modélisations basées sur les éléments en trace ont montré que les sources des basaltes de ces deux districts contenaient un composant très enrichi en éléments incompatibles et en volatils, composant assimilable à un liquide kimberlitique selon Dautria *et al.*, 1988. Par ailleurs, les basaltes initiaux sont systématiquement appauvris en éléments incom-

patibles par rapport aux basaltes les plus récents. D'après Dautria (1988), cette évolution géochimique est le résultat du refroidissement des diapirs mantelliques à l'aplomb de ces districts. Ce refroidissement aurait eu pour conséquence à la fois une diminution du taux de fusion et un enfoncement des sources au sein du diapir, dont la teneur en composant enrichi augmenterait avec la profondeur.

#### 4 - DISCUSSION

A l'échelle du bombement, le magmatisme cénozoïque du Hoggar présente des évolutions spatio-temporelles de composition, remarquables. L'activité magmatique a débuté à l'Eocène par l'épanchement de basaltes tholéitiques (Taharaq) au sommet de l'anomalie gravimétrique ; elle s'est poursuivie, à partir du Miocène, par l'émission de basaltes alcalins à la périphérie de cette anomalie. De plus, l'âge du déclenchement du volcanisme dans les différents districts périphériques semble varier en fonction de leur position par rapport au centre de l'anomalie: les districts les plus récents (Tahalgha, Eggéré, Adrar N' Ajjer) sont aussi les plus éloignés. Ce dispositif évoque le modèle de point chaud proposé par Wyllie (1988). Selon cet auteur, le manteau lithosphérique situé au dessus d'un panache mantellique deviendrait progressivement ductile et capable de fluer. Dans le cas d'une lithosphère statique, ce fluage se développerait de manière symétrique tout autour de l'apex du panache. Dans la colonne ascendante du panache, les matériaux, sous l'effet de la décompression, subiraient une fusion partielle à faible taux, générant ainsi des liquides pauvres en SiO<sub>2</sub> et riche en alcalins, en éléments incompatibles et en volatils. Ces liquides seraient susceptibles d'être entraînés latéralement par le fluage mantellique et de s'injecter dans le manteau lithosphérique sus-jacent. Ces liquides auraient

un volume suffisamment petit et une vitesse d'entraînement suffisamment lente pour que se développe une re-équibration permanente avec les péridotites dans lesquelles ils se sont injectés. Leur composition pourrait ainsi changer jusqu'à atteindre celle d'un magma basanitique. La zone de fusion partielle majeure se situerait bien sûr à l'apex du panache. Là, des températures de l'ordre de 1500°C pourraient être atteintes et la fusion anhydre des péridotites pourrait même se développer. Les liquides générés dans ces conditions seraient picritiques et leur extraction s'opérerait dans une aire de dimension comparable à celle de la colonne ascendante. Les magmas tholéitiques dériveraient de ces picrites par cristallisation fractionnée dans des réservoirs magmatiques superficiels. Selon ce modèle, les basaltes tholéitiques s'épancheraient au dessus de l'apex du panache et les basaltes alcalins à la périphérie. Dans le cas d'une lithosphère statique, cette distribution spatiale resterait théoriquement invariable pendant la durée de fonctionnement du point chaud. En outre, dans le cas où un point chaud s'individualiserait, il semble bien que le volcanisme tholéitique doive précéder l'alcalin. Dans le cas d'une lithosphère se déplaçant au dessus d'un point chaud, une chaîne de volcans tholéitiques doit se constituer en surface. Dans un lieu donné, le volcanisme tholéitique doit être à la fois précédé et suivi d'une phase alcaline comme à Hawaii.

Dans le cas du Hoggar, l'absence de chaîne tholéitique ainsi que la position centrale du district tholéitique par rapport aux districts alcalins, conduisent à penser que s'il y a eu point chaud, il s'est développé en condition de lithosphère statique. Dans cette hypothèse, le district tholéitique du Taharaq correspondrait à l'apex de ce point chaud. Pour étayer cette hypothèse, il est nécessaire de répondre aux deux questions principales suivantes. La première concerne la signature géochimique et isotopique des basaltes afin de voir si un composant «panache mantellique» peut y être décelé. Les données

récemment acquises (Dupuy *et al.*, 1994 ; Aït Hamou *et al.*, 1994) constituent des éléments de réponse à cette première question. La seconde question est d'ordre géodynamique et concerne la mobilité de la plaque Afrique.

### *Signature géochimique et isotopique des laves du Hoggar*

D'après Allègre *et al.* (1981), les basaltes du Hoggar sont exempts de toute contamination crustale. D'un point de vue isotopique, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  des tholéites du Taharaq sont compris respectivement entre 0.70375-0.70459 et 0.51261-0.51282 (Tab. 1) (Aït Hamou *et al.*, 1994). Ces tholéites se distinguent de façon significative des basaltes alcalins périphériques (Fig. 5) dans lesquels les rapports du Sr sont légèrement plus faibles (0.70318 - 0.70374) et ceux du Nd plus élevés (0.51284-0.51294) (Allègre *et al.*, 1981; Dupuy et Chikhaoui, 1994). De telles variations sont comparables à celles rencontrées en contexte océanique (à Hawaii, par exemple) et en contexte continental (le Sud-Est de l'Australie, par exemple) (Still *et al.*, 1986; McDonough *et al.*, 1985). Ces variations sont habituellement inter-prétées comme étant le résultat d'une interaction entre deux sources, l'une appauvrie et l'autre enrichie. A Hawaii, Chen et Frey (1985) ont montré que le composant appauvri était la lithosphère sub-océanique et que celui enrichi serait représenté par les matériaux d'un panache mantellique. Dans le cas du rift du Rio Grande, Perry *et al.* (1987) ont proposé une interprétation différente où le composant enrichi serait le manteau lithosphérique sub-continental. Ces explications contradictoires mettent en relief la difficulté qu'il y a d'identifier la nature du composant enrichi. Cela est encore plus difficile dans le cas d'un contexte continental : en effet le manteau lithosphérique sub-continental est très hétérogène, et comme l'a montré Menzies (1989), il peut être soit appauvri

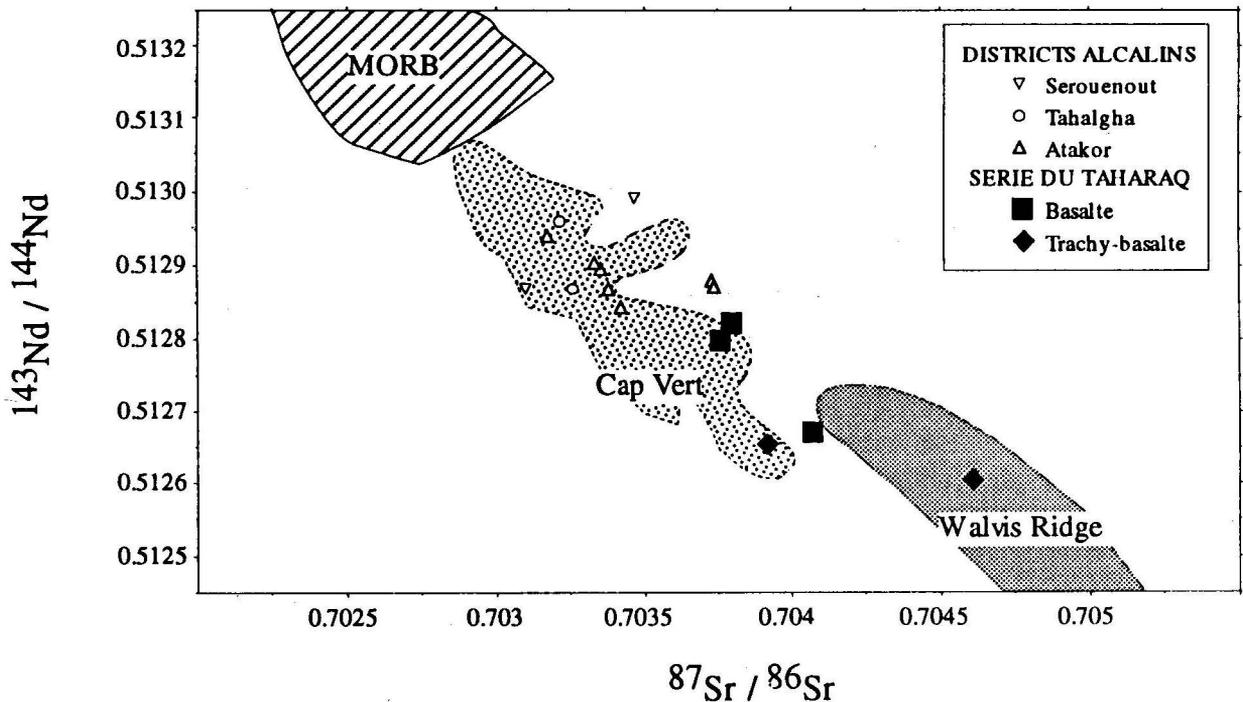


Fig. 5 - Compositions isotopiques des basaltes du Hoggar replacées dans un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . (D'après Aït-Hamou *et al.*, 1994).

soit enrichi. Dans le cas du Hoggar, les études sur les enclaves de péridotites remontées par les basaltes alcalins (Girod *et al.*, 1981; Dupuy *et al.*, 1986; Dautria, 1987) ont montré que le manteau lithosphérique situé entre 50 et 70 km de profondeur était plutôt appauvri. Ceci ajouté aux similarités observées entre les teneurs en éléments incompatibles et leurs rapports mesurés dans les basaltes du Hoggar et ceux d'Hawaii, suggèrent que le composant enrichi pourrait bien être un panache (Aït Hamou *et al.*, 1994). Cependant, compte tenu du fait que la lithosphère du Hoggar a vraisemblablement été amincie au Crétacé et que sa partie inférieure peut avoir été remplacée par des matériaux ayant une signature géochimique et isotopique asthénosphérique, il est possible aussi que le composant enrichi soit simplement la base de la lithosphère. Les arguments géochimiques et isotopiques à eux seuls ne permettent donc pas de décider de l'origine du composant enrichi.

Quant à la signature isotopique des basaltes alcalins des districts périphériques, elle serait due au fait que les liquides issus de la source enrichie auraient subi des modifications chimiques et isotopiques en interagissant (par percolation et diffusion) avec le manteau lithosphérique (Dupuy *et al.*, 1994)

#### *Mobilité de la plaque Afrique*

Si l'on se réfère aux données de Duncan et Richards (1991), on peut constater que la vitesse de déplacement de la plaque Afrique, au niveau du Hoggar, a brusquement diminué, il y a environ 60 millions d'années (Fig. 6). De plus de 4 cm/an on est passé à moins de 1 cm/an. Le ralentissement maximum a eu lieu entre -50 et -40 millions d'années (<0,5 cm/an). La vitesse a augmenté de nouveau à partir de 35 Ma (2 cm/an) et elle est actuellement de l'ordre de 1,5 cm/an. Compte

**Tab. I - Compositions chimiques en éléments majeurs (%), trace (ppm) et isotopiques de quelques basaltes et trachy-basaltes représentatifs du district du Taharaq.**

N° coulée N° analyse	2 8819	4 8821	9 8824	15. 8828	17 8943	19 8830	23 9181	27 9185	C3(1) 8831	5 8938	18 8829	21 9176	26 9184	29 9186	34 9201	C4 8833	CB3 9213
SiO <sub>2</sub>	45.00	45.20	47.15	45.58	47.58	47.42	47.10	47.29	47.92	51.10	49.17	51.00	49.24	49.05	50.40	51.80	53.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.75	11.89	12.30	12.00	14.95	11.68	8.80	10.15	14.33	14.94	16.00	15.60	16.20	15.26	15.70	14.95	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	14.34	12.35	14.30	12.82	13.42	12.60	12.59	12.88	11.02	10.86	10.94	11.82	11.94	11.60	10.85	7.34
MnO	0.17	0.18	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.15	0.13	0.15	0.17	0.20	0.18	0.16	0.20
MgO	12.85	7.92	8.00	7.68	9.70	10.20	14.55	12.70	5.45	3.80	2.76	3.10	4.07	3.95	4.13	3.83	2.32
CaO	10.72	11.50	10.25	11.21	4.38	9.34	9.80	10.20	9.43	8.25	8.49	8.30	7.67	8.33	8.17	7.70	5.37
Na <sub>2</sub> O	1.66	2.10	2.42	2.12	3.04	2.22	1.60	1.86	2.54	3.53	3.42	3.02	3.25	3.38	3.33	3.58	4.78
K <sub>2</sub> O	0.93	0.94	1.16	0.88	1.36	0.83	0.60	0.55	1.05	1.80	1.65	1.84	1.52	1.62	2.00	1.72	3.70
TiO <sub>2</sub>	3.44	4.12	3.48	4.17	3.68	2.90	2.00	2.58	3.48	2.96	3.10	2.73	3.13	3.33	3.10	2.86	2.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.83	0.53	0.66	0.48	0.73	0.50	0.37	0.41	0.60	0.85	0.78	0.77	0.72	0.73	0.75	0.84	0.88
L.O.L.	1.86	0.95	1.50	1.22	1.40	0.91	1.45	1.44	1.77	2.31	2.89	2.10	1.40	1.27	0.48	0.95	2.53
Total	99.61	99.67	99.43	99.82	99.82	99.60	99.05	99.95	99.63	100.71	99.25	99.55	99.19	99.06	99.84	99.24	99.26
"mg"	0.69	0.55	0.59	0.54	0.45	0.63	0.72	0.69	0.48	0.44	0.36	0.39	0.43	0.42	0.45	0.44	0.41
I.D.	20	23	27	23	34	24	17	19	28	42	39	3	37	38	40	42	61
Qz norm.										1.6		3				1	
Hy norm.	6	3	10	7	4	11	13	11	16	13	11	12	16		10	15	
Ol norm.	18	12	8	10	8	14	18	15	2				2		4		7
Ne norm.																	1
Lc norm.																	
Li	10	8	9	6	7	6			6	5	6					7	
Ba	281	277	356	298	420	299	222	256	461	520	485	558			598	565	1031
Rb	15	21	25	20	23	18	14	13	18	35	26	30	28	28	46	37	82
Sr	541	623	629	587	645	486	342	393	664	692	867	705	693	702	845	736	1140
Y	31	30	32	31		27	23	22	34			38			37	42	51
Zr	308	258	284	245		226	171	187	300			362			366	402	681
Nb	66	55	66	52		42	31	39	63			71			83	82	201
V	281	350	298	364	306	263	210	263	290	250	243	234			255	234	106
Cr	698	210	367	210	25	356	572	648	73	5	21	12			20	4	15
C	63	60	50	60	38	63	76	67	44	29	29	29			32	27	7
Ni	363	110	154	103	29	196	267	286	52	9	19	12			12	8	
Cu	81	106	84	91	78	54	39	62	70	19	35					24	
Zn	113	120	116	121	149	116	96	100	113.0	128	118					128	
La	35.5	30.2	33.6	28.3		26.5	20.9	25.2	38.1			47.1			53.8	50.7	99.2
Ce	83.3	70.0	80.7	66.3		61.7	49.8	56.7	90.1			108.6			121.4	116.7	210.9
Nd	46.5	38.7	43.9	36.5		32.4	27.1	31.0	46.6			53.5			59.7	59.5	97.3
Sm	9.4	8.4	9.1	7.7		7.3	5.79	6.36	9.7			10.91			11.65	12.2	16.9
Eu	2.95	2.66	2.88	2.63		2.36	1.81	2.02	2.98			3.32			3.5	3.64	4.95
Tb	1.16	1.13	1.13	1.09		0.98	0.79	0.88	1.23			1.4			1.4	1.51	1.95
Yb	1.9	1.94	2.02	1.76		1.76	1.52	1.6	2.28			2.69			2.48	2.72	3.83
Lu	0.28	0.27	0.3	0.26		0.26	0.23	0.248	0.34			0.41			0.389	0.4	0.538
Th	3.2	3.1	3.7	2.9		2.5	2.22	2.59	4.1			5.27			5.5	5.6	11.4
Hf	6.5	5.7	6.3	5.5		5.1	3.9	4.3	6.8			7.8			7.8	8.5	12.7
Ta	3.67	3.05	3.54	2.97		2.39	1.83	2.34	3.63			3.76			4.7	4.45	10.29
Sc	27	30	24	30		27	31	33	25			18			20	17	7
87Sr/86Sr			0.703748	0.703793			0.704060					0.703911				0.704592	
143Nd/144Nd			0.512804	0.512825			0.512677					0.512659				0.512610	

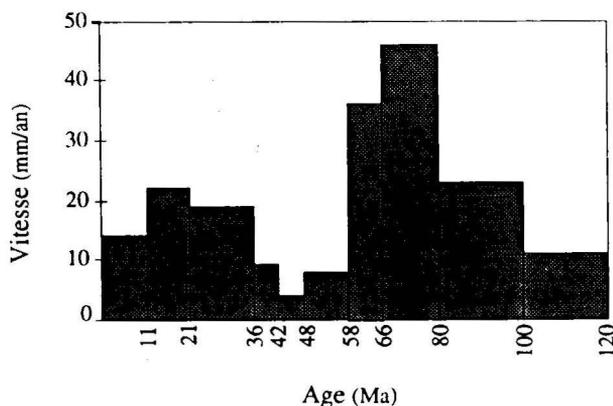
"mg" = Mg / Mg+Fe avec Fe<sup>3+</sup> / Fe<sup>2+</sup> = 0.15; I.D.: = Index de différenciation; Norm.: Composition minéralogique normative; Qz: Quartz; Hy: Hypersthène; Ol: Olivine; Ne: Néphéline; Lc: Leucite

tenu de ces informations, on peut considérer que la lithosphère hoggarienne a été quasi-statique, à l'Eocène moyen, pendant au moins 10 Ma. On constatera que c'est justement durant cette période que s'est déclenché le volcanisme tholéitique du Hoggar. Ce volcanisme est donc vraisemblablement lié au stationnement de la plaque au dessus d'une perturbation thermique. Reste à définir la nature de cette perturbation thermique.

### *La perturbation thermique éocène est-elle un «point chaud» ?*

Si la perturbation thermique éocène du Hoggar est un «point chaud», il n'existe aucune trace en surface de l'activité de ce point chaud cohérente avec le déplacement de la plaque (le déplacement de la plaque est globalement SW-NE) avant et après l'Eocène. L'absence d'expression volcanique peut s'expliquer de deux manières :

- 1 - les vitesses de déplacement de la plaque avant et après l'Eocène ont été trop grandes (Fig.6);
- 2 - les lithosphères au Nord-Est et au Sud-Ouest du Hoggar sont trop épaisses.



**Fig. 6 - Variation de la vitesse de déplacement de la plaque Afrique au niveau du Hoggar depuis le Crétacé inférieur.**

(D'après Aït-Hamou *et al.*, 1994).

Les calculs ont été effectués à partir des données paléomagnétiques de Duncan et Richards (1991).

Dans ces conditions, les magmas auraient été générés en trop faible quantité pour traverser la lithosphère. Le volcanisme se serait seulement développé à partir de l'Eocène en raison du ralentissement de la plaque.

On peut aussi se demander si «le point chaud du Hoggar» est un «vrai point chaud» au sens que la communauté scientifique confère habituellement à ce terme. Ne s'agit-il pas plutôt d'une «perturbation thermique» de moindre importance, un courant de convection mantellique par exemple, dont l'activité se serait accrue en raison du quasi-statisme de la plaque à l'Eocène moyen et qui se serait exprimé «à la manière d'un point chaud» grâce à la présence d'une lithosphère inférieure fertile? Un tel mécanisme a déjà été proposé par Phipps (1988, 1991) pour rendre compte du volcanisme de l'U.S. Gulf Coast.

### *Le volcanisme alcalin mio-plio-quaternaire*

Durant les 10 Ma où la «perturbation thermique» a fonctionné, elle a dû provoquer, comme le suggère le modèle de Wyllie (1988), des modifications chimiques de la base de la lithosphère. Ces modifications seraient liées à l'injection de liquides riches en éléments incompatibles et volatils (peut-être d'affinité kimberlitique comme l'ont proposé Dautria *et al.*, 1988, dans le cas du district de la Tahalgha). Ces injections auraient provoqué une métasomatose et une hydratation des péridotites lithosphériques. La fusion partielle de ces péridotites en conditions hydratées a pu ainsi être enclenchée. Ces injections seraient donc responsables de la création en base de lithosphère d'instabilités gravitatives dont la résorption ultérieure se serait effectuée en générant du magmatisme alcalin. Etant lithosphériques, ces perturbations auraient été entraînées par la plaque au moment de son redémarrage, il y a environ 35 Ma.

Comment expliquer le fait que l'âge de déclenchement du volcanisme dans les différents districts

alcalins périphériques augmente avec la distance par rapport au massif tholéitique du Taharaq ? Ce fait est peut-être inhérent au mécanisme de résorption des instabilités gravitatives infra-lithosphériques décrites ci-dessus. Comme l'a suggéré Dautria (1988), ce mécanisme pourrait être de type diapirique et, dans ce cas, le temps de résorption dépendrait de la distance que le diapir doit parcourir depuis la base de la lithosphère jusqu'au niveau d'extraction des liquides basaltiques. L'âge du déclenchement du volcanisme serait alors lié à l'épaisseur de la lithosphère au moment où ces perturbations se sont mises en place. Les calculs effectués à partir des estimations de pression et de température d'équilibration initiale sur les enclaves périclites de la Tahalgha (Dautria, 1988), montrent que cette épaisseur devait être d'une centaine de kilomètres sous les massifs les plus périphériques (Tahalgha, Eggéré, Adrar N'Ajjer) et d'environ 80 km sous l'Atakor et le Nord-Anahéf.

Par ailleurs, comme le laisse supposer la distribution géographique des districts alcalins, il est probable que le positionnement de ces diapirs, donc des perturbations qui sont à leur origine, ait été contrôlé par le linéament de l'Oued Amded. Cette constatation confère à ce linéament une échelle lithosphérique.

### *Le bombement du Hoggar est-il lié à la «perturbation thermique éocène» ?*

Il faut donc se demander si le manteau anormalement léger qui soutient le bombement du Hoggar représente la lithosphère modifiée par le fonctionnement de cette «perturbation thermique» ? Ceci semble peu probable.

Le bombement du Hoggar, on l'a vu, s'est développé dans le prolongement des rifts crétacés du Ténéré et à l'intersection de ceux-ci avec le linéament de l'Oued Amded. La modification du manteau lithosphérique est donc probablement

en partie associée à la phase distensive crétacée, ceci en accord avec les données géothermiques. Lors de cette phase distensive, la lithosphère du Hoggar se serait progressivement amincie et aurait été partiellement remplacée par des matériaux asthénosphériques fertiles plus légers. L'initiation du bombement pourrait même être antérieure au Crétacé, comme le suggèrent les mesures d'âge données par les traces de fission observées dans les apatites du socle précambrien (Carpena, 1982). Ces mesures montrent, en effet, que le déblaiement de la couverture sédimentaire paléozoïque du Hoggar a débuté au Jurassique moyen. Cependant, il est probable que le bombement ait été re-accentué, du moins localement, sous l'effet du fonctionnement de la perturbation thermique, compte tenu des importantes phases d'érosion qui ont affecté le Hoggar au cours du Cénozoïque (Rognon, 1967).

## 5 - CONCLUSION

Dans l'état actuel de nos connaissances, pour rendre compte du magmatisme cénozoïque et de l'évolution de la lithosphère du Hoggar, nous proposons le modèle suivant :

- entre le Jurassique moyen et le Crétacé, il y a eu édification du bombement du Hoggar par amincissement progressif de la lithosphère et le remplacement partiel du manteau lithosphérique par du manteau asthénosphérique plus léger. La nouvelle lithosphère qui en résulte est donc constituée, du moins dans sa partie inférieure, de périclites fertiles;

- au Paléocène, il y a environ 60 Ma, il y a eu ralentissement de la plaque Afrique. Ce ralentissement culmine à l'Eocène moyen (0,5 cm/an), et pendant 10 Ma (entre -50 et -40 Ma), la plaque peut être considérée comme statique. Cette immobilité de la plaque va induire une

importante perturbation thermique au sein de la lithosphère. Cette perturbation est peut-être associée à un point chaud, mais il est aussi possible qu'une cellule de convection ait pu alors fonctionner «à la manière d'un point chaud», en raison des conditions particulières du moment (statisme de la plaque, base de la lithosphère fertile).

Quoiqu'il en soit, des liquides tholéïtiques ont été générés à l'apex de cette perturbation (leur épanchement en surface donnera le massif du Taharaq). A la périphérie de cette perturbation, en base de lithosphère, se produisent des modifications chimiques (par injection de liquides riches en éléments incompatibles et volatils, par métagénèse et hydratation des péridotites) et des instabilités gravitatives (essentiellement en initiant une fusion partielle en conditions hydratées de ces mêmes péridotites);

- à la limite de l'Eocène-Oligocène, il y a eu reprise du mouvement de la plaque (2 cm/an) qui entraîne avec elle les perturbations chimiques et les instabilités gravitatives générées précédemment;

- à partir du Miocène inférieur et jusqu'au Quaternaire, se développe le volcanisme alcalin qui est la conséquence de la résorption de ces instabilités gravitatives. Le mécanisme de résorption a été vraisemblablement de type diapirique.

#### REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre d'un projet scientifique de coopération algéro-française (DERS/Ccst). Les auteurs remercient le Service Géologique de l'Algérie (ORG/SGA - Algérie) pour le soutien logistique assuré au cours des missions de terrain au Hoggar, les Services Scientifiques de l'Ambassade de France en Algérie pour son soutien financier, le Laboratoire de géochimie du Cgg/de l'Université de Montpellier II (France) pour les analyses des éléments traces, J.-M. Cantagrel pour les datations K-Ar effectuées au laboratoire de Géochronologie / CNRS de l'Université de Clermont-Ferrand (France), J. Dostal pour les mesures isotopiques effectuées à l'Université d'Halifax (Canada) et R. Caby pour ses critiques constructives.

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ait Hamou, F., Dautria, J.-M., Dupuy, C. et Dostal, J. 1994. Mantle plume beneath "almost stationary" continental lithosphere: the Eocene tholeiitic magmatism of the Taharaq district (Ahaggar, Central Sahara, South Algeria). *Canadian J. Earth Sci.* (in press).
- Allègre, C.J., Dupré, B., Lambert, B. et Richard, P., 1981. The sub-continental versus the sub-oceanic debate. I - Lead-neodmium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area: the Ahaggar volcanic suite. *Earth Planet. Sci. Lett.ers*, 52, 85-92.
- Ball, E., 1980. An example of very consistent brittle deformation over a wide intracontinental area: the late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield. *Tectonophysics*, 61, 363-379.
- Bordet, P. 1952. Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar. *19<sup>ème</sup> Congr. géol. int., Alger, Monogr. région.*, Sér.1, n° 11, 63 p.
- Carpna, J. 1982. Late thermal history of the Hoggar shield (Western Africa). Abstracts Workshop on fission-track dating. *5<sup>ème</sup> conférence internationale de Géochronologie, Cosmochronologie et Géologie isotopique*, Nikko National Parck (Japon), 6.
- Chen, C. Y. et Frey, F.A. 1985. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts. *J. Geophys. Res.*, 90, :8743-8768.
- Crough, S.T. 1981. Free-air gravity over the Hoggar massif, North West Africa: evidence for alteration of the lithosphere. *Tectonophysics*, 77, 189-202.
- Dautria, J.M. et Girod, M. 1987. Cenozoic volcanism associated with swells and rifts. In *Mantle xenoliths*, PH Nixon (ed.), *John Wiley & Sons*, Chichester, 194-214.
- Dautria, J.M., Liotard, J.M., Cabanes, N., Girod, M. et Briquet L. 1987. Amphibole rich xenoliths and host alkali basalts: petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar (Central Sahara, southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 133-144.

- Dautria, J.M. 1988.** Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif: exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara central, Algérie). *Thèse Doct. d'état, Univ. Montpellier*, 239 p.
- Dautria, J.M., Dostal, J., Dupuy, C., et Liotard, J.M. 1988.** Geochemistry and petrogenesis of alkali basalts from Tahalra (Hoggar, NW Africa). *Chem. Geol.*, 69, 17-35.
- Dautria, J.M. et Lesquer, A. 1989.** An example of relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics*, 163, 45-61.
- Dautria, J.M. et Girod, M. 1991.** Relationship between Cenozoic magmatism and upper mantle heterogeneities as exemplified by the Hoggar volcanic area (Central Sahara, Southern Algeria). In magmatism in extensional structural settings: the Phanerozoic African Plate, A.B. Kampunzu, R.T. Lubala (eds.), *Springer Verlag*, Berlin, 250-268.
- Duncan, R.A. et Richards, M.A. 1991.** Hot spots, mantle plumes, flood basalts and the polar wander. *Rev. Geophys.*, 29, 31-50.
- Dupuy, C., Dostal, J., Dautria, J.-M. et Girod M. 1986.** Geochemistry of spinel peridotite inclusions in basalts from Hoggar (Algeria). *J. African Earth Sci.*, 5, 209-215.
- Dupuy, C. et Chikhaoui, M. 1994.** Trace element and isotopic geochemistry of Cenozoic alkali basaltic lavas from the Atakor (Central Sahara) *Chemical Geology* (in press).
- Girod, M., 1971.** Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). *Mém. Cent. Rech. Zones Arides-CNRS*, Paris, 12, 155 p.
- Girod, M. 1976.** Le volcanisme récent. In: J. Fabre (ed.), *Introduction à la Géologie du Sahara algérien et de ses régions voisines, S.N.E.D.*, Alger, 342-364.
- Girod, M., Dautria, J.M., et De Giovanni, R. 1981.** A first insight into the constitution of the upper mantle under the Hoggar area (Southern Algeria): the lherzolites xenoliths in the alkali basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 66-73.
- Guiraud, R., Issawi, B. et Bellion, Y. 1985.** Les linéaments guinéo-nubiens: un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 300, Série II, n°1, 17-20.
- Guiraud, R., Fairhead, J.D., et Wilson, M. 1992.** Chronology and geodynamic setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa. *Tectonophysics*, 213, 227-234.
- Kornprobst, J., Pineau, F., Degiovanni, R. et Dautria, J.M. 1987.** Primary igneous graphite in ultramafic xenoliths: I - Petrology of the cumulate suite in alkali basalt near Tissemt (Eggéré, Algerian Sahara). *J. Petrol.*, 28, 2, 293-311.
- Leblanc, M., Dautria, J.M., et Girod, M. 1982.** Magnesian ilmenite xenoliths in a basanite from Tahalra, Ahaggar (Southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 347-354.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., et Dautria, J.M. 1988.** Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, Southern Algeria) from gravity and petrological data. *Tectonophysics*, 152, 71-87.
- Lesquer, A., Bourmatte, S., Ly, S. et Dautria J.-M. 1989.** First heat flow determination from the Central Sahara: relationship with the Pan-African belt and Hoggar domal uplift. *J. African Earth Sc.*, 9, 1, 41-48.
- Lesquer, A., Takherist D., Dautria, J.M. et Hadiouche, O. 1990.** Geophysical and petrological evidence for the presence of an "anomalous" upper mantle beneath the Sahara basins (Algeria). *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 407-418.
- Leyreloup, A., Bodinier, J.L., Dupuy, C. et Dostal J. 1982.** Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from central Hoggar (Algeria). Implication for the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 68-75.

- Macdonald, G.A. et Katsura, T. 1964. Chemical compositions of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- McDonough, W.F., McCulloch, M.T. et Sun, S.S. 1985. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2061-2067.
- Menzies, M.A. 1989. Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States. *J. Geophysical Research*, 94, 7899-7915.
- Miller, C. 1982. Geochemical constraints on the origin of xenoliths bearing alkali basaltic rocks and megacrysts from the Hoggar, Central Sahara. *Geochem. J.*, 16, 225-236.
- Miller, C. et Richter, V. 1982. Solid and fluid phase in lherzolite and pyroxenite inclusions from the Hoggar, Central Sahara. *Geochem. J.*, 16, 263-277.
- Nicolas, A., Lucazeau, F. et Bayer, R. 1987. Peridotite xenoliths in Massif Central basalts: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism, in *Mantle Xenoliths*, P.H. Nixon Ed., 563-574.
- Perry, F.V., Baldrige, W.S. et De Paolo, D.J. 1987. Role of asthenosphere and lithosphere in genesis of late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande rift and adjacent regions of the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 92, 9193-9213.
- Phipps, S.P. 1988. Deep rifts as sources for alkaline intraplate magmatism in eastern North America. *Nature*, 334, 27-31.
- Phipps, S.P. 1991. Hot spots, hot lines, and magmatism from plume-modified lithosphere. *Hotspot Handbook, Caltech Plum Symposium*.
- Rémy, J.M. 1959. Etude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar (Sahara central). *Thèse Doc. Etat, Univ. Paris*, 189 p.
- Rognon, P. 1967. Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. *Mém. Cent. Rech. Zones Arides-C.N.R.S.*, Paris, 9, 559 p.
- Rognon, P., Gourinard, Y. et Bandet, Y. 1981. Un épisode de climat aride dans l'Atakor vers 1,5 Ma (datations K/Ar) et sa place dans le contexte paléoclimatique du Plio-Pléistocène africain. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXIII, 4, 313-318.
- Rognon, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Koeniguer, J.-C., et Delteil-Desneux, F. 1983. Précisions chronologiques sur l'évolution volcano-tectonique et géomorphologique de l'Atakor (Hoggar): apports des données radiométriques (K/Ar) et paléobotaniques (bois fossiles). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXV, 973-980.
- Rossi, P.L., Lucchini, F., et Savelli, C. 1979. Données géologiques et radiométriques sur la mise en place de la Tellertéba (Hoggar). *10<sup>ème</sup> Colloque de Géologie Africaine*, Montpellier, p.143.
- Still, P., Unruh, D.M. et Tatsumoto, M. 1986. Pb, Sr, Nd and Hf isotopic constraints on the origin of hawaiian basalts and evidence for unique mantle source. *Geochemica Cosmochimica Acta*, 50, 2303-2319.
- Takherist, D. et Lesquer, A. 1989. Mise en évidence d'importantes variations régionales du flux de chaleur en Algérie. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 615-626.
- Takherist, D. 1990. Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie): apport de la gravimétrie et des données de puits. *Thèse doctorat, Université de Montpellier II*, 190 p.
- Wilson, M. et Guiraud, R. 1992. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from late Jurassic to recent time. *Tectonophysics*, 213, 203-225.
- Wyllie, P.J. 1988. Solidus curve, mantle plumes and magma generation beneath Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 93, 4171-4181.