

# Rôle du brassage et du stockage magmatique dans l'homogénéisation des granitoïdes calco-alcalins: Cas du pluton composite de Zaër (Maroc central)

JAMILA HAÏMEUR<sup>1</sup> & IZ-EDDINE EL AMRANI EL HASSANI<sup>2</sup>

*Mots clés:* Maroc central, Zaër, granitoïdes, calco-alcalin, xénolites, enclaves microgrenues mafiques (EMM), pétrogenèse  
*Key words:* Central Morocco, Zaër, granitoid, calc-alkaline, xenolith, mafic microgranular enclave (MME), petrogenesis

## RESUME

Le pluton calco-alcalin de Zaër est composé de trois principaux faciès pétrographiques répartis en deux unités granitiques imbriquées. Ces faciès, de différents degrés d'hybridation et de différenciation, résultent de mélanges magmatiques entre des magmas basiques mantelliques de type «HAB» (basalte hyperalumineux) et un magma anatectique issu de la fusion partielle de matériaux crustaux (métapélites ou métagrauwackes).

La répartition des faciès granitiques de Zaër peut s'expliquer selon un modèle pétrogénétique de type «MASH» (melting-assimilation-storage-homogenization) où des magmas hybrides seraient formés suivant différentes proportions de mélanges magmatiques acide-basique. Ces magmas auraient subi des conditions d'ascension spécifiques et seraient mis en place sous forme de 3 grandes injections successives:

1) Une injection précoce de magma fortement hybride donne la granodiorite-tonalite du SW, assez faiblement homogénéisée et à grands xénolites et enclaves microgrenues mafiques (EMM) dont les compositions pétrographiques, chimiques et isotopiques initiales sont bien préservées ( $\text{SiO}_2 = 48,5\%$ ;  $\text{Sr}_i = 0,704$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = +2,5$ ).

2) Une injection, plus tardive et sur une longue distance, de magma relativement plus différencié, donne le monzogranite-granodiorite du NE, assez bien homogénéisé et riche en petites EMM dont les compositions ont été ré-équilibrées avec celles du granite hôte ( $\text{SiO}_2 = 65\%$ ;  $\text{Sr}_i = 0,705$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = -4,1$ ).

3) Une injection très tardive après un stockage de quelques millions d'années et un important brassage magmatique ayant permis un mélange magmatique complet (mixing) des deux composants acide et basique. Cela donne le leucogranite central, très différencié et parfaitement homogène ( $\text{SiO}_2 = 74\%$ ;  $\text{Sr}_i = 0,710$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = -5,0$ ).

## ABSTRACT

The Zaër calc-alkaline pluton is composed of three principal petrographical facies distributed in two imbricate granitic units. These facies, with different degree of hybridization and differentiation, result from magmatic mixing between mafic mantellic magmas of "HAB" (hyperaluminous basalt) type and anatectic magmas derived from partial melting of continental crust (metapelites or metagraywackes).

The distribution of the Zaër granitic facies can be explained according to a "MASH" (melting-assimilation-storage-homogenization) petrogenetic model, where hybrid magmas were formed according to various proportions of mafic-felsic magmatic mixing. These magmas had undergone specific conditions of uprise and were emplaced in the form of 3 large successive injections:

1) An early injection of strongly hybrid magma provides the granodiorite-tonalite of the SW facies, slightly homogenized and with large xenoliths and preserved ( $\text{SiO}_2 = 48,5\%$ ;  $\text{Sr}_i = 0,704$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = +2,5$ ) mafic microgranular enclaves (EMM).

2) A later and distinctly longer injection, of relatively more differentiated magma, provides the monzogranite-granodiorite of the NE facies, which is quite homogenized and rich in small and much modified EMM ( $\text{SiO}_2 = 65\%$ ;  $\text{Sr}_i = 0,705$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = -4,1$ ).

3) A very late injection, after a magmatic storage of some million years, which allowed complete mixing between the two acid-basic components, provides the much differentiated and perfectly homogeneous central leucogranite ( $\text{SiO}_2 = 74\%$ ;  $\text{Sr}_i = 0,710$ ;  $\varepsilon\text{Nd} = -5,0$ ).

## Introduction

Les granitoïdes calco-alcalins se caractérisent généralement par leur aspect pétrographique hybride et leur richesse en enclaves. Leurs compositions géochimiques et isotopiques sont intermédiaires entre celles des granites alcalins mantelliques et les leucogranites crustaux. Ces grands traits reflètent leur

origine mixte et leur genèse par mélanges magmatiques acide-basique avec l'intervention de processus d'assimilation crustale et de cristallisation fractionnée (par ex. Didier 1973; Zorpi et al. 1989; Pin et al. 1990; Barbarin & Didier 1992; Donaire et al. 1999). Aussi, le modèle pétrogénétique de l'AFC (Assimilation Fractional Crystallization) développé par DePaolo (1981), a-t-il été largement admis pour expliquer la genèse de plu-

<sup>1</sup> Université Ibn Tofaïl, Faculté des Sciences, Département de Géologie, BP. 133, Kénitra, Maroc. E-mail: j\_haimeur@yahoo.fr

<sup>2</sup> Université Mohammed V-Agdal, Institut Scientifique, Département de Géologie, BP. 703, Rabat, Maroc. E-mail: elamrani@israbat.ac.ma

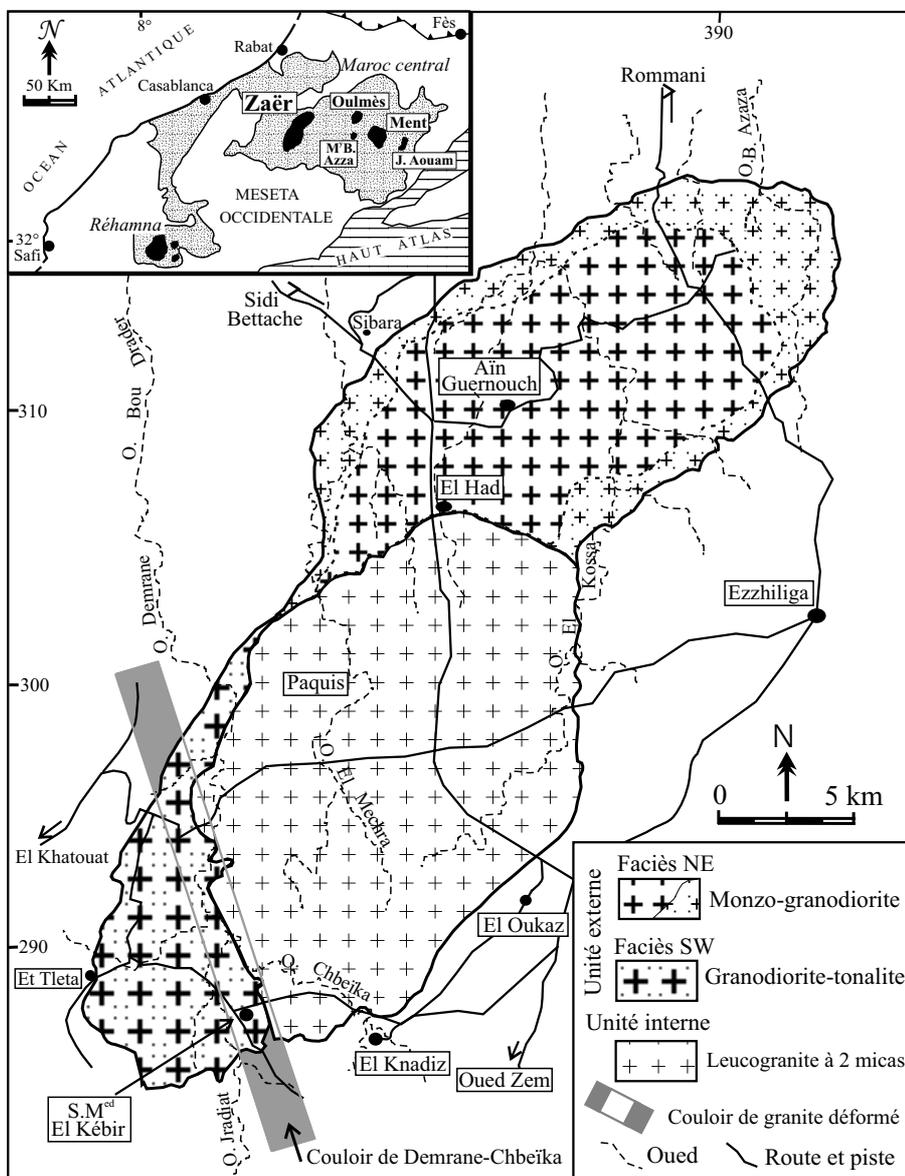


Fig. 1. Situation du pluton de Zaër dans le Maroc central et répartition de ses faciès granitiques (d'après Mahmood 1980, modifié).

sièurs plutons granitiques calco-alcalins à travers le monde (Barbarin 1989; Liankun & Kuirong 1989; Lorenc 1990; Rossi & Cocherie 1991; Roberts & Clemens 1995; Poli & Tommasini 1999; Roberts et al. 2000).

Bien que le modèle global de genèse des granitoïdes calco-alcalins semble être bien établi, il s'avère que chaque pluton présente ses propres caractéristiques: répartition des faciès granitiques; nature et diversité des enclaves; évolution magmatique; et tendance géochimique. Cela s'expliquerait aussi bien par la diversité des processus pétrologiques qui pourraient intervenir simultanément ou selon des ordres différents que par la dynamique magmatique liée aux conditions de montée et de mise en place du magma granitique qui varie selon les contextes géologiques (Sparks & Marshall 1986; Huppert & Sparks 1988; Johannes & Holtz 1991). Aussi, chaque pluton

constitue-t-il un cas particulier dont l'analyse apporte des éclaircissements sur un aspect bien déterminé de la pétrogenèse des granitoïdes calco-alcalins.

Dans cette optique, nous avons choisi d'étudier le pluton de Zaër, l'un des plus grands granitoïdes hercyniens du Maroc. Ce pluton présente l'avantage d'être composé de différents faciès granitiques montrant des degrés d'hybridation et d'homogénéisation évolutifs. En outre, il renferme un important cortège d'enclaves présentant des échanges variables avec les granitoïdes hôtes. L'étude pétrologique et géochimique intégrée des principaux faciès granitiques et types d'enclaves a été réalisée dans l'objectif de caractériser la nature et l'origine des différentes entités pétrographiques. Cela nous a permis de préciser les relations et les interactions entre elles et par conséquent de reconstituer l'histoire de genèse du pluton.

Tab. I. Caractères pétrographiques des principaux faciès granitiques du pluton de Zaër.

	<i>Granitoïdes à biotite</i>		<i>Leucogranites à 2 micas</i>
	<i>Faciès SW</i>	<i>Faciès NE</i>	
<b>Biotite</b>	(20 à 26 %) automorphe, brun rouge ± chloritisée et déformée	(13 à 22 %) automorphe, rouge, fraîche et riche en inclusions de Zr	(5 à 6 %) xénomorphe, rouge vif, + chloritisation poussée
<b>Muscovite</b>	—	—	(6 à 9 %) 2 générations: Ms I & Ms II
<b>Plagioclase</b>	(42 à 51 %) automorphe, maclé, zoné, An35-45, accolé par syneusis	(25 à 35 %) zoné, maclé, < An25-30 isolé ou en petits groupes	(17 à 25 %) automorphe, maclé, < An15-25, à zonage très discret
<b>Feldspath-K</b>	(6 à 14 %) xénomorphe, perthitique, à mâcle microcline + myrmikite	(18 à 28 %) xénomorphe, interstitiel, perthitique + m. Carlsbad	(26 à 33 %) xénomorphe tardif, perthitique + m. microcline
<b>Quartz</b>	(18 à 27 %) xénomorphe et interstitiel	(23 à 31 %) xénomorphe et interstitiel,	(33 à 36 %) en grandes plages continues
<b>Cordiérite</b>	(< 2 %) automorphe, fraîche + inclusions de Bi et Pl	(< 1 %) automorphe, pinitisée sur les bordures le long des clivages	—
<b>Andalousite</b>	—	—	(< 0,5 %) automorphe, altérée en Ms
<b>Accessoires</b>	Zr, Ap, Ilm, Sph, Ep, Ch, Ru	Zr, Ap, Sph, He, Ilm, Ru	Zr, Ap, To
<b>M. hérités</b>	Cd, Spn	Cd, Co, Spn	—
<b>Classification (QAP)</b>	Granodiorite-Tonalite	Monzogranite-Granodiorite	Monzogranite-Syéno granite

Dans le cadre de ce travail, de nouvelles analyses des minéraux à la microsonde électronique de l'Université de Clermont-Ferrand ainsi que des analyses chimiques en roches totales (majeurs, traces et Terres Rares) ont été réalisées aux laboratoires du CRPG de Nancy et de l'Université de Brest.

### Cadre géologique

Le pluton granitique hercynien de Zaër affleure dans la partie nord occidentale du Maroc central (Fig. 1). Il forme un massif elliptique (40 x 15 à 20 km) intrusif dans des terrains anchi à épimétamorphiques (Mahmood 1980). Ces terrains sont composés de schistes ordoviciens à l'Est et de schistes et calcaires dévoniens à l'Ouest et montrent autour du pluton granitique une auréole de métamorphisme de contact d'environ 3 km de large (Michard 1976; Mahmood 1980; Giuliani 1982).

Les âges radiométriques (Rb-Sr) de  $303 \pm 13$  à  $279 \pm 11$  Ma, obtenus sur les principaux faciès granitiques de Zaër par Mrini (1985) et Mrini et al. (1992), situent la mise en place de l'ensemble du pluton entre le Westphalo-Stéphanien et l'Autunien (Odin 1994). Par ailleurs, la nature des contacts du granite, en partie sécants sur les limites stratigraphiques redressées par les plis hercyniens ainsi que la présence au sein de l'auréole du métamorphisme de contact d'andalousites et de biotites les unes syn-cinématiques et les autres statiques, montrent une quasi contemporanéité de la mise en place du granite

et de la déformation régionale (Piqué 1979; Mahmood 1980; Lagarde 1989; Piqué & Michard 1989; Lagarde et al. 1990). Cela laisse admettre son caractère syn à tardi-orogénique.

### Pétrographie et minéralogie

#### I- Les faciès granitiques

Le pluton granitique de Zaër est composé de deux unités pétrographiques principales (Fig. 1): une unité externe granodioritique à biotite seule et une unité interne leucogranitique à deux micas (Mahmood 1980, 1986). L'unité externe est subdivisée en deux faciès (Haïmeur et al. 2001, 2003): un faciès SW fortement hybride et très riche en grands xénolites et grosses enclaves microgrenues mafiques (EMM) de forme ovoïde et un faciès NE nettement plus homogène et à nombreux petits xénolites et EMM arrondies.

#### I-1 L'unité externe à biotite

##### A- Le faciès SW

Le faciès SW forme l'extrémité méridionale du pluton et représente environ 15 % de sa surface affleurante (Fig. 1). La roche est gris noir, grenue porphyroïde et renferme des xénolites et des EMM de taille décimétrique à métrique. Le granite

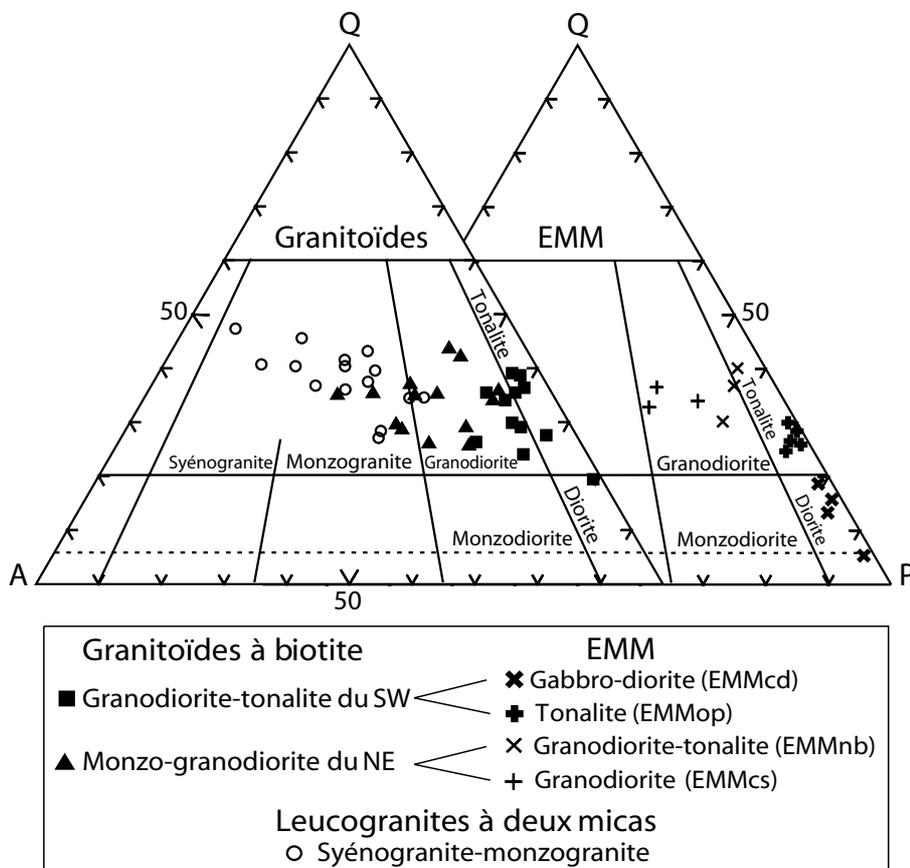


Fig. 2. Granitoïdes et enclaves microgrenues mafiques (EMM) de Zaër dans le diagramme QAP de Streckeisen (1976).

SW montre un contact magmatique intrusif dans un encaissant schisteux, localement riche en phénoblastes d'andalousite. Sa limite septentrionale, le mettant en contact avec le leucogranite à deux micas, est rectiligne, d'orientation moyenne N150 à N170 et épouse le cours de l'oued Demrane-Chbeïka. Le long de ce dernier, s'individualise un «couloir» décamétrique où la roche granitique montre: i) une forte hybridation avec la présence de zones sombres composées d'une matrice biotitique très dense et de zones claires, riches en cristaux de plagioclase; ii) une nette pétrofabrique magmatique, matérialisée par l'orientation des phénocristaux de feldspaths et des EMM parallèle à la direction générale du couloir et iii) une déformation post-magmatique qui évolue localement vers une mylonitisation de la roche granitique (Diot 1989; Lagarde 1989). Ces caractères pétrographiques et structuraux permettent d'envisager que le couloir de Demrane-Chbeïka correspondrait à une zone de faille ayant fonctionné pendant la mise en place du magma granitique et même après sa consolidation (Haïmeur et al. 2001, 2003).

#### B- Le faciès NE

Le faciès NE compose la totalité du lobe septentrional du pluton (environ 45 % de la surface du pluton, Fig. 1). La roche est généralement fraîche et plus homogène que celle du SW. Elle

est gris clair à tendance bleutée et montre une variation de la texture en allant du centre vers l'extérieur du lobe. Cela permet de distinguer un sous-faciès de bordure grenu porphyroïde et un sous-faciès interne grenu grossier. De nombreux xénolites et enclaves magmatiques de taille centimétrique et de forme arrondie y sont présents.

Les deux faciès SW et NE présentent les compositions d'un granite à biotite seule avec plagioclase, feldspath-K, quartz abondant et quelques rares cristaux de cordiérite magmatique. Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite, l'ilménite, le rutile, le sphène et l'épidote. On y observe sporadiquement des cristaux de cordiérite, de spinelle vert et de corindon dont l'aspect textural témoigne de leur origine héritée. La différence entre les deux faciès SW et NE porte essentiellement sur les textures et les compositions modales volumiques (Table I). Selon la classification de Streckeisen (1976), ils correspondent respectivement à des granodiorites-tonalites et des monzogranites-granodiorites (Fig. 2).

#### I-2 L'unité interne à deux micas

L'unité interne correspond à une masse de forme subcirculaire (≈ 15 km de diamètre et 40 % en surface du pluton) qui intrude les deux faciès NE et SW de l'unité externe (Fig. 1). La

Tab. II. Caractères morphologiques et pétrographiques des xénolites et des enclaves microgrenues mafiques (EMM) des granitoïdes de Zaër.

Type	Variété	Morphologie	Caractères macroscopiques	Caractères microscopiques
<i>Xénolite</i>	– Tachetée à andalousite et sillimanite ( <b>Xtas</b> )	– En panneaux rectangulaires, à contour irrégulier et contact franc, taille = 50 x 30 cm.	– Structure cornée avec une légère schistosité, grain très fin avec traînées rougeâtres et tâches blanc rosâtre.	– Texture grano- à porphyroblastique à: Qz + Pl + Bi + Ms + Cd + Op + Sil + phénoblastes d'andalousite transformée en Bi + Sil + Cd + Op.
	– Veinée à cristaux de corindon et spinelle ( <b>Xvcs</b> )	– En fragments rectangulaires et anguleux, contact net, contour	– Structure cornée, grain fin, couleur noire avec des traînées et des microlentilles claires et anastomosées.	– Texture hétérogène, fond granoblastique à: Ab + Qz + Bi + Ms + Co ± Cd ± Grt ± And ± Sil et des niveaux clairs à Or + Ab + Qz ± Bi.
<i>EMM du SW</i>	– Forme arrondie et contour denté ( <b>EMMcd</b> )	– Contour onduleux et denté, contact diffus avec le granite, taille métrique à décimétrique.	– Structure massive à rares cristaux de Pl (< 1 cm) et présence, vers les bordures, de microfractures injectées de granite.	– Texture microdoléritique à: Bi (17%) + Hb (21%) + Pl(An55) (48%) + Qz (9%) + Or (2%) + Sph (3%) + Ep + Ap + rares phénocristaux de Pl et ocelles de Qz.
	– Forme ovoïde et riche en plagioclase ( <b>EMMop</b> )	– Contour régulier et contact net avec le granite, forme étirée, taille centimétrique à métrique.	– Structure orientée avec aplatissement et schistosité locale, forte richesse en phénocristaux de Pl orientés (< 2 cm).	– Texture microgrenue porphyrique à: Bi (21%) + Hb (12%) + Pl(An35) (46%) + Qz (16%) + Or (3%) + Sph (2%) + Ap + Op + petits «groupements» de Pl.
<i>EMM du NE</i>	– Forme arrondie et richesse en nids biotitiques ( <b>EMMnb</b> )	– Contour régulier à ondulé et contact net à diffus avec le granite hôte, taille < 50 cm.	– Structure massive avec tâches noires de Bi (< 5 mm), grains globuleux de Qz (< 5 mm) et rares plagioclases (< 1 cm).	– Texture microdoléritique à: Bi (20%) + Pl(An45) (41%) + Qz (29%) + Or (10%) + Ap + Zr + «nids» de Bi + rares ocelles de Qz et phénocristaux de Pl.
	– Forme arrondie et présence de couronne siliceuse ( <b>EMMcs</b> )	– Bordure silicifiée et résistante mettant l'enclave en relief par rapport au granite, taille < 1m.	– Structure massive avec bordure grise très silicifiée et développement d'halo felsique dans le granite qui l'entoure.	– Texture subdoléritique à: Bi (20%) + Pl(An40) (38%) + Or (15%) + Qz (27%) + Ap + Zr + minéraux hérités (Cd, Spn) + ocelles de Qz et phénocristaux de Pl.

roche est leucocrate, gris argenté et à texture grenue isogranulaire. Le contact entre le leucogranite et le granite à biotite est souvent souligné par des filonets d'aplite et des lentilles de pegmatite à tourmaline. A noter que le leucogranite est dépourvu d'enclaves à l'exception de quelques blocs anguleux et de taille décimétrique de granite à biotite observés au niveau de sa bordure sud. Ces blocs confirment la postériorité de mise en place des leucogranites par rapport au granitoïdes à biotite.

Pétrographiquement, il s'agit d'un leucogranite à deux micas, riche en quartz, feldspath-K et plagioclase et qui renferme quelques rares cristaux d'andalousite. Les minéraux accessoires sont représentés principalement par le zircon, l'apatite et la tourmaline. Par ses proportions modales en minéraux clairs (Table I, Fig. 2), ce faciès leucocrate de Zaër correspond à des monzogranites-syénogranites (Streckeisen 1976).

## II- Les enclaves

Le cortège d'enclaves des granitoïdes externes de Zaër se compose de xénolites, de xénocristaux, de restites, de schlierens et d'enclaves microgrenues felsiques (EMF) et mafiques (EMM) (Haïmeur et al. 2001, 2003). Parmi ces enclaves, les xénolites et les EMM s'avèrent très intéressants par leur composition minéralogique et chimique, leurs interactions avec leurs granites hôtes et leur évolution entre les faciès SW et NE.

### II-1 Les xénolites

Les xénolites sont généralement de forme anguleuse, de taille centimétrique à métrique et de teinte gris vert à gris noir. Ceux du SW sont relativement plus grands et plus clairs que ceux du NE. Deux variétés de xénolites ont été distinguées (Table II).

#### A- Les xénolites tachetés à andalousite et sillimanite (Xtas)

Les Xtas sont gris noir à verdâtres, piquetés de points blancs et montrent une légère schistosité. Sur une matrice granoblastique à quartz, muscovite, feldspaths et cordiérite, se détachent des faisceaux lenticulaires de biotite partiellement pseudomorphosée en sillimanite fibreuse et de phénoblastes d'andalousite à zonage discret. Ces mêmes textures et compositions s'observent dans des roches de l'auréole de métamorphisme de contact, ce qui permet d'envisager l'origine superficielle de ces Xtas.

#### B- Les xénolites veinés à corindon et spinelle (Xvcs)

Les Xvcs sont d'aspect corné, à structure homogène ou rubanée et souvent parcourus par des veinules blanches, plus ou moins anastomosées et qui se recoupent pour former des petites lentilles (3 mm à 5 cm). Le fond du xénolite est composé d'une association minérale à biotite, plagioclase, orthose, cordiérite et quelques rares cristaux de grenat, d'andalousite, de

sillimanite et de spinelle. Sur ce fond se détachent des paillettes de muscovite (1 à 4 mm) à contour déchiqueté et contenant des cristaux de corindon en îlots très fracturés ainsi que des reliques de biotite, de cordiérite et de spinelle. Les veinules et microlentilles claires sont constituées de grains polygonaux et jointifs de plagioclase, d'orthose, de quartz et de rares paillettes de biotite. Ces veinules correspondraient, selon les travaux de Maury & Didier (1991), à l'expression d'une mobilisation de la fraction quartzo-feldspathique du xénotite.

L'étude thermo-barométrique menée par Haïmeur et al. (2003) sur les associations minérales des deux variétés de xénotites a indiqué leur évolution sous des conditions de T et P différentes:

- Xtas → T = 600 à 650°C et P = 2 à 2,5 Kb, soit une profondeur de 6,7 à 8,3 km
- Xvcs → T = 690 et 770°C et P = 4 à 5 Kb, soit une profondeur de 13,3 à 16,7 km

Les T et P obtenues sur les Xtas coïncident avec celles définies par Giuliani (1982) sur des roches de l'auréole du métamorphisme de contact du pluton de Zaër (T = 650°C, P = 2,5 kb). Cela confirme l'origine superficielle de ces xénotites et leur incorporation dans le magma granitique au stade final de sa mise en place. Les Xvcs s'avèrent, par contre, d'origine relativement plus profonde, mais insuffisante pour les considérer comme des témoins des matériaux-sources (protolithe) du granite hôte. Cela peut être envisagé si on admet que leur association minérale primaire a dû être rééquilibrée durant leur long séjour dans le magma granitique. La mobilisation de la fraction quartzo-feldspathique des Xvcs implique leur incorporation précoce dans un bain granitique très chaud, ce qui appuierait l'hypothèse de leur origine profonde.

## II-2 Les enclaves microgrenues mafiques (EMM)

Les EMM sont abondantes et de répartition assez large. Celles du faciès SW sont gris sombre et de forme ovoïde à très allongée. Leur taille est généralement décimétrique à métrique. Les EMM du NE sont relativement plus claires, de forme arrondie et de taille centimétrique (< 1 m). Sur la base de leurs caractères pétrographiques macro et microscopiques (Table II), deux variétés extrêmes d'EMM ont été distinguées dans chaque faciès.

### A- Les EMM du faciès SW

- **Les EMM à contour denté (EMMcd).** Elles ont une texture microdoléritique et sont riches en biotite et hornblende. Cette dernière se présente soit en cristaux isolés et à contour déchiqueté, soit en «nids» ( $\varnothing \approx 2$  à 3 mm) associant plusieurs cristaux d'hornblende et de biotite. Certaines hornblendes renferment des inclusions de plagioclase et d'apatite, alors que d'autres, plus rares, renferment des reliques d'un ancien minéral totalement pseudomorphosé.

Ces observations suggèrent l'origine magmatique de la hornblende et sa cristallisation possible à partir d'anciens pyroxènes.

- **Les EMM ovoïdes à plagioclases (EMMop).** Elles se distinguent des EMMcd par leur forme étirée en fuseau et leur richesse en phénocristaux de plagioclase (1 à 2 cm). Leur orientation et celle de leurs phénocristaux parallèles à la fabrique magmatique du granite hôte indiquent une contemporanéité des deux magmas acide et basique et leur mise en place précoce, sous le même régime de contraintes régionales (Diot 1989; Lagarde 1989). Les EMMop sont, par comparaison avec les EMMcd, à texture microgrenue porphyrique, à biotite dominante par rapport à la hornblende, à plagioclase moins basique et à quartz plus abondant (Table II). Cela reflète leur nature pétrographique relativement plus différenciée.

D'après Haïmeur et al. (2003) le chimisme des hornblendes des EMMop plus ferro-alumineux et moins magnésien que celui des hornblendes des EMMcd ( $\text{FeO}^* = 18,2 \# 15,0 \%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,4 \# 7,0 \%$ ) implique leur évolution sous des pressions différentes (respectivement 5,13 et 3,12 Kb). Cela permet d'envisager que les deux variétés d'EMM du SW témoignent de deux stades de mélanges magmatiques acide-basique intervenus à deux niveaux structuraux différents. Par conséquent et selon les travaux de Didier (1987) et El Amrani & El Mouraouah (1992), on admettrait l'intervention de stades de mélanges magmatiques répétitifs lors de la genèse du magma granitique de Zaër. Ceci se trouve appuyé par la présence, notamment au niveau du faciès SW, de quelques EMM doubles.

### B- Les EMM du faciès NE

- **Les EMM à «nids» biotitiques (EMMnb).** Elles sont riches en petites concentrations de biotite qui se présentent en «nids» sub-arrondis ( $\varnothing \approx 2$  à 4 mm). Ces nids sont composés d'un enchevêtrement de plusieurs biotites auxquelles sont associés des grains de sphène, des opaques et quelques reliques d'amphiboles. La présence de ces dernières suppose que ces concentrations de biotite seraient formées aux dépens d'anciens nids d'amphiboles, équivalents à ceux observés dans les EMM du SW.
- **Les EMM à couronne siliceuse (EMMcs).** Elles ont une texture subdoléritique et montrent une forte silicification de leur bordure qui les rend résistantes à l'altération et les laisse apparaître en relief par rapport à leur granite hôte. Les EMMcs se distinguent des EMMnb par leur richesse en indices pétrographiques qui témoignent de l'intervention d'importants échanges chimiques et mécaniques entre elles et leur granite. Parmi ces indices d'échanges:
  - **Les bordures silicifiées.** Les bordures des EMMcs montrent, sur une épaisseur de quelques millimètres, un grand enrichissement en quartz qui apparaît sous forme de plages continues qui cimentent les plagioclases et les biotites. Cela s'explique par un transfert à très faible

Tab. III. Analyses chimiques des éléments majeurs, en traces et Terres Rares des granitoïdes et des EMM de Zaër. Normalisation des TR par rapport aux chondrites de Herrmann (1978). (voir informations sur les lieux et les conditions d'analyse en annexe).

Faciès	Granitoïdes à biotite												Leucogranites						EMM du SW						EMM du NE					
	SW						NE						Z.1-11a						Z.1-11b						Z.1-11c					
	Z.1-11a	Z.2-9a	Z.1-3a	Z.1-4a	Z.1-8a	Z.2-2a	Z.1-7	Z.2-5	Z.1-11b	Z.2-9b	Z.1-10e	Z.2-8b	Z.1-4f	Z.1-3d	Z.1-4c	Z.1-5c	Z.1-2b													
SiO <sub>2</sub> (%)	62,45	66,60	66,50	69,86	71,74	72,20	73,58	73,50	53,63	64,40	58,77	64,50	63,03	66,50	65,36	66,81	66,00													
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,60	0,54	0,35	0,26	0,32	0,09	0,11	1,24	0,75	1,02	0,78	0,77	0,63	0,65	0,52	0,66													
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,98	15,58	15,87	15,13	14,54	14,10	14,88	14,78	18,15	15,75	17,66	15,85	16,26	15,66	16,05	15,65	15,68													
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,22	4,19	3,95	2,78	2,15	2,38	1,04	1,01	7,78	5,46	6,60	5,20	6,04	4,72	5,16	4,14	4,99													
MnO	0,06	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,10	0,09	0,08	0,08	0,10	0,09	0,09	0,07	0,09													
MgO	2,51	1,85	1,69	1,11	0,59	0,90	0,20	0,22	4,71	2,67	2,95	2,37	2,62	1,81	1,91	1,79	1,81													
CaO	3,75	3,00	2,95	2,00	1,46	1,70	0,58	0,55	5,50	3,55	4,73	3,31	2,92	2,82	2,85	2,68	2,83													
Na <sub>2</sub> O	3,92	3,67	3,90	3,78	3,44	3,63	3,32	3,05	3,77	3,97	3,91	4,00	4,02	4,29	4,53	3,82	4,35													
K <sub>2</sub> O	2,33	3,00	3,12	3,65	4,27	3,70	4,58	5,27	2,86	2,30	2,35	2,32	2,65	2,18	2,10	2,63	2,07													
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,18	0,17	0,13	0,18	0,13	0,21	0,21	0,39	0,23	0,30	0,24	0,25	0,20	0,23	0,17	0,21													
P.F.	1,43	0,98	0,91	1,02	1,10	0,58	1,34	1,27	1,45	0,68	0,99	0,98	1,11	0,74	0,96	1,51	0,86													
Total	99,66	99,72	99,65	99,86	99,77	99,69	99,85	100,02	99,58	99,85	99,36	99,63	99,77	99,64	99,89	99,79	99,55													
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> */MgO	2,08	2,26	2,34	2,50	3,64	2,64	5,20	4,59	1,65	2,04	2,24	2,19	2,31	2,61	2,70	2,31	2,76													
A/CNK	1,08	1,06	1,05	1,10	1,12	1,08	1,30	1,26	0,94	1,02	1,01	1,05	1,10	1,08	1,08	1,12	1,08													
Rb (ppm)	98,31	108	107,7	140	290,3	134,5	433	450	89,52	113	81,93	116	213,8	147	173,3	129	155													
Ba	760	740	688	587	404	585	78	75	783	440	746	507	215	247	207	272	208													
Sr	517	406	356	266	123	237	28,4	30	812	343	560	364	189	237	163	291	193													
La (ppm)	34,06	48	30,15	27,35	27,63	23	11,37	8,5	33,24	23	27,97	16	30,86	17,4	27,73	27,95	15													
Ce	63,42	92	60,15	54,27	59,36	44,5	23,77	17	70,52	46	58,07	33	62,79	41	53,9	55,44	30													
Pr	6,78	nd	6,63	5,96	6,65	nd	2,73	nd	8,08	nd	6,69	nd	6,76	nd	6,09	6,13	nd													
Nd	25,77	37,5	26	22,74	26,2	20	10,5	8	33,83	25	28,18	18	26,16	17,5	22,87	24,23	15,3													
Sm	4,1	6,5	4,93	4,52	4,87	3,3	2,71	1,6	6,5	5,3	5,16	4,2	5,54	4,3	4,83	4,62	3,5													
Eu	1,49	1,33	1,15	0,99	0,79	0,88	0,214	0,25	1,91	1,09	1,59	1,08	0,82	0,82	0,68	0,9	0,67													
Gd	2,89	5,2	4,09	3,79	3,28	3,2	2,09	1,7	5,94	5,2	4,49	4,45	4,61	4,1	4,51	3,85	3,7													
Tb	0,36	nd	0,57	0,58	0,46	nd	0,31	nd	0,79	nd	0,63	nd	0,75	nd	0,71	0,59	nd													
Dy	1,98	3,65	3,41	3,28	2,36	3,00	1,51	1,20	3,99	4,75	3,35	4,00	4,24	3,90	3,88	3,37	3,30													
Ho	0,41	nd	0,78	0,80	0,52	nd	0,32	nd	0,87	nd	0,79	nd	0,88	nd	0,86	0,76	nd													
Er	1,17	2,00	2,09	1,88	1,33	v1,60	0,83	0,80	2,28	2,30	2,03	2,00	2,17	2,00	2,08	2,04	1,60													
Tm	0,16	nd	0,34	0,26	0,19	nd	0,14	nd	0,37	nd	0,33	nd	0,34	nd	0,33	0,31	nd													
Yb	1,01	1,80	2,06	1,77	1,22	1,45	0,81	0,70	2,24	2,10	2,17	1,80	2,18	1,87	2,05	1,98	1,47													
Lu	0,17	nd	0,31	0,29	0,20	nd	0,12	nd	0,36	nd	0,34	nd	0,34	nd	0,34	0,28	nd													
Total	143,77	197,98	142,66	128,48	135,06	100,93	57,44	39,75	170,92	114,74	141,79	84,53	148,44	92,89	130,86	132,45	74,54													
(La/Sm) <sub>h</sub>	5,19	4,62	3,82	3,78	3,55	4,36	2,62	3,32	3,20	2,71	3,39	2,38	3,48	2,53	3,59	3,78	2,68													
(Gd/Yb) <sub>h</sub>	1,75	1,77	1,22	1,31	1,65	1,35	1,57	1,49	1,63	1,52	1,27	1,52	1,30	1,34	1,35	1,19	1,54													
(La/Yb) <sub>h</sub>	19,96	15,84	8,69	9,17	13,46	9,42	8,29	7,22	8,81	6,50	7,65	5,28	8,41	5,53	8,03	8,38	6,06													
(Eu/Eu*) <sub>h</sub>	1,37	0,74	0,83	0,78	0,62	0,90	0,29	0,51	1,01	0,69	1,08	0,84	0,53	0,65	0,48	0,69	0,62													

Tableau IV A. Analyses chimiques antérieures sur les granitoïdes de Zaër d'après. Mahmood (1980).

Faciès	Granitoïdes à Bi du SW				Granitoïdes à Bi du NE				Leucogranites à 2 micas			
	Réf.	G75	G85	G86	M329	G18	M267	M266	M332	G44	G49	G58
SiO <sub>2</sub> (%)	63,60	62,70	66,80	66,50	66,70	68,10	67,80	71,50	71,90	75,00	74,00	71,90
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,75	0,65	0,70	0,50	0,50	0,60	0,30	0,10	0,05	0,15	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	16,70	15,90	16,50	16,50	16,10	15,60	15,50	15,30	14,70	14,50	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	2,28	2,39	1,37	2,11	0,96	1,42	1,16	1,13	0,92	0,60	0,73
FeO	3,33	2,90	1,81	2,82	1,88	2,20	2,05	0,94	0,15	0,07	0,36	0,15
MnO	0,03	0,07	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	traces	0,03	traces
MgO	2,00	2,50	1,90	2,10	1,90	1,60	1,70	0,80	0,35	0,21	0,31	0,25
CaO	3,15	3,60	2,80	3,10	2,60	2,80	2,40	1,55	0,65	0,30	0,65	0,50
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,90	3,90	3,70	3,65	4,20	3,60	3,70	3,10	3,10	3,50	2,75
K <sub>2</sub> O	3,70	2,80	2,95	3,10	3,25	3,20	3,10	4,30	5,10	4,80	4,20	5,55
H <sub>2</sub> O+	0,88	1,34	1,19	0,41	1,03	0,39	1,14	0,58	1,30	0,99	1,28	1,45
H <sub>2</sub> O-	0,17	0,16	0,39	0,12	0,03	0,10	0,30	0,12	0,40	0,05	0,09	0,25
Total	100,56	99,70	100,74	100,49	100,20	100,20	99,76	100,49	99,50	100,19	99,67	99,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> */MgO	2,48	2,19	2,31	2,13	2,20	2,11	2,16	2,74	3,71	4,76	3,23	3,60
A/CNK	1,13	1,04	1,08	1,09	1,16	1,04	1,14	1,14	1,30	1,36	1,26	1,36
Rb (ppm)	110	105	105	100	109	115	120	170	729	582	455	472
Ba	775	635	495	550	285	480	535	400	100	100	204	335
Sr	520	460	345	405	340	340	320	220	65	50	75	78

Tableau IV B. Analyses chimiques antérieures sur les granitoïdes de Zaër d'après Giuliani (1982).

Faciès	Gr. à Bi du SW			Gr. à Bi du NE		Lgranite à 2 M		EMMSW
	Réf.	Z112	Z95	Z7	Z119	Z98	Z122	Z113
SiO <sub>2</sub> (%)	68,85	60,48	67,13	70,47	69,07	74,56	71,54	48,46
TiO <sub>2</sub>	0,51	1,13	0,66	0,40	0,51	0,13	0,29	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	17,17	15,62	15,21	14,98	14,21	14,96	17,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,58	5,88	4,17	2,71	3,40	1,03	1,90	8,68
MnO	0,07	0,10	0,07	0,05	0,06	0,03	0,05	0,12
MgO	1,34	3,17	1,80	1,09	1,34	0,13	0,44	8,04
CaO	2,24	4,49	2,95	1,82	2,26	0,17	1,08	9,36
Na <sub>2</sub> O	4,02	3,47	3,74	3,52	3,60	3,37	3,39	5,06
K <sub>2</sub> O	2,89	2,75	3,02	4,22	3,49	4,88	4,60	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,33	0,16	Traces	0,49	0,22	0,24	0,24
P.F.	1,07	1,27	0,60	0,49	0,98	1,52	0,75	1,76
Total	100,44	100,24	99,92	99,98	100,18	100,25	99,24	100,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> */MgO	2,67	1,85	2,32	2,49	2,54	7,92	4,32	1,08
A/CNK	1,13	1,02	1,06	1,11	1,09	1,28	1,20	0,67
Rb (ppm)	239	82	98	166	129	370	358	30
Ba	536	589	633	555	700	76	442	189
Sr	286	488	385	287	356	27	142	670

échelle de la silice du granite vers l'enclave sous l'effet d'un gradient chimique établi entre les deux magmas acide et basique après leur mise en contact (Zorpi et al. 1989).

- *Les halos felsiques.* Ils correspondent aux étroites bandes granitiques claires observées autour de certaines EMM. Selon Belin (1988), ces halos traduisent des migrations de certains éléments chimiques (Fe, Mg, K, Rb, Ba) de la roche acide vers la masse basique. Cela entraîne la cristallisation massive de la biotite et des minéraux accessoires dans l'enclave et l'appauvrissement de la frange

granitique qui entour ces enclaves en minéraux ferromagnésiens.

- *Les xénocristaux.* Ils correspondent aux minéraux d'origine granitique introduits dans l'EMM par échanges mécaniques (Didier 1973, 1987; Zorpi et al. 1989; Didier & Barbarin 1991; El Amrani 1994, 1996). Les xénocristaux observés dans les EMMs sont: – les ocelles de quartz sous forme de petites sphères ( $\emptyset < 5$  mm) blindées par une couronne réactionnelle; – les phénocristaux de plagioclase (1 à 1,5 cm) composites et à texture identique à celle des plagioclases du granite hôte; – les grandes bio-

Tableau IV C. Analyses chimiques antérieures sur les granitoïdes de Zaër d'après Rosé (1987).

Faciès	Gr SW	Granite à biotite du NE					Lgranite	EMMNE	EMM SW	
Réf.	ZA45	ZA55	ZA63	ZA78	ZA89	ZA98	ZA94	ZA63e	ZA48	ZA44
SiO <sub>2</sub> (%)	65,29	70,85	69,52	70,59	69,77	66,94	72,7	66,38	61,78	48,57
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,26	0,38	0,28	0,35	0,56	0,3	0,66	0,89	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2	14,78	16,16	14,4	15,1	15,57	14,25	15,48	16,95	17,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,03	2,02	2,44	2,26	2,49	3,76	1,37	4,68	6,04	9,28
MnO	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04	0,11	0,1	0,17
MgO	1,6	0,48	0,95	0,61	0,85	1,56	0,43	1,77	2,67	8,12
CaO	2,81	1,17	1,57	1,37	1,73	2,55	0,76	2,7	3,16	9,02
Na <sub>2</sub> O	3,55	3,48	3,83	3,51	3,88	3,8	3,44	4,28	3,63	2,87
K <sub>2</sub> O	3,43	4,49	4,39	4,37	3,77	3,34	4,56	2,02	3,08	1,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	traces	0,05	0,22	0,94	1,03	traces	0,36	0,64	traces	0,21
P.F.	0,89	1,14	0,78	0,8	0,86	0,8	0,76	0,72	1,23	1,52
Total	98,56	98,77	100,3	99,19	99,9	98,95	98,97	99,44	99,53	100,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> */MgO	2,52	4,21	2,57	3,70	2,93	2,41	3,19	2,64	2,26	1,14
A/CNK	1,11	1,16	1,16	1,11	1,11	1,07	1,19	1,10	1,13	0,79
Rb (ppm)	125	350	170	278	229	141	350	185	108	38
Ba	837	300	529	405	518	605	251	170	398	254
Sr	409	70	249	119	224	321	88	164	352	705

tites granitiques qui coexistent avec les micropaillettes de biotite propres à l'enclave; et – les apatites trapues typiquement granitiques qui se trouvent associées avec les apatites aciculaires caractéristiques des EMM.

### Géochimie

La présente étude est basée sur 47 analyses de granitoïdes et d'EMM: 17 analyses complètes (majeurs, traces et Terres Rares) ont été réalisées dans le cadre de ce travail (Table III) et 30 autres analyses (Tables IVA, B et C) ont été sélection-

nées à partir des travaux antérieurs (Mahmood 1980; Giuliani 1982; Rosé 1987).

#### I- Les éléments majeurs et en traces

Par leur rapport Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*/MgO assez modérés (1 à 5) et des teneurs en SiO<sub>2</sub> variables entre 48 et 75 % (Tables III et IV) l'ensemble des granitoïdes de Zaër et leurs EMM affichent une nette affinité calco-alkaline (Gill 1981). Selon le diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Fig. 3) de Peccerillo & Taylor (1976), les leucogranites à deux micas, les deux faciès à biotite du SW et NE,

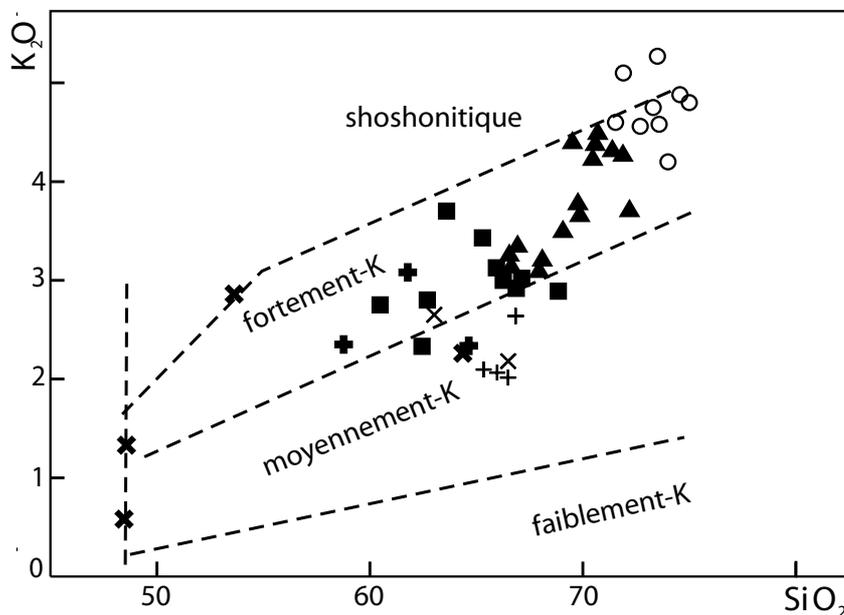


Fig. 3. Granitoïdes et EMM de Zaër dans l'espace K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de Peccerillo & Taylor (1976). (même légende que sur Fig. 2)

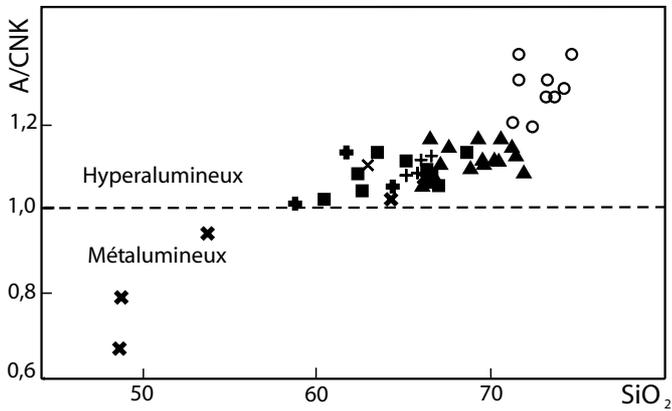


Fig. 4. Granitoïdes et EMM de Zaër dans le diagramme A/CNK vs SiO<sub>2</sub>. (même légende que sur Fig. 2)

ainsi que les EMM du SW, s'avèrent fortement potassiques, alors que les EMM du NE sont moyennement potassiques.

Les rapports molaires A/CNK, nettement supérieurs à l'unité (Fig. 4), reflètent la nature hyperalumineuse de l'ensemble des granitoïdes de Zaër, à l'exception des EMM très basiques du SW (Z.1-11b, Z30) qui montrent un caractère métalumineux (A/CNK < 1). Cette nature fortement alumineuse se traduit sur le plan pétrographique par l'expression de la cor-

diérite dans les granitoïdes à biotite et de l'andalousite dans les leucogranites à deux micas.

La projection des différents granitoïdes et EMM de Zaër dans les diagrammes de type Harker (Fig. 5) montre une répartition linéaire selon une droite de corrélation négative entre SiO<sub>2</sub> et la majorité des autres éléments (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et CaO), sauf pour K<sub>2</sub>O où cette corrélation est plutôt positive. Ces diagrammes permettent de dégager 3 points importants: (1) Les monzogranites-granodiorites à biotite du NE sont plus différenciés que les granodiorites-tonalites du SW. (2) Les EMM du NE ont une composition très serrée et se situent en position intermédiaire entre les deux faciès granitiques à biotite, tandis que les EMM du SW présentent des compositions variables, différentes de celles de leur granite hôte et constituent le terme le moins différencié des roches magmatiques de Zaër. (3) Les monzogranites-synogranites à deux micas montrent un passage continu avec les granitoïdes à biotite et représentent le terme le plus différencié de l'ensemble des granitoïdes de Zaër.

La répartition des différents faciès sur le diagramme Sr vs Rb (Fig. 6a) montre que la différenciation des granitoïdes à biotite et des EMM du NE serait contrôlée par le fractionnement du plagioclase avec une importante concentration de la biotite dans le faciès granitique SW. Le passage des granites à biotite vers les leucogranites se marque par une plus forte concentration en feldspath-K. La dispersion des points sur le

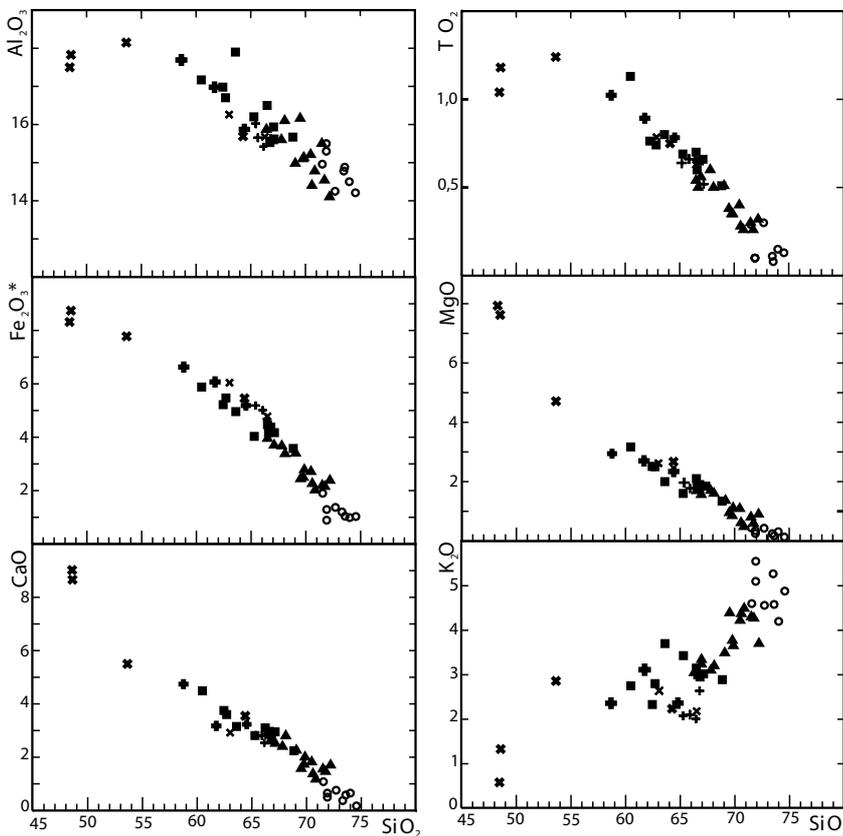


Fig. 5. Granitoïdes et EMM de Zaër dans les diagrammes Oxydes vs SiO<sub>2</sub> de type Harker. (même légende que sur Fig. 2)

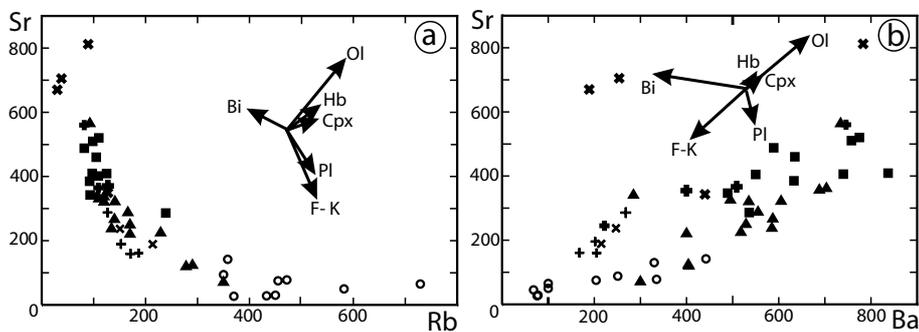


Fig. 6. Evolution des teneurs en Sr vs Rb (a) et Sr vs Ba (b) dans les faciès granitiques et les EMM du pluton de Zaër. (même légende que sur Fig. 2) Les vecteurs de cristallisation fractionnée correspondent à 30% du fractionnement de Rayleigh calculé en utilisant la valeur Kd à partir de Rollinson, 1993. (Ol: basaltes; autres minéraux: dacite et rhyolite).

diagramme Sr vs Ba (Fig. 6b) s'expliquerait par une contamination crustale du magma granitique. La richesse des granitoïdes à biotite en xénolites apporte la preuve de cette contamination.

## II- Les Terres Rares (TR)

Les profils de TR des deux faciès SW et NE (Fig. 7), légèrement C distincts, permettent d'envisager une différenciation entre eux qui serait contrôlée à la fois par le fractionnement du zircon, de l'apatite, du sphène et dans une moindre mesure du plagioclase (Gromet & Silver 1983; Cocherie 1984; Sawka 1988) et par des échanges mécaniques de ces mêmes phases minérales entre les enclaves et leurs granites hôtes (Zorpi et al. 1989; Didier & Barbarin 1991). L'anomalie positive en Eu révélée par un échantillon du granite SW (Z.1-11a) reflète l'hétérogénéité pétrographique de ce faciès qui montre localement des zones très enrichies en plagioclases.

Concernant les EMM, elles montrent des profils de TR superposables à ceux de leur granitoïde hôte avec une distinction entre ceux du SW et du NE, notamment au niveau de leur teneur en TR légères et leur anomalie en Eu. Cela suggère une origine commune de leur magma basique avec une différenciation entre les EMM du SW et du NE. Différenciation qui serait contrôlée par le fractionnement de la hornblende, principale phase minérale susceptible de contenir des quantités significatives de TR lourdes (Fourcade & Allègre 1981).

Quant aux leucogranites, ils se distinguent des granites à biotites par: leur faible enrichissement en TR ( $\Sigma TR_{moy} = 49$  ppm # 141 ppm); leur faible taux de fractionnement des TR légères ( $[La/Sm]_n = 2,6$  à  $3,3$  #  $3,6$  à  $5,2$ ); et leur forte anomalie négative en Eu ( $[Eu/Eu^*]_n = 0,51$  à  $0,29$  #  $1,37$  à  $0,62$ ). Cela pourrait s'expliquer par une différenciation magmatique contrôlée par un fractionnement important des plagioclases qui fixent des teneurs élevées en Eu et beaucoup plus de TR légères que de TR lourdes (Fujimaki 1986). Aussi, la géochimie des TR permet-elle d'envisager un éventuel cogénéisme entre les leucogranites à deux micas et les granitoïdes à biotite de Zaër.

Les spidergrammes des différents granitoïdes et EMM de Zaër (Fig. 8) révèlent globalement leur fort enrichissement en éléments les plus incompatibles (K, Rb, Ba, Th...) par rapport

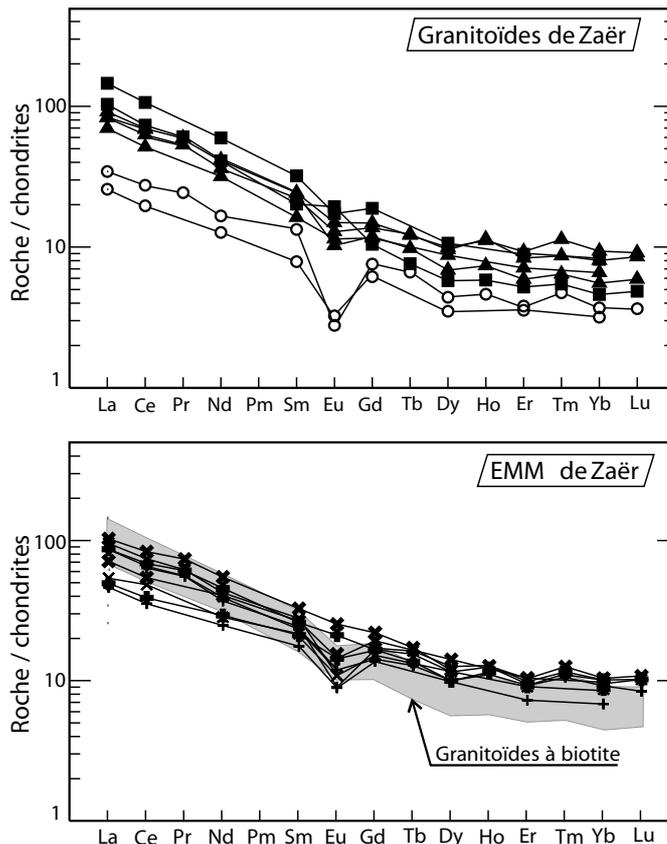


Fig. 7. Spectres des Terres Rares des granitoïdes et des EMM de Zaër (normalisation par rapport aux chondrites de Hermann 1978). (même légende que sur Fig. 2).

aux moins incompatibles (Tb, Y, Tm, Yb...) avec des anomalies négatives en Nb, Sr et Ti. Ces traits géochimiques sont comparables à ceux des magmas des zones orogéniques issus d'une fusion partielle de la croûte continentale inférieure (Saunders et al. 1980; Taylor & McLennan 1985). Les spidergrammes des leucogranites à deux micas, nettement plus enrichis en Rb et Th et à fortes anomalies négatives en Sr et Ti par rapport à ceux des granites à biotite, traduisent une différenciation magmatique plus poussée et une contribution crustale plus importante (Thompson 1982).

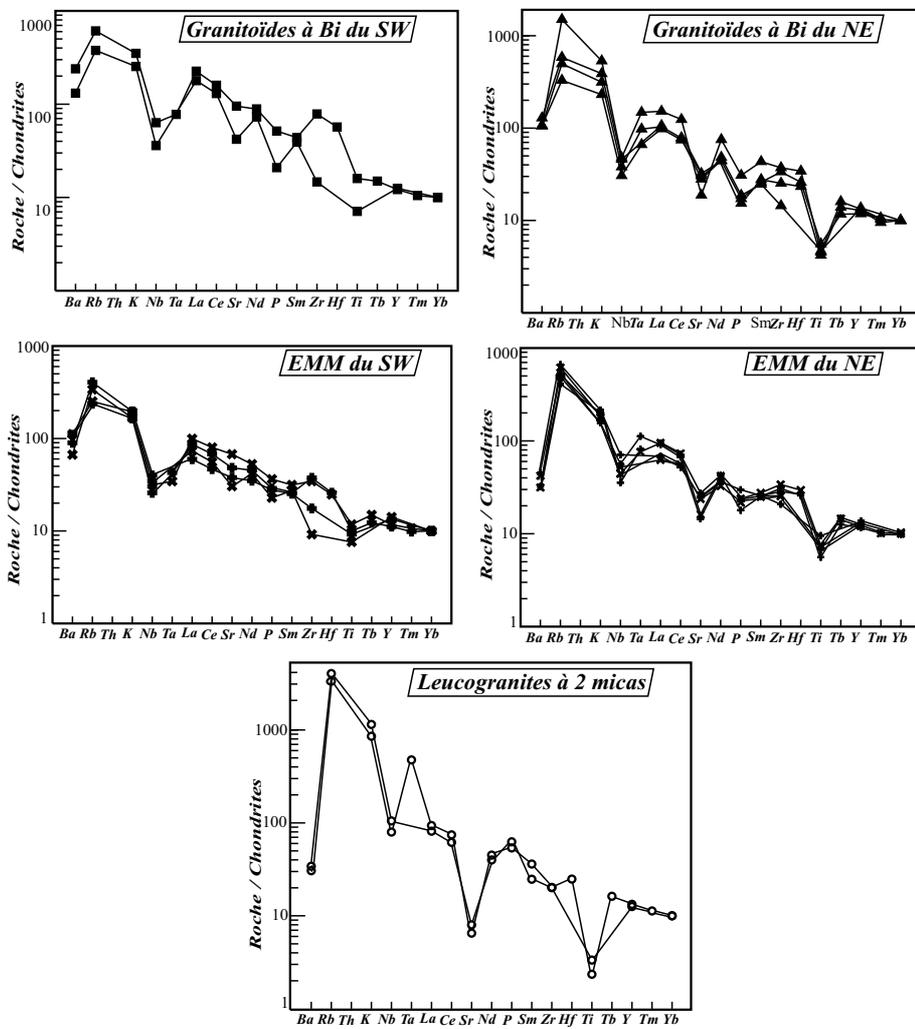


Fig. 8. Spidergrammes des granitoïdes et des EMM de Zaër (normalisation par rapport aux chondrites de Thompson 1982). (même légende que sur Fig. 2).

## Discussion et modèle génétique

### *I Les granitoïdes à biotite et leurs enclaves*

Les compositions pétrographiques, minéralogiques et chimiques ainsi que la présence de xénolites, de restites et d'EMM impliquent l'intervention dans la genèse des granitoïdes à biotite de Zaër de divers processus pétrologiques: fusion partielle de matériaux crustaux, mélanges magmatiques acide-basique, contamination crustale et cristallisation fractionnée.

La composition principalement alumineuse des xénolites relativement profonds (X<sub>vcs</sub>) suggère, à la lumière des travaux expérimentaux sur la genèse des granitoïdes alumineux, que les matériaux-sources (protolithe) des granitoïdes de Zaër correspondraient à des métapélites ou métagrauwackes (Clemens & Vielzeuf 1987; Vielzeuf & Holloway 1988; Patino-Douce & Johnston 1991). Ces matériaux seraient en outre assez fertiles (c'est-à-dire peu réfractaires) en raison de la rareté des restites (Haïmeur et al. 2003). Les xénolites moins profonds (X<sub>tas</sub>) at-

testent par ailleurs une contamination du magma granitique par des roches crustales arrachées à des niveaux de plus en plus superficiels.

L'abondance des EMM traduit le rôle fondamental joué par les mélanges magmatiques acide-basique dans la genèse de ces granitoïdes. La diversité des EMM (EMMc<sub>d</sub> et EMM<sub>op</sub> au SW; EMM<sub>nb</sub> et EMM<sub>cs</sub> au NE) ainsi que la présence d'EMM doubles indiquent une répétition des stades de mélanges magmatiques (Didier 1987; El Amrani & El Mouraouah 1992). Sur le plan chimique, ces mélanges se traduisent par une répartition linéaire et des corrélations inter-éléments sur les diagrammes de type Harker (Fig. 5). En outre, les compositions isotopiques en strontium et néodyme, déterminées par Mrini (1985) sur les granitoïdes à biotite de Zaër, ( $Sr_1 = 0,705$ ;  $\epsilon Nd = -1,5$ ), corroborent leur genèse selon un modèle de mélange magmatique binaire entre un composant crustal fortement radiogénique et un composant basique extrait d'un manteau appauvri (DM).

Par ailleurs, l'évolution et l'homogénéisation nettement plus importantes dans le faciès NE que dans le faciès SW s'expliqueraient par: i/ une différenciation magmatique qui serait contrôlée principalement par le fractionnement des plagioclases et des minéraux accessoires riches en TR (zircon, apatite et sphène); et ii/ un long écoulement du magma granitique NE, ce qui aurait favorisé son brassage magmatique et activé les échanges mécaniques et chimiques entre ce magma et ses différentes EMM.

Concernant la nature des magmas basiques impliqués dans le mélange, elle pourrait être approchée à partir des grandes EMM du SW (EMMc<sub>d</sub>) qui montrent une bonne conservation de leur composition originale. Par leurs teneurs en éléments majeurs et en traces, ces EMM ont une composition proche des basaltes alumineux de type HAB (Hyperaluminous basalt) définis par Reid et al. (1983). En outre, les données isotopiques obtenues par Mrini (1985) sur ce même type d'enclaves (EMM de Sidi Mohamed El Kébir: Réf. ZA44, Table IVC) et qui indiquent des faibles teneurs en strontium initial ( $Sr_i = 0,704$ ) et des valeurs positives de néodyme ( $\epsilon Nd = +2,5$ ) confirment l'origine mantellique de ces magmas basiques. Les calculs des mélanges effectués à partir de la composition de ces EMM<sub>d</sub> ont permis d'estimer la contribution du pôle basique à 35% dans le faciès SW et 20 % dans le faciès NE (Haimeur et al. 2003).

Par leur composition chimique, les EMM<sub>d</sub> s'avèrent très comparables aux dolérites anté- à syntectoniques du plateau de Ment, situé à quelques kilomètres l'Est de Zaër (Boushaba 1996) ainsi qu'aux EMM et aux basaltes associés aux granitoïdes de Tichka, affleurant dans le Haut Atlas occidental (Gasquet 1991; Gasquet et al. 1996). Cela permet d'envisager l'origine commune de l'ensemble de ces roches basiques. Aussi, peut-on admettre la répartition géographique assez large des basaltes alumineux mantelliques et supposer leur étroite relation avec la genèse des granitoïdes calco-alcalins alumineux de la chaîne hercynienne marocaine.

Les différentes variétés d'EMM du NE (EMM<sub>n</sub>b et EMM<sub>c</sub>s) et du SW (EMMc<sub>d</sub> et EMM<sub>o</sub>p) proviendraient d'une même souche basaltique d'origine mantellique. La diversité pétrographique et chimique de ces EMM s'expliquerait d'abord par des mélanges répétitifs de ce magma basique à des stades de différenciation magmatique variables. Ensuite, les injections magmatiques intervenues à différents niveaux structuraux conduisent à des types de mélanges magmatiques spécifiques (mixing ou mingling) selon les conditions de température et de pression régnant au moment des mélanges (Sparks & Marshall 1986; Clemens & Vielzeuf 1987, Huppert & Sparks 1988, Zorpi et al. 1989, Poli & Tommasini 1999). Enfin, le temps qui sépare le début du mélange magmatique et la fermeture totale du système granitique ainsi que la dynamique du milieu de cristallisation jouent un rôle important sur le taux des échanges mécaniques et chimiques entre les deux composants acide et basique et par conséquent sur leur degré d'hybridation (Didier 1987; Barbarin & Didier 1992; El Amrani & El Mouraouah 1992; El Amrani, 1996).

## II Les leucogranites à deux micas

La genèse des leucogranites à deux micas et leur relation génétique avec les granitoïdes à biotite ont fait l'objet d'une longue discussion. Selon Mahmood (1980) les leucogranites de Zaër correspondent au terme évolué d'une différenciation centripète et continue par cristallisation fractionnée des granitoïdes externes à biotite. Pour Giuliani (1982) et Giuliani et al. (1989), la discontinuité structurale entre les deux unités écarte l'hypothèse d'une relation directe et favorise un modèle d'évolution magmatique polyphasée qui suppose que les leucogranites à deux micas correspondraient à une phase magmatique particulière, résultant soit d'un appauvrissement brutal du liquide résiduel en ferro-magnésiens soit d'une refusion partielle du granite à biotite. Mrini (1985), sur la base d'une étude isotopique en Rb-Sr, n'envisage aucune relation génétique entre les granitoïdes à biotite et les leucogranites en raison de leurs âges de mise en place décalés (respectivement  $303 \pm 13$  et  $279 \pm 11$  Ma) et de leurs rapports en  $Sr_i$  différents (respectivement 0,705 et 0,710).

Le décalage chronologique entre les deux granitoïdes ne peut être tenu comme critère solide pour nier le lien pétrogénétique entre les deux unités granitiques du fait des incertitudes très élevées sur les âges calculés; selon ces incertitudes, ce décalage peut varier de 0 à 48 Ma. D'autre part, la différence de leur rapport en  $Sr_i$  n'implique pas nécessairement des sources différentes. Des granitoïdes hybrides issus de mélanges magmatiques entre les mêmes pôles acide et basique peuvent présenter des rapports en  $Sr_i$  différents selon les proportions des pôles impliqués dans le mélange. Inversement, les travaux de Donaire et al. (1999) sur le batholite de Los Pedroches (Espagne) montrent que deux séries granitiques différentes par leurs compositions minéralogiques et chimiques, pourraient provenir de sources crustales isotopiquement homogènes. Ce qui signifie que les rapports isotopiques ne peuvent être concluants que si on comprend le mode de genèse et d'évolution du magma granitique.

Par leurs compositions pétro-minéralogiques et isotopiques, les leucogranites de Zaër se distinguent nettement des mobilisats crustaux et des leucogranites d'origine purement crustale comme c'est le cas par exemple des leucogranites d'Oulmès (Fig. 1). Ces derniers présentent d'après les données de Mrini (1985) et Boutaleb (1988) un indice de différenciation magmatique élevé ( $SiO_2 = 74$  à  $78$  %), un très faible enrichissement en TR ( $\Sigma TR_{moyen} < 31$  ppm) et une composition isotopique fortement radiogénique ( $Sr_i = 0,718$ ;  $\epsilon Nd = -10,70$ ). Aussi, les leucogranites de Zaër avec une composition assez différente de celle des granites crustaux ( $SiO_2 = 72$  à  $75$  %;  $\Sigma TR_{moyen} = 49$  ppm;  $Sr_i = 0,710$ ;  $\epsilon Nd = -4,98$ ) seraient-ils d'origine hybride (croûte + manteau) avec, cependant, une plus faible participation mantellique par rapport aux granites à biotite. Par ailleurs, l'étroite relation spatiale entre ces leucogranites et les granites à biotite, la continuité de leur composition chimique en éléments majeurs et en traces, ainsi que la transition entre leurs spectres de TR constituent autant d'arguments

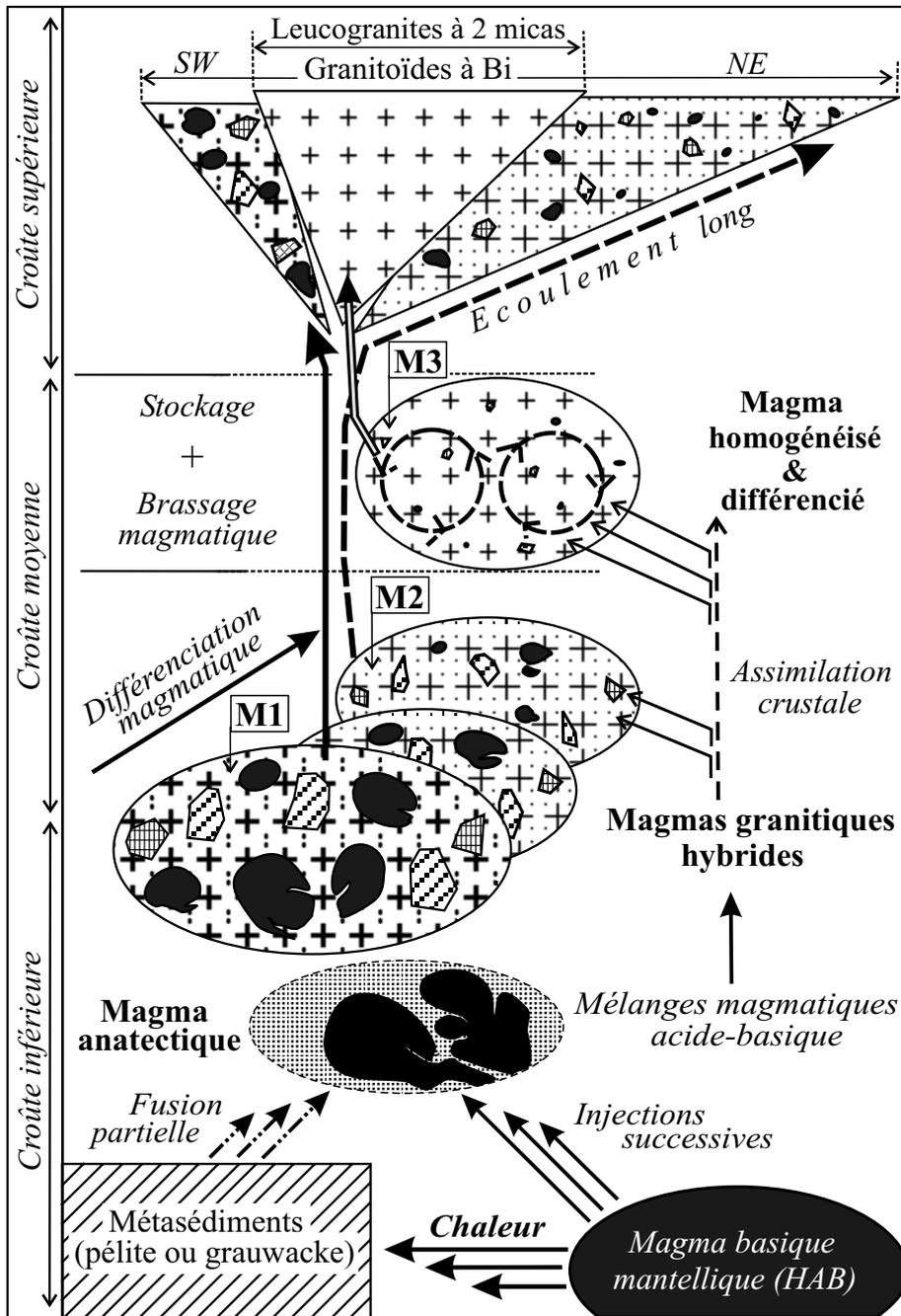


Fig. 9. Modèle simplifié de genèse et de mise en place du pluton granitique composite de Zaër.

en faveur de l'existence d'une relation pétrogénétique entre eux. Cette relation ne serait certainement pas directe et continue, comme ce qui a été proposé par Mahmood (1980).

L'analyse pétrologique et géochimique intégrée, menée sur les deux unités granitiques de Zaër permet de suggérer que le magma leucogranitique résulterait de la fusion partielle des mêmes matériaux crustaux que ceux des granitoïdes à biotite (métasédiments) avec l'intervention de mélanges magmatiques acide-basique. Dans ces mélanges la contribution mantellique aurait été très modeste; inférieure à 10 % selon Haïmeur et al

(2003). A la différence des granites à biotite où le magma hybride a été mis en place juste après sa genèse, le magma leucogranitique aurait subi une ascension plus lente avec un stockage durant un laps de temps assez important mais qui reste très difficile à estimer en l'absence de datation radiochronologique précise (en l'occurrence U-Pb sur zircons). Pendant cette ascension et ce stockage, vraisemblablement au niveau de la croûte moyenne et dans une chambre magmatique animée par des courants de convection, les mélanges magmatiques acide-basique auraient pu atteindre leur stade ultime (mixing) où

aucun des composants acide et basique n'est plus reconnaissable. En outre, le magma assez homogénéisé a pu subir, lors de son stockage, une différenciation par cristallisation fractionnée ainsi qu'une contamination crustale assez importante. Par la suite, le stock leucogranitique parfaitement bien homogénéisé et différencié a pu reprendre son ascension pour se mettre en place au sein des granitoïdes externes déjà en partie consolidés.

### III Modèle pétrogénétique

A la lumière des modèles de genèse des magmas calco-alcalins hybrides, notamment le modèle «AFC» (Assimilation-Fractional Crystallization) de DePaolo (1981) et plus particulièrement le Modèle «MASH» (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization) de Hildreth & Moorbath (1988) ainsi qu'à la base des travaux sur la mise en place des magmas granitiques (par ex. Hutton et al. 1990; Johannes & Holtz 1991; Clemens & Mawer 1992), on propose pour le pluton composite de Zaër un modèle simplifié en 3 étapes (Fig. 9):

**Étape 1:** Un magma basique mantellique de type HAB serait injecté à la base de la croûte inférieure dont la composition correspondrait à des métapélites ou métagrauwackes. La chaleur apportée par le liquide basique induit la fusion partielle de la croûte sus-jacente donnant naissance à des liquides anatectiques crustaux. Ces derniers se sont mélangés d'une manière incomplète (*mingling*) avec le composant basique pour donner un magma hybride (**M1**). Ce premier magma serait drainé vers la croûte supérieure et injecté le long de la faille de Demrane-Chbeïka pour donner les granodiorites-tonalites du SW à caractère hétérogène et riches en xénolites et grandes EMM.

**Étape 2:** un magma hybride équivalent à M1 mais un peu plus différencié, serait injecté en direction NE le long d'une branche latérale de la faille de Demrane-Chbeïka sous forme d'un grand laccolithe d'environ 30 km (Haïmeur et al. 2002). Cela aurait entraîné l'activation des échanges mécaniques et chimiques entre les composants acide et basique pour donner un magma relativement plus homogénéisé (**M2**). Cela explique l'aspect relativement plus homogène et plus différencié des monzogranites-granodiorites du NE et leurs EMM nettement plus petites et profondément rééquilibrées.

**Étape 3:** Un magma hybride, formé dans les mêmes conditions et à partir des mêmes matériaux mais dont la proportion du pôle basique a été plus modeste, a pu subir une montée plus lente avec, éventuellement, un stockage pendant quelques millions d'années au niveau de la croûte moyenne. Durant ce stockage et sous l'effet des courants de convection, ce magma hybride a dû subir un important brassage magmatique pour donner un nouveau magma (**M3**) parfaitement homogène et très différencié. Ce dernier a pu par la suite migrer vers la surface en empruntant la même faille de Demrane-Chbeïka et en recoupant les granitoïdes externes, en partie consolidés, pour donner les leucogranites à deux micras. Le mélange magma-

tique acide-basique parfait (*mixing*) ainsi que la fertilité des matériaux-sources expliqueraient l'absence d'EMM, de restes et de minéraux reliques dans ces leucogranites de Zaër.

Dans ce modèle on admettra le rôle fondamental joué par la faille profonde de Demrane-Chbeïka dans la montée et la mise en place des magmas granitiques (Haïmeur et al. 2002, 2003). En effet, lors de l'analyse pétrographique, nous avons dégagé les indices de terrain qui montrent la nature profonde de cette faille et son fonctionnement durant l'emplacement du magma granitique et même après sa consolidation. Par ailleurs, les travaux gravimétriques de Bernardin (1988) qui montrent la forme assez tabulaire du pluton de Zaër corrobore notre modèle qui suppose la mise en place du faciès granitique NE sous forme d'un grand laccolithe de plus de 30 km à partir de la faille de Demrane-Chbeïka. A préciser que cette dernière, de direction N140 à N160, appartiendrait au système de faille NNW-SSE, bien exprimé dans le bassin de Sidi Bettache situé au Nord de la région de Zaër, et qui est considéré par Lakhoulfi (2002) comme des voies d'accès du magmatisme basique famenno-tournaisien et trachy-andésitique permien.

### Conclusions

Les deux faciès SW et NE des granitoïdes externes et le faciès leucogranitique interne de Zaër forment une suite de termes pétrographiques de degrés d'homogénéisation et de différenciation évolutifs. L'analyse pétrologique intégrée de ces faciès granitiques et de leurs enclaves a permis de reconstituer l'histoire de genèse et de mise en place de cet important pluton granitique de la chaîne hercynienne du Maroc.

Le faciès SW (granodiorites-tonalites) présente un caractère pétrographique hybride et renferme des xénolites aluminés d'origine relativement profonde à superficielle et des grandes EMM dont la signature mantellique est bien préservée. Cela implique la genèse de ces granitoïdes par des mélanges magmatiques entre un composant acide anatectique, provenant de la fusion partielle de matériaux crustaux (métapélites ou métagrauwackes) et un composant basique mantellique (type HAB). Le faciès NE (monzogranites-granodiorites) est pétrographiquement plus homogène et renferme des petites EMM profondément rééquilibrées avec leur granite hôte. Cela s'expliquerait par un écoulement du magma granitique du NE sur une longue distance, vraisemblablement sous forme d'un grand laccolithe (30 km de long). Ce mode de mise en place aurait favorisé les échanges mécaniques et chimiques entre les deux composants acide et basique et contribué à leur rééquilibrage minéralogique et chimique.

Le leucogranite interne (Monzogranites-syenogranites), parfaitement homogène et dépourvu d'enclave, montre des liens étroits avec les granitoïdes externes. Sa genèse impliquerait également des mélanges magmatiques acide-basique avec, cependant, une contribution mantellique très modeste. La nature très homogène et différenciée de ces leucogranites ainsi que leur caractère intrusif dans les granites externes permettent d'envisager une montée assez lente du magma leucograniti-

tique avec éventuellement son stockage pendant un certain temps (quelques millions d'années ?) dans une chambre magmatique animée par d'importants courants de convection. Dans ces conditions, le brassage magmatique permettrait d'aboutir à un mélange parfait (mixing) des deux composants acide et basique et donner un magma parfaitement homogène. Ce dernier qui aurait subi en même temps une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée, a pu poursuivre son ascension et se mettre en place au sein des granitoïdes externes en partie consolidés.

Dans ce schéma général, la faille profonde de Demrane-Chbeïka et ses branches latérales auraient joué un rôle moteur dans le drainage et la mise en place des magmas granitiques de Zaër. Enfin, La présente étude montre le rôle fondamental

joué par les conditions de montée et de mise place des magmas granitiques ainsi que l'effet du stockage et du brassage magmatique dans l'homogénéisation des granitoïdes calco-alcalins hybrides.

## Remerciements

Nous remercions les professeurs B. Barbarin et C. Pin (Université de Clermont-Ferrand) et R.C Maury (Université de Brest) qui nous ont permis de réaliser des analyses chimiques des minéraux et des roches. Nos remerciements s'adressent également aux lecteurs: A. Michard (ENS, Paris), D. Visona (Université Padova) et O. Müntener (Université de Bern) dont les remarques et suggestions constructives ont permis l'amélioration du manuscrit.

## ANNEXE

Réf.	n° Labo.	Coordonnées	Nature pétrographique
Z.1-3a	77250	389,5 / 314,8	Granite gris bleuté à Bi, grenu grossier, faiblement porphyroïde, présence d'enclaves rares.
Z.1-4a	77251	387,0 / 315,5	Granite gris bleuté à rosâtre, grenu grossier et riche en xénolites et petites EMM variées.
Z.7-8a	77255	375,5 / 303,5	Granite gris bleuté à gris noir, très riche en Bi et petites EMM, avec faible déformation locale.
Z.1-11a	77257	370,5 / 288,5	Granite gris noir, grenu porphyroïde, orienté et déformé, contenant de grosses EMM ovoïdes.
Z.1-7	77254	379,4 / 301,7	Leucogranite gris argenté, grenu grossier, à 2deux micas avec prédominance de la muscovite.
Z.1-4c	77252	387,0 / 315,5	Enclave microgrenue grise, 15 cm de Ø, à couronne siliceuse, cristaux de Pl et ocelles de Qz.
Z.1-4f	77259	387,0 / 315,5	Enclave microgrenue noire 50 cm de Ø, riche en "nids" de Bi, cristaux de Pl et ocelles de Qz.
Z.1-5c	77253	387,6 / 314,7	Enclave microgrenue noire, 20 cm Ø, homogène, très dure, contact net, rares ocelles de Qz.
Z.1-10e	77256	370,5 / 292,2	Enclave microgrenue noire, porphyrique, 1 m de Ø, contact net, forme étirée et riche en Pl.
Z.1-11b	77258	370,5 / 288,5	Enclave microgrenue grise, 1,5 m de Ø, très dure, contact net, contour régulier, avec rares Pl.
Z.2-2a	17861	386,8 / 312,8	Granite gris bleuté, grenu grossier, frais et homogène, riche en petits xénolites et EMM.
Z.2-9a	17865	371,6 / 285,5	Granite gris noir, riche en Bi, très dur et montrant une déformation localement très intense.
Z.2-5	17863	381,3 / 303,9	Leucogranite gris clair à rosâtre, grenu grossier, à 2 micas avec muscovite dominante.
Z.1-2b	17859	390,8 / 314,2	Enclave microgrenue grise, 10 cm de Ø, à bordure silicifiée, avec rares Pl et ocelles de Qz.
Z.1-3d	17860	389,6 / 314,8	Enclave microgrenue noire, 20 cm de Ø, contenant nombreuses "nids" de Bi et ocelles de Qz.
Z.2-8b	17864	371,7 / 286,8	Enclave microgrenue grise, 2 m de Ø, ovoïde, à contour fracturé et injecté de granite.
Z.2-9b	17866	271,6 / 285,5	Enclave microgrenue grise, 1,5 m de Ø, en fuseaux, à contour régulier, riche en cristaux de Pl

*Z.1-3a à Z.1-11b: analyses au laboratoire du CRPG – Nancy. Z.2-2a à Z.2-9b: analyses au laboratoire de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest).*

Conditions d'Analyse  
Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO<sub>2</sub> et dissolution HNO<sub>3</sub>.  
Analyse: par ICP-Emission pour éléments majeurs, mineurs et Sc.; par ICP-MS pour tous les autres éléments en traces.  
Qualité: contrôlée par les géostandards internationaux.

## REFERENCES

- BARBARIN 1989: Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 303–315.
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. 1992: Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interactions between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 8, 145–153.
- BELIN, J.M. 1988: Evolution des enclaves basiques et leur matrice dans un granite. L'exemple du granite porphyroïde de Saint-Gervais d'Auvergne (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 307, 378–393.
- BERNARDIN, C. 1988: Interprétation gravimétrique et structurale profonde de la Meseta marocaine et de la marge atlantique. Thèse d'Etat, Univ. Aix-Marseille, 162 p.
- BOUSHABA, A. 1996: Le massif granitique du Ment (Maroc central hercynien) dans son contexte tectono-magmatique régional et les manifestations hydrothermales associées. Thèse d'Etat, INPL-CRPG, Nancy, 306 p.
- BOUTALEB, M. 1988: Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stannio-wolframifère de Walmès (Maroc central). Implication métallogénique. Thèse d'Etat, INPL-CRPG, Nancy, 400 p.
- CLEMENS, J.D. & VIELZEUF, D. 1987: Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 287–306.
- CLEMENS, J.D. & MAWER, C.K. 1992: Magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339–360.
- COCHERIE, A. 1984: Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en trace et isotopes du Sr et de l'oxygène). Thèse d'Etat, Univ. Rennes, 245 p.
- DEPAOLO, D.J. 1981: Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189–202.
- DIDIER, J. 1973: Granites and their enclaves: The bearing of enclaves on the origin of granites. *Develop. in petrology* 3, Ed. Elsevier, 393 p.
- DIDIER, J. 1987: Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rdsch.* 76, 41–50.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B. 1991: Enclaves and granite petrology. *Developments in petrology* 13, Ed. Elsevier, 625 p.
- DIOT, H. 1989: Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebte de Brikine (Rehamna), des Zaër et d'Oulmès (Massif central), et d'Aouli Bou-Mia (Haute Moulouya). Implication géodynamique. Thèse d'Etat, Univ. Toulouse, 182 p.
- DONAIRE, T., PASCUAL, E., PIN, C. & DUTHOU, J.-L. 1999: Tow-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain. *GSA Bull.* V. 111, 12, 1897–1906.
- EL AMRANI, E.I. 1994: Genèse et mise en place des granitoïdes peralumineux à biotite et cordiérite des Jbilet centrales (Maroc). Thèse d'Etat. Univ. Mohammed V, Rabat, 219 p.
- 1996: Pétrogenèse des granitoïdes peralumineux des Jbilet centrales (Maroc): approche par l'étude des enclaves. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat 20, 1–24.
- EL AMRANI, E.I. & EL MOURAOUAH, A. 1992: La granodiorite des Oulad Ouaslam (Jbilet central) et ses deux types d'enclaves microgrenues sombres: exemple d'association acide basique résultant de plusieurs stades de mélanges magmatiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris 314, 1325–1330.
- FOURCADE, S. & ALLÈGRE, C. 1981: Trace elements behaviour in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 177–195.
- FUJIMAKI, H. 1986: Partition coefficients of Hf, Zr and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 42–45.
- GASQUET, D. 1991: Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 413 p.
- GASQUET, D., STUSSI, J.-M. & NACHIT, H. 1996: Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bull. Soc. Géol. France* 167 4, 517–528.
- GILL, J.B. 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- GIULIANI, G. 1982: Contribution à la géologie du massif granitique de Zaër (Maroc central). Etude des minéralisations à W-Sn-Mo associées. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Nancy I-INPL, 347 p.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A. & ZIMMERMANN, J.L. 1989: The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central Morocco Hercynian granites. *Geotectonic implications. J. Afr. Earth Sci.* vol 9, 3/4, 617–629.
- GROMET, L.P. & SILVER, L.T. 1983: REE distribution among minerals in granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica Cosmoch. Acta* 47, 925–939.
- HAÏMEUR, J., CHABANE, A. & EL AMRANI, E.I. 2001: Nouvelles données sur les enclaves et la géochimie des terres rares du pluton granitique hercynien de Zaër. 2<sup>ème</sup> Colloque international sur le magmatisme, le métamorphisme et la minéralisation associée. Marrakech, p. 32.
- 2002: Modèle de genèse et de mise en place de l'unité monzo-granodioritique externe du pluton composite de Zaër (Maroc central). 19<sup>ème</sup> Colloque de Géologie Africaine, El Jadida, p. 98
- 2003: Analyse pétro-minéralogique des interactions granite-enclaves dans le pluton hercynien de Zaër (Maroc central): implications pétrogénétiques. *Bull. Inst. Sci. Rabat* 25, 1–29.
- HERMANN, A.G. 1978: Yttrium and Lanthanides. In: Wedepohl K.H., (Ed.), *Handbook of geochemistry* 2, 5, 39–71, Ed. Springer Verlag.
- HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988: Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 455–489.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S.J. 1988: The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* 29, 599–624.
- HUTTON, D.H.W., DEMPSTER, T.J., BROWN, P.E., & BECKER, S.D. 1990: A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature* 343, 452–454.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. 1991: Formation and ascent of granitic magmas. *Geol. Rdsch.* 80, 225–231
- LAGARDE, J.L. 1989: Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la Meseta marocaine. Thèse d'Etat, Univ. Rennes I / Mém. Doc. CAESS. Rennes 26, 342 p.
- LAGARDE, J.L., AIT OMAR, S. & RODAZ, B. 1990: Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.* 12 7, 805–821.
- LAKHLOUFI, A. 2002: Evolution géodynamique des Bassins de Sidi Bettache et de Brachwa-Maaziz et réinterprétation de l'histoire de l'orogénèse hercynienne post-viséenne au Maroc. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Rabat, 519 p.
- LIANKUN, S. & KUIRONG, Y. 1989: A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Daning granodiorite pluton, Guangxi, China. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds) *Enclaves and granite petrology*, *Dev. Petrol.* 13, Ed. Elsevier, 95–110.
- LORENC, W.L. 1990: Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paimán, Argentina. *Géol. J.* 25, 405–412.
- MAHMOOD, A. 1980: Etude pétrologique du granite hercynien de Zaër (Massif central marocain). Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 421 p.
- MAHMOOD, A. 1986: Etude comparative des granites hyperalumineux de la Nouvelle-Écosse (Zone du Meguma) et du Massif central marocain dans le cadre du magmatisme acide associé aux orogénèses paléozoïques. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 401–406.
- MAURY, R.C. & DIDIER, J. 1991: Xenoliths and the role of assimilation. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds), *Enclaves and granite petrology*, *Dev. Petrol.* 13, Ed. Elsevier, 529–542.
- MICHARD, A. 1976: Éléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc 252, 408 p.
- MRINI, Z. 1985: Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse d'Univ. Clermont-Ferrand, 156 p.
- MRINI, Z., RAFI, A., DUTHOU, J.L. & VIDAL, PH. 1992: Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 163 3, 281–291.
- ODIN, 1994: Geological Time scale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 318, II, 59–71.
- PATINO DOUCE, A.E., & JOHNSTON, A.D. 1991: Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 202–218.

- PECGERILLO, A. & TAYLOR, S. R. 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- PIN, C., BINON, M., BELIN, J.M., BARBARIN, B. & CLEMENS, J.D. 1990: Origin of microgranular enclaves in granitoids: Equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *J. Geoph. Res.* 95, 17, 821–17,828.
- PIQUÉ, A. 1979: Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne – la Meseta marocaine nord occidentale. Thèse d'Etat, ULP Strasbourg, 253 p.
- PIQUÉ, A. & MICHARD, A. 1989: Moroccan hercynides: a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. *Am. J. Sci.* 289, 286–330.
- POLI, G.E. & TOMMASINI, S. 1999: Geochemical modelling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica Batholith: the case study of Sarvrabus, southeastern Sardinia, Italy. *Lithos* 46, 553–571.
- REID, J.B., EVANS, O.C. & FATES, D.G. 1983: Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 243–261.
- ROBERTS, M.P. & CLEMENS, J.D. 1995: Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Cont. Mineral. Petrol.* 121, 139–147.
- ROBERTS, M.P., PIN, C., CLEMENS, J. D. & PAQUETTE, J.L. 2000: Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Association: the Calc-alkaline Quérigit complex, French Pyrenees. *J. Petrol.* 41, 809–844.
- ROLLINSON, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman, 352 p.
- ROSÉ, F. 1987: Les types granitiques du Maroc hercynien. Thèse d'Univ. Paris VI, 363 p.
- ROSSI, PH. & COCHERIE, A. 1991: Genesis of variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *Tectonophysics* 195, 319–346.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J. & WEAVER, S.D. 1980: Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 344–360.
- SAWKA, W.N. 1988: REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned Mc Murry Meadows Pluton, California. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 79, 157–168.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. 1986: Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 29, 99–124.
- STRECKEISEN, A.L. 1976: To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985: The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication. 312 p.
- THOMPSON, A.B. 1982: Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* 282, 1567–1595.
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J.R. 1988: Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 257–276.
- ZORPI, M.J., COULON, C., ORSINI, J. B. & COCIRTA, C. 1989: Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics* 157, 315–329.

Manuscrit reçu le 12 décembre 2003

Révision acceptée le 9 mai 2005