

## Comportement des fluides dans l'évolution magmatique puis hydrothermale du granite à Ta, Nb, Li de Beauvoir, d'après la géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène

A.M. Fouillac<sup>1</sup>, A. Kosakevitch<sup>2</sup>, T. Merceron<sup>3</sup>, A. Meunier<sup>3</sup>, P. Rossi<sup>4</sup>

Mots clés : Isotope, Isotope stable,  $O_{18}-O_{16}$ , D-H, Granite (Granite Beauvoir) Lépidoïte, Tantale, Phase fluide, Altération hydrothermale, Mise en place, Allier (Echassières).

### Résumé

La coupole granitique à albite-lépidoïte de Beauvoir minéralisée en Ta, Nb, Li, Be a été recoupée par un sondage carotté sur un intervalle de 700 m sur le site d'Echassières. Trois types de granite ont été définis à partir des données pétrographiques et géochimiques : le granite B 1 entre 100 et 500 m, le granite B 2 entre 500 et 750 m et le granite B 3 entre 750 et 790 m.

Les analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène ont été faites sur des échantillons de subsurface du granite apical (B 1 et B 2). Ces granites de sub-surface présentent un domaine de variation étendu pour les  $\delta^{18}O$  roche totale (de 4,6 à 8,6 ‰ par rapport au SMOW) et les  $\delta D$  des micas (de -105 à -55 ‰ par rapport au SMOW). Les analyses  $^{18}O/^{16}O$  réalisées sur les roches totales et les minéraux séparés des échantillons de granites du sondage montrent une évolution de la base au sommet corrélée avec le type de granite. Dans le granite B 3 les valeurs observées pour les minéraux sont celles de leucogranites normaux ( $\delta^{18}O$  quartz  $\approx 11,6$  et  $\delta^{18}O$  mica blanc  $\approx 9,3$  ‰) et correspondent à une température isotopique de l'ordre de 550 °C. Les  $\delta^{18}O$  obtenus sur le granite B 1 sont nettement plus bas que ceux du granite B 3 et anormalement bas pour un granite :  $\delta^{18}O$  quartz = 5,3 et  $\delta^{18}O$  mica blanc = 4,5. Les valeurs du granite B 2 sont intermédiaires entre celles du granite B 1 et celles du granite B 3. Ces résultats indiquent une interaction avec un fluide externe, d'origine météorique, à un stade magmatique, dans la partie supérieure de la coupole. Le caractère précoce de l'interaction est argumenté par les caractéristiques magmatiques des échantillons, par les fractionnements quartz-muscovite correspondant à des températures de l'ordre de 580 ± 50 °C, par les pourcentages en poids d'eau très faibles des roches (de l'ordre de 0,3 ‰). Ces résultats et la corrélation existant entre la teneur croissante en tantale et l'appauvrissement en  $\delta^{18}O$  des granites conduisent à l'hypothèse métalloténique suivante : la présence d'eau d'origine météorique, ayant préalablement échangé avec les roches encaissantes induit une variation des conditions physicochimiques du système magmatique lors de sa mise en place qui favorise la concentration des éléments rares dans les phases qui cristallisent. L'introduction des eaux d'origine météorique dans le système magmatique se fait lors d'une fracturation hydraulique intervenant durant la transition liquidus-solidus du faciès B 1.

Les  $\delta D H_2O$  calculés à partir des  $\delta D$  des lépidolites magmatiques du sondage, des lépidolites de certains échantillons des sondages miniers courts et des muscovites en altération diffuse sont semblables ( $-60 < \delta D H_2O \leq -80$  ‰) : le fluide magmatique et le fluide d'origine météorique ont des domaines de variation identique en hydrogène.

Deux échantillons de sondages miniers situés près du granite des Colettes se distinguent des autres échantillons étudiés par une muscovitisation importante, par des  $\delta^{18}O$  non appauvris et un  $\delta D$  muscovite plus riche (-55 ‰). Ils ont probablement échangé avec une eau externe au granite de Beauvoir et ayant largement échangé avec le granite des Colettes.

Les minéraux néoformés en altération diffuse dans la roche ou en veine sont déposés entre 400 et 200 °C par le fluide d'origine météorique plus ou moins mélangé avec le fluide magmatique et/ou échangé avec les roches encaissantes.

Un modèle de mise en place et d'évolution du système magma-fluide est proposé.

(1) Géochimie isotopique, BRGM, DT/ANA, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2

(2) Minéralogie des stades magmatiques, BRGM, DAM/DEX, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2.

(3) Minéralogie des stades hydrothermaux, Université de Poitiers, Laboratoire de Pétrologie des Altérations Hydrothermales, U.A. 721 au CNRS, 40, avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers cedex.

(4) Coordinateur, GIS métalloténie (BRGM-CNRS), 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 02.

## Abstract

*Fluids behaviour in magmatic and hydrothermal evolution of Ta, Nb, Li, bearing albite granite of Beauvoir (France) constrained by D and O isotope geochemistry.*

The Beauvoir albite-topaz-lepidolite granite cupola has been intersected through an interval of 700 m in a cored bore-hole at Échassières. This is a late-Hercynian « rare metals » hololeucocratic granite, bearing Ta-Nb-Li-Be mineralization. It intrudes micaschists that are encountered in the borehole at the roof down to 100 m and then again at 800 m, at the bottom of the hole, in the floor of the southerly inclined slab of granite. Three types of granite have been defined on the basis of petrographic and geochemical studies, B1 (100-500 m), B2 (500-750 m) and B3 (750-790 m).

Values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  obtained on the apical variety of the granite (B1 and B2) showed that the sub-surface granites has very dispersed values;  $4,6 < \delta^{18}\text{O} < 8,6$  on W.R and  $-105 < \delta\text{D mica} < -55$ . Measurements were carried out on rocks unaffected by the low temperature alteration, and an evolution in the values for separated minerals can be seen from the base upwards. In granite B3 the values are normal for leucogranites:  $\delta^{18}\text{O qz} = 11,6$ ,  $\delta^{18}\text{O mica} = 9,3$  isotopic  $T^\circ = 550^\circ\text{C}$ , while in granite B1 they are:  $\delta^{18}\text{O qz} = 5,3$ ,  $\delta^{18}\text{O mica} = 4,5$ . The values for granite B2 are intermediate between those of B1 and B2. These results indicate an early interaction of the granite with external fluids from magmatic to submagmatic stage, localised in the upper part of the cupola. The early timing of this interaction is supported by the magmatic characteristics of the samples, by the quartz-muscovite fractionation, indicating temperatures on the order of  $580 \pm 50^\circ\text{C}$  and by the low weight percentages of water of the whole rock (on the order of 0,03 %). These results, and the inverse correlation that exists between tantalum and  $\delta^{18}\text{O}$  values in the granites suggest the following metallogenetic hypothesis: the presence of meteoric water, in which exchanges have previously occurred with the surrounding rock, leads to variations in the physico-chemical conditions of the magma-magmatic fluid system and favours the concentration of rare elements in the crystallizing later phases. The introduction of meteoric water into the magmatic system is made possible by hydraulic fracturing that occurs during the liquidus-solidus transition in facies B1.

The values of  $\delta\text{D H}_2\text{O}$  calculated from the  $\delta\text{D}$  values of the lepidolites of the core-samples of magmatic rock from the drillhole, of the lepidolites of certain core-samples of apical granitic rock and of the pervasive newly crystallized muscovite are all similar ( $-60\% < \delta\text{D H}_2\text{O} < -80\%$ ), indicating that the magmatic and meteoric fluids have identical isotopic ranges of variation in hydrogen.

Two core-samples of apical granitic rock from close to the Colettes granite are distinguished by extensive muscovitisation, by lack of impoverishment in  $\delta^{18}\text{O}$  and a higher  $\delta\text{D}$  for muscovite ( $-55\%$ ). These samples have probably undergone exchange with water external to the Beauvoir granite that has itself undergone exchanges with the Colettes hot granite.

The newly crystallised pervasive and vein minerals were deposited between  $400^\circ$  and  $200^\circ\text{C}$  by the meteoric fluid, that has been mixed to varying degrees with the magmatic fluid and/or undergone exchange with the host-rock.

A model is proposed for the emplacement and evolution of the magma-magmatic fluid system, pointing especially on the introduction of meteoric water as early as during liquidus-solidus course of crystallisation, in the upper part of the granitic slab.

## 1. — Rappel géologique

Situé à 45 km au N-NE de Clermont-Ferrand et encaissé dans la série cristallophyllienne de la Sioule, le granite à albite-topaze-lépidolite de Beauvoir forme une coupole affleurant sur environ 10 hectares, au contact d'un important massif de leucogranite, celui des Colettes. L'ensemble de ces deux intrusions constitue le massif granitique d'Échassières.

La mise en place du massif granitique d'Échassières et des minéralisations associées se serait effectuée en trois étapes (Aubert, 1969) :

— **Étape du « granite de la Bosse »** (intrusion granitique profonde, hypothétique) lors de laquelle se seraient produites les principales minéralisations de tungstène, avec la formation d'un stockwerk à ferberite, dit de la Bosse.

— **Étape du leucogranite alumineux des Colettes**, marquée d'abord par la mise en place d'un granite à biotite, cordiérite, muscovite, riche en fluor, lithium et étain, puis formation de filons de quartz à wolframite hubnéritique sur la périphérie nord du massif.

— **Étape du granite à albite-lépidolite de Beauvoir**, au cours de laquelle s'est formée la minéralisation à Sn, Ta, Nb, Li et Be, disséminée dans ce granite (Aubert, 1969 ; Kosakevitch, 1976).

La coupole de Beauvoir (fig. 1) se trouve, dans sa partie nord, en contact avec celle des Colettes et, au Sud, elle s'ennoie sous les micaschistes. Le métamorphisme de contact du

granite de Beauvoir est très faible et se traduit par une recristallisation de la biotite et le développement de muscovite fine, de topaze, de zinnwaldite aux dépens de la biotite des micaschistes encaissants sur quelques centimètres (Monier et Teggey, 1985). Il est surtout responsable d'un métamorphisme hydrothermal de type fissural intéressant un volume plus considérable et responsable des anomalies géochimiques observées en surface (Piantone et Burnol, ce volume ; Aïssa et al., ce volume).

L'extension a été reconnue d'abord par des sondages miniers (1968 - 1970) implantés à partir de la carrière des kaolins de Beauvoir et des micaschistes encaissants, puis sur 900 m par le sondage GPF « Échassières n° 1 » en 1985 (fig. 1). La synthèse des données pétrographiques et géochimiques (Rossi et al., 1987) permet de discriminer trois zones, B1, B2, B3, dans le sondage qui correspondent à peu près à celles définies lors du forage par Cuney et al. (1986).

Le granite de Beauvoir est constitué d'albite ( $\text{An}_{0-3}$ ), de lépidolite, de feldspath potassique et de quartz. Parmi les minéraux accessoires fréquents prédominent la topaze, l'apatite et l'amblygonite et l'on rencontre toujours une minéralisation disséminée à cassitérite et niobo-tantalates dont la cristallisation est située presque exclusivement durant la phase de cristallisation magmatique (Kosakevitch, 1976 ; Johan et al., 1987).

Dans la partie apicale de la coupole de Beauvoir se sont développés des endogreissens métriques de contact, enrichis en métaux rares et topaze. Une greisenisation quartzo-mica-cée plus tardive recoupe localement le granite dans sa masse, mais ne se manifeste apparemment pas par un enrichissement en ces éléments. On relèvera tout particulièrement le



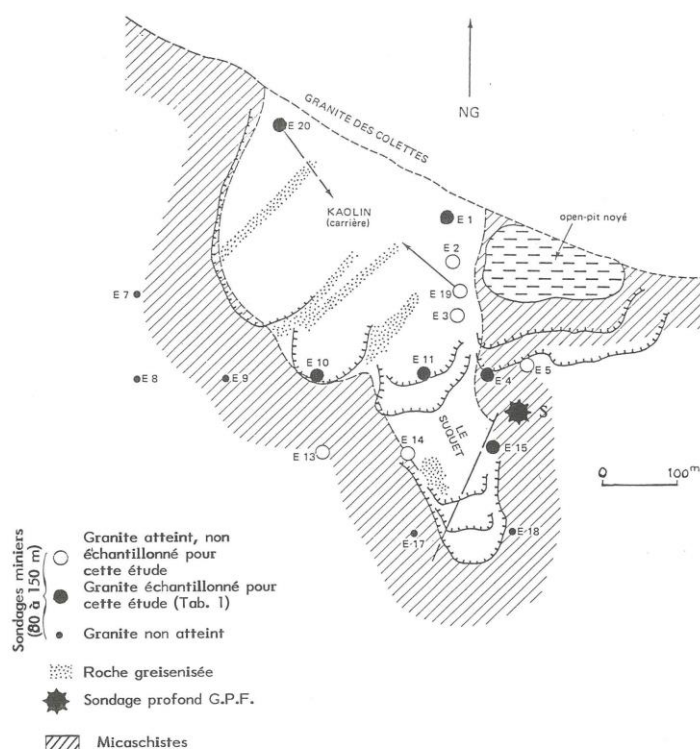


Fig. 1. — Croquis d'implantation des sondages miniers et du sondage GPF sur le granite de Beauvoir et les micaschistes encaissants  
Seuls les sondages de profondeur > 100 m sont figurés

Schematic location map of short mining boreholes and of deep boreholes « GPF I » in Beauvoir albitic granite and mica-schists of country rocks

très faible développement d'exogreissens et de filons de pegmatite, bien que des faciès pegmatiques aient pu être observés très localement dans la partie apicale de la coupole. Enfin, une importante kaolinisation des feldspaths affecte certaines zones des granites de Beauvoir et des Colettes et avait été attribuée tantôt à une altération supergène (Aubert, 1969), tantôt à une altération hydrothermale (Pinto, 1975). Dudoignon et Meunier (1984), Merceron et al., 1987, (ce volume) montrent qu'il s'agit en fait d'un cas complexe de superposition d'altérations hydrothermale et météorique. Plusieurs épisodes d'altération hydrothermale successifs ont affecté le granite de Beauvoir et ont été analysés par Merceron et al. (ce volume).

L'évolution paragenétique générale, met en évidence une phase majeure magmatique, à laquelle succède, apparemment sans discontinuité, une phase métasomatique. Au début de celle-ci, à l'échelle de la coupole, les effets de la métasomatose sont d'autant plus irréguliers qu'ils appartiennent à un stade plus avancé (Kosakevitch, 1976).

Dans la classification typologique des granites niobotantalifères, proposée par I.V. Aleksandrov (1973), le granite de Beauvoir correspond au type de granites et pegmatites à lépidolite-microcline-albite, qui est le seul type pouvant pré-

senter des concentrations économiques de tantale. Au cours de la différenciation magmatique, les éléments rares se seraient concentrés progressivement dans les bains résiduels et les granites minéralisés de ce type représenteraient un stade pétrogénétique terminal et non le résultat d'une métasomatose de granite moins évolué.

## 2. — Objectif de l'étude

Le but recherché est de retracer l'évolution qualitative, dans le temps et dans l'espace, des caractéristiques de la phase fluide en équilibre avec le granite de Beauvoir durant sa mise en place, c'est-à-dire pendant le stade magmatique et jusqu'à un stade nettement post-solidus : celui des altérations hydrothermales. On recherchera d'une part s'il existe un lien entre les caractéristiques isotopiques du ou des fluide(s) et la distribution des zones minéralisées. On utilisera ces résultats pour contraindre la pétrogenèse et le modèle dynamique des circulations fluides accompagnant la mise en place et le refroidissement du granite de Beauvoir.

Le travail s'est déroulé en deux étapes :

— Une première étape, antérieure à la réalisation du sondage profond GPF 1, était destinée à tester l'outil isotopique et à rechercher si la méthodologie envisagée était opérante pour l'objectif envisagé. Pour ce faire 5 échantillons de granite sodolithique recueillis en sub-surface, grâce à des sondages miniers, ont été étudiés (fig. 1) (Fouillac *et al.*, 1984). Le choix des échantillons s'était porté sur la variété de granite albitique excluant a priori les variétés à feldspaths entièrement séricitisés ou kaolinisés.

Dans le granite riche en albite le principal critère de sélection avait été la composition de la phase micacée, directement corrélée avec la minéralisation (Ta, Li, ...). Ainsi on avait retenu deux échantillons à muscovite prédominante (sondage E 1 — 29,30 m et — 52,90 m), deux échantillons à lépidolite prédominante (sondages E 4 — 92,60 m et E 10 — 147,45 m) et un échantillon représentatif du granite de Beauvoir « sain » prélevé dans la descenderie (fig. 1). Les résultats

analytiques sont consignés dans le tableau 1 (sondages miniers). L'attribution des échantillons de ces sondages miniers au faciès B 1, B 2, B 3 du granite de Beauvoir sera examinée dans la discussion. L'interprétation alors proposée, et qu'on discutera plus loin, était la mise en évidence d'une relation entre un apport d'eau météorique (anté-solidus) précoce sur la concentration en Ta, Li... du granite, la proportion de microlite augmentant dans les échantillons les plus appauvris en  $\delta^{18}\text{O}$ . Ces conclusions argumentaient l'intérêt de réaliser un sondage profond afin de compléter cette investigation réalisée dans un plan sub-horizontale à l'échelle de la coupole par une autre suivant la verticale, afin de recueillir des informations sur la répartition interne de cette influence d'eau météorique dans la masse du corps de granite de Beauvoir dont l'architecture inconnue ne permettait pas d'apprécier l'importance exacte de la zone apicale par rapport à l'ensemble de l'intrusion.

— Une seconde étape postérieure à la réalisation du sondage GPF 1 a été l'exploitation des matériaux recueillis. Pour réali-

	Type de granite	$\delta^{18}\text{O}$				% pds $\text{H}_2\text{O}$		% pds $\text{H}_2\text{O}$		$\delta\text{D}$	
		RT	Q	Feld.	Mica	RT	RT	mica*	mica*		
GRANITES											
Sondages miniers (1968 - 1970)	E 1 - 29,30 } E 1 - 52,90 }	B 2	(1) (2)	8,6 7,9	9,6 9,1	8,3 9,0	5,5 6,3	- -	- -	3,3 3,0	-55 (L.M.) -84 (L.M.)
	E 4 - 92,60	B 1	(5)	6,1	6,6	6,1	5,0	-	-	0,9	-102 (L.M.)
	E 10 - 145,45	B 2	(11)	6,6	8,0	7,2	5,8	-	-	1,7	-95 (L.M.)
	Descenderie 96,30	D		4,6	-	3,8	5,0	-	-	1,0	-105 (L.M.)
	Lépidolite industrielle			-	-	-	-	-	-	1,25	-103 (L.M.)
Sondage profond G.P.F.	109,80 } 279,43 }	B 1	S 1 S 2	6,0 6,4	5,3 6,8	6,5 5,5	4,2 4,6	0,76 0,33	-60 -63	0,63 0,38	-72 (L.) -80 (L.)
	550,40 } 606,50 }	B 2	S 3 S 4	8,7 8,5	9,7 9,5	8,9 8,7	7,8 7,7	0,23 0,25	-62 -76	0,41 0,42	-86 (L.) -91 (L.)
	692,40 }		S 5	8,4	10,6	9,3	7,7	0,26	-74	-	-
	836,29 } 866,28 }	B 3	S 6 S 7	9,8 10,3	11,6 11,6	9,5 10,6	9,2 9,4	0,26 0,33	-67 -69	0,59	-80 (L.) -
	NEOFORMATIONS										
	99,60 quartz en veine } 310,20 " " " } 319,69 " " " } 407,80 " " " }	B 1		-	16,6 16,3 14,6 16,2	- - - -	- - - -	- - - -	- - - -	- - - -	
	460,60 muscovite per- vasive (2Mi)			-	-	-	3,5	-	-	3,63	-99 (M.)
479,60 quartz en veine } 515,15 veine (Q) }	B 2		-	17,4 17,1	- -	- -	- -	- -	- -	- -	
753,10 muscovite per- vasive (2Mi)			-	-	-	4,8	-	-	-	-	
819,10 muscovite per- vasive (2Mi + 1M)	B 3		-	-	-	2,9	-	-	3,13	-87 (M.)	
842,75 quartz en veine			-	4,5	-	-	-	-	-	-	
SCHISTES											
96,60 m ES 12 micashiste à biotite et grenat			9,4	-	-	-	2,55	-89	-	-	
97,35 m ES 13 micashiste			11,5	-	-	-	1,75	-77	-	-	
805 m ES 16			9,7	-	-	-	0,97	-80	-	-	
Echan- ES 69 lons de ES 72 surface ES 68			10,7 9,7 10,5	- - -	- - -	- - -	3,94 3,97 2,84	-103 -100 -108	- - -	- - -	

\* = Identification des micas ; (L.) = Lépidolite ; (M.) = Muscovite ; (L.M.) = Lépidolite muscovitisée.

Tabl. 1. — Composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène des roches totales et minéraux séparés du sondage d'Echassières.

Oxygen and hydrogen isotope compositions of minerals and whole rocks from albitic granite of Beauvoir, deep drill hole of Echassières

ser le « suivi » des caractères des fluides durant l'évolution de la mise en place du granite de Beauvoir un échantillonnage régulièrement réparti le long du sondage a été effectué.

### 3. — Sélection des échantillons analysés

Le prélèvement d'échantillons du sondage profond caractérisant des stades d'évolution différents a conduit à collecter deux types de roches.

a) des échantillons les plus indemnes possible d'altération susceptibles de permettre une modélisation de l'évolution pétrogénétique du stade magmatique.

b) des échantillons affectés par une altération post-solide permettant de typer les caractères des fluides post-magmatiques.

#### 3.1. — Échantillons du stade magmatique

Le prélèvement de 7 échantillons indemnes d'altérations post-magmatiques et de filons à quartz et/ou muscovite a été effectué dans le même temps que celui des échantillons pour la réalisation du log géochimique (Rossi et *al.* ce volume). Les échantillons ont été analysés en roche totale et sur minéraux séparés (séparation classique par densité magnétisme puis contrôle optique et rayon X). Il n'a pas été effectué de tri des deux générations de quartz dans les échantillons à quartz globuleux (phénocristaux p.p.) et à quartz cloisonnant (Johan et *al.*, 1987).

Les cotes auxquelles ont été prélevées les passées analysées sont les suivantes, la codification Sx est également indiquée :

Cote moyenne		
866,28	865,80 à 866,75	S 7
836,29	835,95 à 836,63	S 6
Faciès B 3		
692,40	691,90 à 692,90	S 5
606,50	606,05 à 606,95	S 4
550,40	549,90 à 550,90	S 3
Faciès B 2		
279,43	278,90 à 279,95	S 2
109,80	109,30 à 110,30	S 1
Faciès B 1		

Un contrôle pétrographique (étude de lames minces) a permis de s'assurer de l'absence de séricitisation des feldspaths. Les caractères géochimiques et pétrographiques des horizons prélevés sont décrits dans les logs détaillés (Rossi et *al.*, 1977).

#### 3.2. — Échantillons du stade hydrothermal

L'étude des altérations hydrothermales du sondage GPF 1 a été réalisée à Poitiers à partir de 195 échantillons choisis en fonction des repères macroscopiques des altérations : revêtements de fissure, veines, zones à altération dif-

fuse, zones greisenisées, zones de contact, etc. Les minéraux d'altération sont identifiés à partir de diffractogrammes de rayon X sur poudre de roche totale et sur les fractions inférieures à 2  $\mu$ m. Un dispositif de micro-prélèvement a également permis la détermination « in situ », sur de très petites quantités de matière (< 0,001 mg), des phases d'altération. La séparation et la purification des phases secondaires pour les datations K/Ar ou pour les analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène ont été réalisées par grattage direct à la micro-foreuse, puis par décantation (environ huit jours) après dispersion aux ultrasons dans de l'eau bidistillée.

Sur les huit épisodes diffus et filonien hydrothermaux qui ont pu être identifiés (Merceron et *al.*, 1987) seul le premier des trois stades exposés ci-dessous appartient au stade de refroidissement du granite de Beauvoir comme le montrent les datations réalisées.

En effet, un magma tel que celui de Beauvoir, de faible volume, basse température solidus de l'ordre de 560 °C - (Pichavant et *al.* ce volume) et de mise en place superficielle, subit une perte de chaleur rapide du fait des circulations hydrothermales impliquant des eaux météoriques et doit se refroidir en une centaine de milliers d'années.

— **Un épisode filonien à quartz** observé dans le granite aux cotes 99,60 et 479,60 m du sondage. Les quartz sont automorphes et renferment de nombreuses inclusions fluides. Ces veines précoces sont corrodées par des muscovites hydrothermales.

— **Un épisode diffus à muscovite** surtout observé à partir de 450 m de profondeur (ex. : 460,60 ; 753,10 m). La composition chimique de ces muscovites est très homogène et très proche de celle de la muscovite idéale.

— **Un épisode filonien à muscovite** (ex. : 479,60 ; 480,80 m). Ces muscovites ont la même composition chimique que celles de l'épisode diffus.

Dans le granite de Beauvoir, les types de micas qui intéressent cette étude ont été datés par la méthode K/Ar (Merceron et *al.*, 1987) :

— Les muscovites en altération diffuse dans la roche 460,60 et 753,10 m de polytype 2M1 :  $273 \pm 6$  Ma à  $268 \pm 6$  Ma.

— Les muscovites filoniennes 646,50 et 790,05 m de polytype 2M1 :  $225 \pm 6$  à  $209 \pm 5$  Ma. Leur âge implique que leur développement se déroule à partir de fluides étrangers au magma de Beauvoir, lui-même mis en place vers 300 Ma. (Duthou et Pin, ce volume)

#### 3.3. — Techniques d'analyse isotopique ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - D/H)

Les procédures expérimentales suivies pour l'extraction de l'oxygène et de l'hydrogène des silicates sont celles décrites par Clayton et Mayeda (1963) et Friedman (1953), respectivement. Les résultats sur les isotopes stables sont exprimés en unité  $\delta$  définie comme suit :

$$\delta = \left( \frac{\text{RE}}{\text{RS}} - 1 \right) \times 1000$$

avec RE et RS les rapports du nombre d'atomes de l'isotope lourd sur le nombre d'atomes de l'isotope léger, pour l'échantillon et le standard.



Les  $\delta$  sont donnés par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water) pour l'oxygène et l'hydrogène. La reproductibilité sur les analyses est de  $\pm 0,2$  pour l'oxygène et de  $\pm 2$  pour l'hydrogène.

Le fractionnement isotopique entre deux phases A et B est défini comme :

$$\Delta (A - B) = \delta A - \delta B$$

#### 4. — Résultats analytiques

L'étude préliminaire sur 5 échantillons de sondages miniers, provenant de la zone apicale, avait montré une grande hétérogénéité des compositions isotopiques (tabl. 1). Le domaine de variation des  $\delta^{18}\text{O}$  sur roche totale s'étendait de 4,6 à 8,6 ‰ et celui des  $\delta\text{D}$  des lépidolites de  $-105$  à  $-55$  ‰. Les pourcentages en poids d'eau de ces lépidolites variaient de 0,9 à 3,3, traduisant leur degré de muscovitisation (le pourcentage en poids d'eau d'une muscovite est de 4,5).

A l'époque, la distinction entre trois types de granites B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> n'était pas connue, les cinq échantillons étaient considérés appartenir au même type de granite. Les études minéralogiques (Rossi et al., 1987) et géochimiques (Raimbault et Azencott, 1987) ont permis d'identifier les échantillons des sondages miniers par rapport aux faciès B1, B2, B3 définis dans le granite de Beauvoir (tabl. 1).

Les compositions isotopiques des échantillons du sondage profond varient de 6,0 à 10,3 ‰ en oxygène pour les

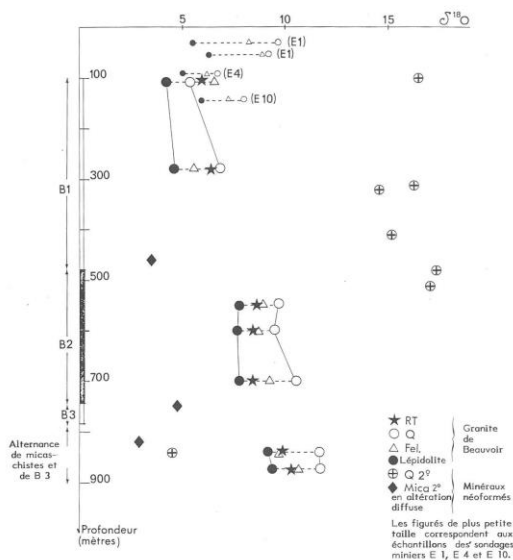


Fig. 2. — Compositions isotopiques de l'oxygène des minéraux et des roches totales des échantillons du sondage d'Echassières en fonction de la profondeur.

Oxygen isotopic composition of minerals and whole rock of samples from deep drill hole of Echassières as a function of depth.

roches totales. Les minéraux séparés, lépidolite, feldspath, quartz, montrent également des variations importantes des  $\delta^{18}\text{O}$  (tabl. 1). Ce fait est particulièrement à noter pour le quartz dont le  $\delta^{18}\text{O}$  varie de 5,3 à 11,6 ‰. Ces variations sont corrélées avec le type de granite le long du sondage (fig. 2). Dans le granite B3, les valeurs observées sont celles de granite résultant de l'anatexis de matériel crustal de nature pelitique (Sheppard, 1977; Jackson et al., 1982) ( $\delta^{18}\text{O}$  quartz  $\approx 11,6$  ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  lépidolite  $\approx 9,3$  ‰).

Les valeurs obtenues sur le granite B1 sont nettement plus faibles que celles du B3 et anormalement basses pour un granite ( $\delta^{18}\text{O}$  quartz  $\approx 5,3$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  lépidolite  $\approx 4,5$  ‰). Les valeurs du granite B<sub>2</sub> sont intermédiaires entre celles de B1 et celles de B3. Les compositions isotopiques de l'hydrogène sur les roches totales et sur les lépidolites séparées sont homogènes :  $\delta\text{D}$  R.T. de  $-76$  à  $-60$  ‰ et  $\delta\text{D}$  lépidolite de  $-91$  à  $-72$  ‰. Ce faible domaine de variation les distingue des échantillons des sondages miniers.

Aucune corrélation n'apparaît entre les  $\delta\text{D}$  et le type de granite ou la profondeur. Les pourcentages en poids d'eau sur les roches totales et sur les lépidolites sont faibles et homogènes : de 0,23 à 0,76 pour les roches totales et de 0,36 à 0,63 pour les lépidolites (fig. 3). Ceci traduit d'une part la très faible muscovitisation des lépidolites et donc l'absence d'une

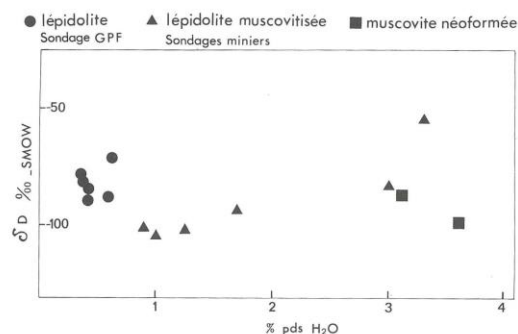


Fig. 3. — Pourcentage en poids d'eau en fonction de la composition isotopique de l'hydrogène des lépidolites des échantillons du sondage d'Echassières et des sondages miniers et des muscovites néoformées du sondage GPF.

Water weight percentage versus hydrogen isotopic composition of lepidolites of albitic granite from deep drill hole of Echassières and mining drill holes and of newformed muscovites.

altération hydrothermale notable, comme il apparaît également à l'examen pétrographique, et d'autre part le caractère très lithinifère et fluoré de ces lépidolites (la teneur en Li est corrélée avec la teneur en F; Monier et al., 1987, ce volume).

Les échantillons de minéraux néoformés qui ont pu être triés pour l'analyse isotopique de l'oxygène sont des quartz en veines et des muscovites pervasives. Les quartz proviennent essentiellement de la partie supérieure du sondage (granite B1 et B2) dans les 500 premiers mètres; ils ont des compositions isotopiques variant de 14,6 à 17,4 ‰. Le filon de quartz situé à 319,60 m et dont le  $\delta^{18}\text{O}$  est à 14,6 ‰ présente des caractéristiques de quartz tardif : il n'est pas corrodé par la muscovite, son aspect se rapproche de celui de la calcédoine et il ne contient pratiquement pas d'inclusions fluides.

Sa composition isotopique élevée correspond bien à un dépôt à basse température. Nous ne reviendrons pas sur cet échantillon dans la discussion. Les autres quartz sont décrits comme étant les premières néoformations apparaissant après la cristallisation du magma. Leurs  $\delta^{18}\text{O}$  sont compris entre 16,2 et 17,4 ‰. Ces valeurs élevées seront discutées plus loin en fonction de la composition isotopique du fluide.

Les échantillons de muscovite néoformée proviennent de la partie inférieure du sondage (entre 450 et 850 m, c'est-à-dire base du granite B 1 et granites B 2 et B 3), leurs  $\delta^{18}\text{O}$  varient de 2,9 à 4,8 ‰. Nous avons pu mesurer les  $\delta\text{D}$  de deux de ces muscovites qui sont respectivement -87 et -99 ‰. Une veine de quartz a également pu être prélevée dans cette partie inférieure du sondage (granite B 3) son  $\delta^{18}\text{O}$  est de 4,5 ‰.

On constate que les minéraux néoformés ont des caractéristiques isotopiques très différentes entre le haut et le bas du sondage.

Les échantillons de micaschistes du sondage et de schistes prélevés sur le terrain à environ 3 km du sondage (en dehors de l'anomalie arsenic, la plus distale) montrent des valeurs similaires :  $\delta^{18}\text{O}$  compris entre 9,4 et 11,5 ‰. La valeur la plus élevée, 11,5 ‰ est obtenue pour un micaschiste à tourmaline au contact du granite (échantillon ES 13, Piantone et Burnol, 1987) ; c'est un micaschiste à altération hydrothermale poussée. Leurs compositions isotopiques de l'hydrogène sont comprises entre -77 et -89 ‰ pour les schistes du sondage et -100 à -108 ‰ pour les schistes éloignés.

## 5. — Discussion

### 5.1. — Thermométrie

Les courbes thermométriques utilisées pour l'oxygène sont celles de Bottinga et Javoy (1975). Dans la gamme de température considérée pour cette étude (300 à 650 °C) les variations avec les autres calibrations de la littérature sont faibles. Nous utilisons la courbe de calibration muscovite- $\text{H}_2\text{O}$  (Suzuoki et Epstein, 1976) pour le calcul des fractionnements de l'hydrogène entre la lépidolite et l'eau. Par rapport au pôle muscovite, la teneur en lithium et la teneur en fluor sont les deux facteurs qui peuvent faire varier le fractionnement lépidolite-eau. Dans la littérature les données expérimentales ou théoriques sur ce fractionnement sont limitées. En ce qui concerne la teneur en Li, Suzuoki et Epstein (1976) ont déterminé expérimentalement un fractionnement de l'hydrogène entre une lépidolite et l'eau à 700 °C. Ce fractionnement serait plus petit de 20 ‰ que le fractionnement muscovite  $\text{H}_2\text{O}$  pour la même température, c'est-à-dire que dans les mêmes conditions de formation ( $T^\circ$  et  $\delta\text{D H}_2\text{O}$ ) la lépidolite sera plus riche en D d'environ 20 ‰ que la muscovite.

En ce qui concerne la teneur en fluor, Taylor et Forester (1979) estiment que pour une même température et à partir d'un même  $\delta\text{D H}_2\text{O}$  initial du fluide, la formation de mica (muscovite ou lépidolite) en présence de fluor conduira à des  $\delta\text{D}$  du mica plus pauvres qu'en absence de fluor. En effet un apport de fluor (libéré du magma) conduit à la formation de HF très pauvre en D par rapport à  $\text{H}_2\text{O}$  (Urey, 1947). Cet HF contrôle la composition chimique et isotopique du mica qui l'incorpore. Ces auteurs estiment cet appauvrissement de

l'ordre de 10 à 30 ‰ pour leurs échantillons de muscovites d'« Himalaya dike » (Taylor et Forester, 1979). Il semble donc que les effets conjugués dus à la teneur en Li et à la teneur en F, s'annulent.

Par ailleurs dans l'étude systématique de Taylor et H. Friedrichsen (1983) sur les pegmatites, il apparaît que la composition isotopique de l'hydrogène des muscovites dépend essentiellement de la température de cristallisation et que les variations de composition chimique des muscovites (teneur en Li) ne semblent pas jouer un rôle majeur.

Dans le cas de nos échantillons, riches en fluor et en lithium, l'ensemble de ces considérations permet de penser que l'utilisation de la courbe établie pour la muscovite est correcte.

Sur les 7 échantillons du sondage profond un seul, situé à 110 m, montre un déséquilibre isotopique net entre les minéraux, le fractionnement quartz-feldspath est inversé et le fractionnement quartz-lépidolite trop petit : il correspondrait à une température de 865 °C nettement trop élevée pour ce type de granite. Les autres échantillons ont des  $\delta^{18}\text{O}$  des minéraux qui évoluent dans l'ordre normal attendu pour des roches magmatiques : lépidolite < feldspath < quartz. Les fractionnements isotopiques entre le quartz et la lépidolite varient de 1,8 à 2,9. Ils correspondent à des températures allant de 520 à 685 °C. Cette gamme de températures recouvre la température des solidus obtenue à partir des expériences de fusion sur ces granites : de 560 °C à 1 kbar à 580 °C à 3 kbar (Pichavant et al., 1987), la présence de fluor et du lithium abaissant la température du solidus par rapport aux magmas granitiques dont la phase fluide est majoritairement aqueuse ( $T_s > 600$  °C). Toutefois, les températures isotopiques de 665 et 685 °C obtenues pour les échantillons S 3 et S 4 sont un peu trop élevées par rapport aux températures expérimentales (Pichavant et al., 1987). Elles sont probablement dues à des échanges métasomatiques avec le fluide magmatique, plus importants pour le mica que pour le quartz.

Les fractionnements quartz-feldspath sont compris entre 0,8 et 2,1. Pour les échantillons S 5 et S 2 ils sont en bon accord avec la température calculée à partir du fractionnement quartz-lépidolite. Dans les autres cas ils indiquent un déséquilibre du feldspath par rapport au quartz. Ceci est un fait couramment observé ; en effet le feldspath est le minéral le plus apte à échanger isotopiquement avec une phase fluide jusqu'à des températures assez basses. Les variations observées pour ce fractionnement restent cependant faibles et prouvent que ces échantillons n'ont pas subi d'échange important avec une phase fluide au stade subsolidus.

Ceci apparaît sur la figure 4 a, b et c où l'on a reporté le  $\delta^{18}\text{O}$  d'un minéral en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  d'un autre minéral coexistant dans la roche. Ce type de représentation est utilisé pour mettre en évidence l'influence sur le  $\delta^{18}\text{O}$  des minéraux d'un échange en milieu ouvert avec un fluide (Taylor et Forester, 1979 ; Gregory et Taylor, 1981-1986 ; Criss et Taylor, 1983). Dans le cas d'un hydrothermalisme l'échange plus aisé d'un minéral par rapport aux autres entraîne une répartition des points suivant un alignement, plus ou moins net, qui recoupe la droite d'équilibre de haute température. Dans notre cas, l'alignement de la plupart des points le long de la droite d'équilibre de 570 °C indique que ces roches n'ont pas été hydrothermalisées dans leur ensemble. Les écarts de certaines mesures par rapport à la droite d'équilibre traduisent cependant des débuts de déséquilibre. Notamment les

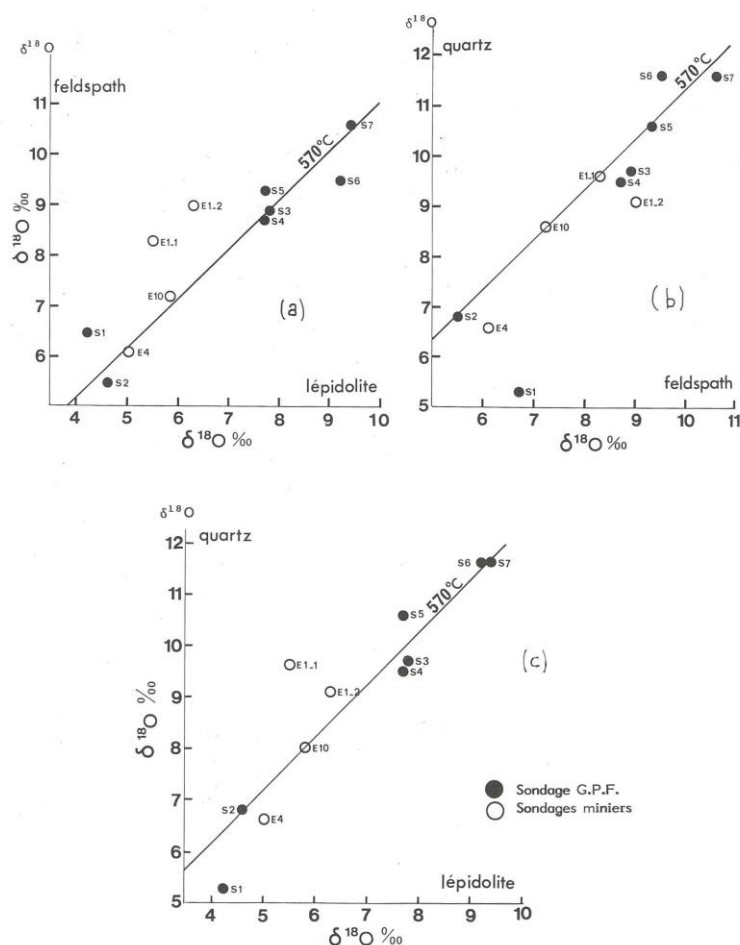


Fig. 4a, b, c. — Corrélation entre les  $\delta^{18}\text{O}$  des différents minéraux du granite des sondages miniers et du sondage GPF.  
 La droite tracée dans chaque diagramme est la droite d'équilibre des minéraux considérés à  $570^\circ\text{C}$  (voir texte pour les explications).  
 Relation between  $\delta^{18}\text{O}$  values of different minerals of granite from mining drill holes and deep drill hole of Echassières.  
 The line in each diagram is the equilibrium line for involved minerals at  $570^\circ\text{C}$ .

échantillons du sondage E 1 et l'échantillon S 1 du sondage profond ont subi des échanges avec une phase fluide à plus basse température.

D'une façon générale, on peut dire que les échantillons du sondage profond (à l'exception de l'échantillon S 1) ont des fractionnements entre minéraux à l'équilibre ou proches de l'équilibre, correspondant à des températures de l'ordre de  $570 \pm 50^\circ\text{C}$ . Ils n'ont subi que des rééquilibrations mineures au cours de leur refroidissement, ce qui est argumenté par ailleurs par leur très faible pourcentage en poids d'eau. Le pourcentage en poids d'eau de l'échantillon S 1 reste égale-

ment faible (tabl. 1). Ceci indiquerait que son déséquilibre a lieu en présence d'une phase fluide très limitée en quantité.

## 5.2. — Corrélation $\delta^{18}\text{O}$ - profondeur

Les études structurales, pétrographiques et géochimiques établissent que les faciès B 1, B 2 et B 3 sont mis en place de façon subsynchrone, et montrent une forte consanguinité. La probabilité de leur cogénéisme est conforté par la géochimie isotopique du Sr (Duthou et Pin, 1987) qui permet de définir une isochrone à  $296 \pm 8$  Ma sur l'ensemble des faciès



du granite de Beauvoir. En conséquence les différences entre les  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz des roches des trois faciès ne peuvent pas être imputées à l'existence de trois magmas totalement indépendants.

Les échantillons S 6 et S 7 du granite B 3 ont des compositions isotopiques typiques de granites d'origine crustale et des températures isotopiques de  $600 \pm 20^\circ\text{C}$  en accord avec celles obtenues par fusion en laboratoire. D'après ces données isotopiques et les données de pétrologie (Rossi *et al.*, ce volume), ces échantillons représentent l'image géochimique la moins perturbée que l'on ait du magma granitique de Beauvoir. Leur  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz est de  $11,6\text{‰}$ . Cette valeur est prise comme celle du quartz magmatique initial.

On observe un appauvrissement de  $11,6$  à  $5,3\text{‰}$  du quartz de la base vers le sommet du sondage. Cette corrélation peut être due soit à une assimilation de roches du toit initialement pauvres en  $^{18}\text{O}$ , soit à une contamination par un fluide pauvre en  $^{18}\text{O}$ . L'hypothèse d'une assimilation importante de roches est éliminée par les contraintes géologiques et géochimiques discutées dans d'autres articles de ce volume, ainsi que par la composition isotopique des micaschistes analysés.

La corrélation observée traduit donc une contamination à partir de la zone apicale par un fluide de  $\delta^{18}\text{O}$  bas, c'est-à-dire un fluide d'origine météorique, à une température supérieure ou égale à  $450^\circ\text{C}$ . En effet, le quartz est un minéral qui ne se rééquilibre pas avec une phase fluide à des températures inférieures à environ  $450^\circ\text{C}$  (Taylor, 1974).

En fait plusieurs observations permettent de penser que la contamination a eu lieu à plus haute température que  $450^\circ\text{C}$ , pendant la cristallisation de ces roches ou à un stade tardi-magmatique :

- Les fractionnements quartz-muscovite correspondent à des températures de l'ordre de  $570 \pm 50^\circ\text{C}$ .

- Les échantillons ont des caractéristiques magmatiques (voir étude pétrographique des échantillons du sondage-Johan *et al.*, 1987).

- Leur pourcentage en poids d'eau est très faible, semblable à ceux de roches magmatiques.

- Les analyses des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  faites sur ces échantillons ne sont globalement pas perturbées (Duthou et Pin, 1987).

Par ailleurs, si on considère que l'échange entre le fluide météorique et les roches n'a eu lieu qu'à  $450^\circ\text{C}$  et que l'on modélise l'évolution des  $\delta^{18}\text{O}$  des minéraux on arrive aux constatations suivantes : dans un équilibre à  $450^\circ\text{C}$  avec un fluide dont le  $\delta^{18}\text{O}$  est calculé à partir de celui du quartz, les lépidolites et les feldspaths sont appauvris à des valeurs plus basses que celles observées actuellement. Il faut ensuite que le feldspath et la lépidolite se rééquilibrent avec la phase fluide présente à des températures plus basses (de l'ordre de  $350$  ou  $250^\circ\text{C}$ ) pour s'enrichir et atteindre leurs valeurs actuelles. Dans ce cas, le feldspath se rééquilibrant plus facilement que le mica et jusqu'à des températures plus basses, on devrait observer des  $\delta^{18}\text{O}$  des feldspaths plus élevés de  $1$  à  $2\text{‰}$  par rapport à ceux observés. Les résultats obtenus ne s'accordent donc pas très bien avec l'hypothèse d'une interaction roche-eau à des températures  $\leq 450^\circ\text{C}$ .

Par contre cette rééquilibration à plus basse température peut être illustrée par l'échantillon S 1 dont le feldspath se

trouve nettement enrichi en  $^{18}\text{O}$  par rapport au quartz et à un moindre degré le mica. Cet échange secondaire s'accompagne d'une hydratation : l'albite est séricitisée, la lépidolite est légèrement muscovitisée et l'amblygonite (phosphate de Li) est altérée. Ceci se traduit par un pourcentage en poids d'eau légèrement supérieur à ceux des autres échantillons du sondage ( $0,76\%$  sur roche totale pour S 1 et  $0,3\%$  en moyenne pour les autres échantillons).

En ce qui concerne les autres échantillons du sondage, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des feldspaths, qui respectent l'ordre magmatique  $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} > \delta^{18}\text{O}_{\text{feldspath}} > \delta^{18}\text{O}_{\text{mica}}$ , ne sont pas en faveur d'une rééquilibration secondaire importante de ces roches avec une phase fluide. L'hypothèse d'une contamination magmatique à tardi-magmatique, diminuant de la partie apicale vers la base du sondage, s'accorde mieux avec les résultats observés. Cependant des analyses complémentaires à la base du faciès B 1 en particulier seraient utiles pour vérifier cette hypothèse de contamination progressive au niveau de la mise en place.

Par contre les échantillons E 4 et 4 E 10 provenant des sondages miniers dans les granites B 1 et B 2 respectivement, montrent une évolution secondaire plus poussée correspondant probablement à la présence d'une phase fluide plus importante au cours du refroidissement ; les pourcentages en poids d'eau des lépidolites sont de  $0,9$  et  $1,7$ . Cette hydratation traduit la muscovitisation des lépidolites.

### 5.3. — Compositions isotopiques des fluides

Les compositions isotopiques du fluide magmatique proprement dit ont été calculées à partir des compositions isotopiques des échantillons S 6 et S 7 du granite B 3 représentant le granite non contaminé pour des températures de  $600 \pm 20^\circ\text{C}$ . En utilisant les courbes thermométriques de Bottinga et Javoy (1976) et de Suzeuki et Epstein (1970) on obtient un  $\delta^{18}\text{O}$  compris entre  $9,7$  et  $10,2\text{‰}$  et un  $\delta\text{D} \simeq -70\text{‰}$ .

Les compositions isotopiques du fluide météorique, contaminant ce fluide magmatique et les roches ou le magma dans la partie apicale, ont été calculées à partir des  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz le plus appauvri pour une gamme de températures de  $450$  à  $580^\circ\text{C}$ . On obtient une variation du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  de  $1,0$  à  $3,3\text{‰}$ . Ces valeurs correspondent en fait soit à un mélange entre eaux météoriques et eaux magmatiques soit à une eau météorique enrichie en  $^{18}\text{O}$  par échange avec des roches à hautes températures.

Les compositions isotopiques de l'hydrogène ne varient pas avec la profondeur, c'est-à-dire avec la contamination en  $\delta^{18}\text{O}$ , ni pour les lépidolites (fig. 3) ni pour les roches totales. Ceci signifie que les compositions isotopiques des deux fluides, magmatique et météorique, sont situées dans le même domaine ( $-60$  à  $-80\text{‰}$ ).

Les échantillons E 4, E 10 et D des sondages miniers et de la descenderie montrent une évolution des  $\delta\text{D}$  lépidolites vers des valeurs plus pauvres, de l'ordre de  $-95$  à  $-105\text{‰}$ . Ces lépidolites sont partiellement muscovitisées. Elles ont dû échanger à plus basses températures avec le fluide d'origine météorique. Les fractionnements muscovite-eau, plus grands de  $5$  à  $20\text{‰}$  suivant l'abaissement de température considéré, imposent que leurs  $\delta\text{D}$  soient plus bas que ceux du sondage GPF.

#### 5.4. — Les minéraux néoformés

Les quartz en veine dans la partie supérieure de la coupole (granite B<sub>1</sub> et B<sub>2</sub>) sont les premières néoformations filoniennes observées du point de vue minéralogique. Elles sont recoupées ou corrodées par toutes les autres phases néoformées, en particulier par la muscovite. En conséquence on peut en déduire que ce quartz s'est formé à assez haute température puisque la limite inférieure de la stabilité de la muscovite est de 350 à 400 °C (Velde, 1985). La composition isotopique de ces quartz est très élevée, de 16,2 à 17,4 ‰. Si on calcule la composition isotopique de l'oxygène du fluide qui peut les avoir déposés à des températures de 350, 400, 450 °C (en accord avec la minéralogie) on obtient des  $\delta^{18}\text{O}$  variant de 9,3 à 13,2 ‰.

Ces valeurs recoupent le domaine calculé pour le fluide magmatique non contaminé. Ceci est en accord avec les résultats de l'étude minéralogique qui indiquent que ces quartz sont probablement déposés par les fluides magmatiques expulsés de la partie centrale du magma en fin de cristallisation, lors de la fracturation de la bordure et de la partie apicale déjà solidifiées. Ceci est également concordant avec l'existence de ces filons de quartz essentiellement dans la partie supérieure et/ou en bordure du granite. Cependant l'étude des inclusions fluides (Aïssa, communication personnelle) sur l'échantillon situé à 479 m met en évidence une gamme de températures de piégeage des inclusions nettement plus étendue que celle actuellement déduite de température de formation de la muscovite  $T > 350$  °C. Suivant le type d'inclusions fluides les températures de piégeage sont de l'ordre de 370 °C ou de l'ordre de 220 °C. Dans les deux cas les fluides sont peu salés. Pour des températures de l'ordre de 220 °C, le  $\delta^{18}\text{O}$  calculé pour l'eau en équilibre avec le quartz ( $\delta^{18}\text{O}$  quartz : 17,4 ‰) est de 4,2 ‰. Ce qui correspond à un fluide d'origine météorique, comparable aux fluides associés au granite B 1.

Le filon de quartz de l'échantillon 99,60 est recristallisé. Les données initiales qui auraient pu correspondre à un fluide magmatique, suivant l'hypothèse déduite de la minéralogie, pourraient alors être effacées par la recristallisation.

Ces résultats isotopiques et microthermométriques font apparaître que le quartz de ces filons a été déposé suivant des températures décroissantes au cours du refroidissement. Dans ce cas le  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz analysé est une valeur moyenne des  $\delta^{18}\text{O}$  correspondant aux dépôts de quartz à différentes températures.

Ce  $\delta^{18}\text{O}$  moyen du quartz est fonction de la température, du  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau et des proportions de quartz déposé à chaque température. On peut modéliser cette évolution du  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz par un calcul de bilan entre les  $\delta^{18}\text{O}$  extrêmes du quartz à 370 °C et à 220 °C, suivant l'équation :

$$\delta_{\text{QM}} = x \delta_{\text{Q1}} + (1-x) \delta_{\text{Q2}}$$

où  $\delta_{\text{QM}}$ ,  $\delta_{\text{Q1}}$  et  $\delta_{\text{Q2}}$  sont respectivement le  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz mesuré, du quartz déposé à 370 °C et du quartz déposé à 220 °C;  $x$  est la fraction de quartz déposé à 370 °C.

Si on fait apparaître dans cette équation le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau en équilibre avec chaque quartz on obtient :

$$\delta_{\text{QM}} = x (\delta_1 \text{H}_2\text{O} + \Delta_1) + (1-x) (\delta_2 \text{H}_2\text{O} + \Delta_2)$$

avec  $\delta_1 \text{H}_2\text{O}$  et  $\delta_2 \text{H}_2\text{O}$  le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau en équilibre avec le quartz à 370 °C et avec le quartz à 220 °C, respectivement et

$\Delta_1$ ,  $\Delta_2$  les fractionnements isotopiques quartz-eau à 370 ° et 220 °C respectivement.

Pour estimer le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau on est obligé de considérer deux hypothèses successivement : soit le  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide évolue, soit le  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide est constant ( $\delta_1 \text{H}_2\text{O} = \delta_2 \text{H}_2\text{O}$ ). Ceci dépend de la proportion eau-roche. Soit cette proportion est faible et le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau évolue par effet de bilan lors de l'échange avec les roches, soit la quantité d'eau est suffisante pour qu'elle joue le rôle de réservoir isotopique et garde donc une valeur relativement constante. Dans l'hypothèse d'une évolution du  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau on calcule que pour des proportions de quartz déposé à 370 °C variant de 0,9 à 0,1, le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau varie de 10,5 à 4,9 ‰. Dans l'hypothèse d'un  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau constant, les calculs des proportions de quartz à 370 °C et 220 °C et leurs  $\delta^{18}\text{O}$  sont reportés dans le tableau suivant :

$\delta \text{H}_2\text{O}$	x	$\delta_{\text{Q1}}$ (370 °C)	$\delta_{\text{Q2}}$ (220 °C)
11	0,97	17,2	24,2
10	0,83	16,2	23,2
9	0,69	15,2	22,2
8	0,54	14,2	21,2
6	0,26	12,2	19,2
5	0,11	11,2	18,2
4,2	0,00	10,4	17,4

En résumé, ces quartz peuvent donc avoir cristallisé entre environ 400 °C et 200 °C, en équilibre avec des fluides d'origine magmatique et/ou météorique de  $\delta^{18}\text{O}$  variant entre 13,2 et 4,2 ‰ suivant les conditions de température.

Les échantillons analysés à des profondeurs supérieures à 460 m sont constitués par des muscovites pervasives dont le  $\delta^{18}\text{O}$  varie de 3,5 à 4,8 ‰, et un quartz en veine à 4,5 ‰. Ces valeurs basses en  $\delta^{18}\text{O}$  correspondent à un fluide dont la composition isotopique de l'oxygène varie entre -2,4 et +2,4 ‰ pour des températures de l'ordre de 350 à 400 °C, estimées d'après les données minéralogiques (la présence de muscovite implique une température minima d'environ 350-400 °C - Velde, 1985). On obtient des valeurs qui correspondent à un fluide d'origine météorique.

Deux micas pervasifs situés à 460 et 819 m, ont pu être analysés en hydrogène. Leurs  $\delta \text{D}$  de -87 et -99 ‰ permettent de calculer une composition isotopique de l'hydrogène de l'eau de l'ordre de -60 à -70 ‰ pour des températures de 350 à 400 °C. On retrouve la valeur déjà estimée pour les fluides météorique et magmatique.

#### 5.5. — Les échantillons du sondage minier E 1

Les caractéristiques des échantillons du sondage E 1 se rapprochent de celles du faciès B 2. Leurs  $\delta^{18}\text{O}$  quartz est de 9,1 et 9,6 ‰ (Tabl. 1). Cependant ils témoignent de rééquilibrations importantes avec une phase fluide : les lépidolites sont fortement muscovitisées, leur pourcentage en poids d'eau est de l'ordre de 3. Le fractionnement quartz-muscovite de l'échantillon E 1 - 29-30 indiquerait une température de 410 °C. Le feldspath de l'échantillon E 1 - 52-90 est très



enrichi par rapport au quartz. Enfin le  $\delta D = -55\text{‰}$  de la lépidolite muscovitisée de l'échantillon E 1 - 29-30 est nettement enrichi par rapport à tous les autres échantillons.

Les roches de ce sondage ont interagi avec un fluide de nature différente du fluide météorique précédemment évoqué. Ce fluide est plus riche en D. Pour une température de  $410^\circ\text{C}$  calculée pour l'échantillon E 1 - 29-30 le  $\delta D$  de l'eau en équilibre avec la muscovite serait de l'ordre de  $-30\text{‰}$ . Pour la même température on obtient une valeur de  $-60\text{‰}$  pour l'échantillon E 1 - 52-90. Ce fluide peut être d'origine métamorphique ou éventuellement d'origine magmatique.

L'interaction de ces échantillons avec une eau plus riche peut être due à leur situation différente : le sondage E 1 est proche du granite des Colettes tandis que le sondage profond, les sondages miniers E 4 et E 10 et la descendrière sont proches des micaschistes. L'eau externe au granite de Beauvoir qui dans le sondage E 1 a marqué le stade postsolidus avait déjà probablement été enrichie en  $^{18}\text{O}$  par son interaction avec le granite des Colettes qui dans ce cas devait être encore chaud ( $T^\circ$  calculée  $> 250^\circ\text{C}$ ).

Le granite B 2 échantillonné dans le sondage E 10 a des caractéristiques isotopiques différentes de celles qu'il a dans le sondage E 1. Dans le sondage E 10 le granite B 2 présente un appauvrissement du quartz en  $^{18}\text{O}$  comme le granite B 1 dans le sondage profond et le sondage E 4.

Ces variations sont liées à la localisation de ces sondages en bordure apicale du granite. Cette zone de bordure subit préférentiellement l'interaction avec les eaux météoriques à haute température.

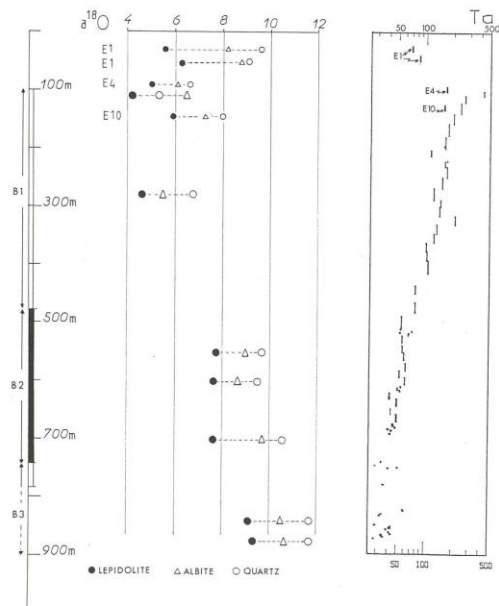


Fig. 5. — Corrélation entre  $\delta^{18}\text{O}$  des minéraux et la teneur en tantale en fonction de la profondeur.  
Échantillons du sondage d'Échassières (analyses de tantale L. Raimbault)  
Relation between  $\delta^{18}\text{O}$  minerals and tantalum content in whole rock as a function of depth in granitic samples of deep drill hole of Échassières.

## 5.6. — Corrélation $\delta^{18}\text{O}$ - Ta

La figure 5 montre la corrélation remarquable qui existe entre l'appauvrissement en  $\delta^{18}\text{O}$  des échantillons du sondage et la teneur en tantale. Elle s'observe pour d'autres éléments rares tels que le niobium ou le tungstène mais elle est particulièrement frappante pour le tantale dans le faciès B 1. Les observations minéralogiques indiquent que la cristallisation des minéraux métalliques se déroule durant la phase de cristallisation magmatique (Kosakevitch, 1976 ; Kosakevitch et al., 1987 ; Rossi et al., 1987). En effet les minéraux porteurs des éléments Ta, Nb, Sn, tels que la columbo-tantalite ou la cassitérite sont de cristallisation précoce. La cassitérite peut être incluse dans l'albite, la topaze, voir le quartz, mais elle est principalement observée dans la lépidolite. Les columbo-tantalites sont de préférence incluses dans la lépidolite et surtout dans la topaze. La provenance du stock métal est donc à rechercher dans le magma et non dans l'encaissant.

Les résultats acquis permettent d'envisager trois hypothèses sur la genèse du granite de Beauvoir et de ses minéralisations :

1) Une hypothèse purement magmatique où l'on aurait un  $\delta^{18}\text{O}$  initial du magma de B 1 de l'ordre de  $+5$  (cf. le  $\delta^{18}\text{O}$  du quartz à 5,3 du granite B 1) et une concentration des métaux acquises au stade magmatique. Cette hypothèse implique que le granite B 1 soit d'un point de vue génétique strictement indépendant des granites B 2 et B 3, chacun des trois types granitiques ayant ses propres caractéristiques isotopiques acquises à l'origine ou avant la mise en place.

2) Une hypothèse purement hydrothermale. Le  $\delta^{18}\text{O}$  initial du granite B 1 est semblable à ceux de B 2 ou B 3. Sa valeur basse actuelle a été acquise lors d'une altération hydrothermale par un fluide d'origine météorique et s'accompagne d'un apport de métaux rares.

3) Une troisième hypothèse dans laquelle le  $\delta^{18}\text{O}$  initial du magma B 1 est semblable à celui de B 2 et/ou B 3, et où la préconcentration du stock métal est réalisée dans le magma. Les valeurs basses de B 1 résultent d'une interaction avec des eaux d'origine météoriques à haute température.

La première hypothèse qui postule la stricte indépendance génétique du faciès B 1 par rapport au faciès B 2 et B 3 est à éliminer compte-tenu des arguments pétrographiques, minéralogiques (Rossi et al., 1987) et de la géochimie Rb-Sr (Duthou et Pin, 1987) tous compatibles avec un caractère consanguin des trois faciès. Une variante de cette hypothèse consisterait à considérer que les trois faciès B 1, B 2, B 3 ont une source commune mais qu'ils ont connu une évolution propre depuis leur lieu de genèse jusqu'à leur mise en place. Dans ce cas on se reporterait à l'hypothèse n° 3 où la nécessité d'un cogénéisme strict de ces 3 magmas n'est pas indispensable pour conforter l'hypothèse proposée. On notera en effet que, aussi bien dans les faciès B 1 que B 2 la teneur en Ta des roches peut être reliée à la perturbation à haute température due au fluide météorique et enregistrée par les quartz. La continuité de la corrélation entre les faciès B 1 et B 2 et les  $\delta^{18}\text{O}$  demande à être précisée dans l'intervalle 300-500 m par des analyses complémentaires.

La seconde hypothèse qui implique un apport extérieur des métaux rares et leur concentration lors des processus hydrothermaux est également à éliminer. Le dépôt des minéraux métalliques intervient de façon précoce durant la phase



de cristallisation magmatique, comme cela a été précisé plus haut (Kosakevitch, 1976; Kosakevitch *et al.*, 1987).

La troisième hypothèse est celle qui rend le mieux compte de l'ensemble des résultats obtenus et de leurs contraintes. Elle met en jeu une interaction entre un fluide d'origine météorique et le système magmatique initialement à une composition isotopique de l'oxygène semblable à celle du faciès B3, éventuellement de B2 ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} \approx +10\text{‰}$ ) et porteur d'une préconcentration en métaux rares. L'intensité du phénomène de concentration du tantale dans le faciès B1 ne peut être uniquement imputé au processus de cristallisation fractionnée en raison de son amplitude, elle apparaît étroitement liée à la contamination par le fluide météorique. La corrélation entre la contamination par ce fluide et la teneur en éléments rares (fig. 5) nous conduit à proposer l'hypothèse suivante : le fluide météorique, que le système magmatique a rencontré dans la partie apicale lors de sa mise en place, change les conditions physico-chimiques du milieu magmatique initial. Ces changements physico-chimiques (variation de pH, de  $f\text{O}_2$ , déstabilisation de complexes, etc.) entraîneraient une concentration des éléments rares dans le magma en cours de cristallisation. Le rôle du fluide météorique à ce stade précoce serait d'influer sur les conditions de précipitation des éléments rares. La corrélation entre l'appauvrissement en  $\delta^{18}\text{O}$  et la teneur en éléments rares ne signifie donc pas que le fluide météorique apporte les éléments rares. En effet, la concentration de ces éléments dans le fluide magmatique de la zone apicale s'explique mieux par une cristallisation fractionnée et la fixation des éléments rares aurait été favorisée par les modifications des conditions de stabilité produites par les fluides météoriques.

Un autre argument est en faveur de cette action à un stade précoce : les échantillons de la partie apicale qu'ils appartiennent au faciès B1 ou B2 (E4, E10 et D) montrant une interaction secondaire à plus basse température avec ce fluide météorique n'ont pas de teneurs supérieures en Ta, mais sont au contraire plus pauvres, que les échantillons « magmatiques » de la partie apicale du sondage profond.

Au terme de cette discussion préliminaire, nous pensons que nous avons mis en évidence sur les échantillons du sondage choisis comme étant les plus frais, l'existence d'une préconcentration en éléments rares à un stade précoce sous l'influence du fluide météorique. Cet effet se limite à la bordure et à la partie apicale en cours de solidification ou solidifiées mais à une température élevée maintenue par la présence du magma.

## 6. — Élaboration du modèle

L'élaboration d'un modèle d'évolution dynamique de la circulation fluide en relation avec la mise en place et l'évolution du granite de Beauvoir nécessite le rappel de résultats issus de l'étude des inclusions fluides (Aïssa, 1987) d'une part et des altérations hydrothermales d'autre part (Merceron *et al.*, 1987).

### 6.1. — Contraintes dues aux inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides (Aïssa, 1987) n'a pas permis d'identifier de stade de sursaturation du magma en fluides dans les échantillons des faciès inférieurs B2 et B3. Cette

absence de fluides peut s'interpréter soit comme une sous-saturation en fluides de B2 et B3, soit comme résultant d'un mauvais piégeage de fluides lors de la sursaturation dans les échantillons étudiés par Aïssa (1987). La composition très proche des faciès B1 et B2 (Rossi *et al.*, 1987) peut laisser penser que la dernière hypothèse est la plus vraisemblable. Toutefois, l'observation systématique de fluides dans B1 conduit à envisager que la plus large sursaturation en fluides s'est réalisée dans B1 au cours de la cristallisation du magma albitique de Beauvoir, dès la cristallisation de la topaze. C'est en effet dans la première génération magmatique de ce minéral qu'on rencontre des inclusions complexes de fluide dense homogénéisant aux températures de cristallisation de ce type de granite. On ne trouve pas ce type d'inclusions dans les phénocristaux de quartz, ni dans ceux des topazes I des deux faciès inférieurs B2 et B3. Ces topazes I du faciès Beauvoir B1 piègent, en plus de ces inclusions de fluide magmatique, deux types d'inclusions de haute température : vapeurs de basse densité et saumures ; ces dernières s'homogénéisent vers les mêmes températures, ce qui indique qu'elles représentent les deux composantes d'une ébullition rétrograde du fluide magmatique. Les fluides libérés par le magma B1 au moment de la sursaturation le sont à une pression qui peut être estimée par l'intersection de la courbe isochore des saumures S1 avec le liquidus du granite au lieu du solidus comme l'a proposé Aïssa (1987). Le choix de l'intersection par rapport au liquidus que l'on propose ici se fonde sur l'observation texturale (Johan *et al.*, 1987) et les résultats expérimentaux de Pichavant *et al.* (1987) qui montrent que la topaze est un minéral très précoce à apparaître dans la course de cristallisation. La pression de mise en place du granite B1 est ainsi estimée aux environs de 1100 bars. Une augmentation de pression de l'ordre de 200 bars (Aïssa, 1987) est la conséquence de la démixion de la phase aqueuse qui se produit non pas au solidus mais dans l'intervalle liquidus-solidus. (L'observation de ces inclusions uniquement dans les topazes implique que leur cristallisation s'est déroulée plus près des températures du liquidus que du solidus). L'individualisation de cette phase fluide magmatique induit une fracturation hydraulique de l'encaissant cause d'une baisse de pression drastique qui permet la mise en communication des fluides extérieurs avec le système magma de Beauvoir — fluide en équilibre à des températures comprises entre celles du liquidus et du solidus. Les données recueillies sur les inclusions fluides sont ainsi fondamentales pour contraindre le modèle d'interaction précoce de fluide externe avec le magma de Beauvoir. Elles permettent de concevoir les conditions particulières qui ont permis l'entrée des fluides externes dans le système magmatique. En effet, le gradient thermique autour d'un magma en cours de refroidissement est tel qu'il est généralement en faveur d'une expulsion des fluides vers l'extérieur du système, aux températures habituellement au-dessus du solidus ou un peu en dessous.

### 6.2. — Contraintes chimiques sur la nature du fluide extérieur au système

Le fluide externe au système qui intervient à haute température dans le magma de Beauvoir doit selon les conditions de température de l'interaction :

a) Soit intervenir dès la formation de la topaze précocement par rapport à la cristallisation des minéraux cardinaux (on n'observe en effet aucune déstabilisation de ces derniers).

b) Soit être en équilibre non seulement du point de vue de la température mais encore des potentiels chimiques des éléments majeurs (Al, Si, alcalins) avec le magma de Beauvoir s'il intervient plus tardivement, en effet on n'observe pas de modifications métasomatiques majeures jusqu'au stade greisen (Johan et al, 1987).

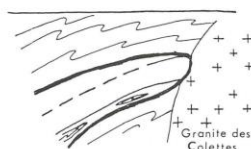
Les données isotopiques montrent qu'il s'agit d'un fluide d'origine météorique qui aurait échangé à moyenne ou haute température avec des roches avant d'entrer dans le granite de Beauvoir. Pour satisfaire aux propriétés chimiques requises,

un échange avec des roches de composition en éléments majeurs de type granitique est nécessaire. Étant donné sa proximité géographique un échange avec le granite des Colettes semble le plus probable, d'autant qu'il dominait le granite de Beauvoir avant érosion (Gagny et Jacquot, ce volume).

L'antériorité de ce granite par rapport à celui de Beauvoir (Aubert, 1969) rend compte d'une telle hypothèse qui suppose de plus que le granite des Colettes était le siège d'une large circulation de type fissural ou microfissural, mais à haute température.

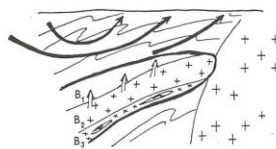
#### Stade 1

Mise en place du granite de Beauvoir.



#### Stade 2

Passage au solidus B 2 - B 3. Concentrations des fluides dans B 1.

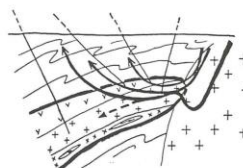


⇒ Eau magmatique.  
→ Eau météorique.

Pression fluide interne à B 1 > pression lithostatique (pas de pénétration d'eau météorique dans les granites).

#### Stade 3

Saturation en fluides de B 1, cristallisation de topaze I, dégazage et pénétration d'eau externe au système dans B 1 à un stade ante "solidus".



Interaction forte de fluides externes avec le granite. La pression interne < à la pression lithostatique = à la pression hydrostatique.

→ Interaction faible due à la température élevée du coeur chaud de l'intrusion.

#### Stade 4

Altération hydrothermal de haute température. Développement de zones à greisen.



Persistance d'une anomalie thermique au coeur du granite de Beauvoir.

#### Stade 5

Mise en place de 2 circuits convectifs indépendants supérieur et inférieur (AISSA, 1987).

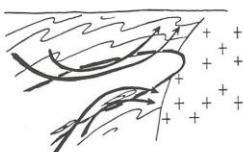


Fig. 6. — Schéma illustrant les différents stades de mise en place et d'évolution du granite de Beauvoir.

Schematic representation of different setting and evolution stages of the Beauvoir granite.



### 6.3. — Polyphasage des altérations hydrothermales

La persistance d'une activité de type hydrothermal autour de l'apex de Beauvoir, en prenant en considération les circulations fluides liées à la mise en place de cet apex et à son refroidissement, ne doit se concevoir que sur une durée de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années si les granites des Colettes et de la Bosse sont déjà refroidis et s'il n'y a pas d'anomalie thermique profonde. En conséquence sur l'ensemble des étapes des altérations hydrothermales mises en évidence (Merceron *et al.*, 1987), seule la toute première ( $273 \pm 6$  Ma) vraisemblablement liée au refroidissement, de l'ensemble granitique d'Échassières (320-300 Ma) a été considérée ici.

### 6.4. — Modèle proposé

Le modèle proposé est schématisé sur la figure 6. Il intègre nos données et celles déjà publiées sur l'intrusion de Beauvoir (Gagny et Jacquot, 1985) ainsi que sur les paléo-circulations hydrothermales (Aïssa, 1987). La forme de l'intrusion de Beauvoir est dessinée d'après les données de Gagny (communication orale et ce volume). Elle permet de rendre compte de l'affleurement probable du faciès B2 dans la carrière de Beauvoir (Rossi *et al.*, 1987).

— **Stade 1 :** intrusion du magma de Beauvoir dans l'encaissant micaschisteux à l'état magma déjà chargé de cristaux, à des températures proches du liquidus. L'intrusion se ferait en plusieurs injections successives de magmas (Cuney *et al.*, 1986, Gagny *et al.*, 1987) différenciés ailleurs.

— **Stade 2 :** cristallisation du faciès B3 et de la base de B2 l'évacuation de la chaleur s'effectuant par la base et le toit de l'intrusion. Dans le centre de celle-ci persiste une forte anomalie thermique. Les fluides libérés par les faciès B3 et B2 migrent vers le toit de l'intrusion. Ils percolent pro-parte le faciès supérieur B1 contribuant ainsi à son enrichissement en éléments hygromagmaphiles et à sa saturation en fluides.

— **Stade 3 :** l'anomalie thermique due à la présence du magma de Beauvoir (et à celui des Colettes tout proche — Gagny et Jacquot, 1985), la mise en place de ces deux granites étant très rapprochée dans le temps, induit autour de l'enveloppe de l'intrusion des circuits convectifs mettant en jeu des fluides externes au système magmatique : fluides météoriques et réactivations des circuits hydrothermaux des Colettes. Lors de la cristallisation du faciès B1 le magma atteint la saturation en fluides, au moment de la cristallisation de la topaze. Il s'ensuit un fort dégazage à la pression lithostatique, qui entraîne une fracturation hydraulique de l'encaissant avec chute de la pression fluide des fluides magmatiques (Aïssa, 1987). Une interférence entre les eaux d'origine météorique des circuits convectifs externes et le magma de Beauvoir devient alors possible. L'influence des fluides externes permettrait alors la destabilisation de complexes fluorés et une précipitation abondante des minéraux niobo-tantalifères, voire de la cassitérite.

— **Stade 4 :** immédiatement après la cristallisation du faciès B1, se développent des altérations hydrothermales de haute température (greisenisation...), cette phase n'a pas encore été étudiée au moyen des isotopes stables.

— **Stade 5 :** après la cristallisation du faciès B1, il y a établissement de deux circuits convectifs majeurs (Aïssa, 1987). Un

circuit supérieur (au-dessus de la côte 460) avec dépôt de quartz de  $\delta^{18}\text{O}$  compris entre 16,2 et 17,4 ‰ déposés entre  $\sim 370^\circ$  et  $\sim 200^\circ\text{C}$ . Ces quartz sont déposés par des fluides dont le  $\delta^{18}\text{O}$  peut avoir évolué depuis des valeurs élevées (fluides magmatiques) jusqu'à des valeurs proches de celles du circuit convectif inférieur. Un circuit convectif inférieur qui est caractérisé par le dépôt de muscovites pervasives puis de quartz et de muscovites en veines aux environs de 350/—400 °C à partir de fluides d'origine météoriques qui ont échangé avec les roches :  $1,1 \text{ ‰} < \delta^{18}\text{O H}_2\text{O} < 5,4 \text{ ‰}$ .

## 7. — Conclusion

Cette étude a permis de mettre en évidence une contamination à un stade magmatique de l'intrusion de Beauvoir. Elle indique que cette contamination s'effectue par des fluides d'origine météorique, mais tamponnés pour les éléments majeurs car n'entraînant pas de modifications métasomatiques, du moins jusqu'au stade greisen. L'hypothèse d'une interférence des circuits convectifs du granite des Colettes avec celui de Beauvoir paraît être la plus vraisemblable. L'interaction de fluides externes au système de Beauvoir (magma + fluides magmatiques) durant la transition liquidus-solidus favorise, selon le modèle proposé la concentration des éléments rares dans les minéraux de la partie apicale de la coupole vraisemblablement par une modification des conditions de pH et/ou de température et/ou de potentiel chimique du système magmatique pouvant induire la destabilisation de complexes de Ta. Postérieurement à la cristallisation du magma de Beauvoir se développe un hydrothermalisme qui affecte irrégulièrement la coupole. Les remobilisations des éléments en traces dues à ces phénomènes n'ont pas été étudiés ici.

### Remerciements

Les auteurs remercient A. Autran pour les nombreuses discussions qu'ils ont eu avec lui tout au long de cette étude ainsi que M. Cuney et S.M.F. Sheppard pour leurs remarques constructives lors de la relecture de cet article.

## Références bibliographiques

- AÏSSA M. (1987). — Reconstitution d'un système de paléocirculations hydrothermales et ses conséquences métallogéniques : le district d'Échassières (Massif central français). Thèse Doctorat INPL, 249 p.
- ALEKSANDROV (1973). — Modèles de minéralisations tantaloniobifères endogènes (en russe). Edit. Nauka, Moscou, 148 p.
- AUBERT G. (1969). — Les coupoles granitiques de Montebraz et d'Échassières (Massif central français) et la genèse de leur minéralisation en étain, tungstène, lithium et beryllium. *Mém. BRGM*, n° 46, 345 p.
- BOTTINGA Y., JAVOY M. (1975). — Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, p. 401.
- CLAYTON R.N., MAYEDA T.K. (1963). — The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotope analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, p. 43.



- CRISS R.E., TAYLOR H.P. (1983). — An  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H study of tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith. *Geol. Soc. Am. Bul.*, **94**, pp. 640-663.
- CUNEY M., AUTRAN A., BURNOL L., BROUAND M., DUDOIGNON P., FEYBESSE J.L., GAGNY C., JACQUOT T., KOSAKEVITCH A., MARTIN P., MEUNIER A., MONIER G., TEGYEY M. — Résultats préliminaires apportés par le sondage GPF de 900 m sur le granite albitique à topaze lépidolite de Beauvoir. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, II, 7, pp. 569-574.
- DUDOIGNON P., MEUNIER A. (1984). — La kaolinisation de l'apex granitique d'Échassières : un cas complexe de superposition d'altérations hydrothermales et météoriques. Programme Géologie Profonde de la France, Documents BRGM, n° 81-8, pp. 87-108.
- DUTHOU, PIN (1987) ce volume.
- FOUILLAC A.M., KOSAKEVITCH A., ROSSI Ph. (1984). — Étude isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène du granite de Beauvoir (Massif d'Échassières, Allier). Programme Géologie Profonde de la France, Documents BRGM, n° 81-8, pp. 121-144.
- FRIEDMAN I. (1953). — Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochim. Acta*, **4**, p. 89.
- GAGNY C., JACQUOT T. (1985). — Présentations de quelques problèmes mis en évidence par la pétrologie structurale. Forage profond Échassières n° 1 sur le granite de Beauvoir. Document BRGM, n° 100.
- GREGORY R.T., TAYLOR H.P. Jr (1986). — Non-equilibrium, metamorphic  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  effects in upper mantle mineral assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, pp. 124-135.
- GREGORY R.T., TAYLOR H.P. Jr (1981). — An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust. Saimail ophiolite. Oman : evidence for  $\delta^{18}\text{O}$ -buffering of the oceans by deep (> 5 km) sea water-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, **86**, pp. 2737-2755.
- JACKSON N.J., HALLIDAY A.N., SHEPPARD S.M.F., MITCHELL J.G. (1982). — Hydrothermal activity in St Just Mining District, Cornwall, England. Metallization Associated with Acid Magmatism. Ed. A.M. Evans John Wiley & Sons Ltd.
- JOHAN V., MONIER G., ROSSI Ph. (1987). — Log pétrographique du sondage GPF Échassières n° 1. Document BRGM, n° 124.
- KOSAKEVITCH A., OHNENSTETTER D., PIANTONE (1987). — Document BRGM, n° 124.
- KOSAKEVITCH A. (1976). — Évolution de la minéralisation en Li, Ta et Nb dans la coupole granitique de Beauvoir (Massif d'Échassières, Allier). Rapport BRGM/DGRST, 76 SGN 316 MGA.
- MERCERON T., BONHOMME M., FOUILLAC A.M., VIVIER G., MEUNIER A. (1987). — Pétrologie des altérations hydrothermales du sondage d'Échassières. Géologie profonde de la France, Échassières n° 1, (ce volume).
- MONIER G., CHAROY B., CUNEY M., OHNENSTETTER D., ROBERT J.L. (1987). — Évolution cristallogénétique des micas du granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (Massif central, France).—(Ce volume).
- MONIER G., TEGYEY M. (1985). — La pétrographie des différents faciès : étude pétrographique préliminaire. Document BRGM, n° 100.
- PIANTONE, BURNOL (1987). — (ce volume).
- PICHAVANT et al. (1987). — (ce volume).
- PINTO K.J.M. (1975). — Altération du massif granitique d'Échassières (Allier). Doctorat de spécialité n° 457, Univ. de Clermont-Ferrand.
- RAIMBAULT L., AZENCOTT (1987). — Document BRGM, n° 124. Annexe Géochimie.
- ROSSI Ph., AUTRAN A., JOHAN V., KOSAKEVITCH A., MONIER G., OHNENSTETTER D., PIANTONE P., VIALLEFOND L. (1987). — Logs pétrographique et minéralogique du sondage « Échassières n° 1 ». Minéralogie et Géochimie comparées (ce volume).
- SHEPPARD S.M.F. (1977). — The Cornubian batholith, SW England : D/H and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  studies of kaolinite and other alteration minerals. II. *Geol. Soc. Lond.*, Vol. **133**, pp. 573-591.
- SUZUOKI T., EPSTEIN S. (1976). — Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, p. 1229.
- TAYLOR H.P. (1977). — Water/rock interactions and the origin of  $\text{H}_2\text{O}$  in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. London*, **133**, pp. 509-558.
- TAYLOR B.E., FOORD E.E., FRIEDRICHSEN H. (1979). — Stable isotope and fluid inclusion studies of GEM-Bearing granitic pegmatite — Aplite Dikes, San Diego Co., California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, pp. 187-205.
- TAYLOR H.P. Jr, FORESTER R.W. (1979). — An oxygen and hydrogen isotope study of the skaergaard intrusion and its country rocks : a description of a 55 m.y. old fossil hydrothermal system. *J. Petrol.*, **20**, pp. 355-419.
- TAYLOR B.E., FRIEDRICHSEN H. (1983). — Light stable isotope systematics of granitic pegmatites from North America and Norway. *Isotope Geoscience*, **1**, pp. 127-167.
- UREY H.C. (1947). — The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, pp. 562-581.
- VELDE B. (1985). — Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. Develop. in Sedimentology. Elsevier Public., **50**, 427 p.