

Petrogenèse des granitoïdes peralumineux des Jebilet centrales (Maroc) : approche par l'étude des enclaves

Iz-Eddine EL AMRANI EL HASSANI

Mots-clés : Pétrologie, géochimie, granitoïdes, cordiérite, typologie des zircons, enclaves microgrenues sombres, xénolites, peralumineux, alumineux intrusif.

ملخص

النشوء البتروولوجي للكرانيت الألوميني للجيبيلات الوسطى (المغرب) مقارنة عبر دراسة الجبيلات. يتكون الكرانيت الهرسيني للجيبيلات من مونزوكرانيت-كرانودبوريت ذات بيوتيت حديدية وكوردبيريت صهارية كما أنه ينتمي كيميائيا إلى مجموعة الكرانيت الألوميني ($A/CNK=1,23$). من ناحية التصنيف يمكن اعتباره ككرانيت الوميني-مهندس ذات تطور بتروولوجي جد شبيه بالكرانيت «S» الأسترالي. الصهارة الأصلية لهذا الكرانيت قد تكون تحت مشبعة من الماء (حوالي 2,5%) وذات قدرة عالية للصعود مما يبين تموضعه قريبا من سطح الأرض (من 6 إلى 7 Km). التحليل البتروولوجي والترمومترى لمجموع الجبيلات المتواجدة بكرانيت الجيبيلات بين مايلي (I : صهارات الجبيلات نتجت أساسا على أثر «انصهار-جاف» لاجار ميطاطينية. 2) صهارات رداثية قاعدية لعبت دورا رئيسيا كعمد للحرارة اللازمة للانصهار وكذلك كمساهم بقدر بسيط (أقل من 30%) في تركيب الصهارة الكرانيتية، عبر تمازجات حامضية-قاعدية متتابعة.

RESUME

Les granitoïdes hercyniens des Jebilet sont constitués de monzogranites-granodiorites à biotite ferrifère et cordiérite magmatique. Chimiquement ils appartiennent au groupe des granites peralumineux ($A/CNK = 1,23$). Du point de vue typologique, ils correspondent à des granites alumineux-intrusifs qui montrent une évolution pétrologique très comparable à celle des granites de type "S". Leur magma parent serait sous-saturé en eau (environ 2,5%) et à grand pouvoir ascensionnel ce qui explique leur mise en place superficielle (6 à 7 km).

L'analyse pétrologique et thermo-barométrique de leur cortège d'enclaves riche et varié montre que : (i) Les granitoïdes des Jebilet résultent principalement d'une "fusion-déhydratation" de matériaux métapélitiques; l'abondance des xénolites alumineux d'origine profonde et de leur produits réfractaires de fusion partielle (andalousite, cordiérite, grenat...) en apportent la preuve. (ii) Des magmas mantelliques mafiques ont joué un rôle fondamental comme source de chaleur nécessaire pour la fusion des métapélites et comme participant (moins de 30%) à des mélanges magmatiques mafique-felsique répétitifs; la distinction d'au moins trois variétés d'enclaves microgrenues sombres en témoignent.

ABSTRACT

Petrogenesis of the peraluminous granitoids of central Jebilet (Morocco) : approach by enclaves study. The Hercynian granitoids of Jebilet are composed of monzogranites-granodiorites with ferriferous biotite and magmatic cordierite. Chemically, they belong to the peraluminous granites group ($A/CNK = 1,23$). From the typological point of view, they correspond to aluminous-intrusive granites and show a petrologic evolution which is very comparable to that of S-type granites. Their parental magma could be water-undersaturated (about 2,5%) and with a large ascensional capacity, that explain its superficial emplacement (6 to 7 km).

The petrologic and thermo-barometric analysis of its rich and varied set of enclaves show that : (i) The granitoids of Jebilet result principally from "fusion-dehydration" of metapelitic material, as proved by the abundance of deep aluminous xenolites and their refractory products of partial melting (andalousite, cordierite, garnet...). (ii) The mafic mantellic magmas played a fundamental role as a heat source necessary to melting of the metapelites and as a participant (less than 30%) in the repetitive mafic-felsic magmatic mingling; the distinction of at least three varieties of microgranular mafic enclaves attest for this fact.

INTRODUCTION

Les granitoïdes peralumineux, définis chimiquement par un rapport molaire (A/CNK) supérieur à l'unité, ont fait l'objet de nombreux travaux (CLARKE, 1981). Cependant, nombre de problèmes restent encore posés, à nos jours, sur : (i) l'origine magmatique primaire ou restitutive de leur minéraux caractéristiques à savoir la muscovite, la cordiérite, la sillimanite, le grenat...; (ii) leur

relation pétrogénétique avec les métapélites, relation souvent admise mais jamais démontrée d'une manière claire; (iii) les mécanismes, très divers, de leur genèse, leur ascension et leur mise en place. Quant à la composition de ces granitoïdes peralumineux, quatre principales hypothèses sont émises : (i) nature peralumineuse des matériaux-sources (PHILLIPS & al., 1981; STRONG & HANMER, 1981); (ii) réaction avec les roches-hôtes (GOAD & CERNY, 1981; LONGSTAFFE

& al., 1981); (iii) cristallisation fractionnée de magmas métallumineux (ABBOTT, 1981); (iv) interactions entre le magma tardif ou post-magmatique et les fluides hydrothermaux (MUECKE & CLARKE, 1981; MARTIN & BOWDEN, 1981).

Les granitoïdes hercyniens des Jebilet appartiennent par leur pétrographie et leur minéralogie à ce groupe des granites peralumineux. Leur grande fraîcheur ainsi que leur richesse en éléments divers : enclaves microgrenues claires et sombres; xénolites; xénocristaux ..., font d'eux un objet de choix pour une étude pétrologique et pétrogénétique très fine.

La présente approche des conditions de genèse de ces granitoïdes fait appel à plusieurs méthodes et techniques : - observations pétrographiques détaillées et analyses des principales phases minérales à la microsonde électronique Camebax; - séparation des zircons et étude couplée de leur typologie-géochimie; - analyses chimique en roche totale des éléments majeurs, en traces et terres rares; - étude minéralogique et quantification des conditions thermo-barométriques d'évolution des différents types de xénolites et - évaluation des processus d'hybri-

dation entre les différentes variétés d'enclaves microgrenues sombre (EMS) et leur granite-hôte.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les granitoïdes des Jebilet se situent à quelques km au NE de la ville de Marrakech (Fig. 1). Au sein du segment central du massif paléozoïque des Jebilet, ils constituent quatre intrusions indépendantes, de forme et de taille différentes (HUVELIN, 1977). La route principale Casablanca-Marrakech sépare ces granitoïdes en deux ensembles : (i) un ensemble occidental composé des trois petits plutons; Tabouchennit, Bamega et Bramram; (ii) un ensemble oriental correspondant au grand pluton des Oulad Ouaslam qui s'étend en direction EW sur plus de 30 km de long (Fig. 1). La mise en place de ces granitoïdes au sein de la série viséenne supérieure-namurienne (Schistes de Sarhlef et Flyschs de Karrouba), déjà affectée, à l'ouest par un métamorphisme régional de degré épizonal à mésozonal, a entraîné le développement d'un métamorphisme de contact à biotite, andalousite et cordiérite (HUVELIN, 1977; CHEMSEDDOUHA, 1986).

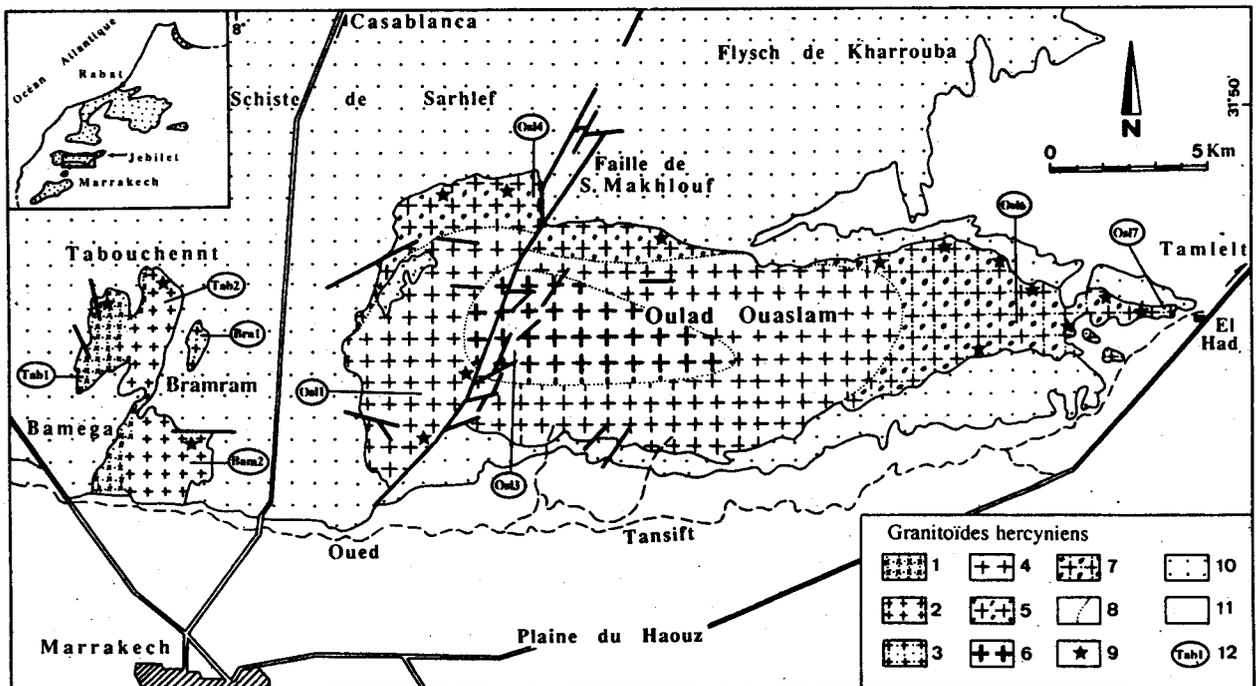


Figure 1 : Carte de situation des granitoïdes des Jebilet et de répartition des faciès granitiques. 1 : faciès microgrenu porphyroïde; 2 : f. grenu porphyroïde; 3 : f. grenu grossier sombre; 4 : f. grenu porphyroïde clair; 5 : f. grenu porphyroïde sombre; 6 : f. grenu grossier; 7 : f. grenu porphyroïde hybride; 8 : contact magmatique graduel; 9 : endroit riche en enclaves ; 10 : socle paléozoïque; 11 : couverture quaternaire; 12 : lieu d'échantillonnage pour analyses chimiques des roches et des minéraux.

Au niveau de ce segment paléozoïque des Jebilet existe deux discontinuités structurales importante : (i) Une mégazone (5 à 6 km de large) de cisaillement ductile, senestre et de direction N160 passe entre les deux ensembles granitiques et affecte le pluton des Oulad Ouaslam sur son extrémité SW (CHEMSEDDOUHA, 1986; LAGARDE, 1987). (ii) Une grande faille tardi-hercynienne, dite de Sidi Makhoulouf, traverse la partie occidentale du pluton des Oulad Ouaslam en direction N20 à N30.

LES GRANITOÏDES DES JEBILET

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

Les quatre plutons sont composés principalement d'une roche granitique à biotite et cordiérite de teinte grisâtre à légèrement bleutée et à structure microgrenue à grenue porphyroïde. Ces granites sont localement recou-

pés par des lames et/ou filonnets de leucogranite à muscovite et tourmaline. Selon les datations radiométriques (Rb-Sr) faites par MRINI (1986) et MRINI & al. (1992), les granitoïdes seraient mis en place à 327 ± 4 Ma, tandis que les leucogranites seraient plus tardifs (295 ± 15 Ma).

Dans le détail, des variations importantes de texture et de composition pétrographique apparaissent entre les différentes unités mais aussi au sein d'une même unité. Ceci a permis de distinguer et de cartographier (Fig. 1) un certain nombre de faciès (EL AMRANI, 1994). Les principaux caractères pétrographiques de ces faciès sont récapitulés sur le tableau I.

Sur le diagramme QAP de STRECKEISEN (1976), les faciès orientaux correspondent à des granodiorites et les faciès occidentaux correspondent plutôt à des monzogranites (Fig. 2)

Tableau I : Caractères pétrographiques des principaux faciès granitiques des Jebilet. A.M.: Analyse modale volumique déterminée au compteur de points (2500 points / échantillon).

Faciès	Caractères pétrographiques et modes volumiques
<i>Granitoïdes occidentaux : Tabouchennet-Bamega-Bramram</i>	
microgrenu porphyroïde	Mesostase gris-sombre, grain fin (<0,5mm), + nombreux phénocristaux de Fk (<5cm), légère altération locale, + quelques xénolites de petite taille (<20 cm). A. M.(%): Q=31; Fk=23; Pl=34; Bi=9,4; Crd=0,8; (Apt+Zrc+Opq)=1,8. (Q = 35 - A = 26 - P = 39)
grenu porphyroïde	Teinte grisâtre, grain moyen (<7mm), + phénocristaux de Fk (<5cm); + cristaux vert de cordiérite (<7mm); + rares enclaves microgrenues sombres (<10m). A. M.(%): Q=37; Fk=26; Pl=24; Bi=7,5; Crd=3,4; (Apt+Zr+Rut+Opq+Mz)=2,1. (Q = 43 - A = 30 - P = 27)
grenu grossier sombre	Teinte sombre, grain grossier (<1cm); altération deutérique (muscovitisation et tourmalinisation), localement très importante; + nombreuses petites enclaves. A. M.(%): Q=31; Fk=24; Pl=28; Bi=10,5; Crd=0,5; Ms=1,9; (Apt+Zrc)=4,1. (Q = 37 - A = 29 - P = 34)
<i>Granitoïdes orientaux : Oulad Ouaslam</i>	
grenu porphyroïde clair	Teinte claire, grain moyen (<6mm); + phénocristaux de Fk (<4cm); + grains verts de cordiérite (<5mm); + enclaves variées; déformation "C/S" locale. A. M.(%): Q=27; Fk=22; Pl=37; Bi=9,6; Crd=0,7; (Apt+Zrc+Mz+Opq)=3,7. (Q = 31 - A = 26 - P = 43)
grenu porphyroïde sombre	Teinte sombre, localement bleutée; grain moyen (<6mm); + phénocristaux de Fk (<3cm); + grands xénolites (<2cm) et enclaves microgrenues sombres (<1m). A. M.(%): Q=26; Fk=17; Pl=39; Bi=12; Crd=1,9; (Apt+Zrc+Mz+Opq)=4,1. (Q = 32 - A = 21 - P = 47)
grenu grossier	Teinte gris-bleuté; grain grossier (<1cm); roche fraîche et homogène; + xénolites et enclaves microgrenues (<10cm); + rares andalousites (<2cm). A.M.(%): Q=34; Fk=14; Pl=41; Bi=6,8; Crd=1,7; (Zrc+Mz+Apt+Opq)=2,5. (Q = 38 - A = 16 - P = 46)
grenu porphyroïde hybride	Teinte grise; grain moyen (<4mm); cristaux de Fk (<4cm); R. d'aspect hybride; riche en xénolites, enclaves microgrenues et mégacristaux d'andalousite. A.M.(%): Q=22; Fk=11; Pl=46; Bi=12; Crd=5,2; (Apt+Zrc+Opq)=3,8. (Q = 28 - A = 14 - P = 58)

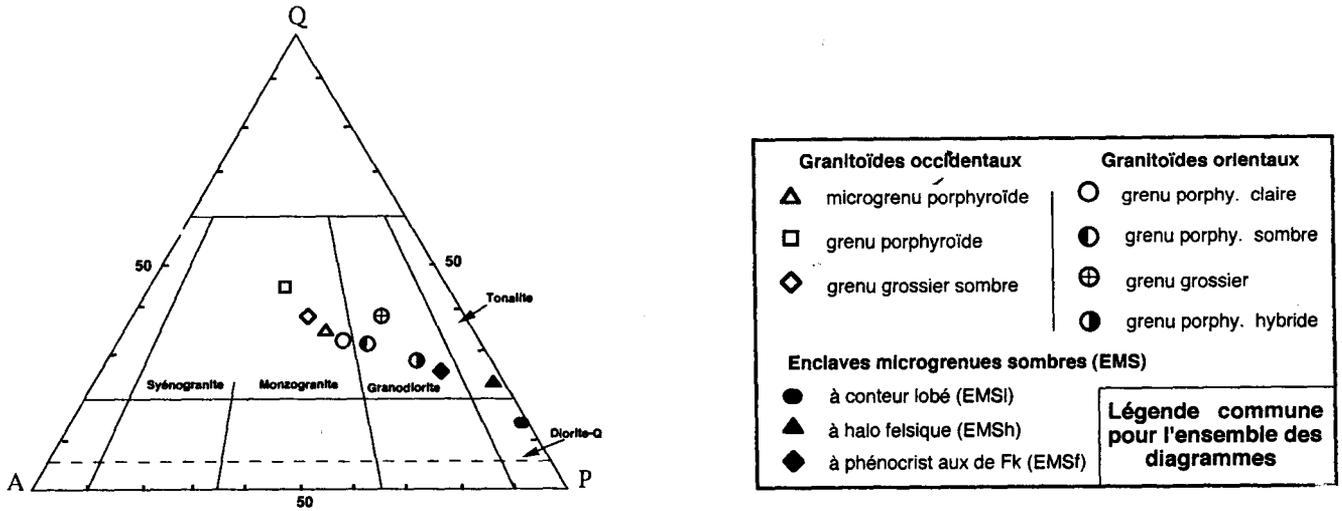


Figure 2 : Nomenclature des différents faciès granitiques des Jebilet et de leur enclaves microgrenues sombres (STRECKEISEN, 1976).

Tableau II : Compositions chimiques moyennes des biotites des principaux faciès granitiques des Jebilet et formules structurales calculées à la base de 22 oxygènes.

(n: nombre d'analyses ponctuelles; entre parenthèses : écart-type; voir (conditions d'analyse en annexe).

N° Réf.	Granites occidentaux			Granites orientaux		Xénolithes hyperalumineux		Enclaves microgrenues sombres		
	Bi-Tab1	Bi-Bam2	Bi-Bra1	Bi-Oai3	Bi-Oai7	Bi-XHA	Bi-XHS	Bi-EMSI	Bi-EMSh	Bi-EMSt
n	10	10	8	10	14	10	10	12	12	11
SiO ₂	36,29 (0,68)	34,95 (0,28)	35,32 (0,38)	35,69 (0,30)	35,76 (0,43)	34,37 (0,73)	34,71 (0,66)	37,52 (0,65)	36,26 (0,52)	35,68 (0,22)
Al ₂ O ₃	16,75 (0,48)	18,36 (0,74)	17,13 (0,23)	18,44 (0,38)	16,78 (0,93)	17,96 (0,59)	17,08 (0,45)	14,77 (0,33)	15,24 (0,24)	15,50 (0,19)
TiO ₂	3,09 (0,55)	3,80 (0,56)	4,39 (0,41)	3,98 (0,30)	4,41 (0,67)	4,19 (0,56)	4,98 (0,17)	3,96 (0,28)	4,65 (0,37)	4,80 (0,20)
FeO*	23,69 (0,68)	24,62 (0,91)	23,61 (0,49)	21,60 (0,56)	22,32 (0,61)	22,28 (0,61)	22,91 (0,67)	16,41 (0,56)	20,27 (0,45)	23,25 (0,62)
MgO	6,77 (0,30)	5,36 (0,30)	5,87 (0,18)	7,05 (0,32)	7,87 (0,55)	6,99 (0,46)	6,74 (0,36)	13,75 (0,45)	10,35 (0,26)	7,58 (0,29)
NiO	0,29 (0,05)	0,29 (0,08)	0,41 (0,04)	0,31 (0,05)	0,33 (0,25)	0,19 (0,10)	0,16 (0,12)	0,10 (0,03)	0,20 (0,04)	0,30 (0,04)
CaO	0,21 (0,40)	0,01 (0,02)	0,00 (0,09)	0,00 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,03 (0,04)	0,03 (0,03)	0,05 (0,04)	0,03 (0,03)
Na ₂ O	0,08 (0,04)	0,13 (0,11)	0,05 (0,08)	0,09 (0,03)	0,22 (0,22)	0,18 (0,13)	0,21 (0,04)	0,18 (0,09)	0,24 (0,21)	0,13 (0,05)
K ₂ O	9,22 (0,51)	9,72 (0,14)	9,59 (0,17)	9,73 (0,20)	9,48 (0,18)	9,48 (0,25)	9,34 (0,23)	8,86 (0,25)	9,02 (0,25)	9,13 (0,25)
Total	96,39	97,24	96,37	96,89	97,18	95,65	96,16	95,58	96,28	96,40
Si	5,577	5,364	5,449	5,406	5,431	5,314	5,352	5,605	5,499	5,489
AlIV	2,424	2,636	2,551	2,594	2,569	2,686	2,648	2,395	2,501	2,511
AlVI	0,609	0,685	0,564	0,699	0,400	0,588	0,457	0,206	0,224	0,299
Ti	0,357	0,438	0,509	0,543	0,504	0,487	0,577	0,445	0,530	0,556
Fe	3,044	3,161	3,062	2,735	2,836	2,881	2,955	2,050	2,571	2,991
Mg	1,549	1,227	1,350	1,590	1,780	1,610	1,549	3,060	2,340	1,738
Mn	0,037	0,083	0,054	0,040	0,043	0,025	0,020	0,012	0,026	0,039
Ca	0,035	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,005	0,008	0,006
Na	0,024	0,038	0,015	0,026	0,065	0,054	0,062	0,052	0,070	0,039
K	1,808	1,930	1,887	1,879	1,836	1,870	1,839	1,688	1,746	1,792
Total	15,464	15,563	15,442	15,513	15,465	15,516	15,464	15,518	15,515	15,460
XFe	0,66 (0,02)	0,72 (0,02)	0,69 (0,01)	0,63 (0,01)	0,62 (0,02)	0,64 (0,02)	0,66 (0,01)	0,40 (0,01)	0,52 (0,01)	0,63 (0,01)

Ces granitoïdes contiennent: plagioclase, orthose, quartz, cordiérite, biotite et minéraux accessoires (zircon, apatite, sphène, monazite, rutile, ilménite, hématite et pyrite). En outre, la roche contient, sporadiquement, des xénocristaux d'andalousite, de grenat, de spinelle... Les principaux résultats de l'étude menée sur ces phases minérales sont présentés ci-dessous.

La biotite est omniprésente dans tous les faciès à des taux voisins de 10 % en volume. Elle est rouge-brique, pléochroïque et riche en inclusions de zircon et de rutile. Il s'agit chimiquement de biotite (s.s) ferrière ($0,62 < XFe < 0,72$), fortement aluminée ($16,8 < Al_2O_3\% < 18,4$) et assez titanifère ($3,1 < TiO_2\% < 4,4$) (Tab. II). Les biotites des granitoïdes orientaux sont légèrement plus magné-

siennes et moins ferrifères que celles des granitoïdes occidentaux (Fig. 3). A la lumière des travaux expérimentaux, notamment de FOSTER (1960), WONES & EUGSTER (1965) d'ALBUQUERQUE (1973), CZAMENSKÉ & WONES (1973) et ROBERT (1976), l'examen du chimisme de ces biotites indique leur évolution sous des conditions de tampon quartz-fayalite-magnétite. Le dosage chimique du rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} , effectué sur des biotites séparées, donne des valeurs variables entre 10 et 30 (EL AMRANI, 1994). Les mêmes travaux ont permis, par la

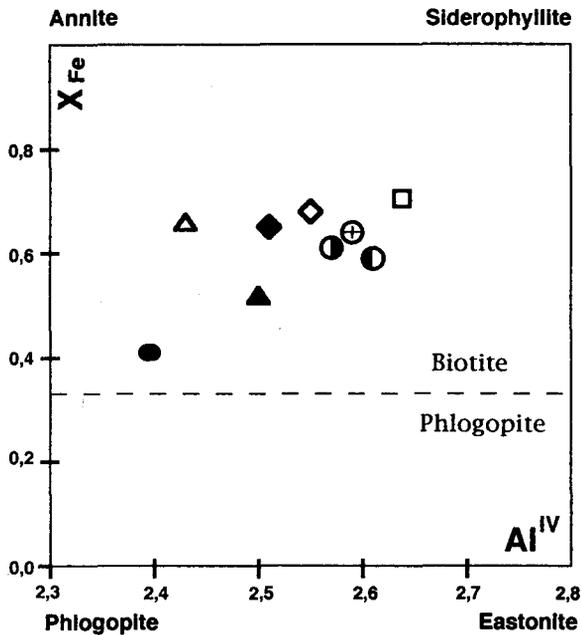


Figure 3 : Projection des compositions moyennes des biotites des granitoïdes des Jebilet et de leur EMS sur l'espace A^{IV} -XFe (légende sur Fig. 2).

suite, d'envisager la cristallisation de ces biotites sous des températures assez modestes de 750 à 800°C et des fugacités d'oxygène faibles à moyennes ($-16 < \text{Log}f_{O_2} < -13$), pour une pression de l'ordre de 2 kb. Dans la classification typologique des biotites granitiques (NACHIT & *al.*, 1985), les biotites des Jebilet présentent un chimisme intermédiaire entre celui des biotites des granitoïdes aluminopotassiques et celui des granitoïdes calco-alcalins (Fig. 4).

La cordiérite présente des caractères pétrographiques et texturaux assez variés, qui supposent l'existence de différentes générations (BOULOTON, 1991; EL AMRANI, 1994) :

- **Cordiérite "M"** (cordiérite magmatique). Cette cordiérite se présente en grains millimétriques (< 5 mm), souvent ovoïdes et de couleur vert-olive à vert-bouteille. Microscopiquement, elle apparaît en prismes

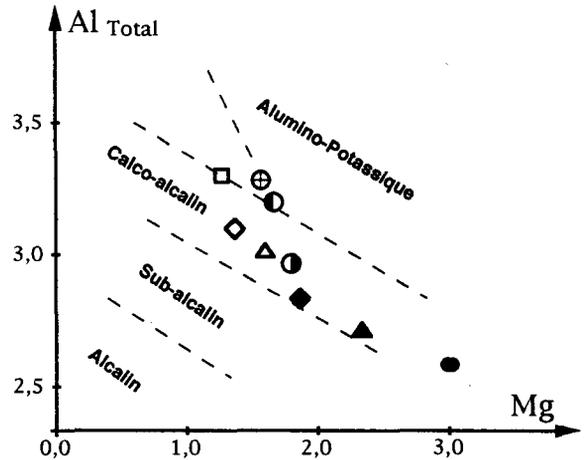


Figure 4 : Répartition des points moyens des biotites des granites et EMS des Jebilet sur le diagramme Mg- Al_{Total} (NACHIT *et al.*, 1985).

trapus à contours rectangulaires. Le minéral est souvent frais, parfois mâclé et contient quelques inclusions de zircon, d'apatite, d'opaques et parfois quelques paillettes minuscules de biotite. La texture et les inclusions de cette cordiérite "M" traduisent clairement sa cristallisation magmatique précoce à partir d'un liquide silicaté.

- **Cordiérite "R"** (cordiérite réactionnelle). Elle présente des formes subcirculaires à ovoïdes et des tailles de 2 à 5 mm. Au microscope, elle montre un fond limpide et polycristallin sur lequel se détachent de nombreux grains (< 1 mm) alignés de spinelle vert ainsi que quelques aiguilles fines de sillimanite et de cristaux minuscules d'opaques (Fig. 6). Ces cordiérites sont fréquemment entourées par une mince couronne de biotite partiellement chloritisée. Etant donné que le spinelle n'apparaît jamais comme phase minérale dans les liquides saturés en silice (CLEMENS & WALL, 1988), les spinelles observés au sein de cette cordiérite ne peuvent donc être considérés comme des inclusions. Ceci permet d'envisager la cristallisation, de cette deuxième variété de cordiérite, par réaction entre le spinelle, résidu de la fusion partielle de xénolites alumineux et le liquide magmatique silicaté.
- **Cordiérite "H"** (cordiérite hydrothermale). Elle se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes pouvant atteindre 1 cm de long. Le cœur du minéral est souvent limpide tandis que sa périphérie est pinitisée et muscovitisée. Assez fréquemment, cette cordiérite forme une plage qui englobe partiellement des biotites et des plagioclases; dans ce cas les parties de ces

trouvant à l'intérieur de la cordiérite apparaissent fortement déstabilisées. De par sa texture, cette cordiérite correspondrait aux produits de la transformation tardive des minéraux primaires du granite. Des cordiérites de même aspect et de même origine ont été décrites dans le massif granitique du Velay, Massif central français (DIDIER & DUPRAZ, 1985).

L'abondance et la répartition des ces trois variétés de cordiérite changent d'un endroit à l'autre. La cordiérite "M", la plus abondante, est omniprésente dans tous les faciès à des taux inférieurs à 3 %. La cordiérite "R" abonde (jusqu'à 2 %) au niveau du pluton des Oulad Ouaslam et spécialement dans le faciès hybride où les xénolites alumineux à cordiérite sont fréquents (BOULOTON & *al.*, 1991). Une relation spatiale nette existe ainsi entre ces xénolites et la cordiérite "R". La cordiérite "H" montre, quant à elle, une distribution localisée et très aléatoire; les plus grandes concentrations ont été rencontrées sur la bordure nord-est du pluton des Oulad Ouaslam, là où la roche granitique est affectée localement par une légère altération deutérique (muscovitisation du Fk et tourmalinisation): la cristallisation de la cordiérite "H" serait ainsi liée à des circulations tardi-magmatiques de fluides hydrothermaux.

Sur le plan chimique, des variations significatives apparaissent entre les trois types de cordiérite (Tab. III). Les cordiérites magmatiques (Crd-M) paraissent nettement plus ferrifères et moins ferro-magnésiennes (XFe = 0,51) que les deux autres (Crd-R : XFe = 0,48; Crd-H : XFe = 0,43). Par contre, la cordiérite hydrothermale se distingue des autres par sa richesse relative en magnésium (Crd-H: MgO = 7,25%; Crd-M : 5,62%; Crd-R : 5,77%) et sa pauvreté en sodium (Na₂O = 0,27% contre 1,02%).

Tableau III: Analyses chimiques moyennes et formules structurales (18 oxygènes) des cordiérites des granitoïdes des Jebilet (M: magmatique; R: réactionnelle; H: hydrothermale) et de leur xénolites hyperalumineux (XHA et XHS).
n : nombre d'analyses ponctuelles; () : écart-type.

N° Réf. n	Granitoïdes des Jebilet			Xénolites hyperalumineux	
	Crd-M	Crd-R	Crd-H	Crd XHA	Crd XHS
	10	12	12	6	6
SiO ₂	48,50 (0,53)	47,68 (0,52)	48,37 (0,49)	48,04 (0,35)	47,13 (0,25)
Al ₂ O ₃	33,19 (0,13)	33,01 (0,15)	32,64 (0,28)	32,78 (0,38)	33,01 (0,24)
TiO ₂	0,01 (0,02)	0,04 (0,03)	0,09 (0,16)	0,04 (0,03)	0,00 (0,00)
FeO*	10,35 (0,65)	9,47 (0,24)	9,78 (0,20)	9,72 (0,15)	12,40 (0,45)
MgO	5,62 (0,35)	5,77 (0,27)	7,25 (0,16)	6,69 (0,28)	4,70 (0,05)
NaO	0,31 (0,19)	0,49 (0,12)	0,20 (0,06)	0,29 (0,06)	0,31 (0,05)
CaO	0,01 (0,01)	0,02 (0,02)	0,03 (0,02)	0,04 (0,06)	0,10 (0,06)
Na ₂ O	1,02 (0,11)	1,01 (0,12)	0,27 (0,03)	0,36 (0,12)	0,45 (0,04)
K ₂ O	0,02 (0,02)	0,02 (0,01)	0,02 (0,02)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)
Total	99,03	97,51	98,65	97,98	98,11
Si	5,017	4,997	5,002	5,001	4,966
AlIV	0,983	1,003	0,998	0,999	1,034
AlVI	3,064	3,076	2,982	3,023	3,065
Ti	0,001	0,003	0,007	0,003	0,000
Fe	0,896	0,830	0,846	0,847	1,093
Mg	0,866	0,901	1,118	1,038	0,738
Mn	0,028	0,044	0,017	0,025	0,027
Ca	0,001	0,002	0,003	0,005	0,012
Na	0,204	0,205	0,054	0,073	0,091
K	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002
Total	11,063	11,063	11,029	11,016	11,028
XFe	0,51 (0,03)	0,48 (0,01)	0,43 (0,01)	0,45 (0,01)	0,60 (0,01)

Les travaux expérimentaux menés jusqu'à présent sur la cordiérite n'ont jamais apporté de résultats satisfaisants sur les relations entre le chimisme de ce minéral et ses conditions de cristallisation. Selon les travaux de GREEN (1976), il est établi que l'absence de grenat primaire dans la paragenèse des granites à cordiérite des Jebilet, situerait la limite supérieure de la température de leur évolution autour de 780 à 820 °C, pour une pression de l'ordre de 4 kb.

Le plagioclase se présente en lattes rectangulaires légèrement séricitisées, à mâcles polysynthétiques et à zonage fruste. Selon leur teneur en anorthites déterminées à la microsonde (<An₄₈) ils correspondent à des andésines. Certains cristaux, observés notamment au sein du faciès hybride du pluton des Oulad Ouaslam, révèlent un zonage chimique oscillatoire. Ces cristaux ont donc évolué dans un milieu magmatique perturbé avec des variations, plus ou moins brusques, des conditions physico-chimiques (P, T, XH₂O...) de cristallisation (VANCE, 1965; PRINGLE & *al.*, 1974; KUO & KIRKPATRICK, 1982; LOOMIS & WELBER, 1982. Ces perturbations sont expliquées par des processus de mélanges magmatiques acide-basique (EL AMRANI, 1994).

Le zircon représente un minéral accessoire fréquent dans les granitoïdes des Jebilet. De nombreuses indications pétrologiques sont susceptibles d'être apportées par l'étude de ce minéral (PUPIN, 1976, 1980). Ainsi, des populations de zircons ont été séparées, dans les principaux faciès granitiques, en vue de leur étude typologique.

La méthode de la typologie des zircons est basée sur l'hypothèse suivant laquelle les formes cristallines des zircons sont fonction des conditions du milieu de cristallisation. En particulier, le développement des prismes (indice T; IT: axe vertical) est directement et positivement corrélé avec la température, tandis que le développement des pyramides (indice A; IA: axe horizontal) est étroitement lié à la balance alcalin-alumine et donc du chimisme du milieu de cristallisation. Une grille de détermination typologique a été ainsi établie en fonction des deux indices IA et IT gradués de 100 à 800 (Fig. 5). A la base de cette typologie, PUPIN (1980) a défini une classification génétique des granitoïdes qui trace, sur le même diagramme (IA, IT), les tendances évolutives typologiques (TET) des principales lignées granitiques.

La majorité des cristaux de zircon des granitoïdes des Jebilet sont limpides, incolores, symétriques, souvent riches en inclusions diverses (apatite et opaques) et pratiquement sans surcroissance tardive. Leur allongement est variable (2,2 < L/l < 5,7) et on constate que les individus de forme allongée contiennent fréquemment des tubules correspondant vraisemblablement à des lacunes de croissances (EL AMRANI & EL MOURAOUAH, 1993; EL AMRANI, 1994). D'autre part, une proportion assez importante de cristaux renferment des noyaux sombres qui correspondent à des phases héritées. Les déterminations typologiques montrent la concentration des différentes populations de zircons autour des types S7, S8 et S12 (Fig. 6).

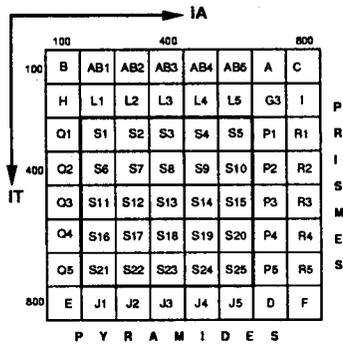


Figure 5 : Grilles de détermination typologique des zircons en fonction du développement de leurs faces prismatiques et pyramidales (PUPIN, 1976).

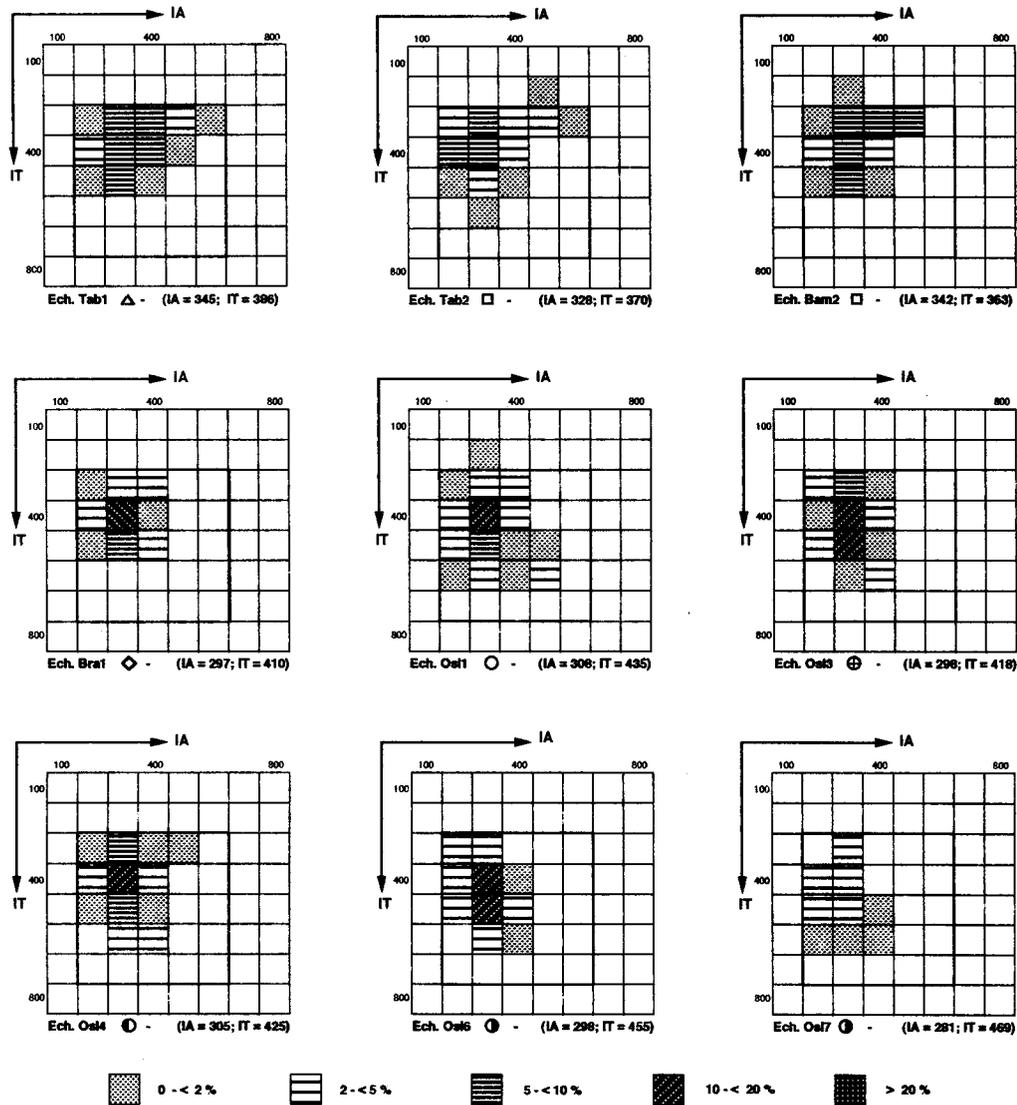
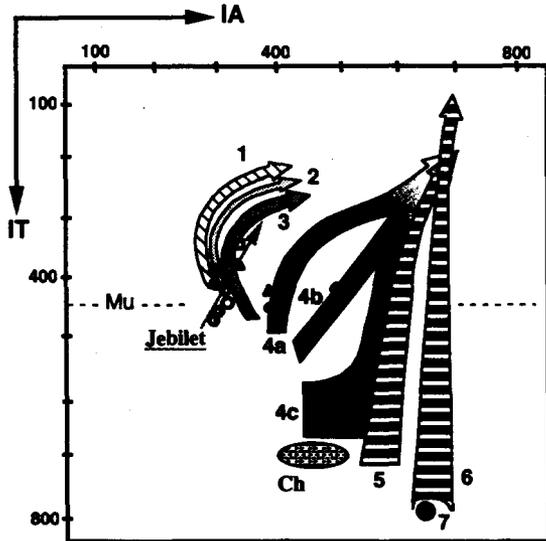


Figure 6 : Distributions typologiques des populations de zircons des principaux faciès granitiques des Jebilet.

Par ailleurs, la projection des points moyens de ces populations sur le diagramme IA-IT (PUPIN, 1980) les situent dans le domaine "3" correspondant à celui des granites alumineux intrusifs avec toutefois une légère tendance vers le domaine "4" des granites calco-alcalins (Fig. 7).



1: leucogranites alumineux; 2: monzogranites & granodiorites autochtones; 3: monzogranites & granodiorites alumineux intrusifs; 4a, b, c: séries des granites calco-alcalins (hybride), zone sombre : granodiorites + monzogranites, zone claire : monzogranites + granites alcalins; 5: séries des granites sub-alcalins; 6 : séries des granites alcalins; 7: série des granites tholéitiques ;Ch : zone des charnokites magmatiques.

Figure 7 : Répartition des points moyens (IA, IT) des populations de zircons des Jebilet sur le diagramme de la classification typologique de PUPIN (1980) (légende sur Fig. 2).

Les analyses chimiques ponctuelles, réalisées à la microsonde électronique Camebax, sur des zircons séparés révèlent un chimisme assez homogène (Tab. IV) qui se caractérise par : (i) une pauvreté en ThO_2 et UO_2 (< 600 ppm); (ii) des teneurs en Y_2O_3 inférieures à 4000 ppm et (iii) des teneurs assez élevées en HfO_2 (1,3 à 1,5%). La valeur moyenne du rapport Zr/Hf, assez caractéristique des types granitiques (PUPIN, 1992), varie entre 39 et 42. Ce rapport est exceptionnellement élevé (44) pour le faciès de bordure des granitoïdes occidentaux. Par ce chimisme, les zircons des Jebilet sont beaucoup plus proches des ceux des granites anatectiques crustaux que de ceux des granites calco-alcalins (PUPIN, 1992).

L'interprétation de ces données typologiques et géochimiques permet d'apporter les informations pétrologiques et pétrogénétiques suivantes :

(1) Les granitoïdes orientaux et occidentaux, bien que sans relation apparente en surface, appartiendraient à un même type granitique. Dans ce cas, les faciès des granitoïdes occidentaux seront issus par différenciation magmatique à partir des granitoïdes orientaux. Ceci concorde parfaitement avec les données pétrographique et géochimique.

(2) Par leur indice IA et IT assez faibles ($\text{IA} < 370$; $\text{IT} < 500$), les populations des zircons des Jebilet attestent de la nature hyperalumineuse, à l'origine, du bain magmatique et traduisent l'évolution de ce dernier sous des températures modestes ($T < 750^\circ\text{C}$). D'autre part, l'absence de surcroissances tardives et de sous-types évolués soulignent le caractère sous saturé en eau de ce bain magmatique (PUPIN & al., 1978). L'absence de muscovite primaire dans ces granitoïdes appuie cette hypothèse.

(3) La tendance évolutive typologique (TET) tracée par ces populations de zircons permet de rattacher les granitoïdes des Jebilet à la lignée des monzogranites-granodiorites alumineux intrusifs (TET "3"; PUPIN, 1980). Ceci laisse admettre leur origine essentiellement anatectique crustale. L'existence de zircons à noyaux reliques, parfois enrichis en U et Th et les teneurs en éléments traces, notamment HfO_2 supérieur à 1,3% et le rapport Zr/Hf compris entre 39 et 42 appuie cette hypothèse.

Tableau IV: Analyses chimiques moyennes des zircons de quelques faciès granitiques des Jebilet (voir conditions d'analyses en annexe).

N° Réf.	Granites occidentaux		Granites orientaux	
	Zrc-Tab1	Zrc-Bam2	Zrc-Osl3	Zrc-Osl7
n	15	12	18	16
SiO ₂	32,19 (0,37)	32,23 (0,28)	32,46 (0,43)	32,53 (0,17)
Al ₂ O ₃	64,63 (0,70)	63,62 (1,61)	64,34 (0,89)	64,95 (0,52)
P ₂ O ₅	0,50 (0,20)	0,52 (0,09)	0,41 (0,12)	0,39 (0,15)
UO ₂	0,06 (0,07)	0,06 (0,05)	0,04 (0,03)	0,02 (0,04)
ThO ₂	0,06 (0,12)	0,02 (0,03)	0,03 (0,04)	0,02 (0,04)
Y ₂ O ₃	0,41 (0,27)	0,33 (0,10)	0,24 (0,15)	0,20 (0,11)
HfO ₂	1,31 (0,22)	1,45 (0,22)	1,46 (0,29)	1,34 (0,15)
Total	99,16	98,23	98,98	99,45
Zr/Hf	44,20 (7,06)	39,00 (5,66)	40,23 (9,04)	42,81 (5,77)

GEOCHIMIE

Les analyses chimiques des granitoïdes des Jebilet (Tab. V) montrent une importante variation, avec toutefois une continuité de composition, entre les faciès granitiques orientaux et occidentaux. Les premiers paraissent nettement moins siliceux ($\text{SiO}_2 = 63$ à 68%), moins potassiques ($\text{K}_2\text{O} = 2,8$ à $4,4\%$), plus alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,4$ à $16,0\%$) et plus ferromagnésiens ($\text{FeO} + \text{MgO} = 5,0$ à $7,8\%$) que les seconds où ces éléments varient comme suit : $\text{SiO}_2 = 69$ à 72% ; $\text{K}_2\text{O} = 4,3$ à $5,0\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,5$ à $14,5\%$; ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) = $3,9$ à $5,5\%$. Le trait

Tableau V : Analyses chimiques en roche totale des principaux faciès granitiques des Jebilet (voir situations des échantillons sur Fig. 1; Laboratoire et conditions d'analyses en annexe).

N° Réf.	Granites occidentaux				Granites orientaux					Encl. microgr. sombres		
	Tab1	Tab2	Bam2	Bra1	Osl1	Osl3	Osl4	Osl6	Osl7	EMSI	EMSh	EMSF
Majeurs (%)												
SiO ₂	70,26	72,27	71,07	69,44	65,76	67,89	64,57	66,16	66,86	52,96	60,50	64,05
Al ₂ O ₃	13,91	13,52	14,04	14,47	15,77	15,37	15,87	15,62	16,00	18,01	16,50	15,68
Fe ₂ O ₃ *	4,71	3,16	3,60	3,79	4,92	4,18	6,00	4,82	3,71	9,19	7,00	5,38
MgO	0,81	0,74	0,80	1,06	1,71	1,33	1,83	1,51	1,30	6,04	3,30	1,55
CaO	1,36	1,45	1,58	0,92	1,60	1,75	2,26	1,68	1,73	6,12	4,30	2,34
K ₂ O	2,50	2,42	2,53	2,27	2,71	2,60	3,02	3,25	3,58	1,86	3,20	3,91
Na ₂ O	4,72	4,31	4,30	5,03	3,95	4,28	2,84	4,32	3,88	2,07	1,79	3,47
TiO ₂	0,49	0,43	0,46	0,55	0,68	0,60	0,86	0,63	0,53	1,63	1,15	0,99
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08	0,05	0,09	0,07	0,07	0,17	0,13	0,10
P ₂ O ₅	0,13	-	0,15	0,15	-	0,19	-	1,54	0,18	0,38	0,20	0,34
H ₂ O+	0,95	0,54	0,57	1,29	2,17	1,01	1,71	0,15	1,25	1,98	1,30	1,48
H ₂ O-	0,02	0,18	0,08	0,18	0,12	0,02	0,00	0,00	0,13	0,06	0,20	0,11
Total	99,91	99,07	99,24	99,21	99,47	99,27	99,05	99,75	99,22	100,47	99,57	99,40
A/CNK	1,19	1,20	1,20	1,33	1,35	1,27	1,30	1,19	1,21	1,09	1,10	1,08
Traces (ppm)												
Ba	60	374	370	844	575	670	672	756	815	669	500	768
Sr	89	67	81	98	215	190	207	253	450	393	375	291
V	54	-	53	63	-	73	-	-	59	196	145	95
Zr	134	-	60	70	-	48	-	-	42	18	48	162
Y	34	-	23	33	-	21	-	-	21	26	31	41
T. R. (ppm)												
La	39,10	-	34,30	35,80	-	39,40	-	-	28,00	22,80	41,90	42,20
Ce	86,80	-	71,00	77,20	-	83,60	-	-	59,70	49,00	88,00	89,00
Pr	9,40	-	7,97	8,56	-	9,05	-	-	6,23	5,26	9,21	9,81
Nd	36,60	-	31,10	33,40	-	34,60	-	-	25,60	23,50	38,30	39,20
Sm	8,33	-	7,26	7,36	-	7,33	-	-	5,60	5,27	7,70	8,18
Eu	0,78	-	0,76	1,09	-	1,06	-	-	1,05	1,52	1,05	1,41
Gd	7,88	-	7,05	6,74	-	6,43	-	-	4,87	5,09	6,71	7,54
Dy	8,05	-	7,93	6,18	-	6,19	-	-	4,47	4,81	6,30	7,04
Ho	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Er	4,65	-	4,59	3,37	-	3,49	-	-	2,53	2,66	3,56	3,96
Tm	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb	4,45	-	4,47	3,20	-	3,35	-	-	2,42	2,59	3,54	3,80
Lu	0,67	-	0,66	0,48	-	0,52	-	-	0,37	0,38	0,53	0,57
Total	206,71	-	177,09	183,38	-	195,02	-	-	140,84	122,88	206,80	212,71

dominant de l'ensemble de ces granitoïdes reste cependant leur grande richesse en alumine par rapport aux calcium et alcalins : le rapport molaire $[Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O)]$ ou (A/CNK) est supérieur à l'unité (A/CNK = $1,23 \pm 0,08$). Ces granitoïdes sont donc chimiquement de type peralumineux, selon la classification de CLARKE (1981).

La continuité des points ainsi que les corrélations nettes mises en évidence entre les différents éléments majeurs sur les diagrammes (Fig. 8) de type HARKER (1909) conforte l'hypothèse, émise précédemment, sur l'origine commune des deux groupes de granitoïdes avec une différenciation magmatique nette depuis les faciès orientaux jusqu'aux faciès occidentaux. D'autre part, les éléments en traces montrent une richesse relative des

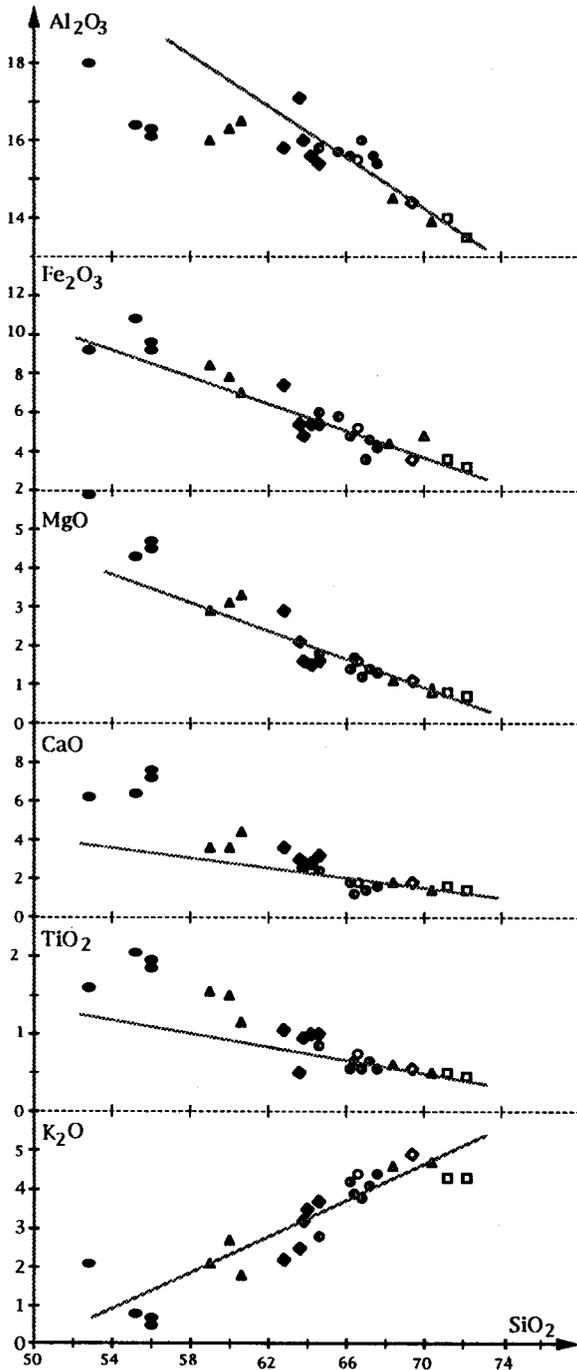


Figure 8 : Evolution des compositions en éléments majeurs des granites et EMS des Jebilet sur les diagrammes binaires de HARKER (1909).

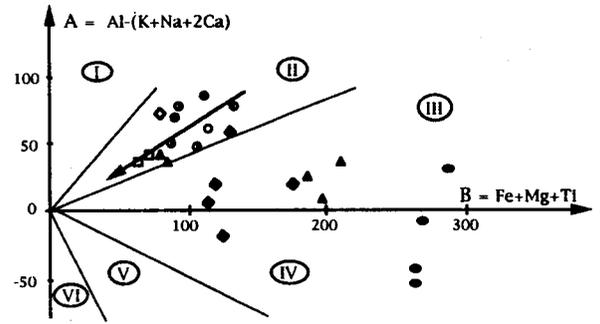


Figure 9 : Projection des compositions des granitoïdes et EMS des Jebilet sur le diagramme A-B de DEBON & LE FORT (1980) (légende sur Fig. 2).

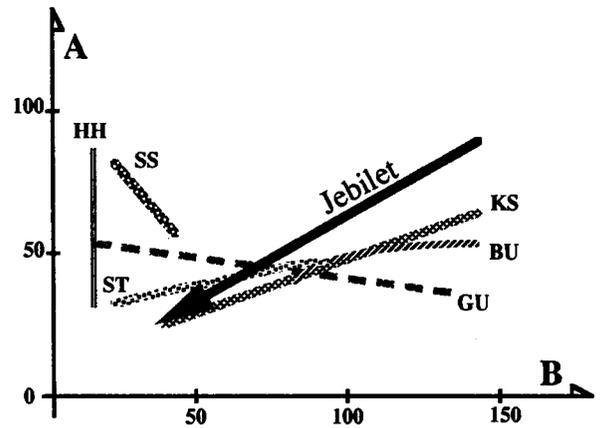


Figure 10 : Comparaison de la tendance évolutive des granitoïdes des Jebilet par rapport à celles de quelques séries granitiques de références, Leucogranites : HH (Haut Himalaya); SS (Saint Sylvestre), Granites S-type: KS (Kosciusko); BU (Bullenballong); St (Stratbogie), Granites Alumino-potassique : GU (Guéret), Données tirées de MONTEL & ABDEL-GHAFFAR (1993).

premiers faciès par rapport aux seconds en éléments compatibles (Ba, Sr et V) et leur pauvreté en éléments hygromagmaphiles tel que le Zr. Ce comportement des éléments en trace, étroitement liée au mode volumiques de ces mêmes faciès (Tab. I), implique une différenciation magmatique contrôlée principalement par un processus de cristallisation fractionnée (TREUIL & *al.*, 1979; FOURCADE & ALLEGRE 1981).

Le report sur le diagramme chimico-minéralogique A-B (DEBON & LE FORT, 1982), opposant l'indice de peraluminosité [$A = Al-(K+Na+2Ca)$] à l'indice de coloration ($T = Fe+Mg+Ti$), confirme la nature peralumineuse ($A > 0$) de ces granitoïdes et fait ressortir la tendance évolutive, déjà signalée, entre les faciès orientaux, les moins différenciés et occidentaux les plus évolués (Fig. 9). Cette tendance évolutive définit une lignée dont les

termes les plus différenciés tendent vers le centre de l'espace A-B ($A = B = 0$).

Le même diagramme (A-B) sur lequel sont portées les tendances évolutives des principales lignées granitiques de références révèle une assez grande similitude entre la tendance des granitoïdes des Jebilet et celles des granites de type S, notamment les granites de Kosciusko (KS), Bullenballong (BU) et Stratbogio (ST) (Fig. 10). Ceci apparaît également sur le plan pétrographique et minéralogique; en effet, une analogie remarquable existe, par exemple, entre les granitoïdes des Jebilet et les granites S de Lachlan Fold Belt d'Australie (Collection de référence consultée chez Barbarin; Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie de l'Université de Paris-Sud).

Concernant les terres rares (TR), la somme totale pour les différents faciès (Tab. V) varie entre 177 et 207 ppm, sauf pour le faciès hybride des Oulad Ouaslam où cette somme est nettement plus faible (144 ppm). A titre de comparaison, cette somme totale se situe entre celle des leucogranites (14 à 150 ppm) et celle des granites calcoalcalins (80 à 300 ppm) (COCHERIE, 1978). Les spectres de TR des principaux faciès granitiques révèlent une grande similitude et un parallélisme presque parfait (Fig. 11). L'analyse de ces spectres montre : (i) un faible taux de fractionnement général; (ii) un fractionnement plus important des TR légères par rapport aux TR lourdes et (iii) une anomalie en europium plus faible dans les faciès orientaux que dans les faciès occidentaux. L'interprétation de ces données, à la lumière des nombreux travaux sur le fractionnement liquide/solide des TR (SCHNETZLER & PHILPOTTS, 1970; COCHERIE, 1978; HERMANN, 1978; FOURCADE & ALLEGRE, 1981; GROMLET & SILVER, 1983; LAVAL, 1992), souligne la consanguinité

des deux groupes granitiques et confirment le rôle joué par le fractionnement des feldspaths, des biotites et des minéraux accessoires, notamment les zircons et les apatites, dans la différenciation magmatique.

LES ENCLAVES DES GRANITOÏDES DES JEBILET

Les enclaves des granitoïdes des Jebilet ont été largement mentionnées (HUVELIN, 1977; MRINI, 1985; ROSE, 1987) mais très peu étudiées en détail. Des travaux plus récents (BOULOTON & *al.*, 1991; EL AMRANI & EL MOURAOUAH, 1992; EL AMRANI & *al.*, 1994) ont apporté des précisions sur la nature et l'origine des xénolites et enclaves magmatiques des granitoïdes des Jebilet.

LES XENOLITES

Par "xénolites", nous désignons les fragments de roches encaissantes arrachées par le magma granitique au cours de sa montée et de sa mise en place (DIDIER, 1973; DIDIER & BARBARIN, 1991). Ces xénolites, qui représentent des témoins de niveaux structuraux plus ou moins profonds, peuvent être faiblement à très fortement transformés. Dans le cas extrême d'une fusion partielle du xénolites seules des phases réfractaires et résiduelles "héritées" subsistent à l'état isolé dans la masse granitique.

Quatre variétés principales de xénolites ainsi qu'un certain nombre de phases héritées ont été distingués au sein des granitoïdes des Jebilet.

Les xénolites de cornéenne (XEC) sont de couleur sombre, à grain fin et à structure massive plus ou moins cornée. Certains d'entre eux conservent des traces du plan de stratification (S_0) de la roche sédimentaire initiale. Ces xénolites se rencontrent essentiellement en bordure des plutons soit en petits fragments anguleux de quelques centimètres soit en grands panneaux métriques à décamétriques. Un panneau de xénolite de 2 km de long sur 0,5 km de large s'observe à l'extrémité occidentale du pluton des Oulad Ouaslam (Fig. 1). D'autres xénolites de moindre importance (50 à 20 m de long) se rencontrent sur la bordure nord-orientale du même pluton. Ces grands xénolites correspondent à des "roof pendants" qui sont des lambeaux du toit du pluton conservés par l'érosion.

La roche montre au microscope une texture grano-blastique composée de grains jointifs de quartz limpide, de chlorite ferrifère ($X_{Fe} = 0,67$) en gerbes ou en petits faisceaux et de petites paillettes de mica blanc très faiblement sodique (8 à 9% de paragonite).

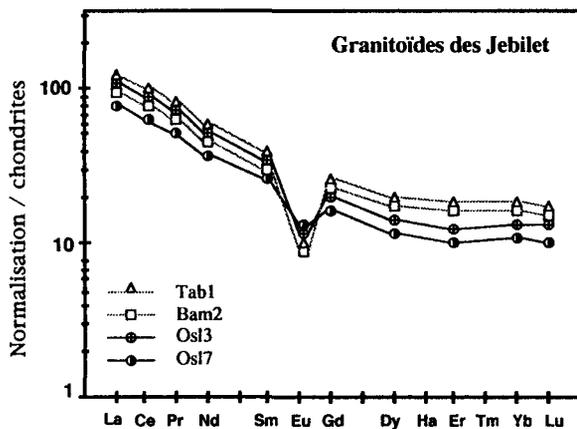


Figure 11 : Spectres de Terres Rares normalisés par rapport aux chondrites des principaux faciès granitiques des Jebilet.

Les xénolites rubanés à grenat (XRG) sont de teinte grisâtre, à grain fin et d'aspect rubané. Ils sont généralement de forme arrondie, de petite taille (30 à 10 cm de diamètre moyen) et ne sont présentes que dans la moitié est des Oulad Ouaslam.

La texture est finement grenue, plus ou moins orientée. La composition est granitique (Q + Pl + Fk + Bi + Grt + Crd). Le quartz est abondant en grain polygonaux et jointifs. Les feldspaths sont rares et en petits grains; le plagioclase a une composition d'oligoclase-andésine (< An37) et le Fk est très riche en orthose (Or84). La biotite, également abondante, en petites lamelles localement orientées et de nature alumineuse et ferrique ($Al_2O_3 = 17\%$; $X_{Fe} = 0,61$; Tab. II). Le grenat apparaît en cristaux sporadiques, arrondis et riches en composant almandin (Alm74 à 77 - Prp12 à 14 - Sps5 à 7 - Grs3 à 7 - Adr<1). La cordiérite est rare, en cristaux jaune-verdâtres souvent pinitisés et chloritisés, parfois associées à quelques fines aiguilles de sillimanite. Les minéraux accessoires sont représentés par des apatites, des zircons et des opaques ferro-titanés.

Les compositions retenues pour l'étude thermo-barométrique sont : la bordure du grenat (Alm77-Pyr12-Sps6-Grs4); le coeur du plagioclase le plus basique (An37-Ab62-Or1) et la composition moyenne d'une biotite fraîche ($X_{Fe} = 0,60$). Les thermo-baromètres utilisés sont :

- Thermomètre Grt-Bi (FERRY & SPEAR, 1978);
- Baromètre Grt-Pl-Sil-Q (NEWTON & HASELTON, 1981; GANGULY & SAXENA, 1984);
- Thermo-baromètre Grt-Crd-Sil-Q (HOLDAWAY & LEE, 1977);

Le télescope de ces différents équilibres indique les domaines T-P suivants :

$$T = 730 \text{ à } 850 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$P = 2,5 \text{ à } 3,0 \text{ kb}$$

Les xénolites hyperalumineux à andalousite (XHA) se présentent en galettes subcirculaires de diamètre moyen inférieur à 50 cm. Ils sont très hétérogènes et se composent de trois parties bien distinctes : - une matrice noire et luisante, essentiellement biotitique, qui forme le fond du xénolite; - des petites lentilles blanc-grisâtre de nature quartzo-feldspathique; - des mégacrystaux d'andalousite (MCA) roses, en bâtonnets à section basale sub-carrée et qui peuvent atteindre 7 cm de long sur 2 cm de large. Ces XHA montrent une concentration décroissante en allant de l'extrémité orientale des Oulad Ouaslam, où ils sont très abondants, vers le centre du pluton.

À l'échelle microscopique, la matrice noire est composée d'un fond granoblastique, à plagioclase très séricitisé, parsemé d'innombrables petites paillettes fraîches de biotite. Celles-ci montrent une texture orientée et forme, par endroit et à elle seule, des niveaux lépidoblastiques qui moulent et englobent même parfois les MCA. Les niveaux lenticulaires clairs sont composés d'une mosaïque de cristaux jointifs de quartz et de Fk perthitique. Les mégacrystaux d'andalousite présentent un coeur limpide, à clivages nets et qui est partiellement transformé en sillimanite. Pratiquement, tous les MCA sont blindés par une couronne millimétrique composée d'une zone externe essentiellement biotitique et d'une partie interne formée d'une association symplectique à biotite, plagioclase, cordiérite, sillimanite fibreuse, spinelle vert, corindon, ilménite, quartz et grenat très rare. Cette association qui corrode et envahit le cristal d'andalousite est de nature réactionnelle.

Par ailleurs, les nombreuses observations menées sur ces xénolites à grandes andalousites montrent leur passage par des stades d'évolution et de désagrégation progres-

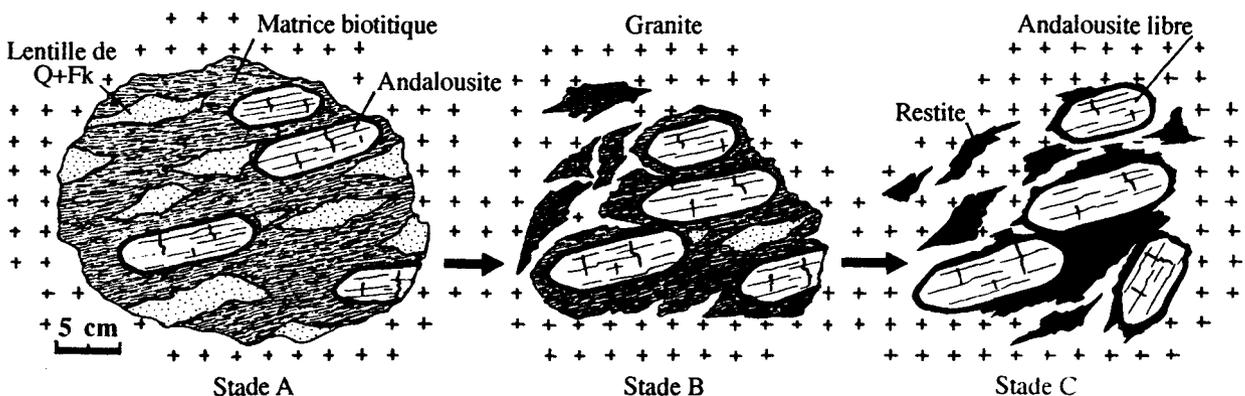


Figure 12 : Schématisation des trois principaux stades de fusion partielle des xénolites hyperalumineux à andalousite (XHA) des granitoïdes des Jebilet.

sifs qui correspondraient à des étapes successives de leur fusion partielle. Cette évolution a été schématisée par EL AMRANI (1994) en trois stades (Fig. 12) : Stade A où les XHA sont de grande taille, de teinte grisâtre et assez riches en andalousite et en lentilles quartzo-feldspatiques (Q-F); Stade B où les lentilles de Q-F disparaissent, les MCA augmentent légèrement de taille et le fond biotitique devient très sombre et fissile; Stade C où le xénolite se disloque et libère dans le magma granitique des MCA et des "paquets" biotitiques (restites). Les MCA isolés dans le granite sont ainsi des produits réfractaires de la fusion et de la dislocation des XHA.

Côté thermo-barométrique, les estimations ont été faites à partir de la minéralogie de l'association symplectique de la couronne réactionnelle des MCA se trouvant au sein du xénolite (XHA), A savoir : And + Sil + Bi ($Al_2O_3 = 18\%$; XFe = 0,64; Tab. II) + Crd (XFe = 0,45; Tab. III) + Pl (An42) + Fk (Or95) + Spn (XFe = 0,88; Hrc86 - Spn12 - Gah1) + Ilm ($TiO_2 = 51,2\%$, MnO = 3,7%) + Q ± Grt. Selon les travaux notamment de VIELZEUF (1983) et SEIFERT & SCHAUMACHER (1986), sur les équilibres de phases du couple cordiérite-spinelle, les domaines T-P d'évolution de cette association seraient les suivantes :

$$T = 690 \text{ à } 770 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$P = 4 \text{ kb}$$

Les estimations faites d'une manière équivalente sur la gaine symplectique des MCA se trouvant isolés dans le granite donnent des valeurs très comparables :

$$T = 685 \text{ à } 765 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$P = 3,7 \text{ kb}$$

Les xénolites hyperalumineux à sillimanite (XHS) sont de couleur sombre; gris-verdâtre, de forme arrondie à ovoïde, et généralement d'assez petite taille (< 20 cm). Ils montrent un fond finement grenu piqué de grains de grenat rouge de 2 à 3 mm de diamètre. Là aussi, ces XHS sont fréquents dans la moitié est du pluton des Oulad Ouaslam.

L'observation microscopique révèle un fond clair, continu et composé de plages imbriquées de cordiérite et de plagioclase mâclé. Ce fond est envahi par une quantité importante de fibres de sillimanite regroupées en gerbes ou en faisceaux plus ou moins tordus. La fibrolite est percée à l'emporte pièce par de nombreux petits cristaux tabulaires et à section carrée (50 à 80 mm) de spinelle vert et par quelques cristaux arrondis et fracturés de grenat. Signalons également l'existence au sein de cette association minérale de nombreux grains d'ilménite, de minuscules paillettes de biotite et de très rares cristaux d'orthopyroxène (BOULOTON & *al.*, 1991).

La paragenèse minérale retenue pour les estimations thermo-barométriques d'évolution de ces xénolites est : Pl (An40) + Bi ($Al_2O_3 = 17\%$; XFe = 0,66; tableau II) + Crd (XFe = 0,60; Tab. III) + Grt (Alm80 - Prp9 - Sp7 -

Grs3) + Spn (XFe = 92; Hrc90 - Spn8 - Gah1) + Ilm ($TiO_2 = 52\%$; MnO = 3,2%) + Sil ± Opx (XFe = 0,42; Wol3 - En56 - Fs42). La fourchette de température varie, selon les couples utilisés, entre 670 et 830 °C et ceci comme suit :

$$\text{- Grt-Bi (FERRY \& SPEAR, 1978)---> } 730 \text{ à } 830 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\text{- Grt-Crd (BATTHACHARYA \& al., 1988)---> } 690 \text{ à } 760 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\text{- Grt-Opx (SEN \& BATTHACHARYA, 1984)---> } 715 \text{ à } 800 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\text{- Crd-Spn (VIELZEUF, 1983)---> } 670 \text{ à } 720 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Ainsi, une température raisonnable de 750 °C peut-elle être envisageable. La pression, quand à elle, serait de l'ordre de 3 Kb, compte tenu de l'association Crd-Grt-Opx. En effet cette association qui succède, à pression croissante, à celle à Crd-Opx ne dépasse probablement pas, selon VIELZEUF (1983), 3 kb dans les métapélites banales (XFe = 0,5).

Par ailleurs, l'utilisation de l'équilibre Grt(Alm) + Sil = Crd(Fe) + Spn (HARRIS, 1981; HOLLAND & POWELL, 1990) a permis de définir les conditions d'évolution thermo-barométriques plus élevées, surtout en ce qui concerne la pression :

$$T = 750 \text{ à } 800 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$P = 3,5 \text{ à } 3,9 \text{ kb}$$

Les phases héritées les plus abondantes et les plus facilement identifiables au sein de ces granites des Jebilet sont l'andalousite, le grenat, la cordiérite et le spinelle.

- **L'andalousite.** Les observations pétrographiques et texturales, présentées plus haut, montrent clairement l'origine commune des grandes andalousites du granite et les MCA des xénolites (XHA). L'étroite relation spatiale entre la répartition des XHA et des MCA isolés ainsi que la similitude des résultats thermo-barométriques obtenus sur les couronnes symplectiques des deux sortes d'andalousites, confortent cette hypothèse.

Les observations menées sur les MCA isolés montrent que certains d'entre eux sont plus ou moins transformés en sillimanite puis en une deuxième génération d'andalousite (And2). Cette dernière apparaît sous forme de petits cristaux à section carrés au coeur du MCA (And1). Ces transformations isomorphiques (And1 --> Sil --> And2) seraient liées à une double évolution prograde puis rétrograde (EL AMRANI, 1994); le passage du MCA du xénolite vers le bain granitique où la température serait supérieure à l'isograde andalousite, s'accompagne d'un début de transformation de l'And1 en Sil. Le refroidissement progressif du magma ramène de nouveau le MCA dans le champ de stabilité de l'andalousite et permet la croissance de L'And2. Cette interprétation qui va dans le

sens de l'hypothèse émise plus haut sur l'origine des MCA, permet en même temps d'écarter l'idée, avancée par certains auteurs, que les MCA des granitoïdes des Oulad Ouaslam correspondraient à des cristaux de sillimanite magmatique transformés postérieurement en andalousite.

Par ailleurs, le caractère partiel de la transformation And-Sil implique le bref séjour des MCA dans le champs de stabilité de la sillimanite. Les transformations qui ont lieu à des températures de l'ordre de 750 à 800°C et pour une pression moyenne de 1 à 2 kb (RICHARDSON & *al.*, 1969) renseignent surtout sur la nature assez précoce de la fusion et de la dislocation des XHA dans l'histoire de genèse du magma granitique des Jebilet.

- **Le grenat.** Il se rencontre sporadiquement et en très faible quantité dans les granitoïdes des Oulad Ouaslam. Il apparaît en grains de 2 à 5 mm de diamètre et de couleur rouge-vif. Sur le plan textural, ces grenats se présentent en cristaux très fracturés et entourés d'une auréole étroite (0,4 mm) de plagioclase séricitisé et de biotite chloritisée. Des lambeaux d'une matrice cordiéritique riche en fibres de sillimanite restent parfois attachés à ces grenats. La texture "étrangère" de ces derniers, par rapport au minéraux granitiques, ainsi que la présence de lambeaux cordiéritiques montrent qu'il s'agit de phases réfractaires de la fusion partielle des xénolites hyperalumineux à sillimanite et grenat (XHS). Ceci est d'autant plus vraisemblable que ces grenats et les XHS présentent une étroite répartition spatiale. Cette hypothèse se trouve par ailleurs confortée par la similitude des compositions des grenats qui se trouvent dans le granite (Alm75 - Prp10 - Sps10 - Grs4) et ceux des XHS (Alm80 - Prp9 - Sps7 - Grs3) (EL AMRANI, 1994).

- **La cordiérite et le spinelle.** En plus des trois variétés de cordiérite (magmatique, réactionnelle et hydrothermale) décrites précédemment, les granitoïdes des Jebilet referment une autre variété dont les caractères texturaux attestent sa nature héritée. Cette quatrième variété, déjà signalée par BOULOTON & *al.* (1991) se présente en plages xénomorphes (< 2 cm) composées d'un fond continu de cordiérite sur lequel se détachent des paquets de fibrolite et des grains de spinelle vert. Selon leur texture et leur minéralogie, ces petits agrégats à cordiérite et spinelle correspondent vraisemblablement à des produits de la dislocation des xénolites hyperalumineux à sillimanite (XHS).

A l'issu de cette présentation des caractères pétrographiques et minéralogiques des xénolites et phases héritées des granitoïdes des Jebilet (cf, tableau récapitulatif VI) deux points importants se dégagent :

- (1) Les différents xénolites, bien distincts par leurs associations minérales et leurs conditions d'évolution, correspondent à des fragments de roches encaissantes métasédimentaires récoltés par le magma granitique à différents niveaux structuraux. Si les XEC paraissent par leur composition identique à celle de la cornéenne de contact, d'origine superficielle, les autres xénolites (XRG, XHA et XHS) sont d'origine relativement plus profonde.
- (2) l'abondance des xénolites, dont la plupart sont de nature hyperalumineuse, et des minéraux alumineux (andalousite, grenat, cordiérite et spinelle), qui ne sont rien d'autre que des phases réfractaires de la fusion partielle des xénolites profonds (XHA et XHS), montrent la contribution importante de la fusion de matériaux métapélitiques dans la genèse de ces granitoïdes des Jebilet.

LES ENCLAVES MICROGRENUES

Le terme d'"enclave microgrenue" ou "microgranular enclave" (DIDIER & ROQUES, 1959; DIDIER, 1973), désigne les enclaves d'origine magmatique. Les enclaves microgrenues claires (EMC) correspondent à des fragments de bordure figée, disloquée puis reprise par le même magma durant son ascension et sa mise en place. Les enclaves microgrenues sombres (EMS) correspondent quant à elles à des témoins de mélanges magmatiques entre un composant felsique d'origine crustale et un composant mafique d'origine mantellique (DIDIER, 1973; DIDIER & BARBARIN, 1991).

Quelques EMC métriques ont été observées essentiellement en bordure des plutons de Tabouchennit et des Oulad Ouaslam. Elles présentent des compositions pétrographique, minéralogique et chimique presque identiques à celles de leur roche-hôte. Seule la texture est nettement plus fine au niveau de l'enclave.

Les EMS sont par contre nettement plus fréquentes que les EMC; la carte de la figure 1 précise les endroits des plutons les plus riches en EMS. Parmi celles-ci, trois variétés (Fig. 13), bien différentes par leur pétrographie et leur minéralogie ont été distinguées (EL AMRANI, 1994):

Les enclaves microgrenues sombres à contour lobé (EMSI) sont à grain très fin, de couleur noire, de taille centimétrique (20 à 50 cm) et se caractérisent par leur contour lobé (Fig. 13a). Leur contact avec le granite est franc et systématiquement souligné par une étroite couronne noire et luisante. Ces EMSI ne sont présentes qu'à l'extrémité orientale des Oulad Ouaslam (EL AMRANI & EL MOURAOUAH, 1992).

La roche montre une texture doléritique et se compose d'un enchevêtrement de lattes (0,2 à 0,4 mm de long) de plagioclase dont le coeur atteint la composition d'une bytownite (< An78), de cristaux subautomorphes de clinopyroxène ayant la composition d'une enstatite (En53-Fs43-Wo4), de paillettes souvent déchiquetées et partiellement chloritisée d'une biotite peu alumineuse et assez magnésienne ($Al_2O_3 = 14,8\%$; $XFe = 0,40$, Tab. II) et de quartz interstitiel. Le fond de l'enclave est parsemé de

nombreuses aiguilles d'apatite et de cristaux dendritiques d'ilménite. La couronne noire qui entoure l'enclave est composée de paillettes imbriquées de biotite fraîche (environ 80% en volume) ayant une composition intermédiaire entre celle des biotites du coeur de l'enclave et celle des biotites du granite-hôte ($Al_2O_3 = 15,5\%$; $XFe = 0,55$), de plagioclase à composition d'andésine (< An53) et de quartz. Les zircons de ces enclaves montrent une répartition centrée autour des types S7-S12 (Fig. 14).

Tableau VI: Caractères pétrographiques et minéralogiques des quatre types de xénolites distingués dans les granitoïdes des Jebilet.

Xénolites	Caractères pétrographiques et minéralogiques
xénolite de cornéenne (XEC)	Teinte gris-verdâtre; aspect corné avec trace de So; forme anguleuse; taille : 10cm à 2km. Texture granoblastique. Composition = Q + Chl($XFe = 0,67$) + Ms(< 10% paragonite) + (Apt + Zrc + Opq).
xénolite rubané à grenat (XRG)	Teinte grisâtre; aspect rubané; forme arrondie; taille : < 30cm; contact net avec le granite. Texture fine et orientée. Composition: Q + Pl(An37) + Fk(Or84) + Bi($XFe=0,61$) + Grt(Alm77-Prp12-Sps6-Grs4) + Crd(Fe).
xénolite hyperalumineux à andalousite (XHA)	Aspect hétérogène: fond noire + lentilles quartzo-feldspathiques + grands cristaux d'andalousite (<7cm). forme en galette circulaire; taille < 50cm. Composition : And + Sil + Bi($XFe= 0,64$) + Pl(An42) + Fk(Or95) + Crd($XFe=0,45$) + Spn($XFe=0,88$, Hrc86-Spn12-Gah1) + Ilm ± Grt ± Q.
xénolite hyperalumineux à sillimanite (XHS)	Fond sombre, finement grenu et piqué de grains arrondis de grenat rouge(2 à 3mm); forme arrondie à ovoïde; contact net; taille < 20cm. Composition: Pl(An40) + Bi($XFe=0,66$) + Crd($XFe=0,45$) + Grt(Alm80-Prp9-Sps7-Grs3) + Spn($XFe=92$,Hrc90-Spn8-Gah1) + Ilm ± Sil ± Opx.

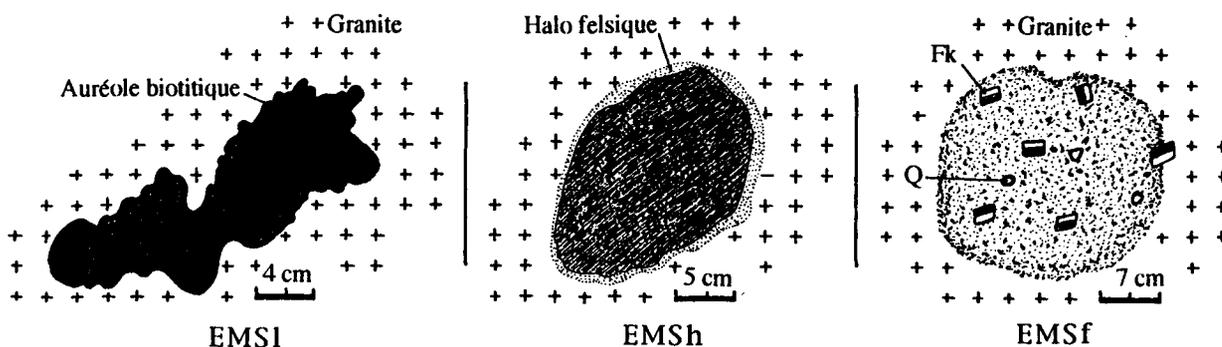


Figure 13 : Caractères morphologiques des trois types d'enclaves microgrenues sombres (EMS) des granitoïdes des Jebilet (dessins d'après photos).

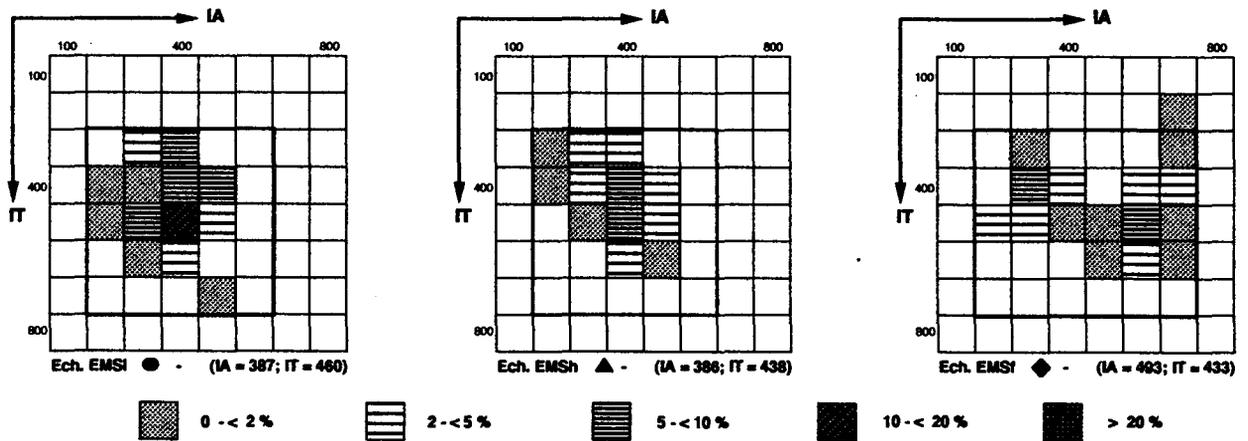


Figure 14 : Distributions typologiques des zircons des trois types d'EMS des granitoïdes des Jebilet.

Les enclaves microgrenues sombres à halo felsique (EMSh) sont à grain fin, de couleur noire, de taille centimétrique (20 à 30 cm) et de forme souvent ovoïde avec un contour régulier (Fig.13b). Le granite situé au contact de ces EMSh s'appauvrit en minéraux ferromagnésiens sur quelques millimètres d'épaisseur et présente ainsi une teinte nettement plus claire que le reste de la roche. Cette auréole, essentiellement quartzo-feldspathique, forme un halo felsique dont l'origine s'explique par des transferts d'éléments chimiques entre l'enclave et son granite-hôte. Des enclaves basiques présentant de tels halos sont connues dans d'autres granitoïdes du Massif central français (BELIN, 1988) ou de la Sierra Nevada en Californie (BARBARIN, 1989). Les EMSh, bien que assez rares montrent une large répartition.

L'EMSh présente une texture sub-doléritique avec des lattes de plagioclase bytownitique ($< An_{73}$) et des paillettes de biotite ($Al_2O_3 = 15,2\%$; $X_{Fe} = 0,52$; Tab. II) nettement moins alumineuse et plus magnésienne que celle du granite-hôte. Ces plagioclases et ces biotites sont pris dans un fond quartzueux montrant une extinction par secteurs d'environ 5 mm de diamètre. Ce fond étant disséminé par d'innombrables aiguilles d'apatite et de grain d'ilménite. Les quelques zircons rencontrés dans cette variété d'enclave appartiennent aux types S8-S13 (Fig. 14).

Les enclaves microgrenues sombres à phénocristaux de Fk (EMSf) Sont de teinte grisâtre, à grain assez grossier mais moins que celui du granite-hôte, de forme arrondie et de taille généralement centimétrique (< 1 m). Ces EMSf se distinguent des deux précédentes par : leur richesse en phénocristaux de Fk et leur contact, diffus et progressif avec le granite (Fig. 13c). La répartition spatiale des EMSf est large mais les plus grandes concentrations s'observent à l'extrémité orientale des Oulad Ouaslam.

La roche est microgrenue (0,2 à 0,6 mm), faiblement porphyrique et se compose : de plagioclase à coeur séricité et à composition de labrador ($< An_{60}$), de nombreuses biotites partiellement chloritisées et de composition voisine de celle du granite-hôte ($Al_2O_3 = 15,5\%$; $X_{Fe} = 0,63$; Tab. II), de quartz interstitiel et de minéraux accessoires tels que les apatites, les oxydes ferro-titanés et les zircons. Ces derniers montrent une population bimodale (Fig. 14) composée de zircons de type S15, qui seraient propre à l'enclave et des zircons S7, identiques à ceux du granite. La phase porphyrique est représentée principalement par des cristaux de Fk (< 1 cm) mâclés et perthitiques mais on peut trouver également des plagioclases zonés, des ocelles de quartz, et même des fragments d'andalousite et de cordiérite. L'ensemble de cette phase porphyrique correspondrait à des xénocristaux d'origine granitique introduits mécaniquement dans l'enclave au cours des processus de mélange magmatique. Ces phénomènes d'échange mécanique entre l'enclave et sa roche-hôte sont fréquemment décrits dans la littérature (DIDIER, 1987; DIDIER & BARBARIN, 1991).

Du point de vue pétrographique, Les EMSI correspondent à des gabbros, les EMSh correspondent à des tonalites et les EMSf se situent à la limite des domaines des tonalites et des granodirites (Fig. 2).

Sur le plan géochimique, les 3 variétés d'EMS montrent des compositions très contrastées (Tab. V). Les enclaves à contour lobé (EMSI) paraissent les plus basiques avec des teneurs faibles en silice ($SiO_2 = 53$ à 56%) et fortes en éléments mafiques ($Fe_2O_3 + MgO + CaO + TiO_2 = 22$ à 24%). Celles à phénocristaux de Fk (EMSf) sont par contre les moins basiques avec des compositions de roches intermédiaires ($SiO_2 = 63$ à

65%; la somme des mafiques = 10 à 15%). Le bilan des enclaves à halo felsique (EMSh) se situe entre les deux précédents ($\text{SiO}_2 = 59$ à 61%; la somme des mafiques = 12 à 17%).

L'utilisation du diagramme A-B (Fig. 9) montre globalement une répartition, des trois variétés d'EMS, à cheval sur les deux domaines métalumineux (IV) et peralumineux (III). Selon cette répartition et compte tenu des données pétrographiques, les magmas basaltiques relatifs aux différents EMS seraient, à l'origine, métalumineux. Le glissement des compositions vers le domaine peralumineux serait lié aux échanges mécaniques et chimiques intervenus aux cours des mélanges magmatiques entre les magmas basiques et le magma granitique fortement alumineux. Le glissement plus ou moins important selon les types d'EMS indique des échanges importants pour les EMSf, très faibles pour les EMSI et moyens pour les EMSh.

Par ailleurs, les diagrammes binaires de type Harker (Fig. 8) révèlent une assez bonne corrélation négative entre les granitoïdes, qui forment le pôle acide et les EMB, qui forment le pôle basique. Cette répartition linéaire confirme, selon les travaux de LIANKUN (1989) et LIANKUN & KUIRONG (1991) sur les modèles quantitatifs de genèse des enclaves, que les EMS des Jebilet et leur granite-hôte correspondent effectivement à des produits de mélange. Le décalage des points représentatifs des EMSI par rapport à la droite de corrélation, notamment pour Al, Mg et Ca, peut s'expliquer par une intervention tardive du stade de mélange entre le magma granitique et le magma mafique précurseur des EMSI. En effet, la fermeture du système granitique juste après le début du mélange magmatique empêchera la poursuite des processus d'échanges mécanique et chimie entre les deux magmas. L'absence de xénocristaux d'origine granitique au sein de ces enclaves ainsi que leur composition chimique fortement contrastée par rapport à celle du granite montrent clairement que les échanges entre les deux entités felsique et mafique ont été très limités.

Les EMSI paraissent, relativement, les plus pauvres en terres rares (TR) avec une somme égale à 123 ppm (tableau, V) contre 207 ppm dans les EMSh et 213 ppm dans les EMSf. En outre, les allures des spectres de TR des deux dernières enclaves sont similaires à celles de leur granite-hôte avec des anomalies en europium assez voisines (Fig. 15). Par contre, le spectre correspondant aux EMSI présente un tracé aplati et une anomalie en europium presque nulle, qui indiquent la nature assez primitive et pratiquement non fractionnée du magma basique parent et confirment l'absence d'homogénéisation notable entre les deux magmas felsique et mafique.

A l'issue de cette analyse des caractères pétrologiques des enclaves microgrenues sombres des Jebilet (Tab. VII), on retient trois points essentiels :

- (1) La présence des EMS montre à l'évidence la participation de magmas mantelliques dans la genèse des granitoïdes des Jebilet. Cependant, la rareté des enclaves par rapport au volume total des différents plutons indique que cette contribution mantellique est très modeste.
- (2) La distinction d'au moins trois variétés d'EMS (EMSI, EMSh et EMSf), bien différentes par leur caractères pétrographiques et chimiques et donc ne pouvant dériver d'une même souche magmatique basique, implique l'intervention de plusieurs phases de mélange magmatique mafique-felsique au cours de la genèse de ces granitoïdes des Jebilet. La présence d'EMS doubles (EL AMRANI, 1994), conforte l'hypothèse d'une répétition des stades de mélange.
- (3) Compte tenu de la morphologie des trois types d'EMS et de l'intensité des échanges mécanique et chimie avec leur granite-hôte, les mélanges magmatiques ont agis à différents niveaux structuraux et à différentes étapes de genèse du magma granitique. Les EMSf, de forme globuleuse, très riches en xénocristaux d'origine granitique (Fk et zircons) et qui montrent une importante homogénéisation chimique avec le granite, correspondent à des témoins d'un stade de mélange précoce et assez profond. Les EMSI, à contour lobé et compositions pétrographique et chimie primaires bien conservées, témoignent d'un stade de mélange magmatique tardif et assez superficiel. Les EMSh, de forme ovoïde, pauvres en xénocristaux et à composition assez homogénéisée avec le granite-hôte sont liées à un stade de mélange intermédiaire dans le temps et dans l'espace par rapport aux deux stades précédents.

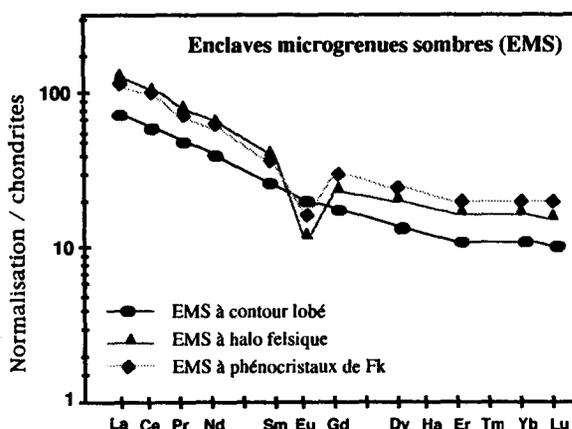


Figure 15 : Spectres de Terres Rares des trois types d'EMS des granitoïdes des Jebilet.

Tableau VII : Caractères pétrographiques et minéralogiques des trois types d'enclaves microgrenues sombres distingués dans les granitoïdes des Jebilet, A.M.; Analyse modale au compteur de points (2000 points / échantillon).

Enclaves	Caractères pétrographiques et modes volumiques
enclave à contour lobé (EMSI)	Couleur noire; taille < 50cm; contour sinueux; contact franc avec le granite-hôte; enclave entourée d'une couronne biotitique. Texture doléritique; A.M.(%): Q=11; Pl=65; Cpx=10; Bi=8; (Ilm+Apt+Zrc)=6. (Q = 15 - A = 00 - P = 85)
enclave à halo felsique (EMSh)	Couleur gris-sombre; taille < 30 cm; forme ovoïde; contour régulier; contact franc avec auréole granitique felsique autour de l'enclave. Texture subdoléritique; A.M.(%): Q=18; Fk=2; Pl59; Bi=19; (Ilm+Apt+Zrc)=2. (Q = 23 - A = 02 - P = 75)
enclave à cristaux de Fk (EMSf)	Couleur gris-claire; taille < 1m; forme globuleuse; contour régulier; contact diffus dans le détail avec passage progressif sur 2 à 3mm; Texture microgrenue; A.M (%): Q=21; Fk=10; Pl55; Bi12; (Ilm+Apt+Zrc)=2 (Q = 25 - A = 10 - P = 65)

DISCUSSION

NATURE DES MATERIAUX-SOURCE

Tous les indicateurs pétrologiques confirment la nature, à l'origine, fortement alumineuse du magma parent des granitoïdes des Jebilet. Ceci se traduit sur le plan pétrographique par la présence de cordiérite magmatique, de biotite alumineuse et de cristaux de zircons (types S7-S12) à faible indice IA, correspondant toutes les trois à des phases minérales précoces. Sur le plan chimique, cette nature peralumineuse est attestée par le rapport molaire A/CNK supérieur à l'unité (1,1 à 1,4) et par la présence du corindon normatif dans la norme CIPW de l'ensemble des faciès granitiques (Co = 1,9 à 4,1%).

D'autre part, l'abondance des xénolites hyperalumineux (XRG, XHA, XHS) et de leurs produits de dislocation : andalousite, sillimanite, grenat, cordiérite, spinelle... témoignent d'une contribution très importante de matériaux crustaux, spécialement métapélitiques, dans la genèse de ces granitoïdes. En outre, si nous supposons la genèse peu profonde de ces derniers (15 km environ), dans ce cas là, les deux variétés de xénolites (XHA et XHS) relativement profonds (P = 3,5 à 4 kb) correspondraient à des témoins plus ou moins transformés de la zone-source (protolithe) du magma granitique.

L'origine essentiellement crustale des granitoïdes des Jebilet a également été montré par l'analyse couplée de la typologie-géochimie des zircons qui a rapproché ces granitoïdes de ceux de "Type 3" de PUPIN (1980), c'est à dire des monzogranites-granodiorites alumineux intrusifs. L'appartenance de ces granitoïdes à la lignée calco-alcaline, avancée par les auteurs antérieurs (MRINI,

1985, CHEMSSEDDOUHA, 1986, ROSE, 1987), n'est donc pas fondée. L'origine essentiellement crustale, par fusion de matériaux métapélitiques, concorde parfaitement avec les données isotopiques; Les rapports initiaux en strontium [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]i assez élevés (0,7110) et en néodym [$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$]i relativement faibles (0,5121), obtenus par MRINI (1985) indiquent une source de nature crustale. Les estimations faites par MRINI (1985), qui impliquent pour les faciès des Oulad Ouaslam des taux de contribution mantellique très fortes, allant jusqu'à 80%, ne correspondent pas à l'ensemble des données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques qui semble indiquer une contribution mantellique plus modeste (inférieure à 30%).

Par ailleurs, la présence d'EMS n'est pas en contradiction avec l'origine essentiellement crustale que nous proposons pour ces granitoïdes des Jebilet. A cet égard, nous pouvons citer le cas des granitoïdes S du Lachlan Fold Belt (Australie) (WHITE & CHAPPELL, 1983) et les monzogranites porphyroïdes de Simchar et Ipa (Népal) (LE FORT & *al.*, 1983), dont l'origine crustale est bien établie et qui contiennent des enclaves microgrenues sombres. La présence d'EMS, dont certaines montrent d'importantes processus d'hybridation avec le granite-hôte permet au contraire d'expliquer l'enrichissement de ces derniers en éléments mafiques. En effet, dans certains faciès, notamment ceux du pluton des Oulad Ouaslam, la somme des éléments mafiques atteint les 7%, alors que les travaux expérimentaux sur la fusion partielle des métasédiments estiment cette somme à 3% (GREEN, 1976; VIELZEUF & HOLLOWAY, 1988; MONTEL & VIELZEUF, 1990).

MECANISME DE GENESE

Les magmas mantelliques ont manifestement joué un rôle fondamental dans la fusion partielle des matériaux crustaux, en tant que source de chaleur (E.E. BLAKE & *al.*, 1965; DIDIER & LAMEYRE, 1969; HUPPERT & SPARKS 1988). En outre, la répétition des stades de mélange, attestée par la diversité des types d'EMS, est à l'origine d'une dynamique continue de la chambre magmatiques (KOUCHI & SUNAGAWA, 1985; SPARKS & MARSHALL, 1986). L'ensemble des mouvements (courants de convections et brassages mécaniques) favorise les processus d'hybridation et permet la genèse d'important volume de magma granitique de plus en plus homogène (DIDIER & LAMEYRE 1969; BARBARIN, 1989; LORENC, 1990; ZORPI & *al.* 1993).

Comme les granitoïdes des Jebilet proviennent, selon les données pétrographiques et minéralogiques, de magma sous saturé en eau, un modèle de fusion partielle des matériaux crustaux, basé sur le solidus saturé en eau est difficile à admettre. Deux autres alternatives peuvent, dans ce cas là, être envisagés : un mécanisme de fusion en l'absence de phase fluide (BURNHAM, 1979) ou un mécanisme de fusion-déhydratation (MONTEL & ABDELGHAFAR, 1993). La similitudes des caractères pétrologiques et structurales des granitoïdes des Jebilet avec ceux des granites tardimigmatitiques (GTM) du Velay (Massif central français) pour lesquels le second modèle a été proposé, permet d'opter pour la fusion-déhydratation de matériaux métapélitiques.

MISE EN PLACE

Les observations structurales indiquent, pour les granitoïdes des Jebilet, une mise en place assez superficielle au sein d'une formation grésopélitique anchizonale à épizonale (HUVELIN, 1977). Ce qui se traduit autrement par une cristallisation finale sous une pression totale ne dépassant pas les 2 kb (EL AMRANI, 1994). Ceci laisse admettre leur mise en place à une profondeur moyenne de 6 à 7 km.

La sous-saturation en H₂O du magma (environ 2,5%) ainsi que sa mise en place superficielle rejoint tout en appuyant l'idée assez largement admise sur le caractère "sec et chaud" et le grand pouvoir ascensionnel des magmas parents des granitoïdes peralumineux à cordiérite (e.g. GEORGET, 1986; PICHAVANT & STUSSI, 1986).

Quant au mécanisme de mise en place, le modèle par diapirisme, envisagé par CHEMSSEDDOUHA (1986) pour ces granitoïdes des Jebilet, est peu probable pour une raison de comportement mécanique : d'une part, la croûte supérieure est relativement froide et donc difficile à amollir thermiquement (MARSH, 1982); d'autre part, le contraste de densité "magma-encaissant" qui constitue la force de la poussée magmatique vers la surface est insuffisant pour vaincre la résistance de l'encaissant. En revanche, le modèle d'une mise en place par injections successives de magma le long de fractures crustales, proposé par LAGARDE (1990), paraît plus raisonnable. Par ailleurs, l'étude pétro-structurale menée sur les granitoïdes des Jebilet par la méthode de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (EL AMRANI, 1994) nous a permis d'élaborer un modèle de mise en place qui tient compte de l'ensemble des données pétrologiques gravimétriques et structurale. Ce modèle est basé sur les points suivants : (i) la faille de Sidi Makhlouf constitue un accident crustal profond qui aurait permis le drainage du magma vers la surface; (ii) les granitoïdes orientaux (pluton des Oulad Ouaslam) seront formés par injection en lacolite à partir d'un magma hybride et faiblement différencié; (iii) les granitoïdes occidentaux (plutons de Tabouchenn-Bamega-Bramram) correspondent à des apex d'injections latérales, de magma homogène et très différencié, aux fronts de chevauchements à vergence ouest.

Concernant le contexte géodynamique de mise en place, la relation entre la déformation et la mise en place des granites des Jebilet est restée assez longtemps ambiguë. Pour HUVELIN (1977), la "granitisation" des Jebilet centrales est, au moins en partie, syntectonique. Cependant, la mise en place du granite lui même serait post tectonique car aucune véritable schistosité n'a été mise en évidence dans la roche magmatique. Selon GAILLET & BORDONARO (1981), la présence de phénoblastes post-schisteux dans l'aurole de métamorphisme de contact est une preuve irréfutable quant au caractère post-tectonique de ces granitoïdes. Par ailleurs, les analyses structurales de la déformation des granites et de leur encaissant immédiat (LAGARDE, 1985; LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982; CHEMSSEDDOUHA, 1986) indiquent une interférence entre un raccourcissement régional (NNW-SSE), qui s'exprime localement par des zones de cisaillement ductile, et la montée

plus au moins syntectonique des massifs granitiques des Jebilet. Ainsi, ces derniers se seraient mis en place pendant le stade de convergence continentale (LAGARDE & al., 1990) et peuvent être qualifiés de granites de collision post-épaississement. Le caractère "syn-collision" de ces granitoïdes se dégage également à partir de leur chimisme sur le diagramme R1-R2 (Fig. 16) de BATCHELOR & BOWDEN (1985). Sur ce même diagramme, la dispersion des points représentatifs des trois variétés d'EMS sur les domaines anté-collision à tardi-orogéniques vient confirmer la répétition des stades de mélange magmatiques mafique-felsique et surtout leur intervention à différents moments de l'histoire de genèse du magma granitique des Jebilet.

CONCLUSIONS

L'utilisation de la méthode couplée de la typologie-géochimie des zircons comme complément de l'étude pétrologique classique a permis de lever toute ambiguïté sur la nature et la typologie des granitoïdes hercyniens des Jebilet. En effet, il s'agit : pétrographiquement de monzogranites-granodiorites à biotite ferrifère et cordiérite magmatique; chimiquement, ils sont de type peralumineux ($A/CNK = 1,23$) et génétiquement, ils appartiennent la lignée des granites alumineux-intrusifs toute en montrant une très grande analogie avec les granites de type S.

L'approche des conditions de genèse et d'évolution de ces granitoïdes à été basée principalement sur une étude détaillée de leur cortège d'enclaves. Ce dernier, assez riche et varié, se compose de quatre variétés de xénolites et trois types d'enclaves microgrenues sombres (EMS) :

Parmi les xénolites, deux variétés hyperalumineuses (XHA et XHS) révèlent des conditions d'évolution thermo-barométriques assez élevées ($T = 700$ à 800 °C; $P = 3,5$ à 4 kb) témoignant de leur origine assez profonde. Les cristaux d'andalousite, grenat, cordiérite et spinelle, rencontrés sporadiquement dans ces granitoïdes, correspondent à des phases réfractaires de la fusion partielle de ces xénolites assez profonds.

Concernant les EMS, la distinction de trois types montre l'intervention d'au moins trois stades de mélanges magmatiques mafique-felsique qui auraient eu lieu à différents stades de l'évolution et de l'ascension du magma granitique.

L'analyse des caractères pétrographiques et chimico-minéralogiques des xénolites et des EMS ainsi que les interactions entre les enclaves et le granite-hôte ont permis de montrer :

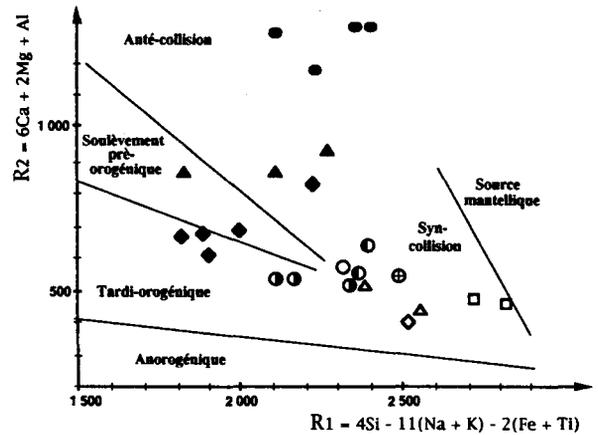


Figure 16 : Projection des compositions des granitoïdes et EMS des Jebilet sur l'espace R1-R2 de BATCHELOR & BOWDEN (1985) (légende sur Fig.2)

1 - l'origine principalement crustale des granitoïdes des Jebilet et le rôle prépondérant joué par la fusion des métapelites dans leur genèse.

2 - Le rôle fondamental joué par les injections, multiples et à différents stades, de magmas mantelliques à la fois comme vecteur de chaleur nécessaire pour la fusion des métapelites et comme participant à la genèse du magma granitique par des mélanges magmatiques.

Ainsi se dégage l'intérêt pétrologique de l'étude exhaustive du cortège d'enclaves des plutons granitiques; l'étude des xénolites permet non seulement d'avoir des informations sur la nature des terrains traversés par le magma mais également sur le mode de fusion des matériaux-source des granites, tandis que l'étude des EMS permettent de connaître la fréquence des mélanges magmatiques mafique-felsique, de préciser l'intensité des processus d'hybridation et même de caler ces stades de mélanges dans le temps et dans l'espace.

Enfin, les résultats de la présente étude contribuent à l'avancement de l'état de connaissance sur la genèse et l'évolution de la grande famille des granites peralumineux à cordiérites à laquelle appartiennent les granitoïdes des Jebilet.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier le Département des Sciences de la Terre de Clermont-Ferrand (URA 10 - CNRS) au nom de son Directeur pour la prise en charge totale des frais d'analyses ayant permis la réalisation de ce travail. Mes plus vifs remerciements vont à MM J. Didier et B. Barbarin pour leur lecture critique, leur commentaires et leur suggestions. Enfin, je suis reconnaissant à Mr J.P. Pupin de m'avoir initié à la méthode de la typologie des zircons et d'avoir accepté de prendre en charge les frais d'analyses des zircons des Jebilet.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbott R. N. Jr. (1981). - AFM liquidus projections for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and gamet. *In* D. B. Clarke (Ed.), *Canad. mineral.*, 19, 1031-10.
- Albuquerque C. A. R. de (1973). - Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37, 1779-1802.
- Barbarin B. (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. (1990). - Granitoids : main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, *Geological Journal*, 25, 227-238.
- Barbarin B. (1992). - Les granites crustaux hercyniens d'Europe Occidentale, Comparaison avec les granites S du Lachlan Fold Belt, Australie, Dualité d'origine, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t, 314, Serie II, p, 595-601.
- Batchelor R. A. & Bowden P. (1985). - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Battacharya A. Mazumdar A. C. & Sen S. K. (1988). - Fe-Mg mixing in cordierite : constraints from natural data and implications for cordierite-gamet geothermometry in granulites, *Am. Mineral.*, 73, 338-344.
- Belin J.M. (1988). - Évolution des enclaves basiques et de leur matrice dans un granite, L'exemple du granite porphyroïde de Saint-Gervais d'Auvergne (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, 387-393.
- Blake D. H. Elwell R. W. D. Gibson I. L., Skelhorn R. R. & Walker G. P. L. (1965), - Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 121, 31-49.
- Bouloton J. (1991), - Mise en évidence de la cordiérite héritée des terrains traversés dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet. Maroc). *Can. J. Earth Sci.*, 29, 658-668.
- Bouloton J. El Amrani E. I. & El Mouraouah A. E. (1991). Les xénolites hyperalumineux des granites, d'après l'exemple du pluton superficiel des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 321: 273-279.
- Burnham C, W, (1979). - Magmas and hydrothermal fluids,- In H. L. Barnes Ed, - *Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd edition*. - John Wiley, New York.
- Chappell, B.W. White, A.J.R. & Wyborn, D, (1987). - The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28, 1111-1138.
- Chemsseddouha A. (1986). - *Cisaillement ductile et granites syntectoniques dans les Jebilet centrales : l'exemple du pluton hercynien des Oulad Ouaslam (Massif des Jebilet, Meséta sud-marocaine)*. Thèse 3' Cycle, Renne, 155 p.
- Clarke, D. B. (1981). - The mineralogy of peraluminous granites : a review. *Canad. Mineral.*, 19, 3-17.
- Clemens J. D. & Wall V. J. (1988), - Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
- Cocherie A. (1978). - *Géochimie des terres rares dans les granitoïdes*. Thèse 3' Cycle, Rennes, 207 p.
- Czamanske G. K. & Wones D. R. (1973), - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, 349-380,
- Debon F. & Le Fort P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, - *Trans. R. Soc. Edin. : Earth Sci.*, 73, 135-149,
- Didier J. (1973). - *Granites and their enclaves : The bearing of enclaves on the origin of granites, Development in petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Didier J. (1987). - Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76/1, 41-50.
- Didier J. & Barbarin B. (1991). - *Enclaves and granites petrology*. - Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- Didier J. & Dupraz J. (1985), - Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay granitic massif (French Massif central), in *The Crust, The significance of granite-Gneisses in the Lithosphere. Theophrastus Publ.*, Athens, 35-77.
- Didier J. & Lameyre J. (1969), - Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, 219-238.
- Didier J. & Roques M. (1959). - Sur les enclaves des granites du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t, 248, 1839-1841.
- EL Amrani E. I. (1994). - *Genèse et mise en place des granitoïdes peralumineux à biotites et cordiérite des Jebilet centrales (Maroc)*. Thèse d'Etat, Univ, Mohammed V, Rabat, 219p.
- EL Amrani E. I. & EL Mouraouah A. E. (1992). - La granodiorite des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc) et ses deux types d'enclaves microgrenues sombres: un exemple d'association acide-basique résultant de plusieurs stades de mélange magmatique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, 1325-1330.
- EL Amrani E. I. & EL Mouraouah A. E. (1995). - Résultats préliminaires de l'étude des zircons des granitoïdes peralumineux des Jebilet (Maroc). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 19, pp. 4546.
- EL Amrani E. I. Didier J. & Haimeur J. (1994), - Contamination d'un magma granitique par ses enclaves d'encaissant: cas des granitoïdes hyperalumineux des Jebilet (Maroc). *RST Nancy*, p. 59.
- Ferry J. M. & Spear F. S. (1978). - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and gamet, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Foster M. D. (1960). - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Surv. Prof. Paper*. USA, n°354 B, 49 p.
- Fourcade S. & Allegre C. J. (1981), - Trace elements behavior in granite genesis : a case study, The calc-alkaline plutonic association from the Quérigut complex (Pyrénées, France), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.

- Gaillet J. L. & Bordonaro M. (1981). - La tectonogenèse hercynienne dans le massif dinantien des Jebilet centrales (Maroc). *Sci. Géol. Bull.*, 34, 117-122.
- Ganguly J. & Saxena S. K. (1984). - Mixing properties of aluminosilicate gamets: constraints from natural and experimental data and application to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, 69, 88-97.
- Georget Y. (1986). *Nature et origine des granitoïdes peraluminés à cordiérite et des roches associées, exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France), Pétrologie et géochimie*. Mém. Doc. C. A. E. S. S., Rennes, 9, 250p.
- Goad B. E. & Cemy P. (1981). - Peraluminous pegmatitic granites and their aureoles in the Winnipeg River district, southern Manitoba. D. B. Clarke Ed., *Canad. Mineral.*, 19, 177-194.
- Green T. H. (1976). - Experimental generation of cordierite or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, 85-88.
- Gromet L. P. & Silver L. T. (1983). - Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 47, 925-940.
- Harker A. (1909). *The natural history of the igneous rocks*. Methuen, London, England, 384 p.
- Harris N. (1981). - Application of spinel-bearing metapelites to P/T determination : an example from South India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 229-233.
- Hermann A. G. (1978). - Yttrium and Lanthanides. - In K. H. Wedepohl Ed., *Handbook of geochemistry*, Springer Verlag, 2, 5, 39-71.
- Holdaway M. J. & Lee S. M. (1977). - Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 175-198.
- Holland T. J. B. & Powell R. (1990). - An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation : the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂O₂. *J. Metam. Geol.*, 8, 89-124.
- 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.
- Huvelin P. (1977). - Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Servi Géol. Maroc*. 232 bis, 308 p.
- Kouchi A. & Sunagawa I. (1985). - A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 17-23.
- Kuo L. C. & Kirkpatrick R. J. (1982). - Pre-eruption history of porphyritic basalts from DSDP logs 45 and 46 : evidence of morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 13-27.
- Lagarde J. L. (1985). - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation post-viséenne de la Meséta marocaine. *Hercynica*, 1, 1, 29-37.
- Lagarde J. L. & Choukroune P. (1982). - Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, 299-307.
- 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. Structural Geology*, vol. 12, 7, 805-821.
- Laval M. (1992). - Les terres rares : gisements et aperçu économique. *Citron. Rech. Min.*, 507, 27-41.
- Le Fort P., Debon F & Sonet J. (1983). - The Lower Paleozoic "Lesser Himalaya" granitic belt: emphasis on the Simchar pluton of Central Nepal. - In: F.A, Shams (Editors): *Granites of Himalayas Karakorum and Hindu Kush*. Punjab Univ., Lahore, 235-255.
- Liankun S. (1989). - The quantitative models of trace elements of the genetically different enclaves in granites. *Chine J. Geochem.*, 8, 345-364.
- Liankun S. & Kuirong Y. (1991). A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclave in the Daning granodiorite pluton, Guangxi, China. In: J. Didier & B. Barbarin (Eds): *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, 19-23.
- Longstaffe E. J. Cemy P. & Muehlenbachs K., (1981). - Oxygen-isotope geochemistry of the granitoid rocks in the Winnipeg River pegmatite district, southeastern Manitoba, In D, B, Clarke (Ed.), *Canad. Mineral.*, Vol 19, 195-204.
- Loomis T. P. & Welber E. W. (1982). - Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: an interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 230-239,
- Lorenc M. W. (1990). - Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paiman, Argentina. *Geol. J.*, vol, 25, 405-412.
- Marsh B. D. (1982). - On the mechanics of igneous diapirism, stopping and zone melting. *Am. J. Sci.*, 282, 808-855.
- Martin R. E & Bowden P. (1981). - Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai nonorogenic ring-complex, Nigeria: mineralogical evidence. In: D, B, Clarke (Ed.). *Canad. Mineral.*, vol 19, 48-65.
- Montel J.M. & Abdelghaffar R. (1993). - Les granites tardimigmatitiques du Velay (Massif central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France*, 1, 15-28,
- Montel J.M. & Vielzeuf D., (1990). - Experimental partial melting of a natural quartz-rich greywacke (II) : phases compositions and P-T-F (melt fraction) relationships. *Terra Abstract*, 3, 1, p, 29, EUGS VI, Strasbourg, 24-28 mars 1991,
- Mirni Z. (1985). - *Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc, Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr Nd, Pb)*. Thèse Univ, Clermont II, 156 p.
- Mirni Z., Rafi A. Douthou J.L. & Vidal P. (1992). - Chronologie J.L.-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t, 163, 3, 281-291.
- Muecke G. K. & Clarke D.B. (1981). - Geochemical evolution of the South Mountain batholith, Nova Scotia: rare-earth-element evidence. In D.B. Clarke (Ed.) *Canad. Mineral.*, vol.19, 133-146,

- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.-M. & Carron J.-P. (1985). - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t, 301, Série II, 11, 813-817.
- Newton R.C. & Haselton H. T. (1981). - Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase-Al₂SiO₅-Quartz geobarometer, In Thermodynamics of minerals and melts., R. C. Newton *et al.*, (Eds), Springer, *Adv. Physical Geochemistry*, 1, 131-149.
- Phillips G.N. Wall. V. j. & Clemens J. D. (1981). - Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite-bearing granite. In D.B. Clarke Ed., *Canad. Mineral.*, vol 19, 47-63.
- Pichavant M. & Stussi J. M. (1986). - Leucogranites à deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. - *RST. Clermont-Ferrand*, p, 147.
- Pringle G.J., Trembath L.T. & Pajari G.E. (1974). - Crystallization history of a zoned plagioclase. *Mineral. Mag.*, 39, 867-877.
- Pupin J.-P. (1976). - *Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie, Base de la méthode typologique, Applications.* - Thèse d'Etat, Univ, Nice, 394 p.
- Pupin J.-P. (1980). - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.
- Pupin J.-P. (1992). - Les zircons des granites océaniques et continentaux : couplage typologie-géochimie des éléments en traces. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, 4, 495-507.
- Pupin J.-P. Bonin B. Tessier M. & Turco G. (1978). - Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 10, 5, 721-525.
- Richardson S.W., Gilbert M.C. & Bell M. (1969). - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the alumina silicate triple point. *Am. Journ. Sci.*, 267, 259-272.
- Robert J. L. (1976). - Phlogopite solid solutions in the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - *Chem. Geol.*, 17, 195-212.
- Rosé F. (1987). - *Les types granitiques du Maroc hercynien.* Thèse Univ, Paris VI, 381 p.
- Schnetzler C. C. & Philpotts J. A. (1970). - Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming minerals (phenocrysts, II). *Geoch. Cosmoch. Acta*, 34, 331-340.
- Seifert E & Schaumacher J.C. (1986). - Cordierite-spinel-quartz: a potential geobarometer. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 58(1), 95-108.
- Sen S.K. & Bathacharya A. (1984). - An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 64-71,
- Sparks R. S. J. & Marshall, L. A. (1986). - Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 99-124.
- Streckeisen A. L. (1976). - To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33,
- Strong D. F. & Hanmer S.K. (1981). - The leucogranite of southern Brittany: origin by faulting, frictional, heating, fluid flux and fractional melting. In D. B. Clarke (Ed.), *Canad. Mineral.*, vol, 19, 163-176.
- Treuil M., Joron J. L. Jaffrezic H., Villemant B. & Calas G. (1979). - Géochimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux/liquide et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques, - *Bull. Minéral.*, 102, 402-409.
- Vance J.A. (1965). - Zoning in igneous plagioclase : Patchy zoning. *J. Geology*. 73, 636-651,
- Vernon R.H. (1983). - Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. R. Soc. N.S. W.*, 116, 77-103.
- Vielzeuf D. (1983). - The spinel and quartz associations in high-grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 301-311.
- Vielzeuf D. & Holloway J.R. (1988). Experimental determination of fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 257-276.
- White A.J.R. & Chappell B.W. (1983). - Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, Southern Australia. In : 'Circum-Pacific plutonic terranes', J. C. Roddick Edit., *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 159, 21-34.
- Wones D.R. Eugster H.P. (1965). - Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50, 1228-1272.
- Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B. & Cocirca C. (1989). - Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoids plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.

Adresse de l'auteur :

Université Mohammed V-Agdal
 Institut Scientifique, Département de Géologie
 Av. Ibn Batouta, B.P. 703 Rabat-Agdal (Maroc).