



FELLETIN

par

P. ROLIN, V. THIÉRY, C. CARTANNAZ,
A. COCHERIE, M. ROSSY, P. HENRY,
J. CONSTANT

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : A. AUTRAN,
J.-P. BARBEY, T. BAUDIN, M. BRUNEL, J. CHANTRAINE,
J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GRANDPERRIN, P. GUENNOC,
F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, P. LEDRU, J. MARCOUX,
J. LE MÉTOUR, D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI,
J. THIERRY, D. VASLET, R. WYNS

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
FELLETIN À 1/50 000**

par

**P. ROLIN, V. THIÉRY, C. CARTANNAZ, A. COCHERIE,
M. ROSSY, P. HENRY, J. CONSTANT**

2008

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : ROLIN P., THIÉRY V., DUMONT N., CHOLET F., MAVEL J. (2008) – Carte géol. France (1/50 000) feuille Felletin (691) - Orléans : BRGM 157 p. Notice explicative par Rolin P., Thiéry V., Cartannaz C., Cocherie A., Rossy M., Henry P., Constant J.

– *pour la notice* : ROLIN P., THIÉRY V., CARTANNAZ C., COCHERIE A., ROSSY M., HENRY P., CONSTANT J. (2008) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Felletin (691) - Orléans : BRGM 157 p. Carte géologique par Rolin P., Thiéry V., Dumont N., Choulet F., Mavels J.

© BRGM, 2008. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1691-3

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	12
INTRODUCTION	17
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	17
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIUONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	17
<i>SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LES DIFFÉRENTES UNITÉS TECTONIQUES</i>	18
Unité de Guéret	19
Unité du Chavanon	23
Unité d'Ussel	24
Bordure est du massif de Millevaches	25
Faille de la Courtine	28
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	29
DESCRIPTION DES TERRAINS	30
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	30
Série métamorphique d'Aubusson	30
Série du Chavanon	35
Série de la Courtine et de la bordure du Millevaches	49
<i>UNITÉS MAGMATIQUES</i>	55
Intrusions périphériques du massif de Guéret	55
Complexe magmatique de Guéret	57
Intrusions isolées et filons	81
Volcanisme cénozoïque	84
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	84
Formations superficielles	84
FAILLES RÉGIONALES ET CHAMPS FILONIENS	89
<i>ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE DE LA COURTINE</i>	89
<i>SYSTÈME DE FAILLES DE LA CREUSE</i>	92
<i>SYSTÈME DE FAILLES N20-N35 DE FELLETIN - AMBRUGEAT</i>	95
<i>FAILLES N70</i>	97
<i>CINÉMATIQUES ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES FAILLES</i>	99
<i>DIVERS CHAMPS FILONIENS</i>	101

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
GÉOLOGIQUES	104
<i>UNITÉS MÉTAMORPHIQUES</i>	104
Genèse des anatexites à cordiérite d'Aubusson	104
Série du Chavanon	104
Relation entre les séries d'Aubusson et du Chavanon	105
<i>ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS</i>	
<i>PLUTONIQUES</i>	106
Genèse des différents magmas du complexe magmatique de Guéret	106
Mise en place des granites du complexe magmatique de Guéret	107
<i>DÉFORMATION POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS</i>	
<i>MAGMATIQUES</i>	110
Déformations ductiles des granites du complexe magmatique de Guéret	110
Déformations ductiles du leucogranite d'Hyverneresse	110
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	111
<i>TECTONIQUE POST-HERCYNIE</i>	112
<i>NÉOTECTONIQUE</i>	112
<i>SISMICITÉ</i>	112
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	112
<i>ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTÉ-TECTONIQUE</i>	112
<i>CONVERGENCE ET COLLISION SILURO-DÉVONIENNE</i>	113
<i>ANATEXIE ET TECTONIQUE EXTENSIVE</i>	113
<i>TECTONIQUE EN CISAILLEMENT DUCTILE DEXTRE</i>	113
<i>MAGMATISME TARDI-COLLISIONNELS TOURNAISIENS (MASSIF DE GUÉRET)</i>	114
<i>MAGMATISMES TARDIFS VISÉO-NAMURIENS (MASSIF DE MILLEVACHES) ET TECTONIQUES CASSANTES</i>	115
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	116
<i>TECTONIQUE POST-HERCYNIE</i>	116
<i>NÉOTECTONIQUE</i>	116
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	116
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	116
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	117

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES	118
<i>CARRIÈRES ABANDONNÉES</i>	118
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	118
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	119
<i>ITINÉAIRE GÉOLOGIQUE</i>	119
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	126
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	126
ANNEXES	133
<i>ANNEXE A - GÉOCHRONOLOGIE</i>	135
<i>ANNEXE B - GÉOCHIMIE</i>	151

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte schématique des granites et des formations métamorphiques affleurant sur la carte de Felletin	16
Fig. 2 - Carte structurale du massif de leucogranites grossiers de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse	26
Fig. 3 - Position des analyses chimiques sur roche totale des gneiss du Chavanon dans le diagramme chimico-minéralogique $(Al/3-K) = f(Al/3-Na)$ de de La Roche (1968, 1972)	38
Fig. 4 - Position des analyses chimiques sur roche totale des gneiss du Chavanon dans le diagramme Na, K, et Al de de La Roche (1968)	39
Fig. 5 - Exemples de structures de cisaillement ductile dans les paragneiss gris de Chatonnier	42
Fig. 6 - Place des analyses chimiques effectuées sur les gneiss de la Série du Chavanon, dans le diagramme AB de Debon et Le Fort (1983)	46
Fig. 7 - Diagrammes des terres rares pour les gneiss de la série du Chavanon	47
Fig. 8 - Diagrammes Ni Cr/SiO ₂ pour quelques gneiss de la série du Chavanon	48
Fig. 9 - Structurogramme des mesures de plans de foliation "S", de linéations minérales portées par les plans "S" et de stries portées par des plans de cisaillement relevées dans les gneiss mylonitiques de Trucq et Villecourteix le long de la Zone de Cisaillement de la Courtine	50

Fig. 10 - Structurogramme des mesures de plans de cisaillement avec stries et d'axes de microplis post cisaillement en chevrons relevées dans les micaschistes ultramytonitiques de Clairavaux – Crépiat : secteur de Crépiat – Les Gannes – Mortefond	54
Fig. 11 - Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme de classification géochimique Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maître, 1979)	62
Fig. 12 - Évolution du paramètre A/CNK en fonction de SiO ₂	64
Fig. 13 - Évolution du paramètre B en fonction de SiO ₂	65
Fig. 14 - Comptage minéralogique et classification de Streckeisen pour les granitoïdes de Crocq et Fernoël	74
Fig. 15 - Variation des teneurs en Ni et Co en fonction de SiO ₂ dans les granitoïdes de la feuille de Felletin	80
Fig.16 - Profil d'altération sur granite (d'après Wyns 1999, modifié)	86
Fig. 17 - Organisation des familles de failles qui interfèrent dans le secteur de Felletin et Aubusson, en bordure orientale du Millevaches	96
Fig. 17a - Jeu dextre des failles N20-35 du système de failles de Felletin – Ambrugeat	98
Fig. 17b -Rejeux, mais en senestre, des failles de direction N130-160	102
Fig. 17c - Rejeux dextres des failles de direction N20-35	103

Annexe A

Fig. 18 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du gneiss de Malcornet DF 25	136
Fig. 19 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la monazite du gneiss de Malcornet DF25	137
Fig. 20 - Diagramme selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granitoïde de Ribiéras DF36	140
Fig. 21 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de la granulite DF36 (après correction du Pb commun par la méthode du 204Pb)	142
Fig. 22 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la monazite du granitoïde de Ribiéras DF36	143
Fig. 23 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granite de Crocq (P19a)	145

Fig. 24 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du syéno-monzogranite de Fernoël, DE97d	146
Fig. 25 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du microgranite DE 97d	147
Fig. 26 - Diagramme concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du syéno-monzogranite DE97d (après correction du Pb commun par la méthode du 204Pb).	148

Annexe B

Fig. 27 - Diagramme de Harker ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) pour les granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret (Cartannaz, 2006)	152
Fig. 28 - Diagrammes des terres rares pour les granitoïdes de la carte de Felletin (extrait de la thèse de Cartannaz, 2006)	hors texte
Fig. 29 - Bilan alumineux des différents granitoïdes du complexe magmatique de Guéret, et des migmatites, (diagramme AB de Debon et Le Fort, 1983)	154
Fig. 30 - Projections des analyses chimiques des granitoïdes de Guéret dans le diagramme $\text{Mg}^\# - \text{B}$	156

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons	hors texte
Tabl. 2 - Analyses Y-Pb (Laser-Neptune) sur zircons anciens et zircons plus récents présentant peu de Pb commun	141
Tabl. 3 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur la monazite du gneiss de Malcornet DF25 et de granitoïde de Ribieras DF36	144

RÉSUMÉ

Les formations géologiques couvertes par la feuille de Felletin appartiennent pour l'essentiel à la partie méridionale de l'Unité de Guéret (anciennement dénommée massif de Guéret) et pour une faible partie aux unités limitrophes de cette Unité de Guéret : le massif de Millevaches à l'Ouest, l'Unité d'Ussel au Sud-Ouest et enfin l'Unité du Chavanon au Sud-Est. Les contacts entre ces différentes unités sont faillés.

L'Unité de Guéret est majoritairement constituée d'une imbrication de granites (le Complexe magmatique de Guéret) intrusifs dans des anatexites grenues hétérogènes à cordiérite appartenant à la série migmatitique d'Aubusson. Ces migmatites d'Aubusson surmontent tectoniquement l'Unité du Chavanon (en position de semelle) par l'intermédiaire d'un cisaillement plat (Cisaillement du Bois-de-Coussat). Cette série gneissique du Chavanon est affectée d'un métamorphisme inverse, qui atteint le stade de l'anatexie débutante dans sa partie sommitale, couverte par cette carte, et qui décroît vers le bas de la série sur la carte d'Ussel. Les migmatites et le granite du Mas d'Artige qui affleurent au Sud-Ouest du Cisaillement de la Courtine appartiennent à l'Unité d'Ussel. Tandis que les leucogranites et les micaschistes visibles sur la frange ouest de la carte font partie de la bordure de l'Unité de Millevaches.

Du fait d'une anatexie très marquée dans toutes ces unités au Dévonien moyen, les informations antérieures à l'anatexie sont occultées et l'évolution précoce de la région est hypothétique.

Les données disponibles montrent que l'histoire régionale débute par le dépôt de sédiments alumineux, grauwackeux et argileux, qui seraient à l'origine des formations métamorphiques présentes sur cette carte. Aucune donnée ne permet d'imaginer la puissance des dépôts, ni de préciser l'âge de leur sédimentation, toutefois, un âge protérozoïque à paléozoïque inférieur (cambro-ordovicien) semble vraisemblable. Le substratum sur lequel reposaient ces sédiments reste totalement inconnu, mais des datations de zircons hérités attestent de la participation d'un socle protérozoïque inférieur, voire archéen (?) à l'alimentation de la sédimentation. Dans l'état actuel des connaissances (lithologiques, pétrographiques et géochimiques), il serait hasardeux de rattacher les lambeaux isolés de terrains métamorphiques de l'Unité de Guéret à l'une des grandes unités du Limousin.

Les premières traces de déformation (foliation tectonique des migmatites et quelques rares plis) sont presque totalement effacées par l'anatexie. Elles sont rapportées à la fin de la collision dévonienne. Cette collision, caractérisée par une tectonique tangentielle majeure au Dévonien inférieur à moyen, est accompagnée de la mise en place de grandes nappes de

charriage dans le Limousin et le Plateau d'Aigurande, mais aucune trace d'une telle tectonique n'a été relevée ici.

Au Dévonien moyen à supérieur (vers 375 Ma) le métamorphisme, de haute température et moyenne pression (environ vers 680° et 5 à 6 kb), induit une anatexie dans toutes les unités métamorphiques : anatexie très intense dans les Unités de Guéret et d'Ussel (anatexites grenues), moins intense (métatexites) et décroissant vers le bas dans la série du Chavanon. Pendant ce métamorphisme, la région subit une tectonique, à l'origine de failles normales syn-anatexie dans la série du Chavanon et d'un cisaillement plat (dont la cinématique n'est pas comprise) entre les séries d'Aubusson et du Chavanon.

Dès la fin du Dévonien et surtout au Tournaisien, un fort flux de chaleur accompagné d'une ascension de magmas mantelliques induit un important magmatisme basique calco-alcalin dans les régions environnantes (chaîne de la Marche, Confolentais et Limousin). En faisant fondre la croûte, il génère également un magmatisme peralumineux qui se mettra en place durant tout le Carbonifère inférieur. Ce magmatisme est à l'origine des granites de Guéret.

Le début de ce magmatisme est contemporain du développement de grands décrochements dextres ductiles de direction N100 à N120 au Nord (Zone de Cisaillement de la Marche-Combrailles) et au Sud de l'Unité de Guéret (Zone de Cisaillement du Nord Millevaches – la Courtine). Le fonctionnement de cette dernière zone de cisaillement provoque la mylonitisation des anatexites d'Aubusson en contexte fortement métamorphique ; métamorphisme daté à 354 ± 5 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazites (Gebelin, 2004). Le bâti se refroidissant, la déformation s'accompagne d'une rétro-morphose des mylonites dans le faciès des schistes verts ; daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite syn-foliale à 352 ± 5 Ma (Gebelin, 2004). Des granitoïdes apparentés à ceux du Complexe magmatique de Guéret se mettent alors en place en lame (lame de la Courtine) le long de ce cisaillement, et sont déformés. Les derniers granites mis en place dans ce cisaillement sont peu ou pas déformés par sa cinématique (lame de Clairavaux – Lamazière-Haute). Le jeu dextre de la Zone de Cisaillement du Nord-Millevaches – la Courtine cesse avant l'intrusion du monzogranite d'Aulon (351 ± 5 Ma) qui l'oblitére (Cartannaz *et al.*, 2006 ; Rolin *et al.*, 2007). Ces âges attestent du fonctionnement de cette zone de cisaillement avant 350 Ma soit vers la fin du Tournaisien ou au Viséen inférieur.

Le Complexe magmatique de Guéret est composé d'une trentaine d'intrusions de granitoïdes disposées en massifs, dont la mise en place, globalement hétérochrone, se déroule sur plus de 30 Ma du Tournaisien au Namurien. Ces granitoïdes seraient issus de magmas différenciés provenant de la cristallisation fractionnée de magmas sources hétérochrones produits

par un apport de chaleur venant du manteau et accompagnant l'ascension de magmas basiques.

Sur la carte de Felletin, la mise en place des granites (massifs de Pontcharraud et de Crocq) s'effectue au Viséen Moyen dans une ouverture crustale aménagée dans les anatexites à cordiérite « Aubussonites » et dans le massif de Chénéraillles déjà en place. Cette ouverture est proche de la surface, de direction méridienne à N20°, parallèle au Sillon Houiller. Les derniers jeux de cette ouverture permettent l'intrusion du granite de Fernoël vers 317 Ma dans le granite de Crocq consolidé.

Au Viséen moyen-supérieur, des leucogranites s'injectent (vers 335 Ma) le long des discontinuités crustales sur la bordure de l'Unité de Guéret, où ils constituent la chaîne de la Marche, et sur la bordure sud, où ils forment les leucogranites périphériques du Millevaches.

Pendant la mise en place de ces leucogranites, le Nord-Millevaches est comprimé contre l'Unité de Guéret. La Zone de Cisaillement du Nord-Millevaches est alors une première fois décrochée en dextre, de cinq kilomètres environ par rapport celle de la Courtine, par des failles N130-160 du système de la Creuse (fig. 1). Ces failles sont ductiles dans le massif de Millevaches, qui appartient alors encore à la croûte moyenne, et elles sont fragiles dans l'Unité de Guéret qui est en surface. Ces failles N130-160° sont à leur tour décrochées en dextre par des failles N20-35° du système de failles de Felletin – Ambrugeat (en bordure est du Millevaches) (cf. schéma structural sur la carte et fig. 1). La Zone de Cisaillement du Nord-Millevaches – la Courtine est décrochée en jeu dextre par ces failles N20-35° ; le rejet cumulé des failles de ce second décrochement est d'environ cinq kilomètres. Le jeu de ces dernières failles est scellé par des filons rhyolitiques et microgranitiques appartenant à un volcanisme qui se produit vers la limite Viséen moyen - Viséen supérieur à l'origine d'un système filonien très développé sur la carte d'Aubusson. Ces filons post-datent cette tectonique cassante, qui est rapportée au Viséen moyen.

Les failles N130-160° de la Creuse et N20-30° du système de Felletin – Ambrugeat jouent ultérieurement, respectivement senestre et en dextre. Si ces rejeux sont conjugués, ils suggèrent que la région a subi un serrage de direction est-ouest après le Viséen, probablement vers la fin du Carbonifère.

Au Stéphanien, le rejeu vertical des failles N130-160° guide l'ouverture de bassins lacustres présents sur les cartes voisines. Ces dépressions de faible profondeur sont comblées par des sédiments détritiques appartenant à d'anciens cônes de déjection torrentiels ou à des formations fluviales et lacustres.

Après le Carbonifère (vraisemblablement au Permo-Trias), la région est quasiment une pénéplaine. La surface d'érosion continentale post hercynienne est ensuite attaquée au Crétacé inférieur (anté Cénomaniens) ou/et au Paléocène et à l'Éocène inférieur et moyen par une forte altération qui développe dans la partie superficielle du socle un manteau d'altérites de plusieurs dizaines de mètres de puissance.

Plus récemment, au Mio-Plio-Quaternaire, la couverture d'altérites est fortement décappée sur cette carte par une reprise d'érosion et ne subsiste que localement dans la partie nord de la carte. La réactivation des failles disloque très légèrement cette surface d'érosion.

ABSTRACT

The Felletin sheet is mostly underlain by geological formations belonging to the southern part of the Guéret Unit, formerly called the Guéret Massif, and for a minor part to units adjoining the Guéret Unit. These are the Millevaches Massif to the west, the Ussel Unit to the southwest, and the Chavanon Unit to the southeast. The contacts between these various units are faulted.

The Guéret Unit mostly consists of imbricated granite of the Guéret Magmatic Complex, which intruded granular heterogeneous anatexite with cordierite that belongs to the Aubusson migmatite. The latter overlies the Chavanon Unit that acts like a sole by means of the flat-lying Bois-de-Coussat shear fault. The Chavanon gneiss was affected by reverse metamorphism, reaching the start of anatexis in its upper part covered by this map, but decreasing toward the base of the succession exposed on the Ussel sheet. The migmatite and granite of Mas d'Artige, exposed southwest of the Courtine shear fault, belong to the Ussel Unit. The leucogranite and micaschist seen on the west edge of the map are part of the boundary of the Millevaches Unit.

Because of this quite strong Middle Devonian anatexis, any pre-anatexis information has been overshadowed and the early geological history of the region remains hypothetical. Available data show that the regional history started with the deposition of aluminous clayey sediments and greywacke, which were at the origin of the metamorphic formations present on this map. No data are available on the thickness of such deposits, nor on their age of sedimentation, but a Proterozoic to Early Palaeozoic age seems probable. The substratum of these sedimentary deposits remains totally unknown, but dates from inherited zircons indicate the participation of an Early Proterozoic — possible Archean — basement in the sediment supply. In view of the present lithological, petrographical and geochemical knowledge it would be rash to assign the isolated metamorphic-rock slivers of the Guéret Unit to one of the major Limousin units.

The first traces of deformation, *i.e.* tectonic foliation of the migmatite and rare folds probably resulting from the Devonian collision, were almost entirely obliterated by anatexis. The emplacement of great thrust sheets in the Limousin and the Aigurande Plateau accompanied this collision, characterized by major strike-slip tectonics during the Early to Middle Devonian, but no trace of such tectonics is seen in this map area.

In the Middle to Late Devonian, around 375 Ma, high-temperature/medium-pressure metamorphism (about 680 °C and 5 to 6 kb), induced anatexis in all metamorphic units. This was very intense in the Guéret and Ussel units (granular anatexites), becoming less intense (metatexite) and decreasing downward in the Chavanon series. During this metamorphism, the region was subject to deformation causing the normal syn-anatexis faults in the Chavanon series, and flat shearing with unknown kinematics between the Aubusson and Chavanon series.

From the end of the Devonian and in particular during the Tournaisian, strong heat flow caused by the uprising of mantle magma induced major basic calc-alkaline magmatism in the surrounding regions of the Marche chain, and the Confolentais and Limousin. This also generated peraluminous magmatism by melting the crust during the Early Carboniferous. This magmatism was at the origin of the Guéret granite.

The start of this magmatism was coeval with the development of major ductile dextral shear zones with a N100-N120 direction in the north (Marche-Combrailles shear zone) as well as south of the Guéret Unit (Nord Millevaches/La Courtine shear zone). Movement along the latter shear zone caused the mylonitization of the Aubusson anatexites in a highly metamorphic context, dated at 354±5 Ma by the U-Th-Pb method on monazite (Gebelin, 2004). As the succession was cooling down, deformation was accompanied by retromorphosis of the mylonite into greenschist facies, dated at 352±5 Ma by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method on syn-foliation biotite (Gebelin, 2004). Granitoid rocks resembling those of the Guéret Magmatic Complex then were emplaced as slivers (Courtine strip) and deformed along the shear zone. The last granite emplaced along this shear zone shows little or no deformation by its kinematics, such as the Clairavaux/Lamazière-Haute sliver. Dextral movement along the Nord Millevaches/La Courtine shear zone ceased before intrusion of the Aulon monzogranite (351±Ma) that obliterated it (Cartannaz *et al.*, 2006; Rolin *et al.*, 2007). These ages show that the shear zone operated before the end of the Tournaisian or during the Early Viséan.

The Guéret Magmatic Complex is composed of about thirty granitoid intrusions occurring as massifs, whose generally heterochronous emplacement took place over more than 30 Ma, from the Tournaisian to

the Namurian. These granitoids apparently derived from fractionated crystallization of differentiated magmas. The magma sources were of different ages, produced by heat flow from mantle sources and accompanying the rise of basic magmas.

On the Felletin map, the Pontcharraud and Crocq granites were emplaced during the Middle Visean, in a crustal opening created in cordierite-bearing anatexite, the "aubussonite", and within the already existing Chénérailles massif. This opening was close to surface and had a N to N020° direction, parallel to the coal basin. The last movement along this opening led to intrusion around 317 Ma of the Fernoël granite in the pre-existing Crocq granite.

During the Middle to Late Visean (around 335 Ma), leucogranite was injected in crustal discontinuities along the edge of the Guéret Unit, forming the Marche chain, and on the south edge where it formed the bordering leucogranite of the Millevaches.

During emplacement of these leucogranites, the north part of the Millevaches Massif was compressed against the Guéret Unit. The Nord Millevaches shear zone first had a dextral movement of about five kilometres when compared to that of La Courtine, along N130-160 faults of the Creuse system (Fig. 1). In the Millevaches Massif, which at the time still belonged to the middle crust, these faults were ductile, but in the Guéret Unit that was near surface, the same faults were brittle. These N130-160 faults then were offset to the right by the N020-035 faults of the Felletin-Ambrugeat system on the east edge of the Millevaches (*cf.* structural sketch on the main map and Fig. 1). The Nord Millevaches/La Courtine shear zone thus was subject to dextral offset by the N020-035 faults; the cumulative offset of these second-generation faults was about five kilometres. Rhyolite and microgranite veins then sealed the latter faults. These veins were part of a volcanic episode around the boundary between the Middle and Late Visean, which caused a very well developed vein network seen on the nearby Aubusson map. The veins postdate the brittle tectonics that took place during the Middle Visean.

The N130-160 faults of the Creuse and the N020-N035 ones of the Felletin-Ambrugeat system later were reactivated, with sinistral and dextral movement respectively. Where such reactivation was conjugate, the resulting pattern suggests that east-west compression affected the region after the Visean, probably toward the end of the Carboniferous.

During the Stephanian, a vertical reactivation along the N130-160 faults guided the opening of the lacustrine basins found on neighbouring maps. These shallow depressions were filled with detrital sediment belonging to former debris cones and plain tracts, or to fluvial and lacustrine deposits.

After the Carboniferous and probably during the Permo-Triassic, the region had virtually become a peneplain. The post-Hercynian continental erosion surface was then attacked by strong weathering during the Early Cretaceous (pre-Cenomanian), and during the Paleocene and Early to Middle Eocene. This alteration developed a weathering layer of several tens of metres thick on the surface of basement rocks.

More recently, during the Pliocene to Quaternary, strong erosion affected the weathered-rock layer in the map area, rare remnants of which occur in the northern part of the area. Reactivation of the faults very slightly disturbed this erosion surface.

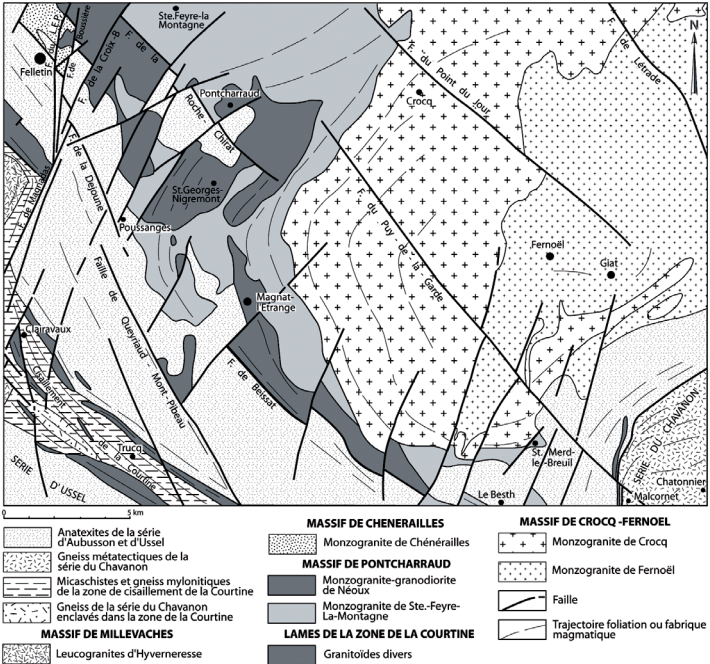


Fig. 1 - Carte schématique des granites et des formations métamorphiques affleurant sur la carte de Felletin. La carte s'étend sur l'extrémité méridionale de l'Unité de Guéret, et effleure l'Unité d'Ussel (au Sud-Est) et le Millevaches (à l'Ouest)

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille de Felletin appartient en grande partie au département de la Creuse et pour une petite partie, orientale, au département du Puy-de-Dôme (Canton de Giat) ; trois villages sont en Corrèze : Pras-Haut (en bordure sud-ouest de la feuille) ; Malcornet et Mondavis (en bordure sud-est). Ce territoire s'étend sur la partie méridionale du plateau de Guéret et bute au pied des reliefs du Millevaches.

Sa morphologie est celle d'un plateau modérément entaillé par l'érosion incliné vers le Nord-Est, dont l'altitude moyenne est voisine de 800 m au Sud-Ouest et de 650 m au Nord-Est. Deux régions à morphologie contrastée sont distinguées de part et d'autre d'une ligne de crêtes courbe à convexité nord-ouest, passant par les bourgs de Basville – le Montel-Guillaume et Flayat (limite de partage des eaux). Au Sud-Est de cette ligne de crêtes, le relief est très peu contrasté, les vallées sont très larges, peu marquées, mal drainées et occupées de nombreux étangs et lacs (région de Basville – Fernoël – Giat – Merd-la-Breuille). C'est une vaste pénéplaine recouverte d'altérite, qui se poursuit en direction de l'Est jusqu'au massif du Sancy. À l'Ouest de cette ligne de crêtes, le relief est plus contrasté et soumis à une érosion marquée. Il est caractérisé par une morphologie de collines jalonnant des vallées étroites et encaissées, alignées en direction NW-SE et NE-SW. Le trait marquant de ce relief est la colline allongée de Trucq – la Courtine qui borde le Camp de la Courtine, où se trouve le point culminant de cette carte : le Puy des Chaumes, 895 m.

Le réseau hydrographique appartient aux bassins de la Loire et de la Dordogne, séparés par la ligne de crêtes de Basville – le Montel-Guillaume – Flayat. Les eaux de la Creuse et ses affluents (dont la Rozeille et la Déjoune), ainsi celles de la Tardes (affluent du Cher) sont drainées par la Loire. Les eaux de la Romagne et la Mézouette, affluents du Chavanoon, sont drainées par la Dordogne.

Région pauvre du Limousin, en cours de dépeuplement, aucune agglomération n'est importante, Felletin ne compte qu'à peine 2 500 habitants, Giat 1 000 et Crocq 600 ; aucune des autres localités ne dépasse 400 habitants.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte (fig. 1) s'étend principalement sur la partie sud de l'Unité de Guéret, classiquement appelée « massif de Guéret ». L'appellation de « massif de Guéret » était mal choisie car elle désignait une unité tectonique limitée par

des failles, constituée de multiples massifs de granitoïdes intrusifs dans des migmatites, ce qui entraîne des ambiguïtés dans l'utilisation du terme de massif : massif (entité tectonique) et massif (entité magmatique), c'est pourquoi il nous paraît préférable de nommer le « massif de Guéret » sous l'appellation : Unité de Guéret. Cette unité comprend le **Complexe magmatique de Guéret**, encaissé dans les **anatexites d'Aubusson**, connues sous le nom « de gneiss d'Aubusson » ou « d'Aubussonnites ». Dans la partie sud-est de la carte, ces anatexites surmontent tectoniquement l'**Unité gneissique du Chavanon** à métamorphisme inverse qui apparaît en position de substratum pour l'Unité de Guéret. En bordure ouest de la carte, l'Unité de Guéret est en contact tectonique avec le « massif de Millevaches » (que nous appellerons **Unité de Millevaches**, ou Millevaches, par la suite pour des raisons similaires que pour le « massif de Guéret »). Le contact tectonique entre les Unités de Guéret et de Millevaches est assuré par deux grands réseaux de failles fragiles de direction NW-SE et NE-SW (le système de failles NW-SE de la Creuse et le système de failles NE-SW de Felletin – Ambrugeat). Dans la partie sud-ouest de cette feuille, l'Unité de Guéret est mis en contact tectonique avec l'**Unité d'Ussel** par une puissante zone de cisaillement ductile de direction NW-SE jalonnant la faille de la Courtine. Cette zone de cisaillement bute au Nord-Ouest contre la bordure faillée du Millevaches. Une **couverture d'altérites**, localement épaisse s'est développée sur ce socle ; elle est actuellement fortement décapée par l'érosion.

Les formations géologiques qui seront décrites dans cette notice appartiennent à ces unités tectoniques : à l'Unité de Guéret pour l'essentiel, à la partie supérieure de la série inverse de l'Unité du Chavanon (migmatites de Chavanon), à la marge orientale du Millevaches (leucogranite d'Hyverneresse et gneiss de sa bordure orientale, affleurant en rive gauche de la Creuse), à la bordure nord de l'Unité d'Ussel (migmatites de Sornac) et enfin à la couverture d'altérites.

SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LES DIFFÉRENTES UNITÉS TECTONIQUES

Travaux cartographiques antérieurs : la feuille au 1/80 000 d'Ussel est la seule carte géologique disponible publiée couvrant la région de Felletin. La première édition de cette carte, éditée en 1905, a été établie à partir des levés de L. de Launay, P. Gautier, A. Michel-Lévy et A. Lacroix. En 1965 est publiée la seconde édition de la feuille d'Ussel réalisée à partir des levés de M. Roques, J. Jung, J. Ravier et de R. Brousse. La carte de Felletin au 1/50 000 a fait l'objet de levés entre 1982 et 1988 par J.M. Belin, J.F. Mezure, S. Faqir, S. M'Rabet, G. Sabourdy et P. Tempier (ces deux derniers auteurs assurant la coordination des levés qui n'ont pas été publiés). De nouveaux levés, également non publiés, ont été réalisés

par A. Gébelin dans le cadre de sa thèse entre 2001 et 2003. Cette carte a donc fait l'objet de nouveaux levés par la présente équipe. Ces travaux antérieurs et récents ont été consultés mais peu réutilisés dans cette notice.

Unité de Guéret

Pour les auteurs cités ci-après, les granitoïdes de l'Unité de Guéret appartiennent à deux principaux massifs polygranitiques, intrusifs dans les anatexites d'Aubusson : a) le laccolite polygranitique de Guéret de gisement horizontal (Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle *et al.*, 1986 ; Gebelin, 2004), et b) le massif de Crocq-Fernoël en forme de dôme (Sabourdy et Tempier, 1982) recoupant le massif précédant dans la partie sud-est de l'Unité de Guéret. À la suite de C. Cartannaz (2006), on considérera ici que tous ces granites appartiennent au même complexe magmatique.

Anatexites d'Aubusson (« gneiss d'Aubusson »)

Ce sont des anatexites hétérogènes à cordiérite qui, d'après M. Chenevoy et J. Ravier (1989) proviennent de la fusion de sédiments pélitiques et grauwackeux. À l'aide des géothermobaromètres grenat - biotite et grenat - cordiérite, ils estiment les conditions de l'équilibre au stade anatectique final d'évolution des matériaux à 680° et 0,5 GPa. Sur la carte de Felletin, les anatexites affleurent largement dans la partie sud-est de la carte et également en bordure du Millevaches sous forme de panneaux enclavés dans les granites.

Le sondage de Créchat-les-Sibieux, réalisé en 1988 par la COGEMA, a démontré la présence des anatexites d'Aubusson sous les granites de Guéret (Lameyre *et al.*, 1988). Les travaux menés sur la carte d'Aubusson montrent que ces « gneiss » occupent une position de toit pour les granites de l'Unité de Guéret, ils représentent donc l'encaissant de ces granites.

Les anatexites d'Aubusson avaient fait l'objet d'une datation à 356 ± 8 Ma (Le Breton *et al.*, 1986) par la méthode Rb - Sr sur roche totale, avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,715. Ils ont été datés de nouveau sur trois échantillons prélevés à proximité d'Aubusson (*cf.* notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs). Les âges obtenus par la méthode U-Th-Pb sur monazites sur ces trois échantillons sont relativement proches : 373 ± 5 Ma ; 375 ± 2 Ma ; 371 ± 8 Ma et permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des granitoïdes hétérogènes d'Aubusson **un âge moyen vers 375 Ma** ($377 - 373$ en tenant compte des fourchettes d'erreurs).

Laccolite polygranitique de Guéret

À la suite des travaux de L. Vauchelle et J. Lameyre (1983), L. Vauchelle *et al.* (1986), O. Jover (1986) L. Vauchelle (1988) les granites de la région

Guéret sont considérés appartenir à un vaste laccolite posé sur une « semelle » migmatitique. Ce modèle a été conforté par le sondage de Créchat-les-Sibieux (Lameyre *et al.*, 1988) évoqué ci-dessus et, surtout, par une modélisation gravimétrique réalisée par A. Gébelin *et al.* (2004) et A. Gébelin (2004). D'après cette modélisation, ces granitoïdes présentent une forte anomalie positive, en désaccord avec la faible densité des granites qui le composent (autour de 2,62 – 2,64 g/cm³), qui suggère une faible épaisseur pour ces granitoïdes, de quelques centaines de mètres (Gébelin *et al.*, 2004 et Gébelin, 2004) et donc leur disposition en laccolite.

Ce laccolite est polygranitique, il est constitué de quatre types pétrographiques principaux dont la mise en place est réputée synchrone (Arnaud *et al.*, 1968 ; Ranchin, 1971 ; Berthier *et al.*, 1979 ; Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle *et al.*, 1986) : des granodiorites-tonalites (de type Villatange), des granodiorites à cordiérite rare (de type Saint-Fiel), des monzogranites mésocrates à cordiérite (de type Peyrabout) et des monzogranites leucocrates à cordiérite abondante (de type Aulon). Ces types pétrographiques ont une disposition grossièrement NW-SE. Ils sont interprétés (Vauchelle, 1988) comme des magmas dérivant d'un même magma source qui aurait subi une cristallisation fractionnée accompagnée d'une différenciation gravitaire : les faciès les plus cafémiques (granodiorites-tonalites et granodiorites) occupant le fond de la chambre magmatique laccolitique, et les faciès plus leucocrates le sommet.

Les données structurales, géochronologiques et géochimiques acquises par C. Cartannaz lors de sa thèse (2006) montrent que chacun des types pétrographiques participe à des intrusions distinctes qui se mettent en place du Tournaisien au Viséen moyen-supérieur. Le Complexe magmatique de Guéret apparaît constitué d'intrusions multiples diachrones, chacune possédant sa propre histoire magmatique. Les intrusions sont soit syn tectoniques et déformées, soit post-tectoniques et non déformées. La mise en place des intrusions syn-tectoniques se fait à proximité de couloirs de cisaillement qui les déforment. Ce sont les couloirs de direction N110-120 en bordure du massif (Zone de Cisaillement de la Marche Combrailles, au Nord et Zone de Cisaillement du Nord Millevaches, au Sud), et les couloirs de cisaillement intra massif de direction N130-150° de l'Epy et de Montmoreau.

À partir de l'attitude des fabriques magmatiques planaires et linéaires observées dans les différents massifs de l'Unité de Guéret (Cartannaz, 2006) et d'une étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des roches (A.S.M.) (Jover, 1986 ; Cartannaz, 2006) *deux zones structurales sont distinguées dans le Complexe magmatique de Guéret (cf. schéma structural sur la carte) : une zone occidentale à fabrique planaire d'orientation voisine E-W (à l'Ouest du méridien de Felletin), faiblement pentée vers le Nord ou le Sud (subhorizontale) et à fabrique linéaire E-W ;*

une zone orientale à fabrique planaire d'orientation voisine N-S (à l'Est de ce méridien), subverticale, et à fabrique linéaire moyennement à fortement redressée dans le plan vertical. Entre ces deux zones, la fabrique présente une virgation de la direction E-W à N-S. L'attitude globalement sub-horizontale de la fabrique magmatique des granites de la partie occidentale de l'Unité de Guéret matérialise pour O. Jover (1986) leur structuration subhorizontale lors de l'écoulement du magma en direction NW-SE pendant leur mise en place.

Pour C. Cartannaz (2006), les granites se mettent en place dans un contexte en raccourcissement N-S tardif ou postérieur au jeu dextre des cisaillements N100-120 qui bordent au Nord et au Sud l'Unité de Guéret. Ce raccourcissement induit des ouvertures ou discontinuités crustales qui permettent l'ascension des magmas. La déformation selon un plan subhorizontal des granites occidentaux et leur étirement en direction E-W pendant leur mise en place pourrait traduire l'aplatissement de ces magmas contre le toit des intrusions et leur extension selon la direction d'extension X (linéation).

Massif de Crocq-Fernoël

La partie méridionale du Complexe magmatique de Guéret est occupée par la grosse masse ovoïde des granites de Crocq-Fernoël de disposition concentrique (fig. 1 et *cf.* schéma structural, sur la carte). Ces granites forment pour G. Sabourdy et P. Tempier (1982), un diapir intrusif dans le granite de Pontcharraud, appartenant au Complexe magmatique de Guéret et apparenté au granite de type Saint-Fiel. Le cœur du pluton est occupé par le granite de Fernoël ceinturé du granite de Crocq. De nombreux filons de microgranite à cordiérite recoupent les diverses unités, avec une abondance plus marquée dans la partie centrale de cet ensemble ; ces granites occupent une importante surface sur la carte de Felletin.

Le granite de Fernoël est décrit (Sabourdy et Tempier, 1982) comme un granite à grain fin à moyen, à biotite (8 %), cordiérite et rare muscovite (2 %). Le granite de Crocq est décrit (Sabourdy et Tempier, 1982) comme un granite à gros grain, à grosse biotite automorphes (13 %) et quartz globuleux, sans cordiérite. Sa cristallisation est intervenue en deux temps : une première paragenèse précoce à plagioclase, amphibole verte, mégacristsaux de feldspath potassique, biotite quartz et apatite ; et une paragenèse tardive à feldspath alcalin et du quartz qui constitue la mésostase. Le granite de Pontcharraud, encaissant du granite de Crocq, est décrit (Sabourdy et Tempier, 1982) comme un granite à grain moyen, à biotite (14-17 %), cordiérite (0,5-7 %).

Pour G. Sabourdy et P. Tempier (1982), le granite de Fernoël est intrusif dans le granite de Crocq. Ce dernier présente une zonation minéralogique et

chimique : sa partie orientale est caractérisée par un gros grain, la présence d'amphibole relique, la couleur rosée des mégacristsaux de feldspath potassique et par la présence d'allanite (Sabourdy et Tempier, 1982). En allant vers l'Ouest, le grain diminue, les mégacristsaux de feldspath potassique deviennent blancs et l'amphibole disparaît. Le granite de Crocq passe au granite de Pontcharraud par apparition progressive de cordiérite, sans qu'une limite nette puisse être distinguée sur le terrain. D'après G. Sabourdy et P. Tempier (1982) la structure du pluton de Crocq-Fernoël est celle d'un dôme dont le cœur est occupé par le granite de Fernoël, ceinturé par celui de Crocq. L'intrusion du granite de Fernoël est plus tardive recoupant le granite de Crocq déjà partiellement refroidi.

O. Jover (1986) établit une ébauche de carte de foliations et de linéations magmatiques de ce pluton en utilisant la méthode d'anisotropie de la susceptibilité magnétique des roches (A.S.M.). C. Cartannaz (2006) complète ce travail par une carte des foliations et des linéations magmatiques mais uniquement pour la bordure nord-ouest du pluton. En bordure de ce pluton, les foliations magmatique et magnétique (A.S.M.) présentent un fort pendage et une direction conforme aux limites du pluton.

Origine des granitoïdes de l'Unité de Guéret

M. Chenevoy (1958) réalise la première étude de l'ensemble de l'Unité de Guéret. Étude reprise ensuite par G. Ranchin (1970), qui publie dans le cadre de sa thèse les premiers travaux géochimiques sur le complexe magmatique. La géochimie des granites fait ensuite l'objet de traitements statistiques par H. de La Roche *et al.*, (1980).

Le travail de C. Cartannaz (2006) reprend et complète les travaux pétrographiques et géochimiques sur le lacotite polygranitique de Guéret qu'il appelle « Complexe magmatique de Guéret ». Il montre que, bien que la convergence macroscopique de faciès sur le terrain entre les anatexites d'Aubusson et certains granites de l'Unité de Guéret pourrait laisser penser que ces granites dérivent pour partie de la fusion de « gneiss », les données géochimiques vont à l'encontre de cette hypothèse. La différence de peraluminosité entre les granites et les anatexites d'Aubusson (diagramme AB de Debon et Lefort), ainsi que la différence de teneur en aluminium entre ces granites et les anatexites d'Aubusson suggèrent que les anatexites d'Aubusson ne sont pas à l'origine des granites de Guéret (ou du moins que ces derniers n'en dérivent pas par fusion complète).

Les différents granites ne sont pas co-génétiques, ce sont des magmas fils issus de la différenciation de magmas parents différents. Ces magmas parents proviendraient de mélanges entre deux types de sources magmatiques différentes : l'une issue de roches méta-ignées acides (orthogneiss) et méta-

sédimentaires de la croûte inférieure ; et l'autre, de roches méta-ignées à composantes plus mantelliques que les granites de Guéret. Les anatexites à cordiérite d'Aubusson ne participent pas à ces sources.

Une analyse typologique réalisée par J.M. Belin sur le massif de Crocq-Fernoël (Sabourdy et Tempier, 1982) distingue nettement le monzogranite de Crocq du granite de Fernoël et des granites du laccolite de Guéret. Le premier renferme localement de l'amphibole et présente des zircons se rattachant à la lignée 4a,b, de la classification de Pupin (1980), ce qui indiquerait un granite de caractère hybride d'origine mixte crustale et mantellique. Les zircons des autres granites les situent dans le champ des granites d'origine crustale.

D'après G. Sabourdy et P. Tempier (1982), le passage progressif entre le monzogranite de Crocq et son encaissant (granite de Pontcharraud rattaché aux granites du laccolite de Guéret) provient d'une quasi-simultanéité de la mise en place de ce granite avec ceux de son encaissant, ils se sont mélangés. L'intrusion du granite de Fernoël est plus tardive recoupant le monzogranite de Crocq déjà partiellement refroidi.

Unité du Chavanon

C'est une série métamorphique limitée au Sud par le décrochement de la Courtine, à l'Est par le Sillon Houiller et au Nord par la série métamorphique d'Aubusson (*cf.* schéma structural, sur la carte).

C'est seulement en 1905 (carte d'Ussel par de Launay et Gauthier) que les grands traits géologiques de la série du Chavanon sont ébauchés. En 1939, J. Jung révisé la feuille d'Ussel en précisant les limites des différentes formations de la série, il distingue (Jung, 1954) ces différentes formations selon une zonéographie métamorphique inverse avec de bas en haut : des micaschistes à biotite ou à deux micas à la base de la série, recouverts de gneiss à deux micas avec ou sans sillimanite, puis de gneiss à biotite et sillimanite, puis des migmatites à biotite et sillimanite (dites de Chavanon) et enfin au sommet des migmatites à cordiérite d'Aubusson. *Toute la série est interprétée comme le flanc inverse d'un anticlinal couché vers le Sud* appartenant au socle précambrien arverne. Les études structurales et géochronologiques réalisées dans le Limousin ont amené à rejeter cette conception de socle précambrien et permirent de rapporter les séries métamorphiques du Massif central, dont celle du Chavanon, à une dynamique varisque.

Dans sa thèse, D. Martin (1980) reprend l'étude de cette série qu'il décrit comme une série paléozoïque inférieur de type flychoïde, constituée d'une alternance de niveaux grés-grauwackeux et de niveaux pélitiques avec quelques niveaux carbonatés. Série dans laquelle se sont mises en place des intrusions de volcanites acides, probablement rhyolitiques (les migmatites du Chavanon).

Pour D. Martin (1980), la série du Chavanon a subi un métamorphisme prograde jusque dans le faciès granulitique de haute pression mis en relation avec l'implication de la série dans un processus de subduction. L'évolution de cette série se poursuit par une rétro-morphose liée à une diminution de la pression solide sans variation importante de température. Cette chute abiabatique de la pression se traduit par une anatexie régionale à l'origine des migmatites. Pendant cette anatexie, les migmatites grenues d'Aubusson sont charriées sur les gneiss mésozonaux de la série du Chavanon. Ce charriage a induit un métamorphisme inverse, rétrograde et une blastomylonitisation des gneiss mésozonaux, métamorphisme marqué par l'anatexie du sommet de la série (migmatites du Chavanon) et une muscovitisation des gneiss de plus en plus intense vers la base de la série, jusqu'à les transformer en pseudo micaschistes.

L'inversion du métamorphisme résulte donc pour D. Martin de la conjonction de deux phénomènes : un charriage syn-anatectique des migmatites grenues d'Aubusson sur les gneiss mésozonaux à biotite-sillimanite du Chavanon et un métamorphisme inverse rétro-morphique de la base de la série chevauchée. Le front de chevauchement détermine sur le terrain un hiatus entre les migmatites grenues d'Aubusson et les gneiss migmatitiques sous-jacents. Ce contact est cicatrisé par la lame granitique de Lamazière-Haute qui s'est injectée dans le cisaillement et qui le masque.

Unité d'Ussel

Elle comprend une série métamorphique à métamorphisme inverse, limitée au Nord et à l'Est par le cisaillement de la Courtine, à l'Ouest par le Millevaches et au Sud par le massif granitique de Meymac – Ussel (*cf.* schéma structural, sur la carte). Ce granite la sépare de l'Unité de la Moyenne Dordogne qui s'étend plus au Sud. La série métamorphique de l'Unité d'Ussel comprend des gneiss à biotite et sillimanite (dits gneiss d'Alleyrat) passant de façon diffuse vers le Nord à des migmatites grenues à cordiérite (dites de Sornac) qui les surmontent (Bigonnet, 1960 *in* Martin, 1980). Seules ces roches affleurent dans la zone intéressée par cette feuille.

Cette série métamorphique encasse le monzogranite porphyroïde à biotite de Meymac (de type Egletons, Roques *et al.*, 1965) et celui d'Ussel (de type Guéret) et le petit massif de granoïde à cordiérite du Mas d'Artige concerné par cette feuille.

Le granite de Meymac est un monzogranite à biotite à grain fin-moyen (Mezure, 1980) porphyroïde à mégacristaux de FK (2-5 cm). Celui d'Ussel (Mezure, 1980) est un monzogranite gris à grain fin-moyen (1-2 mm) relativement homogène localement à tendance porphyroïde (Nord-Ouest et Nord du massif) à cordiérite, largement présente sur tout le massif (parfois automorphe).

Bordure est du massif de Millevaches

Le massif du Millevaches est un horst (Rolin *et al.*, 2007) soulevé au travers de l'Unité de Guéret dans cette région. Son ossature est assurée par le pluton composite de Royère-Pontarion (non présent sur cette carte) formé de l'imbrication de deux magmas monzonitiques différents, non cogénétiques d'âge Viséen supérieur (Rolin *et al.*, 2007). Ces granites sont ceinturés d'intrusions linéaires de leucogranites allongées parallèlement aux failles bordières du Millevaches, dont les leucogranites grossiers de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse qui jalonnent la bordure orientale du massif (ce dernier affleure sur cette carte, le long de la Creuse dans le bois de Saint-Quentin). Ces leucogranites sont pétrographiquement identiques et probablement continus (leviers en cours de la carte de Royère), ils se sont mis en place dans des gneiss ultramylonitiques qui jalonnent dans la région le contact entre le massif du Millevaches et l'Unité de Guéret (mylonites présentes sur cette carte en bordure de la Creuse vers Tarderon). Ils sont fortement orthogneissifiés par un cisaillement principalement dextre, qui peut localement être associé à un cisaillement conjugué senestre (Rolin *et al.*, 2007). Dans le secteur du village de Saint-Quentin-la-Chabanne (carte de Royère, fig. 2), les structures du cisaillement dextre sont recoupées par des structures de cisaillement dextre inverse faiblement pentées vers l'Est (de 40°) qui transposent les précédentes presque complètement (Gébelin, 2004). Cette deuxième famille traduit un déplacement du compartiment supérieur (Unité de Guéret) sur le massif du Millevaches vers le S-SW. Ces structures de cisaillement dextre inverse se suivent sur la carte de Felletin où elle affecte le granite d'Hyverneresse (bois de Saint-Quentin) et la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne (vers le Maslaurent et les Outeix, 3 km au Sud de Felletin).

Les axes de l'ellipsoïde de la déformation finie déterminée à partir des mesures relevées dans ces granites (logiciel Faultkin d'Allmendinger *et al.*, 1989) montre une direction de raccourcissement Z orientée 20/N201, la direction d'extension X orientée 39/N308, et la direction intermédiaire Y, 44/N92 (fig. 2).

Le leucogranite de Chasselines – Goutelle a été daté par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (Coherie, in Rolin *et al.*, 2007) à 336 ± 4 Ma. D'autre part, une série de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été réalisée sur des populations de muscovites primaires synfoliales de faciès laminés de ce granite (Gébelin, 2004). Les âges obtenus sont compris entre 325 et 304 Ma. Soit : 324 ± 3 Ma et 325 ± 5 Ma au Nord du massif ; entre 325 ± 1 Ma et 304 ± 7 Ma, au centre ; entre 325 ± 3 Ma et 307 ± 5 Ma au Sud du massif. Tous ces âges attestent de la fin de la déformation à chaud du granite laminé (fermeture de la muscovite vers 400°) dès 325 Ma et localement jusqu'à 304 Ma.

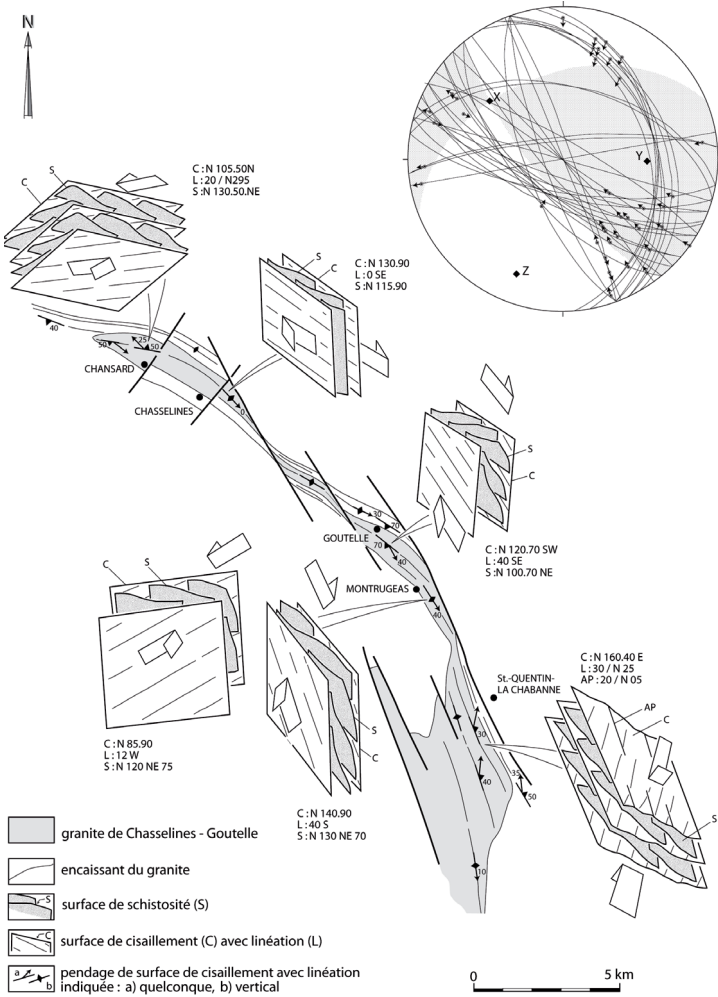


Fig. 2 - Carte structurale du massif de leucogranites grossiers de Chasselins – Goutelle et d’Hyverneresse. Les axes de l’ellipsoïde de la déformation ont été déterminés avec le logiciel Faultkin (Allmendinger *et al.*, 1989)

Deux familles de failles assurent la bordure faillée orientale du Millevaches. La plus importante, de direction N130° à 160° constitue le système de failles de la Creuse (Rolin *et al.*, 2007 et Cartannaz *et al.*, 2006). Elles sont recoupées par le système de failles dextres de *Felletin – Ambrugeat* de direction N15°-N20°. C'est l'interférence de toutes ces failles avec les failles de Saint-Michel-de-Veisse qui explique la forme sinueuse de la bordure est du Millevaches (*cf.* schéma structural sur la carte).

Les failles du système de la Creuse forment un faisceau qui converge en bordure est du Millevaches. Il est organisé autour de la faille ductile dextre N160° de Saint-Quentin-la-Chabanne, assurant sur plusieurs kilomètres la bordure du Millevaches. C'est cette faille qui est l'origine de l'essentiel de la déformation des leucogranites du massif de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse. Cette faille est doublée à l'intérieur du Millevaches par d'autres failles qui recoupent le massif de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse. Ductiles dans le Millevaches, ces failles se prolongent en cassant dans l'Unité de Guéret. Cette différence de déformation est expliquée par une différence de profondeur entre le massif de Millevaches et le Complexe de Guéret au moment de leur fonctionnement. Le massif de Millevaches était en profondeur alors que l'Unité de Guéret était déjà à l'affleurement et en partie recouverte par des dépôts volcano-sédimentaires au Viséen supérieur (Hottin *et al.*, 1991)

Les failles du système de la Creuse ont fonctionné du Viséen moyen-supérieur (mise en place du massif de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse vers 336 Ma) jusqu'au Namurien (âge de refroidissement d'un leucogranite du massif daté sur muscovite par Gebelin vers 325 - 306 Ma). Elles décrochent graduellement la zone de cisaillement du Nord-Millevaches et la faille de Saint-Michel-de-Veisse d'une part de la zone de cisaillement de la Courtine d'autre part, leurs rejets cumulés est d'environ 5 kilomètres.

Les failles du système de Felletin – Ambrugeat forment un réseau de failles sub parallèles qui recoupent les failles du système de la Creuse (Cartannaz *et al.*, 2006) et la bordure est du Millevaches (Rolin *et al.*, 2007). Ce sont des failles froides uniquement jalonnées de brèches et de fault-gouges de puissance localement hectométrique (Cartannaz *et al.*, 2008). Leur cinématique décrochante dextre est attestée par des stries sub-horizontales et le décalage de repères structuraux. Sur la carte d'Aubusson, ces failles sont souvent jalonnées de filons de rhyolites et de microgranites non déformés apparentés aux filons permien du dyke de Sannat (Bazot, 1970), filons qui post-datent les brèches de ces failles et leur cinématique.

Faille de la Courtine

Elle correspond à un couloir de cisaillement dextre de 2 kilomètres de puissance de gneiss à biotite-sillimanite, mylonitiques, qui traverse un domaine d'anatexites à cordiérite de type « anatexites d'Aubusson » appartenant à l'Unité de Guéret au Nord et à l'Unité d'Ussel au Sud. Ces gneiss mylonitiques encaissent plusieurs lames verticales de granites (lames de Lamazière-Haute et de la Courtine) rapportées par A. Gebelin (2004) au type pétrographique Villatange de l'Unité de Guéret. Les gneiss à biotite-sillimanite sont, pour ce dernier auteur, des paragneiss et des métatexites caractérisées par la présence de lits quartzo-feldspathiques en alternance avec des lits micacés. Ils présentent une paragenèse synfoliale à quartz, plagioclase (et feldspaths potassiques dans les métatexites), biotite, sillimanite, muscovite, cordiérite, grenat (Gebelin, 2004). Le métamorphisme synfolial est daté (Gebelin, 2004) à 354 ± 5 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazites prélevés sur un échantillon de ces gneiss. La fin du métamorphisme syn cisaillement est datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite syn foliales d'un échantillon de ces gneiss à 352 ± 5 Ma. Ainsi, compte tenu de la température de fermeture pour l'argon de la biotite à 300°C , cet âge postdate la paragenèse à biotite-sillimanite synfoliale de ces gneiss contemporaine du cisaillement ductile.

Objet d'incertitude quant à leur origine, ces gneiss mylonitiques à biotite-sillimanite proviendraient pour P. Rolin (1987) de la mylonitisation graduelle et rapide des gneiss encaissants de type anatexites d'Aubusson. Pour A. Gebelin (2004), ces gneiss mylonitiques appartiennent à une unité tectonique (UIG) située sous les anatexites d'Aubusson, en contact par failles avec ces dernières.

La lame granitique de la Courtine est intrusive dans les gneiss mylonitiques, elle est déformée et présente une texture protomylonitique à mylonitique acquise en contexte cisailant dextre. Elle montre des structures C-S dextres verticales (plans « S » N120° plans « C » N150°) portant des stries horizontales. Les feldspaths potassiques développent des ombres de pression souvent dissymétriques dans lesquelles ont recristallisé du quartz et des plagioclases. À partir de l'étude des orientations préférentielles des réseaux du quartz des mylonites de ces granites (fabrique acquise entre 700 et 400°C) et à partir de la paragenèse minérale synfoliale A. Gebelin (2004) considère que la déformation de ce granite s'est effectuée à une température élevée (400 et 700°C) lors de son refroidissement.

Des brèches ou cataclasites et des intrusions de quartz très fracturé jalonnent sporadiquement l'axe de la zone de cisaillement, traduisant la poursuite du fonctionnement de cette faille à froid (Rolin, 1987), la cinématique de cette dernière déformation est indéterminée.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés cartographiques ont été réalisés d'avril 2005 à octobre 2006 par : V. Thiery (étudiant en Master de Géologie Appliquée de l'université de Franche-Comté) pour la partie correspondant au massif de Crocq-Fernoël (partie est de la carte) ; N. Dumont, F. Choulet et J. Mavel (étudiants en licence de géologie de l'université de Franche-Comté) pour le secteur du cisaillement de la Courtine (partie sud-est de la carte) ; P. Rolin assurant les levés des anatexites hétérogènes d'Aubusson et des granites de Guéret sur la partie ouest de la carte, ainsi que la coordination des travaux et l'encadrement des étudiants sur le terrain. Ces levés se sont appuyés sur la carte inédite réalisée entre 1982 et 1988, G. Sabourdy, P. Tempier, J.M. Belin, J.F. Mezure, S. Faqir, S. M'Rabet. Cette carte a été intégralement relevée. L'étude géochimique des différents faciès étant réalisée par V. Thiery, C. Cartannaz et P. Henry ; l'étude pétrographique étant effectuée par V. Thiery, P. Rolin et M. Rossy ; les datations géochronologiques étant réalisées au BRGM par A. Cocherie. Les analyses géochimiques ont été réalisées au CRPG à Nancy.

Avertissement : la région couverte par la carte de Felletin a été difficile à lever en raison de mauvaises conditions d'affleurement et de faibles contrastes entre les types pétrographiques.

Les conditions d'affleurement sont les moins bonnes dans la moitié sud-est de la région couverte par la carte, au Sud-Est de la ligne de partage des eaux de Basville – le Montel-Guillaume et Flayat, et plus particulièrement dans les environs de Giat – Saint-Merd-la-Breuille – Chatonnier (sauf la vallée de la Ramade). La reprise d'érosion y est faible, les dénivelés sont nuls et la couche d'altérite est importante : les vrais affleurements y sont rares. Aussi les levés ont été fondés sur l'observation de pierres volantes et de boules éparses dans les champs, les bois, voire dans les murets. De ce fait, les limites lithologiques sont approximatives. D'autre part, la distinction des différents granites et parfois même leur distinction des migmatites est difficile car ces faciès se ressemblent (sauf pour le granite de Crocq) : ce qui a compliqué leur cartographie. Les granites et les migmatites se ressemblent par leur grain fin à moyen (2 mm en moyenne) et leur teneur en biotite. Leur distinction se fait sur des critères pétrographiques peu tranchés : plagioclases automorphes ou non ; présence de cordiérite ou non ; teneur plus ou moins forte en biotite, souvent difficile à apprécier sur le terrain en fonction de l'état d'altération des roches. Aussi, cette convergence de faciès, même entre les granites et les migmatites peut dérouter l'utilisateur de la carte.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Série métamorphique d'Aubusson

Cette série métamorphique forme l'encaissant des granites à biotite de Guéret et du massif de Crocq-Fernoël. Elle est essentiellement composée d'anatexites hétérogènes à cordiérite (M_c^2), d'aspect grenu classiquement connus sous le nom de « gneiss d'Aubusson » ou « d'Aubussonites », d'anatexites *foliés à cordiérite* (M_c^2) très proches des précédents mais avec un aspect nettement gneissique. Cette série est limitée à l'Ouest par les micaschistes du Millevaches, au Sud par les gneiss de la faille de la Courtine et au Sud-Est par le chevauchement de Coussat et les gneiss de la série du Chavanon.

M_c^2 . **Anatexites foliées à cordiérite.** Elles affleurent : à proximité du hameau de Prune dans la partie sud-est de la masse d'anatexites de Saint-Frion enclavée dans le massif de Pontcharraud ; en bordure sud de l'Unité de Guéret, à proximité du cisaillement de la Courtine ; en bordure de la série du Chavanon. Ce sont des granitoïdes hétérogènes de type Aubusson soit orientés, soit foliés et d'aspect nettement gneissique.

La roche est orientée dans la partie sud-est de la masse d'anatexites de Saint-Frion et à proximité du cisaillement de la Courtine. Son orientation se traduit par l'alignement et l'étirement des nodules de cordiérite, localement très abondants et localement très étirés, sans qu'une véritable foliation continue n'apparaissent.

L'anatexite est foliée en bordure de l'Unité du Chavanon. La roche présente un aspect nettement gneissique avec une ségrégation de la biotite disposée en minces lits irréguliers séparant des lits granitoïdiques. À l'approche des gneiss mylonitiques verdâtres (série du Chavanon) la foliation devient de plus en plus régulière et pénétrative ; la roche apparaît alors comme un granitoïde laminé. Les lits biotitiques sont plus continus et présentent : une diminution de la taille du grain, plus fin que le reste de la roche, un étirement du quartz et la granulation du plagioclase arrondi. Entre ces lits biotitiques (véritables zones d'écrasement), les lits granitoïdiques ressemblent aux anatexites d'Aubusson.

En lame mince, la roche montre une structure granoblastique subsogranulaire, le litage dû aux amas de cordiérite-biotite se remarque fort mal en lames minces. La composition minéralogique de la roche est identique à celle des anatexites hétérogènes d'Aubusson décrite ci-après, aussi sa description ne sera pas reprise ici. À l'approche des contacts tectoniques la

roche présente une structure orientée qui tend à devenir mylonitique. Cette déformation se traduit par une foliation tectonique fruste marquée par l'orientation des minéraux et une réduction du grain sur des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique qui moulent des bandes moins déformées. Le quartz étiré est recristallisé (sous grain) et parfois disposé en rubans entièrement recristallisés, le plagioclase automorphe et le feldspath potassique présentent une extinction roulante ou une torsion, la biotite est tordue et disposée avec la cordiérite en amas étirés. La sillimanite est parfois observée imbriquée dans les amas biotitiques, plus rarement en enclave.

La stabilité de la biotite, la déformation souple des feldspaths, la présence de sillimanite et de cordiérite traduit des conditions de déformation dans cette roche dans des conditions métamorphiques du faciès amphibolite.

Les minéraux reliques antérieures à l'anatexie sont rares. Il s'agit de quartz, de biotite et de sillimanite. La rétro-morphose de ces roches se traduit par : une chloritisation de la biotite, ou sa décoloration ; une muscovitisation secondaire, qui envahit les feldspaths et la cordiérite, généralement en voie de totale pinitisation.

Structures visibles. Ces anatexites présentent un litage de pendage faible généralement vers l'Ouest dans l'enclave de Saint-Frion et de pendage raide (subvertical) et de direction moyenne N130 en bordure nord de la faille de la Courtine, et de pendage faible vers le Nord dans la région de Coussat.

Origine de ces anatexites orientés ou foliés. Ces roches apparaissent comme des anatexites grenues hétérogènes soit orientées, soit mylonitiques. Elles présentent toutes les caractéristiques texturale et pétrographique de ces anatexites avec des amas de cordiérite-biotite. Ces gneiss ne présentent pas de texture de métatectique avec un leucosome bien individualisé d'un mélanosome.

M^c. Migmatites hétérogènes à cordiérite. Ces migmatites affleurent dans l'Unité d'Ussel et dans l'Unité de Guéret, ce sont les mêmes roches dans les deux unités et feront donc l'objet d'une présentation unique. Dans l'Unité d'Ussel, elles affleurent assez mal et sont visibles sporadiquement le long de la route D 982 D 174^E vers le Pras-Haut. Dans l'Unité de Guéret, les plus beaux affleurements se situent dans la vallée de la Creuse vers Felletin et dans la vallée de la Déjoune. À l'affleurement, ces migmatites apparaissent généralement de couleur rouille. Elles se présentent à la cassure avec l'aspect d'un granitoïde équigranulaire à grain fin (1,5 à 2 mm environ) à plagioclase souvent automorphe (trapus), plus ou moins biotitique.

Ce sont des roches grenues, localement assez sombres du fait de leur couleur d'altération rouille et de la biotitique parfois abondante, à grain fin

(de 1 à 2 mm) et à plagioclase automorphe trapu (1 à 2 mm). L'aspect hétérogène de cette roche grenue est dû à la présence plus ou moins importante de nodules irréguliers ou de taches de 1 à 4 cm de biotite et de cordiérite bleu-verdâtre à noirâtres, assez régulièrement réparties dans le fond de la roche. L'étirement modéré et l'alignement fruste de ces nodules et l'orientation de minéraux donnent un aspect très vaguement gneissique à la roche, qui serait sans cela totalement isotrope. Elle ne présente jamais de restites à trame gneissique résiduelle. Sans ces nodules, la roche est peu foliée et il est difficile de mesurer une fabrique minérale.

En lame mince, la roche présente une texture finement grenue et montre de nombreuses textures magmatiques comme des limites de grains triples ou des minéraux automorphes.

Elle présente *une mésostase composée de minéraux à l'équilibre appartenant à la paragenèse syn anatexie* de composition principalement quartzo-feldspathique, à quartz très abondant en plages engrenées, déformées (extinction roulante, bandes de déformation, et localement sous-grains), à plagioclase souvent automorphe et trapu (oligoclase à andésine acide : An_{13-32}) et à feldspath alcalin peu abondant, sous forme de gros cristaux pœcilitiques déformés à extinction ondulante, et parfois sous forme de cristaux automorphes centimétriques également déformés ductilement. On y observe de la biotite millimétrique orientée, plus ou moins abondante, soit isolée dans la mésostase, soit associée avec la cordiérite (elle peut être rare voire exceptionnellement absente dans certains échantillons). L'apatite et le zircon sont fréquents, et la sillimanite, rare, apparaît parfois imbriquée dans les amas biotitiques. La cordiérite est le minéral typique et abondant des anatexites d'Aubusson. Quand elle n'est pas interstitielle, elle se présente habituellement sous trois habitus : en grands cristaux (de 1 à 5 cm) pœcilitiques ; en nodules (1 à 3 cm) ; et plus rarement en cristaux (1 cm) tendant à être automorphes.

Des minéraux enclavés dans ceux de la paragenèse principale témoignent de phases primaires reliques antérieures à l'anatexie. Il s'agit : de quartz, de biotite, de sillimanite et de grenat. Le quartz et la biotite xénomorphe apparaissent fréquemment enclavés dans la cordiérite et les feldspaths. La sillimanite est rare, en fines baguettes en inclusion dans la plupart des minéraux de l'association minérale principale des migmatites (surtout le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase et la cordiérite). Le grenat, rarissime, forme de petits grains corrodés enclavés dans la cordiérite.

La rétomorphose de ces roches se traduit par une chloritisation de la biotite, ou sa décoloration et son envahissement par le rutile et par une muscovitisation secondaire qui envahit les feldspaths et la cordiérite, généralement en voie de totale pinitisation.

Près du contact avec les granitoïdes de Guéret (dans une zone inférieure à un kilomètre), l'anatexite perd son aspect hétérogène et elle ressemble alors fortement à un granite. La roche apparaît également beaucoup moins déformée en lame mince que dans les zones plus éloignées du contact. Le quartz cristallise en plages polycristallines avec des limites de grains rectilignes. Outre la cordiérite en nodule, ce faciès renferme de la cordiérite xénomorphe et interstitielle, qui englobe tous les autres minéraux. Ce type d'habitus est interprété comme métasomatique (Clarke, 1995) et son origine s'expliquerait lors de la mise en place du Complexe granitique de Guéret qui injecterait des liquides métasomatiques dans les aubussonites.

Les trois habitus de la cordiérite reflètent des modes de formation différents : les grands cristaux pœcilitiques seraient hérités de l'histoire anté-anatectique de la roche, tandis que les nodules et les cristaux automorphes seraient d'origine magmatique.

– *Les grands cristaux pœcilitiques*, qui enclavent de nombreux petits cristaux (quartz, biotite xénomorphe, minéraux opaques, exceptionnellement sillimanite et grenat), seraient nés d'après Chenevoy et Ravier (1989) par réaction de la sillimanite et du quartz. Cette réaction peut-être effectuée soit avec le grenat (grenat + sillimanite + quartz → cordiérite), soit avec la biotite (biotite + sillimanite + quartz → cordiérite + K-feldspath + eau).

– *La cordiérite magmatique* forme soit des prismes plus ou moins automorphes habituellement moulés par le quartz interstitiel, soit des nodules (0,1 à 3 cm) englobant des grains de quartz et des plagioclases automorphes.

La biotite automorphe ceinture souvent la cordiérite ou est disséminée dans sa couronne. Elle semble provenir de sa destruction. Il apparaît ainsi deux étapes dans la cristallisation de la biotite : une biotite xénomorphe anté-cordiérite pouvant avoir nourri ce minéral, et une biotite automorphe post-cordiérite pouvant provenir de sa destruction.

Structures. Elles sont rares. Ces migmatites ne présentent pas de foliation bien marquée, excepté une légère orientation des minéraux (micas surtout). Localement la roche est impliquée dans des couloirs brèchiques jalonnant le passage de failles qui sont nombreuses à proximité de la vallée de la Creuse. Nous n'avons pas retrouvé de structures protomylonitiques ou mylonitiques.

Géochimie des anatexites. Huit nouvelles analyses ont été acquises sur ces roches lors des levés des cartes de Saint-Sulpice-les-Champs et d'Aubusson.

Ce groupe de roches est moyennement acide (SiO_2 entre 64,1 % et 72,8 %, moyenne = 67,4 %). La somme ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) a pour moyenne 7,8 %. Le K_2O varie de 4,7 % à 2,4 % et le Na_2O de 1,0 % à

2,5 % pour un pourcentage en SiO₂ croissant. Corrélativement, le CaO augmente de 0,5 % à 1,1 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 68 mmol et 232 mmol) et un paramètre B entre 90 mmol et 169 mmol. Le rapport A/CNK varie entre 1,37 et 3,25 : ce sont donc des roches très fortement alumineuses et mélanocrates (Debon et Le Fort, 1983). Dans le diagramme chimico-minéralogique (Al/3-K) en fonction de (Al/3-Na), les analyses chimiques se placent dans l'aire des roches paradérivées de types shale (Cartannaz, 2006).

Pour un pourcentage en SiO₂ équivalent, les anatexites grenues hétérogènes d'Aubusson se distinguent des granites de Guéret par une carence en K₂O, Na₂O, CaO et P₂O₅ et un enrichissement en Fe₂O₃, MgO, TiO₂, MnO (Cartannaz *et al.*, sous-pressé ; Cartannaz, 2006). De même pour les éléments en traces, il existe un appauvrissement en Sr, Rb et Pb et un surplus de Ni, Cr, Co, ainsi que de terres rares lourdes (Dy, Er, Ho, Lu, Tb et Tm).

Données géochronologiques. Ces anatexites grenues hétérogènes d'Aubusson ont fait l'objet de trois datations (Cocherie) par la méthode U-Th-Pbtotal sur monazite (âges publiés dans la notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs). Les trois échantillons d'anatexites ont été prélevés à proximité d'Aubusson, dont un dans la carrière du Puy-du-Roy où a été réalisée la datation Rb/Sr (Le Breton *et al.*, 1986). Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de chaque échantillon déterminent plusieurs âges isochrones très voisins dont la moyenne pondérée donne un âge moyen, considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite et interprété comme étant également celui de l'anatexie. Les âges obtenus sur les trois échantillons sont relativement proches : 372,5 ± 4,8 Ma ; 374,8 ± 1,8 Ma ; 371,3 ± 7,7 Ma et permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des anatexites grenues hétérogènes d'Aubusson un âge moyen vers 375 Ma (377-373 en tenant compte des fourchettes d'erreurs).

Origine du matériel. La texture (grenue) de ces migmatites, ainsi que les minéraux magmatiques qu'elles contiennent (une partie de la cordiérite, le plagioclase automorphe....) indiquent une cristallisation partielle de la roche à partir d'une fusion partielle des roches métamorphiques.

Les minéraux reliques enclavés (quartz, biotite xénomorphe, sillimanite) et la cordiérite poëcilitiques sont des restites du matériel métamorphique qui a partiellement fondu. Ces minéraux reliques sont soit dispersés dans la trame granitoïdique de la roche, soit concentrés en amas ou dessinant une très vague foliation. Cette dualité d'origine des minéraux des anatexites hétérogènes indique que ces migmatites proviennent d'une anatexie très forte, mais incomplète, du protolithe gneissique, sans que le liquide anatectique (granitique) soit extrait des restites. Ces restites peu

importantes en volume auraient été disloquées dans le liquide anatectique et entraînées avec lui lors de sa mise en place.

Le protolithe gneissique à l'origine de ces migmatites est probablement basi-crustal (avec une composante mantellique) comme le laisse suggérer la pauvreté des roches en éléments lithophiles (Sr, Rb, Pb) et la richesse en MgO, Ni, Cr et Co. La lithologie originale de cette série gneissique, avant transformation en climat métamorphique catazonal, serait composée d'une série sédimentaire argileuse assez homogène. Les diagrammes Al/3-Na vs. Al/3-K, CaO/MgO ainsi que le triangle MgO-Na₂O-K₂O indiquent que la composition de ce matériel était voisine de shales (Cartannaz, 2006).

Série du Chavanon

Cette série affleure dans le coin sud-est de la feuille, ceinturée par la série d'Aubusson. Les meilleurs affleurements sont visibles dans la vallée de la Ramade, notamment près du moulin de la Lignière et entre les hameaux de Ribieras et de Chatonnier. La structure est celle d'un antiforme constitué d'une succession de formations métatectiques, faiblement pentées où l'on distingue de haut en bas : les gneiss mylonitiques verdâtre du Bois-de-Coussat (ξ^{1-2}), affleurant uniquement en bordure nord de la série et situé directement sous la série d'Aubusson. Ils surmontent les gneiss leucocrates fins métatectiques du moulin de la Lignière ($M\zeta^{1l}$), eux même imbriqués surtout dans la partie sud de la série avec les gneiss gris métatectiques de Chatonnier ($M\zeta^g$). Les paragneiss de la Lignière recouvrent les paragneiss très biotitiques métatectiques de Malcornet ($M\zeta^b$). Ces derniers paragneiss enclavent les lentilles d'anatexites grenues hétérogènes de Ribieras ($M\zeta^r$). Sous les gneiss de Malcornet, à la base apparente de la série et au cœur de l'antiforme apparaissent des paragneiss de même type que ceux de la Lignière, associés à des paragneiss gris de type Chatonnier.

ξ^{1-2} **Gneiss mylonitiques du Bois-de-Coussat.** Ils forment une étroite bande de moins de 700 m de large entre les granitoides hétérogènes foliés et les gneiss métatectiques du moulin de la Lignière (ce qui permet de leur attribuer une puissance certainement inférieure à 200 m en tenant compte du pendage de leur foliation). Cette disposition se suit sur la carte de Pontgibaud où ces roches ont été retrouvées. Elles affleurent très mal dans la région du bois de Coussat, les plus beaux affleurements se trouvent : sur le chemin partant de Mazergue joint le hameau de Lignière ; sur le chemin de direction N20 partant de Marzergue qui dessert le bois de Taillis ; et, dans une moindre mesure, dans les caniveaux de la D564, 200 m au Sud-Est de Coussat et du chemin situé au Sud-Ouest du moulin de la Lignière.

À l'affleurement, ces roches apparaissent comme des gneiss fins sombres, finement foliés et très phylliteux (riches en biotite), à lits biotitiques moulant des lits quartzo-feldspathiques grenues de puissance millimétrique (3 mm parfois). Vers Coussat et le moulin de la Lignière, la roche se présente comme un micaschiste argenté (riche en muscovite) à fine foliation planaire, avec des lentilles quartzieuses et feldspathiques très étirées quand on les observe par la tranche de la foliation.

Ces gneiss passent rapidement vers le Nord aux granitoïdes hétérogènes foliés puis orientés de la Série d'Aubusson. Vers le Sud, le contact semble plus tranché et brusque avec les métatexites du moulin de la Lignière sur lesquelles ces gneiss reposent.

En lame mince, la roche présente une texture mylonitique finement schisteuse, avec un litage marquée par un feutrage de micas associés à des oxydes, du quartz en rubans et des feldspaths, localement associé à une multitude de petits grenats. Ces lits essentiellement micacés moulent de gros grenats craquelés (clivés ?) à inclusions quartzieuses et isolent des lentilles et lits quartzo-feldspathiques ou des porphyroclastes feldspathiques œillés étirés. Le quartz est granulé et étiré et la biotite est tordue ou fragmentée. On observe également dispersés dans la foliation de la sillimanite en petits prismes abondants, à fort relief, ainsi que de rares muscovites radiées (appartenant à une paragenèse tardive).

Structures. Ces gneiss présentent un grain de plus en plus fin vers le bas, c'est-à-dire vers les métatexites du moulin de la Lignière et une ou deux foliations tressées suggérant nettement des structures de cisaillement ; mais, ces foliations ne portent pas de strie ou de linéation minérale : aucun sens de cisaillement probant n'a été observé.

Origine du matériel. Du fait de leur faible épaisseur (moins de 200 m) entre des migmatites, de la réduction rapide de leur grain et de leur foliation planaire ces gneiss ressemblent à des phyllonites fortement métamorphiques (zone à sillimanite). Mais, en l'absence de structure de cisaillement bien caractérisée leur origine demeure hypothétique. Elle peut être recherchée dans une mylonitisation soit en semelle de la série d'Aubusson, soit au sommet de la série du Chavanon.

M₅^{c1L}. Gneiss leucocrates fins métatectiques du Moulin de la Lignière. Ils forment une bande de direction NE-SW en bordure des migmatites d'Aubusson qui les surmontent. Ils affleurent bien dans la vallée de la Ramade notamment au moulin de la Lignière. Ce sont des roches claires, de couleur beige ou gris clair, parfois rosée. Elles sont grenues, à débit planaire régulier, grossièrement litées. Elles présentent deux parties : un fond grenu fin et des veines leucocrates quartzo-feldspathiques (leucosomes) imbriquées dans le fond grenu.

– Le *fond grenu* des gneiss de la Lignière est essentiellement quartzo-feldspathique. Il présente une texture grenue isogranulaire à grain fin (1 mm) à biotite orientée, et plagioclase parfois trapus et automorphe. Des hétérogénéités de répartition des minéraux dans ce fond grenu sont à l'origine d'un *rubanement fruste* à limites floues, marqué par une variation de concentration en quartz, feldspath et surtout en biotite.

– Les *veines leucocrates* quartzo-feldspathiques (leucosomes) sont plus claires que le fond grenu, car nettement moins biotitiques et à grain plus gros que lui (2 mm). De longueur pluri-décimétrique à métrique et de puissance souvent pluri-centimétrique ces veines sont régulières et possèdent des limites souvent nettes avec le fond de la roche. Leur répartition est très variable dans la roche sur le même affleurement.

Des gneiss gris métatectiques, de même type que ceux de Chatonnier sont imbriqués, ou intercalés, dans ces gneiss leucocrates.

En lame mince, ces gneiss présentent une variabilité importante de composition minéralogique. Ils renferment du quartz entièrement recristallisé en sous grains, quelle que soit sa taille, oligoclase sub-automorphe, feldspath potassique xénomorphe, quelques myrmékites, biotite orientée ou disposée en lits discontinus fins (biotite très pléochroïque et renfermant parfois des inclusions de grenat, d'apatite et de zircons). Ces roches renferment également de rares grenats isolés dans les lits micacés et de rares amphiboles également associées aux lits micacés.

Localement, au moulin de la Lignière, le gneiss présente des lits sombres de biotites, assez riches en amphiboles et en pyroxènes (peut être des clinopyroxènes), ainsi que des antiperthites. Celles-ci sont interprétables comme des reliques de granulitisation.

Structure. La roche présente un débit planaire difficile à obtenir tant elle est dure à casser, mais ce débit est régulier et induit par la foliation. Cette foliation est faiblement pentée vers le Nord et porte parfois une vague linéation minérale, de direction N320-140°. Cette linéation est rarement exprimée et matérialisée par l'alignement des minéraux. Il est très rare d'observer des plis dans ces roches. Ils sont post foliation et de direction mal réglée N90 à N45 et déversés vers le Nord.

Chimie des gneiss de la Lignière. Trois nouvelles analyses ont été acquises sur ces roches lors des levés des cartes de Felletin (tableau B1, en annexe). Ces gneiss ont une composition acide très variable qui s'étale de 66,6 % < SiO₂ < 78,2 %. Leur paramètre A (Debon et Le Fort) est compris entre 14 mmol et 100,1 mmol. La valeur la plus faible du paramètre A a été observée dans un échantillon riche en amphiboles et pyroxènes. Le paramètre B est lui

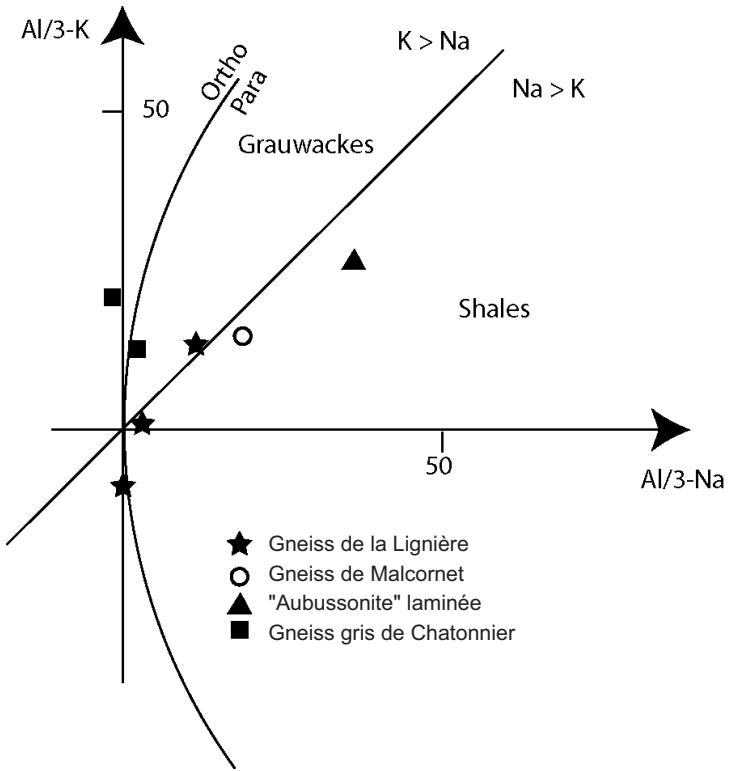


Fig. 3 - Position des analyses chimiques sur roche totale des gneiss du Chavanon dans le diagramme chimico-minéralogique $(Al/3-K) = f(Al/3-Na)$ de De La Roche (1968, 1972). Les analyses situent leur origine à la limite ortho/paradérivée (matériel éruptif \pm remanié) pour les gneiss de Chatonnier, paradérivée (grauwackes) pour les gneiss de la Lignière, et paradérivée (shales) pour le gneiss de Malcornet et de la migmatite laminée

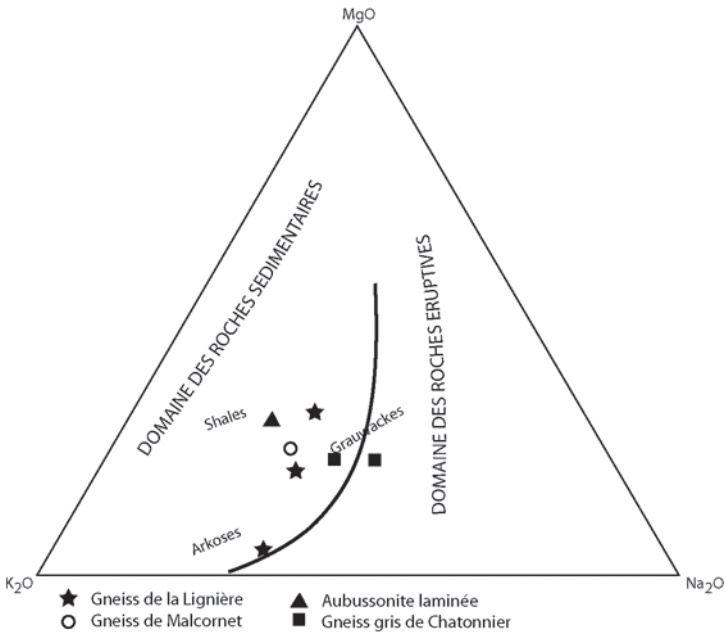


Fig. 4 - Position des analyses chimiques sur roche totale des gneiss du Chavanon dans le diagramme Na, K, et Al de de La Roche, (1968).

Les analyses chimiques correspondent à des roches essentiellement sédimentaires, dont la composition s'étale du domaine des grauwackes – arkoses à celui des shales (sédiments en partie immatures) pour les gneiss de la Lignière, et du domaine des roches orthodérivées (éruptives) à paradérivées (grauwackes) pour les deux analyses des gneiss de Chatonnier. L'analyse du gneiss de Malcornet et celle de la migmatite laminée appartiennent au domaine de roches paradérivées (shales)

aussi fortement étalé : $34,4 \text{ mmol} < B < 125,3 \text{ mmol}$. Ce qui exprime chimiquement la grande disparité des teneurs en minéraux ferromagnésiens.

Les diagrammes Al/3-K/Al/3-Na (fig. 3) et K₂O, MgO, Na₂O (fig. 4) (de La Roche, 1968) indiquent une origine paradérivée pour ces gneiss : ce sont des métagrauwackes peu évolués, à la limite même du domaine orthodérivé pour une des trois analyses disponibles.

Origine du matériel. Du fait de la variabilité de leur composition minéralogique et de leur composition chimique en partie à tendance grauwackeuse, et en partie orthodérivée, ces roches sont interprétées comme d'anciens sédiments détritiques immatures localement très siliceux, dans lesquels seraient intercalés des horizons d'origine orthodérivée (métagranite ou volcanite). Le métamorphisme induit une anatexie partielle de ces roches, à l'origine des veines de leucosome injectées dans leur fond gneissique.

M₂¹C. Gneiss gris métatectiques de Chatonnier. Ils occupent une petite surface de l'extrémité sud-est de la carte (région de Chatonnier) où ils surmontent les gneiss métatectiques très biotitiques de Malcornet (M₂¹b), mais ils appartiennent à une formation très puissante de la série du Chavanon qui couvre une surface importante sur la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989). Ces gneiss affleurent bien dans la vallée de la Ramade près de Chatonnier, et du hameau de Fayat.

Ce sont des roches *foliées ou grossièrement rubanées*, métatectiques, de couleur gris sombre, à grain assez grossier (2 mm) d'aspect rugueux. Elles sont caractérisées par la présence de veines claires quartzo-feldspathiques (feldspath potassique et/ou plagioclase) de 2 à 3 mm de grain (leucosome) d'épaisseur plurimillimétrique à pluricentimétrique et de longueur décimétrique. Ces veines sont disposées dans un fond plus sombre quartzo-feldspathique et biotitique marqué par une foliation frustrée et discontinue qui renferment parfois des clastes de feldspaths potassiques de dimension pouvant atteindre 5 à 6 mm, supérieur au grain de la roche. Elles peuvent localement contenir de tous petits grenats globuleux. Ces gneiss gris donnent souvent l'impression d'orthogneiss riche en biotite ayant subi une anatexie. Elles diffèrent des gneiss de la Lignière par leur richesse en biotite (couleur grise de la roche), un grain plus grossier, la présence fréquente de clastes feldspathiques et l'abondance de petites veines de leucosome. Mais ces gneiss gris et les gneiss de la Lignière ne diffèrent pas fondamentalement l'un de l'autre et sont fréquemment imbriqués.

En lame mince, il est possible de distinguer plusieurs paragenèses. La principale est constituée de quartz en cristaux xénomorphes engrenés, feldspath potassique (microcline) en clastes poëcilitiques ± myrmékittiques, plagioclase (oligoclase) en cristaux xénomorphes, biotite formant un litage

fin discontinu, \pm sillimanite en gerbe associée à la biotite, \pm grenat parfois subautomorphe, \pm cordiérite en cristaux isolés. Cette paragenèse a été précédée de la cristallisation de grenat, en relique dans les feldspaths, et de cordiérite en amas associés à de la biotite et à de la sillimanite avec lesquels elle constitue des amas réactionnels. Une *paragenèse rétro-morphique* à muscovite secondaire (rare) et \pm chlorite est observée.

Structures. Ces roches montrent une foliation faiblement pentée marquée par la disposition des minéraux, par leur étirement et par les veines de leucosome. Cette foliation est souvent replissée par des microplis anisopaques, parfois sub-isoclinaux et de direction située dans le quadrant N30-N90°, difficile à prendre du fait de la dureté de la roche. Certains plis sont dissymétriques et associés à des surfaces de cisaillement : leur interprétation en plis d'entraînement est envisagée (fig. 5a). Cette foliation est localement recoupée par des structures de cisaillement ductiles en failles normales (fig. 5b) soulignées de veines de leucosomes : ces cisaillements sont contemporains de l'anatexie. Ils sont notamment visibles dans la vallée de la Ramade près du hameau de Chatonnier où leur orientation est globalement voisine de NE-SW et leur pendage essentiellement dirigé vers le Nord-Ouest et plus rarement vers le Sud-Est ; aucune linéation minérale n'a pu être observée (difficulté de dégager les surfaces de cisaillement). Leurs jeux en failles normales sont probablement conjugués, et traduisent une déformation des gneiss en contexte extensif NW-SE.

Chimie des paragneiss gris. Deux analyses ont été effectuées sur ces gneiss (tableau B1, en annexe). La teneur en SiO₂ des gneiss analysés est relativement semblable : 66,8 % et 68,1 %, ce qui les rapproche des gneiss de Malcornet et de certains faciès des gneiss de la Lignière.

Ces analyses reportées dans les diagrammes Al/3-K/Al/3-Na (fig. 3) et K₂O, MgO, Na₂O (fig. 4) (de La Roche, 1968) indiquent une origine orthodérivée pour l'une des roches, et paradérivée (grauwackes) pour l'autre.

Origine du matériel. Du fait de leur minéralogie, ces roches sont interprétées soit comme d'anciens sédiments grauwackeux proches d'arkoses, soit comme d'anciennes roches magmatiques (granites) impliquées dans la série sédimentaire du Chavanon. Le métamorphisme induit une anatexie partielle de ces roches à l'origine des veines de leucosome injectées dans leur fond gneissique.

M ζ _b¹. **Gneiss métatectiques très biotitiques de Malcornet.** Ils occupent une petite surface dans la partie couverte par la carte mais s'étendent plus largement sur celle de Pontgibaud où ils sont désignés sous le nom de métatexites alumineuse à cordiérite et affleurent : dans les environs du village de Malcornet (le long de la voie ferrée) ; près du village

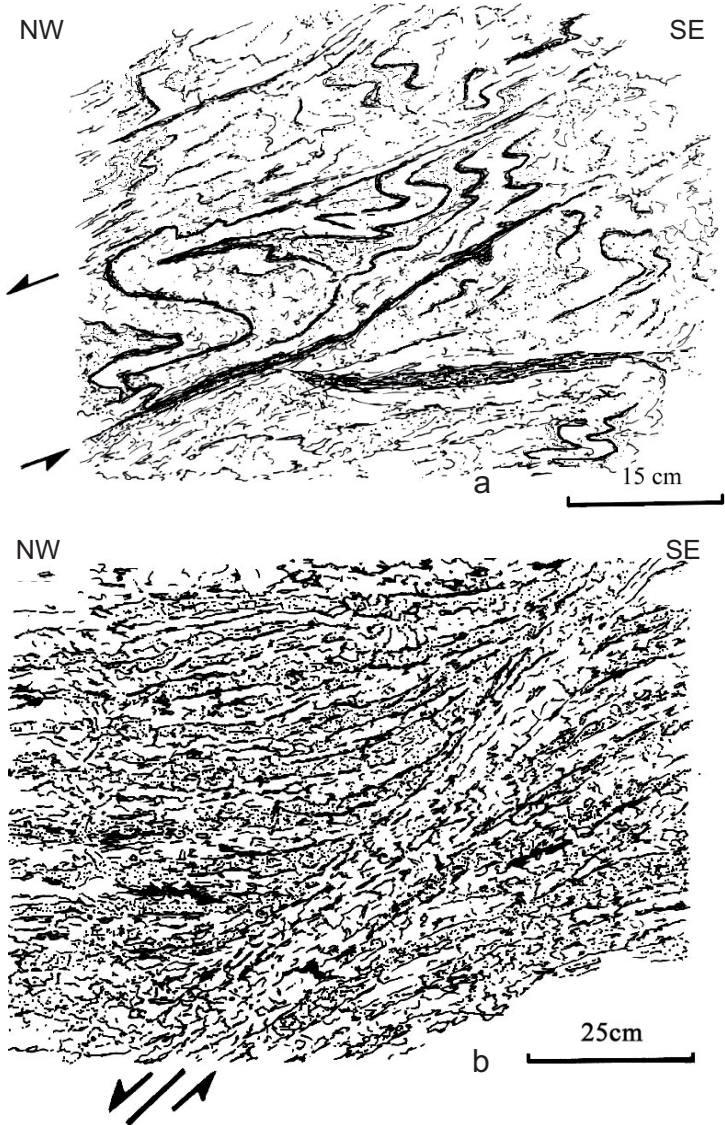


Fig. 5 - Exemples de structures de cisaillement ductile dans les paragneiss gris de Chatonnier.

a : exemple de microplis dissymétriques replissant des veines de leucosome dans les paragneiss gris de Chatonnier. Les structures traduisent un cisaillement tardi-anatectique vers le Nord-Ouest ; b : exemple d'une faille normale ductile recoupant la foliation d'un paragneiss gris métatectique. La faille, soulignée de veines de leucosome est synchronique de l'anatexis (ces failles sont localement fréquentes et conjuguées avec des failles pentées vers le Sud-Est)

de Marzergue (dans le talus de la route D 22) ; et dans la vallée de la Ramade au lieu-dit « le Pont de Ribière » près de Ribiéras. Ils encaissent les granitoïdes hétérogènes de Ribiéras.

Ce sont des gneiss *très biotitiques grossièrement rubanés* nettement plus riche en biotite que les autres gneiss de la série du Chavanon. Le rubanement est marqué par une alternance des lits biotitiques et quartzo-feldspathiques d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de forme et de longueur irrégulière, très souvent plissé et lenticulaire à l'échelle de l'échantillon. Le faciès le plus courant montre des lits biotitiques bien marqués (mélanosome restitique) moulant des lentilles ou des veines quartzo-feldspathiques plus ou moins abondantes (leucosome). Le leucosome, pauvre en biotite, présente un grain (2 mm) légèrement plus gros que le mélanosome biotitique. De longueur pluricentimétrique et de puissance plurimillimétrique à centimétriques ces lits ou lentilles de leucosomes possèdent des limites nettes. Cependant, l'importance du leucosome augmente localement et les lits biotitiques (restites) parfois plissées en tous sens sont isolés dans une masse granitoïdique (leucosome) à grain fin pauvre en biotite.

Ces gneiss renferment de fréquents *septums pluri-décimétriques d'anatexites à nodules de cordiérite* à amas biotitiques irréguliers de taille pluri décimétrique à pluri-hectométrique. Les nodules de cordiérite sont centimétriques à pluri-centimétriques alignés et confèrent une disposition grossièrement litée à la roche. Ces septums granitoïdiques ont un aspect très proche des anatexites hétérogènes d'Aubusson.

Structure. Cette roche montre une foliation faiblement pentée portant une linéation d'étirement et d'alignement de minéraux, discrète, souvent absente de direction N320-140°. Des plis anisopaques pluri-centimétriques replissent cette foliation, ils présentent une direction variable souvent dans le quadrant N30-70°.

Au microscope, la roche montre une texture grenue orientée. Les lits sombres (mélanosome) sont riches en biotite et en quartz localement très recristallisé. Ils présentent une grande richesse en sillimanite (fibrolite) contenue dans les lits de cordiérite, qui apparaît ici en « traînées », ainsi que sous forme « interstitielle ». La cordiérite englobe de la biotite, et souvent de la sillimanite ainsi que du grenat. Les mobilisats (leucosomes) sont constitués de quartz, oligoclase souvent pœcilitique, feldspaths potassiques rares envahissant fréquemment le plagioclase. La rétro-morphose de la roche est assez faible et se traduit par la pinitisation de la cordiérite.

Géochimie des gneiss de Malcornet. Une seule analyse a été effectuée sur ces gneiss. Cette roche est assez siliceuse (67,8 %). Les valeurs élevées des

paramètres A et B démarquent nettement ces gneiss des autres roches métamorphiques analysées sur la feuille de Felletin. Le paramètre B reflète vraisemblablement la forte teneur en biotite de ces gneiss. Cette roche présente une composition de roches paradérivées (fig. 3 et 4), intermédiaire entre les shales et les grauwackes.

Données géochronologiques. La datation de l'anatexie dans ces gneiss métatectiques de Malcornet à été recherchée par la méthode U/Pb sur zircon.

Les résultats obtenus n'ont pas permis de parvenir à une conclusion claire, bien que les analyses soient souvent concordantes ou proches de la Concordia. Les âges s'étirent entre 800 et 350 Ma sans qu'il soit possible d'en extraire une réelle information géochronologique. « L'âge inférieur » vers **375 ± 11 Ma** (fig. 18, en annexe A) pourrait donner une estimation de l'âge de migmatisation, tandis que les âges multiples vers 500 et 800 Ma indiquent des sources multiples pour le protolithe métasédimentaire du gneiss.

Origine du matériel. Ces métatexites sont des gneiss riches en phyllites qui ont atteint le début du domaine anatectique ; elles ont subi une anatexie débutante vers **375 ± 11 Ma** qui s'est traduite par la formation de matériel magmatique mis en place parallèlement à la foliation du gneiss (leucosome). Le protolithe de ces roches est paradérivé, probablement un ancien matériel mi-chemin entre les shales et les grauwackes issus de la dégradation de sources multiples d'âge fini protérozoïque à cambrien (*cf.* âges U/Pb sur zircons).

M²R. Granitoïdes hétérogènes de Ribières. Cette roche forme des masses grenues plus ou moins grosses (de taille pluridécimétrique à plurikilométrique) enclavées et dispersées dans les paragneiss métatectiques de Malcornet. Les masses les plus grosses affleurent sous formes de boules dans les champs et dans les bois (*cf.* à l'Est du hameau de Ribières, 5 km à l'Est de Saint-Merd-la-Breuille). Ces roches sont très dures et produisent un son métallique au choc du marteau ; elles ont le grain et l'aspect de granitoïde hétérogène d'Aubusson, sont pauvres en biotite, et présentent des tâches irrégulières centimétriques de cordiérite brunes à bleuâtres disséminées et alignées en une foliation fruste. Fraîches, elles présentent une couleur grise ou jaunâtre (jaune cassonade). La roche se dispose en boules très résistantes à l'érosion ce qui la distingue des anatexites d'Aubusson.

Au microscope, la roche montre une texture franchement grenue. La cordiérite, très abondante, forme des nodules ou parfois des cristaux remarquablement automorphes et non pœcilitiques, d'origine vraisemblablement magmatique. Ce minéral baigne dans un fond grenu à

quartz et plagioclase automorphe et feldspath potassique. Ce dernier pouvant se présenter en très grandes plages perthitiques à inclusion de quartz et biotite. Les opaques y sont assez abondants. La sillimanite se présente le plus fréquemment sous forme de fibrolite, mais également sous forme de petits prismes, ce qui marque le fort métamorphisme subi par ce matériel. Notons également qu'elle peut se disposer en fantômes de croissance au sein des cristaux automorphes de cordiérite. La biotite est peu abondante, voire absente dans le fond grenu de la roche ; elle apparaît souvent dans la cordiérite, plutôt en périphérie de ce minéral et semble provenir de sa déstabilisation (minéral secondaire).

Structure. Ces roches sont essentiellement grenues, seul un très vague litage est visible, mais seulement sur échantillon scié. Ce litage correspond essentiellement à une ségrégation de la cordiérite. Les ondulations constatées sont amples et pourraient correspondre à des plis. Aucune linéation n'a été observée.

Données géochronologiques. La datation de l'âge de la recristallisation totale de la roche a été recherchée par la méthode U-Pb-Th sur monazite.

La monazite, abondante et équivoque dans cette roche (fig. 19, annexe A) donne toute fois une information précise (fig. 20, annexe A) à 362 ± 6 Ma pouvant correspondre à l'âge de ces anatexites.

Origine de la roche. Sa texture grenue, la présence de minéraux magmatiques (cordiérite) et sa ressemblance avec les anatexites d'Aubusson incitent à l'interpréter comme un granitoïde d'anatexie. La datation sur monazite à 362 ± 6 Ma donnant vraisemblablement l'âge de sa formation. Sa paragenèse métamorphique (à sillimanite - Feldspath K - cordiérite et peu/pas de biotite) suggère sa cristallisation en contexte métamorphique du faciès granulitique de basse pression.

La relation entre ces anatexites et les gneiss de Malcornet qui les enclavent est mal comprise. Ce faciès rappelle les anatexites d'Aubusson. En l'absence de déformation nette, leur incorporation tectonique dans les gneiss de Malcornet semble peu probable, au contraire, ces amas semblent passer latéralement progressivement aux paragneiss de Malcornet. Mais ils sont pétrographiquement différents de ces gneiss, notamment, ils sont nettement moins biotitiques, plus riches en cordiérite, plus quartzo-feldspathiques et ont subi une anatexie plus intense que ces gneiss. Nous pensons qu'il sagit de boudins de niveaux très quartzo-feldspathiques imbriqués dans les paragneiss de Malcornet, totalement remobilisé par l'anatexie, contrairement à ces derniers et boudiné lors de la déformation de ces paragneiss.

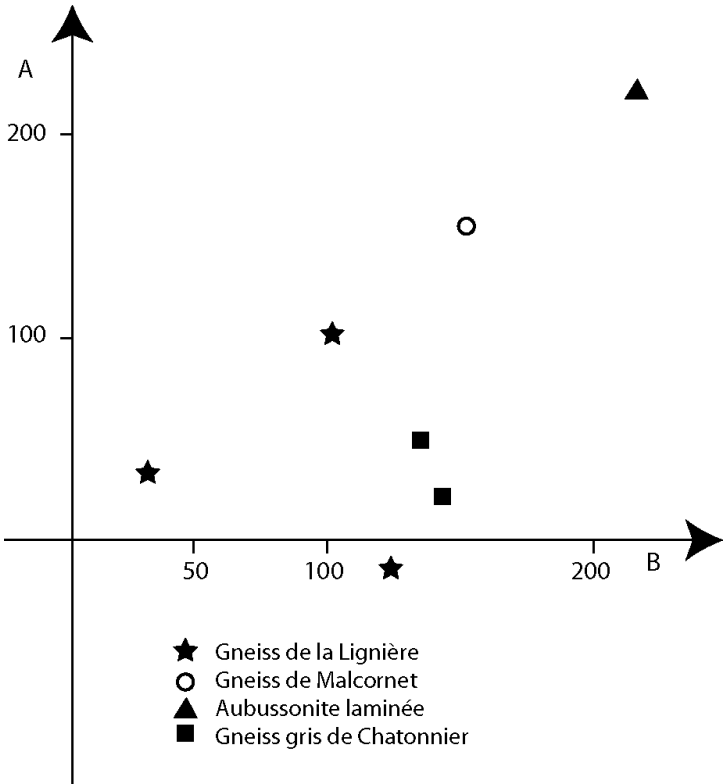


Fig. 6 - Place des analyses chimiques des gneiss de la Série du Chavanon, dans le diagramme AB de Debon et Le Fort (1983).

Ce diagramme montre l'évolution du paramètre $A = Al - (Na + K - 2Ca)$ en fonction du paramètre $B = Fe + Mg + Ti$. Le paramètre A est assimilable en première approximation, à la quantité d'aluminium qui reste dans la roche une fois retranché l'aluminium des feldspaths. Le paramètre B est directement comparable à la quantité de minéraux ferromagnésiens contenus dans la roche. La dispersion des points dans le diagramme AB est essentiellement contrôlée par trois pôles : le quartz et les feldspaths ($A = 0 ; B = 0$), la cordiérite ($A = .600 ; B = 300$) et la biotite ($A = 150 ; B = 600$)

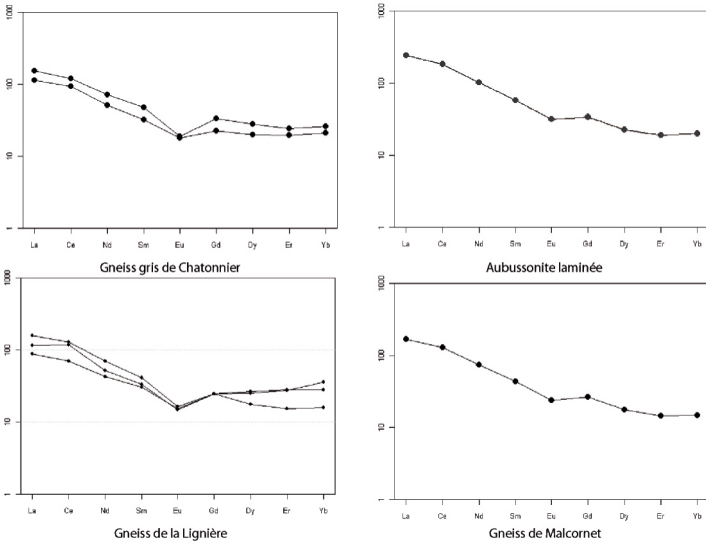


Fig. 7 - Diagrammes des Terres Rares pour les gneiss de la série du Chavanon

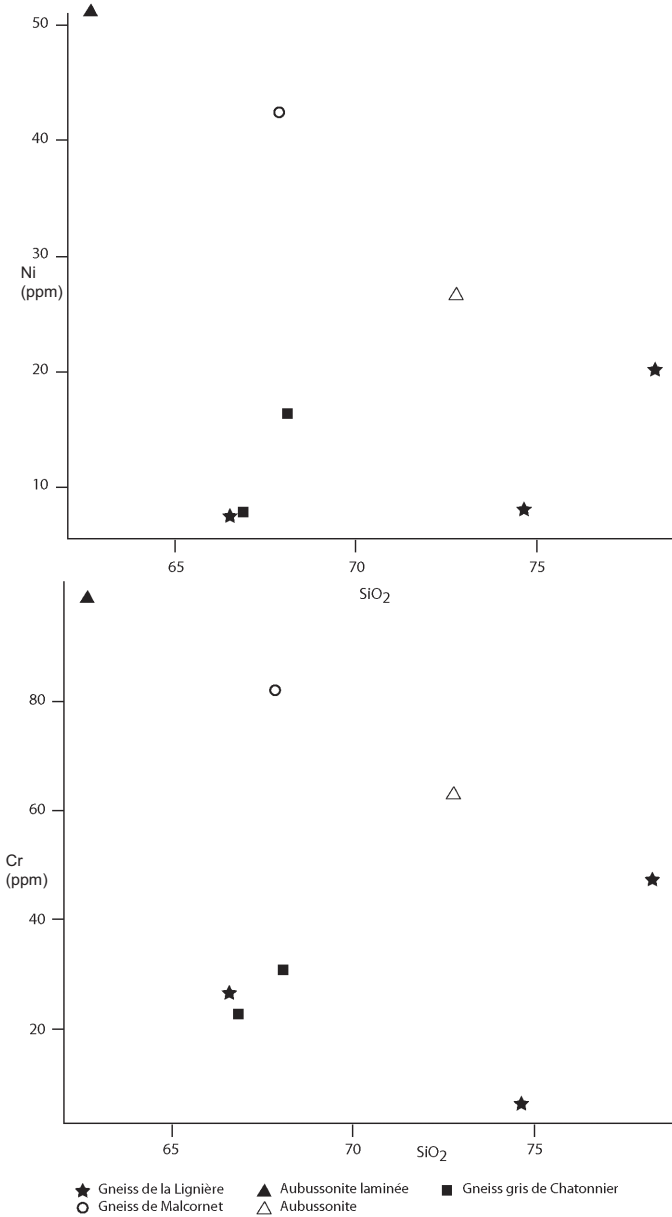


Fig. 8 - Diagrammes Ni-Cr/SiO₂ pour quelques gneiss de la série du Chavanon

Comparaison chimique des gneiss de la série du Chavanon

Le diagramme AB de F. Debon et P. Le Fort (fig. 6) permet de vérifier les distinctions des différents termes de la série du Chavanon effectuées sur le terrain à partir de variations minéralogiques. L'essentiel du Fe, Mg et Ti étant contenu dans les biotites et les cordiérites le paramètre B traduit la teneur en minéraux ferromagnésiens : l'aspect leucocrate des gneiss de la Lignière se traduit par un paramètre B peu élevé et l'aspect fortement biotitique des gneiss de Malcornet est souligné par un paramètre B nettement plus élevé. L'altération pourrait être à l'origine de la valeur très élevée (> 200) du paramètre A dans le faciès laminé de l'aubussonite. Le paramètre B, très élevé sur cette analyse marque une grande abondance de minéraux ferro-magnésiens, mise en évidence sur l'échantillon.

Les spectres de terres rares (fig. 7), normalisés aux chondrites, montrent tous un appauvrissement en Eu (comme pour les granitoïdes de la région : cf. plus loin). Deux faciès des gneiss de la Lignière montrent un enrichissement sensible en Terres Rares lourdes (Gd, Dy, Er, Yb).

Les diagrammes Ni et Cr/SiO₂ (fig. 8) séparent nettement deux groupes avec une teneur relativement différente pour ces deux éléments, et tout particulièrement pour Cr. Les gneiss gris de Chatonnier contiennent moins de 20 ppm de Ni et moins de 40 ppm de Cr, les gneiss de la Lignière tombent dans la même gamme de composition. Ces teneurs dépassent les 60 ppm de Cr et les 25 ppm de Ni dans l'échantillon de gneiss de Malcornet. Si l'on considère qu'il est paradérivé, *cela implique qu'un matériel basique a alimenté le protolithe sédimentaire*. L'ubiquité des gneiss de la Lignière dans ce diagramme traduit la difficulté d'effectuer des subdivisions d'après les critères arbitraires de terrain.

Série de la Courtine et de la bordure du Millevaches

Sur sa bordure sud, l'Unité de Guéret est bordé d'un liseré de gneiss et de micaschistes mylonitiques (fig. 1) qui jalonnent le cisaillement de la Courtine et la bordure du Millevaches. Le cisaillement de la Courtine est jalonné : des gneiss mylonitiques rubanés de Trucq (ζ_{my}) et de Villecourteix (ζ_{my}) ; ainsi que des micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux et de Crépiat (ζ_{ξ}^{1-2}). La bordure est du Millevaches est jalonnée des micaschistes ultramylonitiques de Tarderon, de même type que les précédents.

ζ_{my} . **Gneiss mylonitiques rubanés de Trucq et de Villecourteix.** Ils forment une bande de gneiss appartenant au couloir tectonique du cisaillement de la Courtine, continue de Clairavaux au bois de Feuillachoux. Au Nord, ils sont recoupés par la lame granitique de Clairavaux – Lamazière-Haute ; au

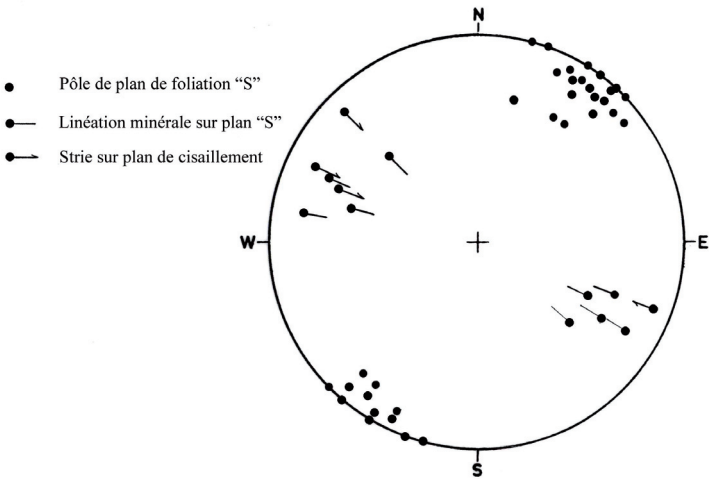


Fig. 9 - Structurogramme des mesures de plans de foliation "S", de linéations minérales portées par les plans "S" et de stries portées par des plans de cisaillement, relevées dans les gneiss mylonitiques de Trucq et Villecourteix le long de la Zone de Cisaillement de La Courtine. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur

Sud, ils sont bordés par les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux – Crépiat.

Ce sont des roches sombres de grain fin 1,5 mm, et d'aspect fortement schisteux présentant un litage très biotitique moulant des lits grenus à quartz, biotite et plagioclase automorphe. Les lits biotitiques ont une épaisseur millimétrique à 3 ou 4 mm et sont finement schistosés. Ils moulent de petits amas millimétriques irréguliers quartzo-feldspathiques et des ocelles feldspathiques isolées (porphyroclastes arrondis). Ces lits phylliteux débitent la roche facilement en feuillets grossiers correspondant à peu de chose près aux lits grenus. Les lits grenus quartzo-feldspathiques ont une puissance plurimillimétrique à centimétrique (voire de 2 cm) et une longueur de plusieurs centimètres à deux décimètres : de forme irrégulière, à bord indenté. Par la taille de leur grain et leur minéralogie (à petits plagioclases automorphes), ces veines ont un aspect proche de celui des aubussonites. Ce litage est de plus en plus *affecté par des plans de cisaillement en direction des micaschistes mylonitiques de Clairavaux – Crépiat*. Ces plans de cisaillement sont dextres, frustes, légèrement obliques au litage le tordant de façon flexueuse.

En lame mince, les lits sombres sont formés essentiellement de biotite abondante (tordue, déchiquetée, un peu décolorée) d'ocelles de plagioclase et de quartz déformé en mosaïque voire en ruban. Ils renferment également de la fibrolite en touffes allongées, parfois en microprismes. Les lits clairs sont constitués de clastes (feldspath potassique et plagioclases) dans une matrice quartzreuse fortement recristallisée en mosaïque dans laquelle sont disséminées des biotites orientées. Des cristaux de cordiérite entièrement pinitisés sont présents dans ces veines claires, et affectée par la déformation.

Structures. Ces gneiss présentent une foliation S1 ou un rubanement métatectique de direction N100-120° d'attitude sub-verticale ou fortement pentée vers le Sud (70°) localement recoupée par des plans de cisaillement portant une linéation minérale faiblement pentée de 0 à 20° soit vers le Sud-Est soit vers le Nord-Ouest (fig. 9), qui ondulent moyennement dans le plan moyen de cisaillement.

Géochronologie. La fin du métamorphisme syn-cisaillement est datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite syn-foliales d'un échantillon de ces gneiss à 352 ± 5 Ma (Gébelin, 2004). Ainsi, compte tenu de la température de fermeture pour l'argon de la biotite à 300 °C, cet âge postdate la paragenèse à biotite-sillimanite syn-foliale de ces gneiss contemporaine du cisaillement ductile.

Origine du matériel. Les gneiss de Trucq présentent des lits sombres qui moulent des lits quartzo-feldspathiques grenus de grain fin (1 à 1,5 mm)

d'aspect proche de celui des anatexites d'Aubusson par le grain et le plagioclase automorphe. En direction du Nord, vers les anatexites, cet aspect lité s'estompe sensiblement et les plans de cisaillement disparaissent rapidement. La roche acquiert alors une texture de plus en plus grenue isogranulaire qui tend vers celle des anatexites orientées à cordiérite ($M\zeta_c^2$) avec de courts amas biotitiques alignés qui lui confèrent un aspect encore gneissique. En définitive, ces *gneiss de Trucq et de Villecourteix paraissent dériver de ces anatexites orientées par écrasement* en contexte métamorphique.

$\zeta\epsilon^{1-2}$. **Micaschistes mylonitiques de Clairavaux, de Crépiat et de Tarderon.** Ils sont présents en deux endroits : dans la Zone de Cisaillement de la Courtine pour les micaschistes mylonitiques de Clairavaux – Crépiat et en bordure de l'Unité de Millevaches pour ceux de Tarderon.

Les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux – Crépiat moulent une lentille de gneiss mylonitiques, du type des gneiss de Chattonier ($M\zeta_g^1$), décrits ci-après, et qu'ils enserrent. Ces micaschistes mylonitiques se suivent de la bordure de la Creuse jusqu'à Lombarteix, puis au-delà, se prolongent sur la carte d'Ussel. Ils affleurent bien : le long de la route d'accès à Clairavaux ; entre Gasnes et Louzergue, au Sud de Trucq, le long de la route D982 vers Crépiat et le long du chemin communal conduisant au hameau.

Les micaschistes ultramylonitiques de Tarderon, pour leur part, assurent la bordure entre le Millevaches et l'Unité de Guéret. Ils affleurent dans la vallée de la Creuse vers le Tarderon, la Grattade et en bordure des routes montant sur le plateau de Millevaches immédiatement en bordure de la carte de Royère.

À l'affleurement, ces roches sont finement feuilletées, de couleur noire-brunâtre, aux reflets mordorés ou gris-verdâtres. Elles sont formées de feuillets ou lits phylliteux millimétriques fortement cisailés et lustrés qui moulent des lentilles irrégulières d'épaisseur plurimillimétrique de matériel gneissique fin quartzo-feldspathique, de longueur variable pluricentimétrique, d'aspect flou, à bordure irrégulière. Dans ces lentilles gneissiques, le quartz est étiré et le plagioclase millimétrique est souvent arrondi, la biotite alignée est peu abondante. Ces lentilles sont parfois très effilochées et disparaissent souvent : les feuillets biotitiques moulant alors soit des amas quartzo-feldspathiques disloqués et irréguliers, soit des ocelles feldspathiques millimétriques isolées. Deux structures planaires sont souvent visibles obliques de 10 à 30° l'une par rapport à l'autre, découpant la roche en lentilles.

Dans la région de Trucq (route d'accès au village) et de Lombarteix (le long de D23), ces micaschistes ultramylonitiques passent graduellement vers le Nord aux gneiss mylonitiques rubanés de Trucq. Le passage des micaschistes aux gneiss est progressif mais avec des récurrences d'un faciès dans l'autre.

En lame mince, les micaschistes ultramylonitiques présentent une texture mylonitique avec un fond finement grenu et folié à quartz engrenés associés à de très petites biotites totalement décolorées (les variations de teneur en quartz déterminent les lits plus quartzeux ou plus micacés) moulant des porphyroclastes de quartz, de plagioclase (abondant, formant les ocelles), de muscovite et de grenat (rare). La paragenèse dominante ante à synchrone de la mylonitisation est à quartz, biotite, muscovite (parfois de grosse taille), sillimanite (rare). Les clastes appartiennent à une paragenèse précoce à plagioclase (oligoclase), quartz, grenat, moulés par la foliation. Une évolution tardive se traduit par une destruction de la biotite (décolorée ou chloritisée et envahie d'oxydes) et par la séricitisation des plagioclases.

Structures. Ces roches sont affectées d'un débit dû à deux structures planaires faiblement obliques, l'une est une foliation moulant les ocelles feldspathiques et les leucosomes dilacérés, reprise et cisailée en dextre par des plans de cisaillement portant des stries faiblement pentées, vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest (globalement subhorizontales). Ces plans de cisaillement dextres sont fortement pentés (fig. 10) et ont une orientation N130° à 150° ; la foliation qu'ils recoupent est verticale et d'orientation N110-130°. Dans les micaschistes de Tarderon, les plans de cisaillement « C » présente, une attitude conforme à la bordure du Millevaches : de direction N130° et pentés au Nord-Est entre Tarderon et Maslaurent, et de direction N30° et pentée vers le Sud-Est dans les micaschistes situés au Sud de Tarderon. Ces plans de cisaillement portent des stries à pitch faiblement pentées en relation avec une déformation rotationnelle dextre de ces roches. Dans la zone de cisaillement de la Courtine, notamment vers le Trucq, les plans de cisaillement portent une deuxième famille de stries à pitch fort, en relation avec un jeu vertical à froid de cette zone de cisaillement.

Ces structures de cisaillement sont replissées par quelques plis en chevrons ou des kinks (fig. 10) dissymétriques, de taille décimétrique ou légèrement supérieure, à axes faiblement ou moyennement pentés de 5 à 25° vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest et à plans axiaux pentés de 40 à 70° vers le Sud-Ouest. Ces derniers sont responsables de la dispersion des plans de cisaillement (fig. 10). La dissymétrie de ces plis suggère une cinématique inverse de la faille de la Courtine avec soulèvement de son compartiment sud par rapport à son compartiment nord. La deuxième famille de stries décrite ci-avant pourrait être mise en relation avec cette déformation.

Origine du matériel. La texture de la roche, les structures de cisaillement observées et la déformation des minéraux montre que ces micaschistes sont des *ultramylonites* provenant de la mylonitisation ductile des gneiss de Trucq auxquels ils passent graduellement. La mylonitisation de ces gneiss débutée dans le faciès amphibolite se termine en conditions rétro-morphiques de faciès schistes verts (zone à chlorite-séricite).

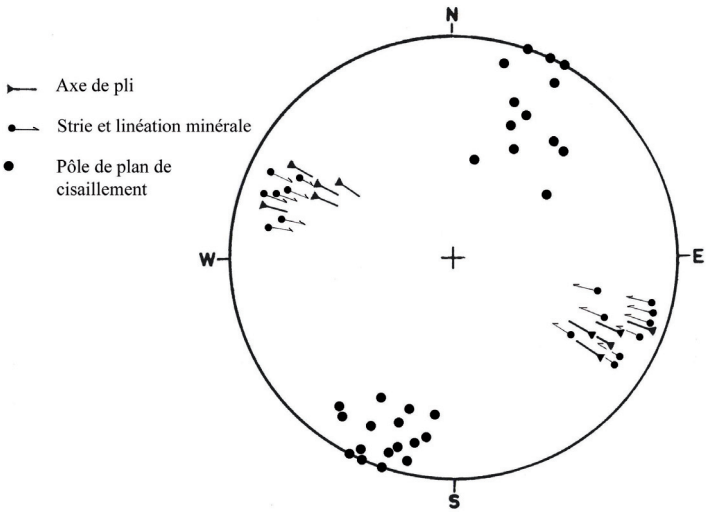


Fig. 10 - Structurogramme des mesures de plans de cisaillement avec stries et d'axes de microplis post cisaillement en chevrons relevées dans les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux-Crépiat : secteur de Crépiat – Les Gannes – Mortefond en bordure de La Creuse et le long de la route de Trucq. Les microplis ont été mesurés au Sud de Trucq). Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. On constate que les surfaces de cisaillement, d'attitude fortement pentée, présentent une légère dispersion autour d'un axe de direction N115° qui peut-être mis en relation avec la phase de plissement postérieur au cisaillement responsable des microplis observés

M_g¹. Gneiss gris plus ou moins mylonitiques, de type Chatonnier.

Dans le secteur de Villecourteix, une lentille de gneiss gris de type chatonnier est enclavée dans les micaschistes ultramylonitiques. Ce sont des roches grises, plus ou moins sombres, grenues, grossièrement litées, se débitant difficilement. Ces gneiss sont moins sombres, et plus indurés que les gneiss de Trucq, car plus quartzeux. Ils présentent une foliation constituée de feuillettes quartzo-feldspathiques riches en biotite orientée (voire alignée en lits biotitiques), et donc sombre, et de feuillettes quartzo-feldspathiques moins riches en biotite, plus quartzeux et légèrement plus grossiers, plus clairs que les précédents. Cette foliation est recoupée par des plans de cisaillement dextre légèrement obliques la tordant de façon flexueuse. Le grain (2 mm), la minéralogie et les feuillettes quartzo-feldspathiques grossiers donnent à la roche une texture de métatexite rubanée proche de celle des gneiss gris de Chatonnier (série du Chavanon).

En lame mince, les gneiss présentent du quartz très recristallisé en sous-grains, du plagioclase, de la biotite, parfois des feldspaths potassiques en grandes plages à inclusions de quartz (peu) de plagioclases et de biotites ; la cordiérite n'est pas très abondante, très altérée et xénomorphe.

Structures. Ces gneiss présentent un rubanement métatectique de direction N100-120° d'attitude sub-verticale localement recoupée par des plans de cisaillement portant une linéation minérale sub-horizontale. Des bandes ultramylonitiques (aspect de micaschistes vert sombre) sont présentes dans ces gneiss.

Origine du matériel. Les gneiss mylonitiques de Villecourteix ont un aspect d'orthogneiss métatectiques, très différent de celui des gneiss mylonitiques de Trucq. Ils apparaissent enclavés dans les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux – Crépiat. Leur structure rubanée (avec le leucosome) et leur pétrographie les rapprochent des gneiss gris de Chatonnier, de la Série du Chavanon. Selon l'hypothèse de A. Gebelin (2004), ces gneiss pourraient former une lentille tectonique appartenant à une unité située sous les anatexites d'Aubusson, remontée par la faille (Série du Chavanon ?).

UNITÉS MAGMATIQUES

Intrusions périphériques du massif de Guéret

Massif de Millevaches

mg¹H₁y. **Leucogranite à grain moyen à grossier et à muscovite dominante d'Hyverneresse**. Ce granite constitue la bordure du Millevaches sur les cartes de Saint-Sulpice-les-Champs et de Royère, il n'apparaît sur la carte de Felletin que dans le bois de Saint-Quentin où il n'affleure qu'en pierres

volantes. C'est un granite à deux micas laminé. De teinte rosée ou blanchâtre, ce granite est grossier, et présente de fortes variations granulométriques à l'échelle de l'affleurement (4 à 8 mm). Il est généralement riche en gros cristaux d'orthose (centimétrique) et en quartz globuleux souvent étiré atteignant de 0,5 à 3 cm de long. La biotite y est de petite taille (2 à 3 mm) alors que la muscovite, automorphe, dépasse parfois 1 cm.

En lame mince, il présente : des mégacristaux d'orthose (généralement perthitique) et de quartz ; de la muscovite primaire, losangique ou xénomorphe, en quantité équivalente ou supérieure à celle de la biotite (2 à 7 % de biotite) ; des plagioclases (oligoclase An25-An10, quelquefois zonés et bordés d'un liseré d'albite An0-An7). Les minéraux secondaires sont représentés par la muscovite (intergranulaire, fissurale, alignée dans les plans de déformation ductile), ainsi que par de la séricite et la chlorite.

La foliation bien marquée est recoupée par des plans de cisaillement (*cf.* ci-après). L'épaisseur des feuillettes diminue, le quartz est granulé et les feldspaths très déformés acquièrent une forme œillée, les micas primaires sont tordus et déchiquetés, de la muscovite secondaire ou de la séricite cristallise dans les plans de cisaillement. D'après A. Gebelin (2004), le quartz granulé présente des joints de grains à 90° qui traduisent une déformation chaude sub-solidus du granite. Une linéation minérale est portée par la foliation et les plans de cisaillement. Elle est matérialisée par un alignement et un étirement des minéraux. Localement, le granite prend une texture ultramylonitique marquée par une intense microgranulation de la roche (phylloinites) et par le parallélisme des surfaces de cisaillement et la foliation.

Structure. Fortement orthogneissifié le long de la bordure du Millevaches, ce granite présente des structures de cisaillement dextres pénétratives marquées avec des plans de cisaillement dextres recoupant une foliation. Sur la carte de Felletin, aucun pendage n'a pu être mesuré (pierres volantes). Mais sur la carte de Royère (soit à l'Ouest de La Gratade et du hameau d'Abat), le granite présente des structures de cisaillement verticales dextres avec une composante normale. La foliation, verticale, est recoupée par des plans de cisaillement verticaux dextres de direction N150 et N170° qui portent une linéation minérale et des stries pentées de 20 à 40° vers le Sud-Est.

Datation géochronologique. Un échantillon a fait l'objet au BRGM d'une datation sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2005) par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite : l'âge obtenu est de **336 ± 4 Ma**.

Datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite et de biotite du leucogranite d'Hyverneresse (Gebelin, 2004). Les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur muscovite donnent un âge plateau à 322 ± 3 Ma. Pour les biotites, ces âges se situent entre 317 et 322 Ma. Le traitement des données en diagramme isochrone permet de définir un âge par

intercept de 321 + 4 Ma. Cet âge est compatible avec celui fourni par la muscovite. Compte tenu : de l'âge de mise en place de ce leucogranite (336 ± 4 Ma), de l'âge de fermeture des différents systèmes (400 °C pour la muscovite (Hames et Bowring, 1994) et 300 °C pour la biotite (Harrison *et al.*, 1985), un *taux de refroidissement rapide est envisagé pour ce granite entre 400 °C et 300 °C.*

Série d'Ussel

Massif du Mas d'Artige

Ce type pétrographique affleure dans le coin sud-est de la feuille, où il est inséré dans les anatexites qui bordent au Sud-Ouest la zone de Cisaillement de la Courtine. Un faciès similaire apparaît dans la lame granitique de la Courtine vers le Mas d'Artige, intrusif dans le monzogranite à tendance granodioritique déformé.

N^{3M} MA Monzogranite fin à biotite du Mas d'Artige. C'est un *granitoïde isotrope à grain fin 1 mm à 1,5 mm*, de couleur beige clair quand il est frais et brun-rouille une fois altérée. Il est caractérisé par la présence de *petits plagioclases automorphes de 2 mm, semblables à ceux des anatexites d'Aubusson*. La cordiérite est présente souvent en prisme trapus automorphes, la biotite est fine régulièrement dispersée dans la trame de la roche. Du fait de son grain fin, son plagioclase automorphe et sa couleur *cette roche est difficile à distinguer des faciès grenus des anatexites d'Aubusson*. Elle ne diffère que par l'absence d'hétérogénéité, la cordiérite automorphe, et par un aspect plus nettement granitique, et surtout par sa couleur plus claire quand elle n'est pas altérée. Les limites de ce massif ont été très difficiles à préciser et le rendu cartographique est probablement approximatif. La minéralogie de ce granitoïde est similaire de celle du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne.

Complexe magmatique de Guéret

Les granitoïdes du complexe magmatique de Guéret sont de couleur grise à biotite et renferment plus ou moins de cordiérite. Ils présentent une apparente homogénéité qui cache pourtant une diversité de types pétrographiques. Ces types pétrographiques appartiennent à des massifs distincts, dont les limites ont été définies sur des critères pétrographiques, car les trajectoires de foliation sont ici parallèles aux limites des massifs.

Ces granitoïdes (disposés dans des massifs distincts) peuvent être regroupés selon quatre types pétrographiques différents : le plus sombre regroupe des granodiorites, parfois à la limite des tonalites (*N⁴*), (*cf.* massif de Saint-Quentin-la-Chabanne), le plus clair, des leucomonzogranites à cordiérite abondante (qui

forment de petites masses disséminées dans les autres granitoïdes). Entre ces deux extrêmes, deux types pétrographiques intermédiaires sont distingués : des monzogranites (γ^{3M}) gris clairs (dans les massifs de Chénérailles, de Pontcharraud, et de Crocq-Fernoël) et des monzogranites à tendance granodioritique (γ^{3-4}) et des granodiorites (γ^4) plus sombres (dans les massifs de Pontcharraud et dans les lames granitiques du cisaillement de la Courtine).

Les limites entre ces types pétrographiques correspondent fréquemment à une zone de transition graduelle entre deux types pétrographiques contigus, de ce fait elles sont souvent floues et difficiles à préciser. Les limites ont le plus souvent été placées au milieu des zones de transition entre les types pétrographiques contigus.

Massif de Chénérailles

γ^{3M} Ch. **Monzogranite, à grain moyen, de Chénérailles.** Largement développé sur la carte d'Aubusson, ce massif n'apparaît sur celle de Felletin que dans sa partie nord-ouest, dans les environs nord de Felletin. Il affleure essentiellement dans la vallée de la Creuse et dans le secteur du LEP de Felletin.

Il est constitué d'une *roche gris-bleuté plutôt claire, isogranulaire à grain moyen de 3 à 6 mm relativement pauvre en biotite et riche en nodules de cordiérite* parfois fraîches (couleur verdâtre) ou souvent pinitisées (couleur grisâtre). L'habitus des cristaux de feldspaths potassiques subautomorphes tend à être porphyroïde. Le plagioclase automorphe forme des sections sub-rectangulaires. Le quartz est souvent automorphe. La biotite est assez rare et isolée. Ce monzogranite se rapproche du type Peyrabout décrit sur la carte de Guéret et de Saint-Sulpice-les-Champs.

En lame mince, la roche présente une texture grenue, et une structure magmatique localement orientée. Le quartz cristallise en plage polycristalline avec des limites de grain plus ou moins rectilignes ; il présente généralement un début d'extinction roulante. Le feldspath potassique porphyrique est pœcilitique (inclusion de biotite et de plagioclase). Le plagioclase est zoné. Les analyses chimiques de plagioclase montrent une variation de composition très importante pouvant s'étaler de l'albite pure jusqu'à l'andésine (An₀₋₄₃) (Cartannaz, 2006). La biotite (moins de 10 % de la roche) est parfois en voie de chloritisation. La cordiérite apparaît en nodules ou en cristaux automorphes répartis de façon hétérogène dans la roche. Elle est parfois fraîche avec seulement un début de pinitisation et elle s'associe avec de la biotite secondaire. Minéraux accessoires : apatite prismatique, zircon.

Structure. Aucune fabrique n'a été relevée dans ce monzogranite indemne de déformation apparente. Néanmoins en lame mince, on observe souvent une déformation cataclastique diffuse.

Géochimie du monzogranite de Chénérailles. Cette roche a fait l'objet d'une étude géochimique dans le cadre de la carte d'Aubusson.

Les analyses chimiques de biotites issues de ce monzogranite montrent un fort pourcentage en Al_2O_3 (entre 17,8 % et 19,0 %). Les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985) et de P. Rossi et P. Chèvremont (1987) placent toutes les analyses dans le champ des granites peralumineux (Association peralumineuse) type Guéret (Cartannaz, 2006).

Les analyses chimiques situent ce granitoïde de Chénérailles dans la famille des monzogranites dans le diagramme de classification géochimique Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maitre, 1979). Les analyses se répartissent en deux groupes distincts qui doivent certainement correspondre à *deux magmas différents qui ne peuvent être distingués sur le terrain*, appelés Chénérailles 1 et 2 (Cartannaz, 2006).

a) Le groupe Chénérailles 1, possède une composition acide (SiO_2 entre 68,1 % et 71,2 %, moyenne = 69,5 %). La somme des ferromagnésiens ($FeO + MgO + TiO_2$) varie de 3,2 % à 5,0 %. La teneur en alcalins ($Na_2O + K_2O$) varie de 7,3 % à 8,2 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 32 et 67) et un faible paramètre B (entre 51 et 80). Le rapport A/CNK (Debon et Le Fort, 1983) varie entre 1,12 et 1,29. Ce sont donc des roches fortement alumineuses et mésocrates assez pauvres en minéraux ferro-magnésiens.

b) Le groupe Chénérailles 2 (Cartannaz, 2006), possède une composition acide (SiO_2 entre 67,1 % et 69,0 %, moyenne = 68,1 %). La somme des ferromagnésiens ($FeO + MgO + TiO_2$) varie de 4,9 % à 6,0 %. Ce faciès est donc plus riche en minéraux cafémiques (biotite et cordiérite) que le faciès Chénérailles 1. Le pourcentage en alcalins ($Na_2O + K_2O$) s'étale entre 7,7 % et 8,3 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 26 et 59) et un plus fort paramètre B que celui de Chénérailles 1 (entre 81 et 96). Le rapport A/CNK varie entre 1,09 et 1,23, ce qui est plus faible que la balance alumine du groupe Chénérailles 1. Ce sont donc des roches moyennement à fortement alumineuses et mésocrates (Debon et Le Fort, 1983).

Massif de Mérinchal

Le massif de Mérinchal est composé d'une granodiorite (γ^4) « enclavée » dans le massif de Crocq (*cf.* schéma structural sur la carte). Bien développé sur la carte d'Aubusson, il effleure la carte de Felletin, où il occupe une surface de moins d'un kilomètre carré dans l'extrémité nord-est de la carte.

γ^4 . **Granodiorite de Mérinchal.** C'est une roche gris sombre à noir bleuté. La taille du grain est moyen et varie de 2 à 4 mm. Le quartz tend à être subautomorphe, de même pour les nombreux plagioclases. La cordiérite est présente sous son habitus en tonnelet et sa répartition au sein du corps granitique est inégale.

En lame mince, cette granodiorite présente une texture grenue. Les plages polycristallines de quartz présentent une extinction ondulante quasi-systématique. Le feldspath potassique est pœcilitique (inclusion de plagioclases, biotites et quartz), automorphe à interstitiel. Il est déformé de manière ductile et montre une extinction roulante. Le plagioclase est automorphe, zoné. Le cœur des plagioclases est séricitisé. La biotite commence à se chloritiser. La cordiérite est généralement pinitisée en cristaux millimétriques de séricite. Le zircon est à la fois inclus dans la biotite, le plagioclase et le quartz. L'apatite est abondante.

Structure. Ce granite présente une foliation magmatique discrète fortement pentée qui suit les limites du pluton à l'échelle cartographique. Le contact avec le granite de Crocq est rapide et net. La présence de biotite automorphe dans le granite d'Auzances près du contact avec le granite de Crocq suggère une métasomatose biotitique lors de la mise en place du granite de Crocq.

Massif de Pontcharraud

Il ceinture le massif de Crocq et affleure dans la partie centrale la carte depuis la région de Felletin au Nord-Ouest, à Méouze au Sud-Est. Il est en contact par faille avec la série métamorphique d'Aubusson entre Poussanges et Nouaillat au Sud-Ouest. Il affleure bien dans la vallée de la Rozeille et ses affluents entre Sainte-Feyre-la-Montagne et Magnat-l'Etrange.

Ce massif est constitué de trois types pétrographiques différents formant des masses de toutes tailles et de formes très irrégulières fortement imbriquées les unes dans les autres : le monzogranite à biotite et cordiérite de Sainte-Feyre-la-Montagne ($fm\gamma^{3M}$), qui domine largement ; le monzogranite à tendance granodioritique de Néoux ($\hat{n}\gamma^{3-4M}$) et la granodiorite de Saint-Georges-Nigremont ($m\gamma^{4-3}$).

($\hat{n}\gamma^{3-4M}$). **Monzogranite à tendance granodioritique de Néoux.** Ce granitoïde est souvent bleuté quand il est sain, et gris-jaunâtre quand il est altéré, *il est équigranulaire, gris-sombre du fait de sa richesse en biotite* (plus riche que le monzogranite encaissant de Sainte-Feyre-la-Montagne). Il est enrichi localement en biotite automorphe au contact du monzogranite de Crocq (a). *Son grain est fin à moyen*, de taille assez constante de 1,5 à 2,5 mm, parfois 3 mm (globalement de même dimension que celui du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne). La cordiérite est globalement peu abondante dans

la roche, mais sa teneur est très irrégulière et peut localement être importante. Elle est fréquemment automorphe et peu atteindre le centimètre. Le feldspath potassique peut être de grande taille et rendre la roche porphyrique. Parfois, les cristaux (surtout les phénocristaux) sont bien orientés et soulignent une foliation magmatique bien nette (secteur de Puy Baubier – Chersoubre, au Sud-Ouest de Saint-Georges-Nigremont). Cette roche est identique (par sa minéralogie et son grain) au monzogranite à tendance granodioritique de Néoux et de Lupersat décrit sur la carte d'Aubusson.

En lame mince, sa texture est grenue équigranulaire et sa structure est magmatique. Le plagioclase est non déformé et souvent automorphe, tout comme le feldspath potassique. Le quartz a une extinction à peine onduleuse, il présente des limites de grain rectilignes. La biotite légèrement chloritisée forme de petites baguettes de 1 à 2 mm assez régulièrement dispersées dans la roche. La cordiérite automorphe est généralement pinitisée. L'apatite prismatique est fréquente. La roche présente une minéralogie intermédiaire entre celle d'un monzogranite et d'une granodiorite ; le plagioclase est toujours en quantité plus importante que le feldspath potassique, même lorsque ce dernier forme des phénocristaux.

Structure. Le monzogranite de Néoux présente une fabrique magmatique parfois nette, marquée par l'orientation des phénocristaux. Ses relations avec le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne qui l'encaisse sont difficiles à observer en raison d'un contraste lithologique peu marqué, d'autant moins marqué que les roches sont altérées. Le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne présente une teneur en biotite plus faible et une teneur en feldspath potassique plus forte. Cette différence de composition se traduit par une différence de couleur de la roche : le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne étant plus clair.

La foliation du monzogranite à tendance granodioritique de Néoux (fm^{3-4}) apparaît cartographiquement conforme à celle du monzogranite qui l'encaisse et même à celle du monzogranite de Crocq. Cette disposition suggère une co-structuration de ces magmas au moment de leur mise en place ou consolidation.

Géochimie des monzogranites à tendance granodioritique à grain fin. Une analyse chimique a été acquise sur ce type pétrographique à laquelle nous avons adjoint une autre fournie par P. Tempier (uniquement les éléments majeurs). La nouvelle analyse se place dans le champ des granodiorites et celle fournie par Tempier dans le champ des monzogranites (fig. 11) dans le diagramme Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maître, 1979). Les teneurs en SiO₂ sont de 65,01 et de 66,6 %. Les paramètres A sont de 45,3 mmol et 23,4 mmol, le paramètre B de 143 mmol. Il s'agit de la valeur la plus élevée du paramètre B parmi les granitoïdes analysés sur cette

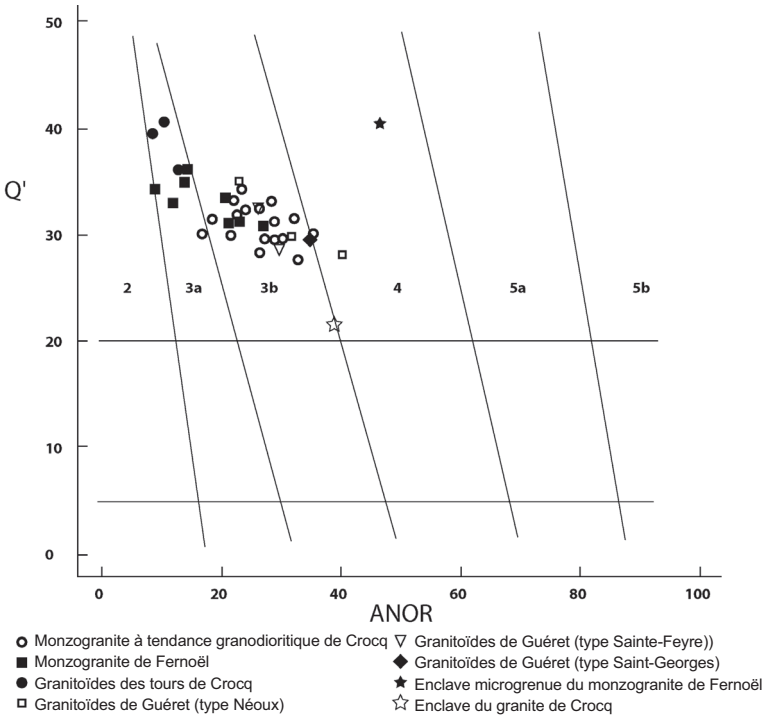


Fig. 11 - Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme de classification géochimique Q'/ANOR (Streichisen et Le Maître, 1979). (2) granite alcalin, (3a) syénogranite, (3b) monzogranite, (4) granodiorite, (5a et b) tonalite

feuille, ce qui est dû à sa richesse en biotite. Ce sont des roches moyennement alumineuses (rapport A/CNK de 1,08 et 1,23 : fig. 12) et mélanocrates (riches en ferro-magnésiens : fig. 13).

γ^{4-3} . **Granodiorite à tendance monzogranitique à cordiérite de Saint-Georges-Nigremont.** C'est une *roche gris sombre à noir bleuté*. Son grain est moyen de 2 à 3 mm. Le quartz tend à être subautomorphe, de même pour les nombreux plagioclases. La cordiérite est rare et souvent automorphe, sa répartition au sein du corps granitique est hétérogène.

En lame mince, ce type pétrographique présente une texture grenue. Les plages polycristallines de quartz présentent des limites de grain plus ou moins rectilignes. Le feldspath potassique est en proportion variable, mais moins abondant que le plagioclase, il est pœcilitique (inclusion de plagioclases, biotites et quartz), automorphe à interstitiel. Le plagioclase est souvent automorphe, zoné et les nombreux cristaux s'accrochent les uns contre les autres. La biotite est de grosse taille et régulièrement répartie dans la roche. La cordiérite, rarement fraîche, est généralement pinitisée en cristaux millimétriques de séricite. Le zircon est inclus dans la biotite ; l'apatite est abondante.

Structure. Ce granitoïde ne présente pas de foliation magmatique bien nette. Le contact avec le granitoïde de Néoux est progressif sur une distance hectométrique et le contraste lithologique est net. La granodiorite présente un grain plus gros, une teneur en biotite nettement plus forte et elle est moins riche en feldspaths potassiques, subautomorphes et porphyroïde, que la granodiorite.

Géochimie. Une analyse inédite de ce granitoïde a été communiquée par P. Tempier. Sa teneur en SiO₂ (66,6 %) le rapproche des autres granitoïdes du massif de Pontcharraud. Son paramètre A est de 29,6 mmol, ce qui est nettement plus faible que le granitoïde de Fernoël, mais qui reste dans l'ordre de grandeur des paramètres A des autres granitoïdes analysés ici.

γ_{bc}^{3M} . **Monzogranite, à biotite et cordiérite de Sainte-Feyre-la-Montagne.** Il affleure dans la partie centrale la carte depuis la région de Sainte-Feyre-la-Montagne à Malleret en bordure occidentale du massif de Crocq – Fernoël. C'est une *roche grise assez claire, isogranulaire à grain moyen de 2 à 3 mm*, bien moins riche en biotite (en paillette millimétrique) et en plagioclase que le granitoïde de Néoux. Elle est ponctuellement riche en cordiérite, souvent automorphe et centimétrique. Localement les cristaux de feldspaths potassiques subautomorphes (4-10 mm) présentent un habitus porphyroïde (secteur de Pardanaud – Saint-Maurice-près-de-Crocq). Le quartz est souvent automorphe. Ce monzogranite se différencie nettement des granitoïdes de Chénérailles par son grain (plus fin), la biotite un peu plus abondante et la cordiérite souvent automorphe.

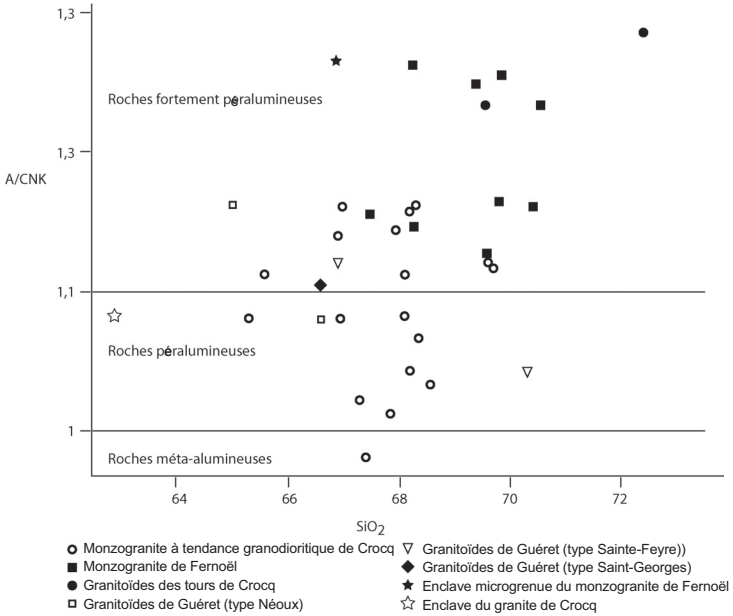


Fig. 12 - Évolution du paramètre A/CNK en fonction de SiO₂. La représentation du rapport A/CNK en fonction de SiO₂ permet de comparer les différents granitoïdes entre eux. L'évolution du paramètre A/CNK traduit l'évolution de l'aluminosité des roches depuis les roches les moins alumineuses (type Crocq) aux roches les plus alumineuses (types Fernoël, Tours de Crocq) en passant par les roches moyennement alumineuses (types Sainte-Feyre, Néoux et Saint-Georges-Nigremont)

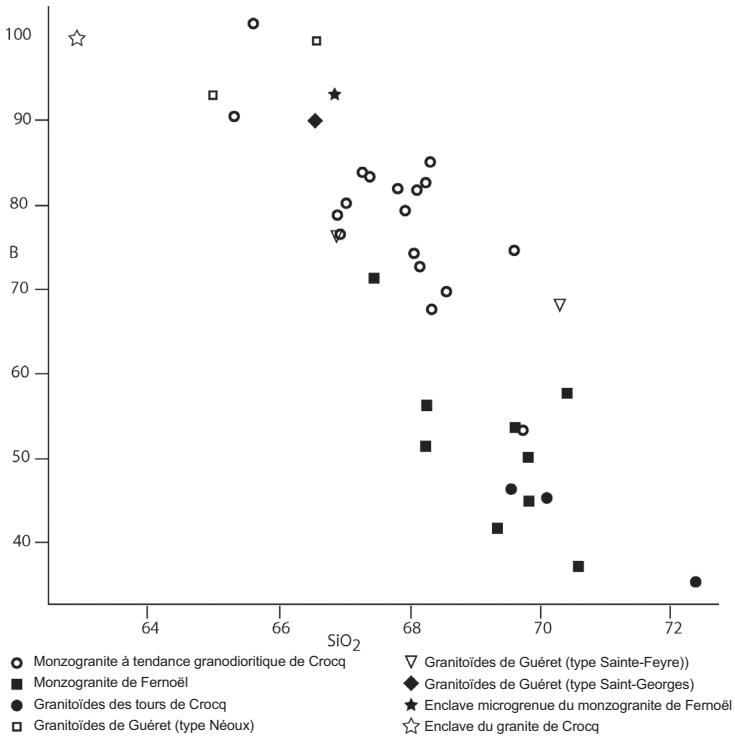


Fig. 13 - Évolution du paramètre B en fonction de SiO₂. Cette évolution du paramètre B traduit l'évolution de la teneur en minéraux ferromagnésiens des roches depuis les roches les plus mélanocrates (type Néoux et Saint-Georges-Nigremont) aux roches les plus leucocrates (types Fernoël et Tours de Crocq), en passant par des roches intermédiaires (types Crocq et Sainte-Feyre)

En lame mince, sa texture est grenue équigranulaire et sa structure est magmatique. Les plagioclases sont automorphes et non déformés, tout comme le feldspath potassique. Le quartz à peine ondulé, présente plutôt des limites de grain rectilignes. Il est abondant et présente parfois une structure engrenée et une extinction roulante ou des sous-grains. La proportion de biotite est relativement faible (moins de 15 %). La muscovite est rare et secondaire, développée aux dépens des plagioclases. La cordiérite, commune, apparaît macroscopiquement en cristaux souvent automorphes, elle est altérée en pinite et produits micacés. Minéraux accessoires : apatite prismatique, zircon.

Géochimie du monzogranite. Deux analyses chimiques ont été fournies par P. Tempier sur ce type pétrographique (uniquement les éléments majeurs) : elles se placent dans le champ des monzogranites (fig. 11) dans le diagramme Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maître, 1979). Ce granitoïde présente une composition en SiO₂ assez homogène (66,9 % et 70,3 %). Ce sont des roches moyennement alumineuses (rapport A/CNK de 1,04 et 1,15 : fig. 12) et mésocrates (moyennement riches en ferro-magnésiens : fig. 13).

Structure. Une fabrique planaire fruste fortement pentée, marquée par l'orientation parallèle des minéraux plats est parfois discernable dans ce granite ; mais elle est souvent difficile à distinguer. En lame mince, on observe également souvent une déformation cataclastique diffuse. Sa déformation post-solidus est protomylonitique.

$\gamma_{bc}^{3M(a)}$. **Monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne à biotite porphyroïde automorphe au contact du massif de Crocq**. En bordure du monzogranite de Crocq, le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne présente un enrichissement en biotite automorphe, par ailleurs typique du monzogranite de Crocq. Cette bordure constitue une zone de transition entre ces deux monzogranites, ce qui localement rend la cartographie de leur limite malaisée (en bordure ouest du massif de Crocq, au Nord de Lascoux entre les hameaux de Monteillaud et de Montely).

Cette zone de « transition » de 500 à 1 500 m de large (correspondant en fait à une puissance estimée entre 200 à 500 m si l'on tient compte du pendage apparent et cartographique de la bordure du granite de Crocq). Elle apparaît formée d'un granite à grain moyen de caractère mixte : renfermant la cordiérite typique du monzogranite Sainte-Feyre-la-Montagne et la biotite automorphe caractéristique du granite de Crocq. Dans cette zone de transition, et depuis le monzogranite de Crocq en direction du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne on observe la disparition graduelle des biotites automorphes remplacées par des biotites xénomorphes de plus petite taille, et l'apparition corrélative de la cordiérite.

Cette zone de « transition » entre les massifs de Crocq et Pontcharraud (avec localement des imbrications de ces granites) suggère un mélange de magmas et une mise en place quasi synchrone de ces massifs. D'autre part, le parallélisme des trajectoires de foliation magmatique (absence de déformation post-solidus) dans les granites du massif de Pontcharraud, avec celles du massif de Crocq (parallélisme confirmé par les données de l'ASM de Jover, 1986) traduit la costructuration des massifs à l'état périsolidus sur leurs bordures et confirme l'interprétation d'une mise en place synchrone de ces massifs.

Localement, cette auréole à biotite automorphe caractéristique du granite de Crocq affecte également le monzogranite à tendance granodioritique de Néoux (\hat{N}^{3-4M}) (a).

• Les lames granitiques de la Zone de Cisaillement de la Courtine

Plusieurs massifs linéaires, en lames de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres de puissance sont intrusifs dans les mylonites ductiles du Cisaillement de la Courtine. Ils s'organisent en deux lames polygranitiques principales : *au Nord, la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute* intrusive dans les granitoïdes hétérogènes foliés à cordiérite ($M\zeta_c^3$) et dans les gneiss mylonitiques rubanés de Trucq (ζM^1) ; *au Sud, la lame de la Courtine* intrusive entre les ultramylonites de Crépiat et les migmatites de Sornac. Cette dernière se prolonge par plusieurs petites lames dont celle de Mortefond – carrière des Trois-Ponts, qui se raccorderait après décrochement à la lame de Saint-Quentin-la-Chabanne en bordure du Millevaches.

Ces massifs sont polygranitiques, constitués de divers types pétrographiques dont : des granodiorites porphyroïdes à grain moyen ($m\hat{N}^4$) à texture orientée à protomylonitique dans la lame de Saint-Quentin-la-Chabanne et la lame de la Courtine (vers la carrière des Trois-Ponts, Mortefond et l'ancienne carrière des Vedrennes) ; des monzogranites à tendance granodioritique à grain moyen ($m\hat{N}^{3-4}$, similaires celui de Néoux) constituant l'essentiel de la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute et une partie la lame de la Courtine (vers le Mas d'Artige) ; enfin un leucomonzogranite fin porphyroïde à biotite et cordiérite dans l'extrémité nord-ouest de la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute ($L\hat{N}^3$ de la légende = 2 pygones $L\hat{N}^3$ sur la carte similaire à celui que l'on rencontre dans de nombreux filons de la région ($L\hat{N}^3$)).

Les relations entre ces types pétrographiques sont mal définies faute de continuité d'affleurement, mais ils semblent imbriqués et leur cartographie traduit la prédominance d'un type sur l'autre. Dans la carrière des Trois-Ponts, on observe une disposition en rubans de puissance centimétrique à

métrique, voire plurimétrique de différentes granodiorites (variant par leur teneur en biotite et la présence ou pas de phénocristaux) dans lesquels s'intercalent des monzogranites à tendance granodioritique et même des monzogranites. Cette disposition suggère que ces magmas se sont injectés en lames les uns après les autres dans les mylonites du cisaillement de la Courtine. Mylonites qu'ils enclavent parfois et dont ils recoupent la foliation.

*m*⁷⁴. **Granodiorite à grain moyen** (type Saint-Quentin-la-Chabanne). De couleur bleu sombre, riche en biotite, cette roche s'altère facilement en boules bien arrondies ou en arène de couleur marron à orange foncé. La taille moyenne du grain est de 2 et 4 mm. Le plagioclase bleuté est toujours dominant par rapport au feldspath potassique, il est rarement porphyroïde. La muscovite secondaire est occasionnelle et localisée dans les surfaces de cisaillement, elle est due à des circulations de fluides tardifs.

En lame mince, ce type pétrographique, sombre, présente une composition minéralogique de granodiorite : le plagioclase est le minéral dominant de la roche, le feldspath potassique forme des cristaux de grande taille (8 mm) mais il est peu abondant (moins de 10 %) et peut être quasiment absent (tonalite). Le quartz est globuleux en plages engrenées avec des limites de grain suturées, il est recristallisé en mosaïque. Les phénocristaux de feldspaths potassiques sont déformés de manière ductile, avec une extinction roulante. La biotite très abondante, confère à ce faciès un aspect très sombre. Elle est partiellement déstabilisée et remplacée par de la biotite secondaire. De la muscovite secondaire apparaît parfois. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. La mylonitisation de ce type pétrographique en bordure du Millevaches se traduit par une réduction significative de la taille du grain et l'apparition d'un fond fin grenu dans lequel baignent des porphyroclastes. Le fond de la roche est composé d'un agrégat de quartz, de plagioclase émietté, de muscovite et de biotite/chlorite dans lequel apparaissent des rubans de quartz entièrement recristallisés suivant la foliation. Les porphyroclastes sont constitués de feldspaths éclatés (plagioclase et feldspath potassique) dont les bordures tendent à s'émousser par fragmentation, ces minéraux prennent alors une forme ovoïde.

Structure. La granodiorite est toujours déformée ; elle présente une fabrique magmatique fruste marquée par une orientation des biotites, des cristaux de feldspaths et parfois du quartz. Généralement, cette fabrique magmatique évolue en une foliation tectonique marquée par l'orientation, l'étirement de plus en plus marqué des minéraux, notamment des cristaux de feldspaths et de quartz, non brisés. La déformation plastique de ces minéraux attestant d'une déformation de la granodiorite à haute température. Cette foliation est généralement recoupée par des plans de cisaillement dextres qui confèrent à la roche une texture mylonitique. Localement, cette foliation est de plus en plus pénétrative et moule parfois de gros porphyroclastes feldspathiques

centimétriques. Elle est accompagnée d'une fragmentation de plus en plus intense des biotites, d'une granulation et recristallisation du quartz, ainsi que d'une fragmentation des feldspaths ; cette fragmentation marquée des minéraux résultant de la poursuite de la déformation post-solidus.

Dans la lame de Saint-Quentin-la-Chabanne, l'attitude de la fabrique suit les directions des failles régionales qui la jalonnent, elle est moyennement à fortement pentés vers le Nord-Est de 30 à 50° de direction respectivement N150° et N130° et les stries plongent faiblement vers le Nord (pitch et 30°) ; ces structures résultent d'un jeu inverse dextre de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne en bordure du Millevaches.

Données géochronologiques. Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur population de muscovite synfoliale a été obtenue sur la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne (Gébelin, 2004). Les datations faites sur section polie par abrasion au laser sur les zones enrichies en micas blancs, peuvent être assimilées à un âge sur roche totale. L'histogramme de fréquence des âges ne montre aucun maximum significatif, les âges variant depuis 305 Ma à 367 Ma, avec toutefois un maximum entre 325 et 330 Ma. La grande variation des âges (de 305 Ma à 367 Ma) obtenus sur les ultramytonites de ces faciès pourrait refléter l'ensemble des déformations subies par ce granite depuis sa mise en place, ou des effets de la remobilisation de l'argon radiogénique depuis sa mise en place jusqu'aux derniers stades de mylonitisation.

Notons que dans le cadre des levés de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, un âge isochrone à 353 ± 6 Ma a été obtenu par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite sur la granodiorite de Villatande semblable à celle et de Saint-Quentin-la-Chabanne. Cet âge Tournaisien est celui de l'âge de cristallisation du magma.

À partir de ces données sur monazite et muscovite, un âge fini dévonien-tournaisien est retenu pour la mise en place de la granodiorite et un âge viséen supérieur pour son refroidissement (isotherme de fermeture du réseau de la muscovite vers 400°).

$m\hat{y}^{3-4}\text{CC}$ **Monzogranite à tendance granodioritique de Clairavaux – la Courtine** (lames de Clairavaux – Lamazière-Haute et de la Courtine). Il s'agit d'une roche pétrographiquement identique à celle de Néoux, parfois avec de petits phénocristaux de 5 à 8 mm. *Dans la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute, la roche n'est pas déformée ou très peu orientée, mais dans la lame de la Courtine, elle est nettement déformée.* Sa déformation (protomylonitique) est non co-axiale, elle se traduit par des structures de cisaillement dextre caractérisées par une foliation tectonique verticale recoupée par des plans de cisaillement N130° frustes. La différence de déformation de ce type pétrographique dans les lames granitiques indique le dischronisme de leur

intrusion dans la Zone de Cisaillement de la Courtine : ainsi, certaines intrusions sont syn-cinématiques d'autres sont tardi à post-cinématiques.

En lame mince, ce type pétrographique sombre à plagioclase dominant sur le feldspath potassique, est proche d'une granodiorite. Sa texture est fréquemment porphyroïde et orientée.

Dans la lame de la Courtine, la roche présente une trame grenue à clastes de plagioclases automorphes dans une matrice à quartz très recristallisé en mosaïque, à contours intensément lobés, d'aspect persillé, à biotites déchiquetées. De gros porphyroclastes de feldspath potassique baignent dans cette trame, ils sont déformés de manière ductile, avec une extinction roulante. Les ombres de pression qui les entourent sont composées de biotite, chlorite, muscovite, feldspath et quartz. Les plagioclases commencent à s'arrondir. Les conditions de déformation de cette roche se sont effectuées à haute température (> 550°) comme l'indique la ductilité du feldspath potassique. D'après les mesures des Orientations Préférentielles de Réseau (OPR) du quartz par la méthode EBSD, la mise en place du monzogranite à tendance granodioritique de la lame de la Courtine est syntectonique (Gébelin, 2004). L'étude microstructurale des ultramylonites montre une réduction significative de la taille du grain (50 µm). Des rubans de quartz entièrement recristallisés présentent des grains allongés selon la foliation. De rares plagioclases arrondis et complètement séricitisés, présentent des queues de cristallisation dissymétriques conformes au sens de cisaillement dextre du cisaillement de la Courtine. Le fond entièrement broyé de l'ultramylonite est essentiellement composé de muscovite et chlorite (biotite chloritisée). Les mesures des orientations préférentielles de réseau (OPR) du quartz par la méthode EBSD, montrent que la température de la déformation se situe entre 700° et 400 °C (Gebelin, 2004).

Dans la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute, la roche montre une déformation plus discrète et hétérogène. La déformation apparaît co-axiale et s'exprime par une orientation des minéraux, porphyroclastes surtout, sans structure de cisaillement net. Elle atteint très rarement le stade protomylonitique.

^L₇/^C₃. **Leucomonzogranite de la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute.** Ce faciès est similaire à celui que l'on rencontre dans de nombreux filons de la région, aussi nous renvoyons le lecteur à la description de ce monzogranite leucocrate à biotite et cordiérite ^L₇/^C₃. Il occupe l'extrémité nord-ouest de la lame de Clairavaux – Lamazière-Haute où il est imbriqué à des monzogranites à tendance granodioritique est mis par erreur en ^L₇/^C₃ sur la carte (2 polygones). Ce granite est bréchifié, mais ne présente pas de déformation mylonitique ductile.

• **Xénolites (enclaves) de roches non assimilées dans les granites du Complexe magmatique de Guéret**

Les roches enclavées dans les granites ne sont pas cartographiables et ne sont donc pas indicées sur la carte et sa légende. Ce sont des fragments de roches préexistantes emballés dans les magmas, que l'on rencontre fréquemment sur les affleurements. L'essentiel des enclaves a été observé dans le monzogranite de Chénérailles (massif de Pontcharraud).

Xénolites de roches métamorphiques dans les granites. Ce type d'enclaves est rare. Il s'agit de métatexités à biotite et sillimanite. Les mélanosomes sont formés de biotites dans lesquelles s'imbrique de la cordiérite verte. Les leucosomes sont formés de feldspath, de quartz et de sillimanite. On remarque une accordance des foliations de l'enclave et de sa forme allongée avec la fabrique magmatique du granite encaissant. Ces xénolites de roches métamorphiques apportent peu d'informations concernant les aspects pétrogénétiques relatifs au Complexe de Guéret car il est probable qu'ils constituent des restes de matériel de la pile métasédimentaire sous-jacentes aux granites du Complexe de Guéret (série du Chavanon).

Xénolites surmicacées. Très abondantes, elles apparaissent sous la forme de schlieren ou de petits corps centimétriques arrondis, elliptiques ou en virgules allongées qui soulignent la fabrique magmatique du granite encaissant, leurs limites sont moins nettes que dans le cas des xénolites magmatiques. Elles présentent un assemblage isogranulaire de petits cristaux de quartz et de biotite orientée très abondante. Ces restites peuvent représenter les résidus réfractaires de fusion du matériel métamorphique initial affecté par l'anatexie. Il s'agit vraisemblablement du résidu ultime de la fusion des xénolites métamorphiques.

Xénolites de roches magmatiques microgrenues sombres, peralumineuses. Ces xénolites sont fréquents dans le monzogranite de Chénérailles (γ^{3M}). Ils ont également été observés dans les monzogranites de Crocq et de Fernoël. Ce sont toujours des xénolites compacts, de formes ovoïdes constitués d'une roche très sombre, très riche en biotite et en plagioclase, dont la taille du grain est millimétrique à inframillimétrique. Souvent ces enclaves présentent un enrichissement en cristaux de plagioclase de taille supérieur au fond grenu de la roche. Localement, le granitoïde encaissant présente en bordure des enclaves un enrichissement en biotite.

Dans le monzogranite de Crocq où elles sont rares, les enclaves renferment des phénocristaux de feldspaths pouvant atteindre 1 cm ainsi que de grosses biotites noires hexagonales (1 cm) baignant dans un fond grenu de la roche enclavée. Ces xénolites sont également souvent mouchetées de cordiérites automorphes verdâtres abondantes, et leur

périphérie présente une augmentation de la taille du grain ainsi qu'un enrichissement en biotite automorphe. Cette variation de faciès en périphérie s'accompagne d'un mélange avec le monzogranite de Crocq.

En lame mince, la texture porphyroïde est nette : on observe de gros plagioclases sub automorphes, à inclusion de biotite, dans une trame fine. Dans la trame : biotites lobées, plagioclases en lattes et quartz interstitiel. Notons la présence, sous forme de traînées, de petits grains de spinelle vert, vraisemblablement associé à de la cordiérite intégralement pinitisée.

Dans le monzogranite de Fernoël, les enclaves sont plus fréquentes. Elles sont microgrenues et ont systématiquement une forme ovoïde, leur grand axe est souvent parallèle à l'alignement des enclaves quand plusieurs sont présentes.

En lame mince, la texture est porphyrique : on observe des globules de quartz, des biotites (lobées) et des plagioclases zonés dans une trame à lattes de plagioclases.

Géochimie de xénolites de roches magmatiques. Les analyses chimiques sur les cristaux de biotites issus de xénolites de roches magmatiques montrent un fort pourcentage en Al_2O_3 (entre 16,9 % et 18,5 %). Leur pourcentage en MgO varie de 8,1 % à 13,2 %. Les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985) et de P. Rossi et P. Chèvremont (1987) placent toutes les analyses dans le champ des granites peralumineux (association per-alumineuse) type Guéret (Cartannaz, 2006).

Ces xénolites ont fait l'objet d'une étude chimique (16 analyses) présentée dans la notice de la carte d'Aubusson (Cartannaz, 2006, Cartannaz *et al.*, 2008). Le caractère alumineux est confirmé avec un rapport A/CNK supérieur à 1. Dans le diagramme Q'/ANOR (Streickeisen et Le Maître, 1979), ces enclaves appartiennent au champ des granodiorites.

Ce sont des roches acides dont la gamme de pourcentage en SiO_2 est comprise entre 62,9 % et 67,9 %. La somme ($FeO_t + MgO + TiO_2$) varie de 5,8 % à 10,0 %. Le pourcentage en alcalin ($Na_2O + K_2O$) varie entre 5,3 % et 8,5 %. Le CaO varie peu et s'étale entre 2,1 % et 3,0 %. Ces enclaves sont caractérisées par un paramètre A qui balaye une large plage entre 12 et 85 et un paramètre B entre 95 et 175. Ce sont donc des roches mélanocrates qui sont faiblement à très fortement peralumineuses. Les diagrammes de Harker montrent une corrélation négative du SiO_2 avec respectivement Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , et K_2O . Le CaO, Na_2O et le P_2O_5 sont quasiment constants quels que soient les pourcentages en SiO_2 . La comparaison de la balance alumine de ces enclaves par rapport à la balance alumine de la roche encaissante montre qu'elles sont en général beaucoup plus alumineuses que l'encaissant.

Massif de Crocq – Fernoël

Ce massif est composé de cinq types pétrographiques : monzogranite à biotite de Crocq (γ_{Cr}^{3M}), de forme arquée à convexité sud-ouest ; monzogranite fin et monzogranite à tendance granodioritique de Fernoël au centre du massif (β/F^{3M} et β/F^{3-4}) ; monzogranite porphyroïde du Châtelard (ρ/Mc), d'extension très faible visible dans l'extrémité nord-est de la carte et enfin, du syénogranite des tours de Crocq (β/tc^{3-2}).

γ_{Cr}^{3M} **Monzogranite à biotite automorphe de Crocq.** Ce monzogranite occupe une large surface sur la partie orientale de la carte. Il est bordé à l'Ouest par le massif de Pontcharraud, à l'Est par les granitoïdes de Fernoël. Il est en contact au Sud avec les anatexites d'Aubusson dans le secteur de Merd-la-Breuille. Il se confond aisément sur le terrain avec le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne (massif de Pontcharraud) à cause de son caractère leucocrate et de son grain. Il s'en démarque par l'absence de cordiérite macroscopique, ainsi que par un grain légèrement plus gros et surtout par la présence de biotite automorphe hexagonale bien fraîche, et bien individualisée.

Le monzogranite de Crocq est assez clair et isotrope, à grain moyen (2 à 5 mm), à biotite parfaitement automorphe (hexagonale) de plus grande taille que le grain moyen de la roche, atteignant parfois 10 mm. La cordiérite est exceptionnelle mais lorsqu'elle est présente, elle peut se révéler abondante, mais à l'échelle de l'échantillon seulement. Elle est alors prismatique et peut atteindre 1 cm d'allongement. Le feldspath potassique est fréquemment en phénocristaux trapus de 1 à 3 cm de long, blancs ou souvent rosés voire rouges sombres. Le plagioclase est généralement subautomorphe. C'est sur la roche altérée que se remarque le mieux la biotite, bien noire. Elle est parfois chloritisée, ce qui supprime sa brillance ; la libération de fer provenant de l'altération de la biotite colore l'arène de ce granite en marron, ponctuée par des taches blanches et jaunâtres de feldspaths. C'est surtout le plagioclase qui s'altère par rapport au feldspath alcalin porphyroïde. Ce granite donne souvent des boules de taille décimétrique, en particulier dans le bois situé entre Giat et les Fourches (2 km au Nord-Ouest de Mautes).

*En lame mince, sa texture est grenue. Le quartz, non déformé, se présente en grandes plages polycristallines et interstitielles. Le feldspath potassique est pœcilitique et porphyrique, parfois perthitique. Il peut être interstitiel et englober les autres cristaux. Le plagioclase est zoné et maclé polysynthétique avec un cœur calcique (An 50) et une périphérie très sodique (An 13). La biotite forme de grandes lattes bien individualisées, sa couleur apparaît d'un brun plus foncé que celle des autres biotites des autres types pétrographiques du complexe magmatique de Guéret. Fréquemment, les biotites sont altérées en prehnite, ce qui traduit l'existence de circulations de fluides hydrothermaux post-magmatiques (Freiberger *et al.*, 2001), qui sont également à l'origine de*

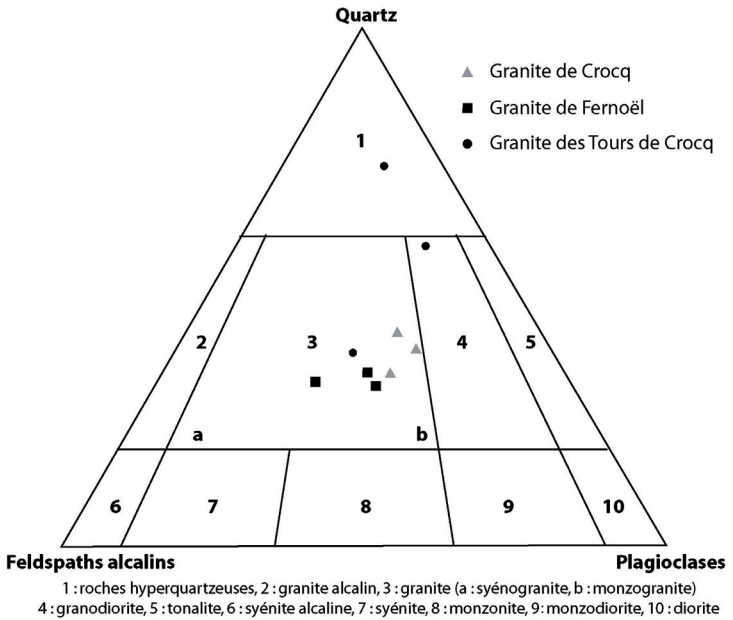


Fig. 14 - Comptage minéralogique et classification de Streickeisen pour les granitoïdes de Crocq et Fernoël

la séricitisation des plagioclases. Exceptionnellement, de la cordiérite automorphe peut être observée. Enfin, localement de l'amphibole xénomorphe est présente ; elle est relictuelle et parfois contenue dans le plagioclase. La présence assez fréquente d'allanite caractérise également ce type pétrographique. Les accessoires sont : zircon (dans la biotite), apatite prismatique (dans la biotite le plus souvent, mais également libre) et opaques. Les analyses modales rapprochent le monzogranite du champ des granodiorites dans la classification minéralogique de Streickeisen (fig. 14).

Structure. Ce granite apparaît généralement franchement isotrope, néanmoins une foliation fruste y est localement visible sur sa bordure ouest et sud-ouest. Elle est globalement parallèle aux limites lithologiques et assez fortement pentée vers l'extérieur du massif (son pendage est souvent supérieur à 45°). Cette fabrique est absente au cœur du massif où la roche à une structure sub-isotrope.

Le contact entre le massif de Crocq et le massif de Pontcharraud (monzogranite à biotite et cordiérite Sainte-Feyre-la-Montagne) est franc et relativement aisé à cartographier en bordure sud et sud-ouest du massif de Crocq, entre Méouze – Lascaux, car le granite de Crocq présente des feldspaths potassiques trapus (de 5 à 8 mm), de deux couleurs (blanche et légèrement rosâtre), un grain plus gros que celui Sainte-Feyre-la-Montagne. Mais il en est différemment en bordure ouest du massif de Crocq, au Nord de Lascaux (entre les hameaux de Monteillaud et de Montely) où les convergences de faciès avec le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne rendent la cartographie du contact difficile dans cette zone. Cette convergence se traduit dans le monzogranite de Crocq par une diminution progressive de la taille du grain en direction de la bordure ouest du massif (entre les hameaux de Monteillaud et de Montely) ainsi que la disparition des phénocristaux de feldspaths potassiques.

La foliation magmatique est verticale ou fortement pentée vers l'extérieur du massif de Crocq sur sa bordure ouest, elle est moyennement pentée vers l'intérieur de ce massif sur sa bordure sud-est, ce qui suggère un massif profondément enraciné en forme de coin fortement incliné vers le Nord-Ouest.

Le contact entre le monzogranite de Crocq et le monzogranite de Fernoël est en général net, il est rare d'observer la présence d'enclaves de l'un dans l'autre. La nature tranchée de leurs contacts atteste de l'intrusion du monzogranite de Fernoël dans celui de Crocq, ce que confirme la géochronologie. D'autre part, la forme du monzogranite de Fernoël au Sud de Manaly suggère sa mise en place dans une ouverture aménagée dans le monzogranite de Crocq.

Géochimie du monzogranite de Crocq. Les analyses effectuées à la microsonde électronique (CAMECA SX 50, BRGM à Orléans) montrent

que les biotites du monzogranite de Crocq sont plus magnésiennes ($MgO = 10,5 \%$) que les biotites des autres granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret, et d'autre part, que ces biotites ($Al_2O_3 = 13,8 \%$) sont les moins alumineuses des granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret ($17,6 \% < Al_2O_3 < 18,9 \%$). Les biotites du monzogranite de Crocq, peu alumineuses, sont comparables (Cartannaz, 2006) à celles des magmas des séries « sub alcalines » (diagramme de Nachit *et al.*, 1985). D'autre part, la chimie de certaines biotites placent ce granite dans le champ des granites calco-alcalins dans les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985). Ceci suggère *qu'un magma à tendance méta-alumineuse (d'origine basi-crustale) est à l'origine du monzogranite de Crocq. Il a acquis une tendance peralumineuse durant sa cristallisation.* Le témoignage de ce magma méta-alumineux à l'origine réside dans la présence d'amphiboles relictuelles observées en lames minces.

Sept nouvelles analyses chimiques ont été effectuées sur ce granite sur cette carte (tabl. 2, annexe B), auxquelles nous avons adjoint 11 analyses fournies par P. Tempier. Ces analyses chimiques montrent une zonalité chimique dans le monzogranite marquée par : une décroissance régulière, d'Est en Ouest, de MgO et P_2O_5 ; un enrichissement du cœur du massif en K_2O ; enfin, une teneur plus forte en Na_2O au Sud-Ouest et à l'Ouest du massif. Les points représentatifs des analyses chimiques de ce granitoïde se placent dans le champ des monzogranites dans le diagramme $Q'/ANOR$ (Streickeisen et Le Maître, 1979) (fig. 11). Celui-ci est caractérisé par SiO_2 compris entre 65,32 et 69,7 %. Le paramètre A est assez étalé : $5,5 \text{ mmol} < A < 41,9 \text{ mmol}$. Cette dispersion peut s'expliquer par les différences de teneur en cordiérite (rare) et en amphibole relictuelle. Le paramètre B est, quant à lui, bien plus constant : $113 \text{ mmol} < B < 135 \text{ mmol}$. Celui-ci reflète une faible variation de la teneur en minéraux ferro-magnésiens de la roche, qui s'observe visuellement sur le terrain. (fig. 12).

Les éléments en traces, permettent d'apporter une distinction entre les différents granitoïdes du massif de Crocq-Fernoël et ceux du complexe granitique de Guéret. Par rapport aux autres granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret et pour un pourcentage en SiO_2 équivalent : le monzogranite de Crocq est plus riche en Zr, Hf, Nb, HREE, LREE et plus particulièrement en Th ; le monzogranite de Fernoël est déficitaire en Cr et Co ; le syénogranite des Tours de Crocq est plus riche en HREE et Y (Cartannaz, 2006).

Données géochronologiques. Ce monzogranite a fait l'objet d'une datation au BRGM par la méthode U-Th-Pb sur zircons. L'échantillon a été prélevé à proximité du bourg de Crocq. L'âge obtenu : $337 \pm 3 \text{ Ma}$ (fig. 27, annexe B) ; permet d'attribuer à ce granite un âge fini viséen moyen.

$P\gamma^{3M}$ c. **Monzogranite porphyroïde, à biotite automorphe et à cordiérite.** Ce monzogranite est de faible extension en bordure nord-est de cette carte, mais il s'étend plus largement sur la carte d'Aubusson. Les données acquises sur les feuilles de Felletin et d'Aubusson indiquent que ce monzogranite forme une masse enclavée au sein du granite de Crocq. *Ce monzogranite est leucocrate, à grain moyen (2 à 3 mm), il renferme des plagioclases de forme rectangulaire fréquemment beigeâtres par altération et des feldspaths potassiques de taille légèrement plus importante que le grain de la roche, de teinte grisâtre. Ce monzogranite ressemble à celui de Crocq, dont il possède les biotites automorphes de 3 à 5 mm, mais s'en distingue par la présence de cordiérite, le plus souvent en cristaux automorphes verdâtres à noirs ou parfois en nodules. Il se différencie également du monzogranite de Crocq par sa richesse en phénocristaux de feldspaths. Cette dernière caractéristique inciterait à le considérer comme un faciès cumulatif du monzogranite de Crocq.*

Les caractères pétrographiques de ce monzogranite sont similaires à celles du monzogranite de Crocq. Sa texture est sub-automorphe et la structure montre une foliation magmatique.

$p\gamma^{3M}$ F. **Syénomonzogranite à grain fin à biotite et cordiérite de Fernoël.** C'est une *roche souvent gris clair, équante, à grain fin (1,5 - 2 mm) à petites biotites et à cordiérite* parfois sub-automorphe, localement à petits phénocristaux de feldspath potassique de 0,5 cm. Elle est largement reconnue à l'Est de la carte. On peut mettre en évidence des secteurs où la roche est rougie, vraisemblablement par altération hydrothermale.

En lame mince, la texture est grenue. Le quartz en plages polycristallines présente des sous-grains avec une légère extinction roulante. Le feldspath potassique, parfois perthitique, est généralement xénomorphe (inclusion de quartz, biotite, plagioclase et cordiérite). Le plagioclase, légèrement séricitisé est zoné et automorphe. La biotite, généralement fine (1 mm maximum) et xénomorphe, commence à se chloritiser. Elle est parfois envahie de rutile. De la muscovite primaire de petite taille est présente. La cordiérite existe sous deux formes : petits prismes subautomorphes de couleur vert sombre, pouvant atteindre 5 mm ; nodules de quelques millimètres plus ou moins transformés en biotite. Elle est associée à de la muscovite et à de la biotite, est toujours automorphe. Elle est répartie de manière inégale au sein de la roche. De rares myrmékites sont observées au contact du feldspath potassique/plagioclase. L'apatite et le zircon contenus dans les cristaux de biotite sont accessoires.

Les analyses modales réalisées sur ce granitoïde le situent dans le champ des monzogranites dans la classification minéralogique de Streickeisen (fig. 14).

Structure. Le granitoïde de Fernoël présente une structure équante isotrope, aucune foliation n'est observable (peut-être du fait de la taille de son grain fin ?) et ne présente jamais de déformation ductile.

Composition chimique. Six nouvelles analyses chimiques ont été obtenues sur ce granite. Ces analyses se dispersent du champ des monzogranites au champ des syénogranites dans le diagramme Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maître, 1979) (fig. 11). Ce type pétrographique est caractérisé par SiO₂ compris entre 67,5 % et 70,5 %. Le paramètre A est assez élevé : 34 mmol < A < 63 mmol. La présence de cordiérite et muscovite en est probablement à l'origine. Le paramètre B est plutôt faible : 61 mmol < B < 87 mmol. Le TiO₂ est compris entre 0,29 et 0,6 %. On peut observer une forte augmentation de la teneur en TiO₂ à l'Ouest du massif, à proximité du monzogranite de Crocq. Ceci pourrait traduire une part d'assimilation du monzogranite de Crocq, donc la teneur en TiO₂ est assez élevée, probablement à cause de sa richesse en biotite. Le monzogranite de Fernoël présente une diminution de la teneur en K₂O et MnO de l'Ouest vers l'Est, avec une décroissance rapide vers l'Est pour K₂O, et plus régulière pour MnO. Corrélativement on note une tendance inverse pour Na₂O qui décroît régulièrement d'Est en Ouest.

Données géochronologiques. Cette roche a fait l'objet d'une datation par la méthode U-Pb sur zircons. L'échantillon a été prélevé à proximité au château de Tyx (près du lac de Tyx) sur la carte de Felletin. Vingt analyses ont été effectuées sur 19 grains différents. La majorité des analyses sont concordantes et regroupées à 317 ± 5 Ma (fig. 21 et 22, annexe A). Cet âge est bien contraint à partir de 12 analyses concordantes. Un grain (n° 6) a livré un âge vers 480 Ma (fig. 5, en annexe) en son cœur et un âge hercynien sur sa périphérie (325 ± 10 Ma). Deux zircons hérités pas trop discordants indiquent des âges beaucoup plus anciens à 1784 ± 59 Ma et 2603 ± 26 Ma. Nous retenons une mise en place du granitoïde de Fernoël vers 317 ± 5 Ma. Les âges plus anciens provenant de zircons hérités soit archéens, soit protérozoïques inférieurs, soit ordoviciens, suggèrent la participation d'un socle ancien et d'un matériel ordovicien à la formation du magma.

N³⁴F⁴. Monzogranite à grain fin à tendance granodioritique de Fernoël. C'est une roche souvent gris sombre équante, à grain fin à moyen (1,5 - 2 mm) à biotite petite et à cordiérite parfois sub-automorphe, localement à petits phénocristaux de feldspaths potassiques de 0,5 cm. Cette roche, similaire au monzogranite de Fernoël par son faciès et sa minéralogie, en diffère par une teneur en biotite nettement plus forte, et peut être par une fréquence moindre de la cordiérite. Ce granitoïde ne présente pas de structure visible.

$\sigma_{\gamma TC}^{23}$. **Syénogranite à grain fin porphyroïde et à biotite des Tours de Crocq.** Ce type pétrographique est peu fréquent et forme de petites intrusions circonscrites aussi bien au sein du granitoïde de Crocq que de celui de Fernoël et même dans les aubussonites. Son affleurement type à été défini au pied des tours moyenâgeuses du village de Crocq, près de l'église. On peut lui rattacher le granite affleurant au Sud de Manoux près du tumulus et le granite affleurant au Nord-Ouest de la Mazière aux Bons-Hommes. *C'est un granite clair pauvre en biotite à grain fin, porphyroïde.* La trame de la roche est constituée de quartz, feldspaths et biotite, de taille généralement inférieure au millimètre, donnant un aspect saccharoïde. Des phénocristaux s'individualisent dans cette trame : *feldspaths en prismes de 2 à 4 mm, de section carrée, cordiérite subautomorphe de 1 à 2 mm, très fine muscovite.* Il est à noter que l'on observe fréquemment des traces en creux de minéraux dissous, sans que cela soit un caractère distinctif de ce granite, car également rencontré dans des roches filoniennes. Là où ce granite recoupe le massif de Crocq, on observe un enrichissement en biotites automorphes plurimillimétriques semblables à celles du granite de Crocq. Cet enrichissement pourrait s'expliquer par la contamination de ce granite par celui de Crocq et suggérerait donc sa mise en place antérieure à ce dernier. La roche est indemne de déformation, aucune foliation n'est visible.

En lame mince, ce type pétrographique, est singulier de par son hétérogénéité modale. C'est une roche porphyroïde à gros feldspaths maclés polysynthétique dans un fond granitique microgrenu équant. Les phénocristaux sont de grosses orthoses maclées Carlsbad, à inclusions de quartz et feldspaths. Le fond microgrenu présente une texture granophyrique, il renferme des plagioclases parfois automorphes et zonés des feldspaths potassiques xénomorphes et perthitiques du quartz globuleux onduleux en sous grains, de la biotite abondante parfois chloritisée et de rares muscovites très fines et secondaire.

Chimiquement, la classification Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maître, 1979) distingue bien ce granitoïde des autres granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret (fig. 11). Bien que trois analyses soient seulement disponibles, leur faible dispersion permet de justifier la distinction de cette entité. Il s'agit d'une syénogranite à tendance alcaline. Elle est relativement plus riche en P_2O_5 que tous les autres granitoïdes analysés sur cette feuille. Le paramètre A est peu dispersé ($56,5 \text{ mmol} < A < 72,4 \text{ mmol}$) et relativement plus élevé que les autres granitoïdes analysés ici. Le paramètre B est faible ($60,6 \text{ mmol} < B < 74,6 \text{ mmol}$), du fait d'une très faible teneur en minéraux ferromagnésiens. Sa teneur en éléments (majeurs et traces) peut être sensiblement différente de celles observées dans les autres entités granitiques (comme par exemple la richesse relative en Mo et Sn).

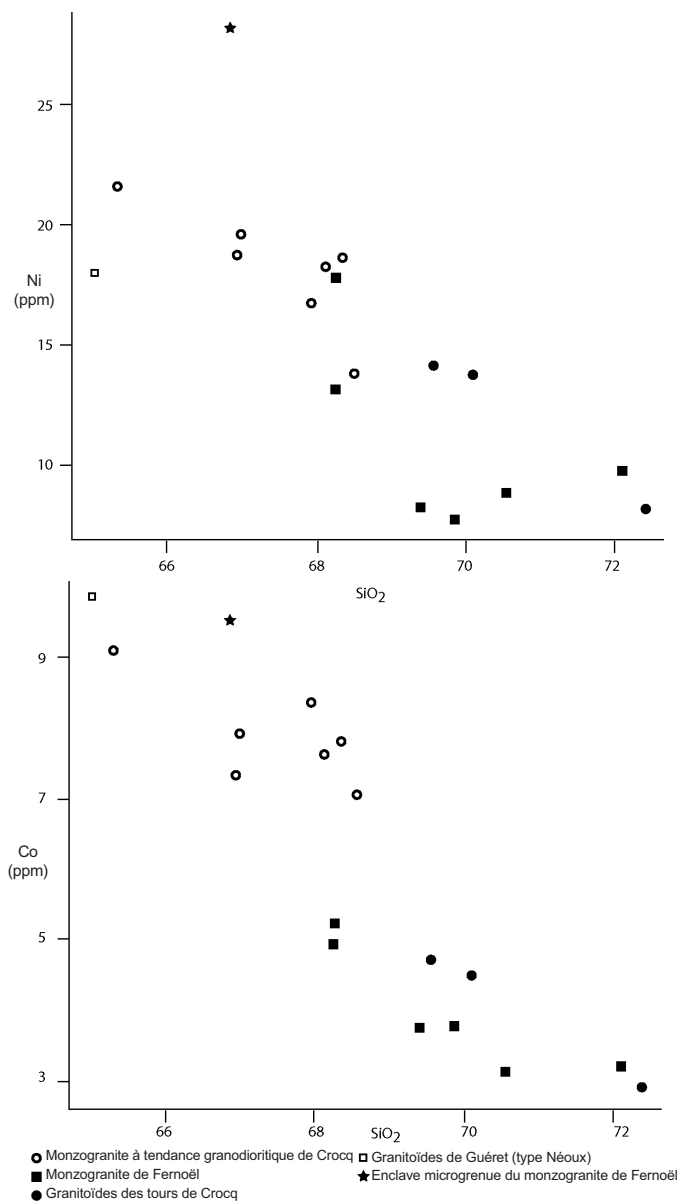


Fig. 15 - Variation des teneurs en Ni et Co en fonction de SiO₂ dans les granitoïdes de la feuille de Felletin

Comparaison entre les granitoïdes de Crocq, Fernoël et des Tours de Crocq

Le monzogranite de Fernoël est relativement plus riche en Al_2O_3 que le monzogranite de Crocq (fig. 12). Il faut vraisemblablement relier cette différence à la présence systématique de cordiérite dans le granitoïde de Fernoël. En revanche, celui-ci est assez nettement plus riche en Na_2O que le monzogranite de Crocq et nettement plus pauvre en K_2O , MgO , CaO et TiO_2 que le monzogranite de Crocq. La différence de teneur en magnésium et en titane est aisément compréhensible par la pauvreté en biotite du type pétrographique Fernoël. La teneur en CaO peut marquer une différence dans le chimisme des plagioclases. Ces deux granitoïdes ont des teneurs relativement semblables en P_2O_5 .

Le comportement des terres rares et éléments en traces est assez variable d'un granitoïde à l'autre. On peut noter toutefois que Co, Cr, Hf, V et Zr ont un comportement compatible dans ces trois corps et que Tm, Y et Yb ont quant à eux un comportement incompatible. Il est intéressant de constater que les granitoïdes de Fernoël et des Tours de Crocq ont souvent un comportement géochimique semblable et différent de celui du Crocq.

L'observation de la variation des teneurs en Co et Ni en fonction de SiO_2 dans les divers corps de granitoïdes (fig. 15) indique que le Co et le Ni décroissent avec l'augmentation de SiO_2 . Les granitoïdes de Crocq et de Fernoël sont ainsi très nettement séparés : le monzogranite de Crocq a des teneurs en Co et Ni bien plus élevées (> 7 ppm et de 14 à 21 ppm, respectivement) que le monzogranite de Fernoël (3 à 5 ppm et 7 à 17 ppm, respectivement). Ceci pourrait indiquer la présence d'une composante mantellique dans le magma du monzogranite de Crocq (idem pour l'analyse du granite de Néoux), qui serait absente dans le monzogranite de Fernoël (ainsi que dans le syénogranite des Tours de Crocq).

Intrusions isolées et filons

Ont été regroupées dans ce paragraphe les descriptions d'intrusions atypiques indépendantes des granites de Guéret, rencontrées soit sous forme de petites masses, de filons ou d'épanchements volcaniques.

La mise en place des roches filoniennes se fait à faible profondeur à la faveur de fractures qu'elles jalonnent, leur cristallisation est rapide, aussi elles acquièrent une texture typique soit aphanitique porphyroïde ou non (ce sont ici des rhyolites), soit microgrenue (microgranites).

L₁/c³. Leucomonzogranite fin porphyroïde à biotite et cordiérite. Il constitue de nombreux filons (Croze, Beissat – Puy de la Borde, Puy des

Chaumes pour les plus gros, et des masses filoniennes ou non en bordure du cisaillement de la Courtine). C'est un *monzogranite leucocrate*, de couleur beige jaune légèrement rosée, à *grain souvent fin* (1 mm), parfois à grain moyen 2 à 3 mm pour la lame de Croze) et à contour de minéraux flou. La *biotite est automorphe, hexagonale et allongée*, elle mesure de 1 à 3 mm et est parfois orientée. Le feldspath est subautomorphe de 2 à 8 mm, rose ou vert. Le quartz, de 1 à 2 mm, est automorphe, anguleux et fumé ou de couleur grise. L'orthose, également automorphe, peut dépasser le centimètre. Ce granite est très *riche en cordiérite automorphe* de quelques millimètres de long. Aucune foliation, ni magmatique, ni tectonique, n'a été relevée dans ce type de granite qui jalonne généralement des failles.

$\mu\gamma$ Microgranite porphyroïde ou non, à matrice aphanitique. Ce microgranite, de couleur crème ou rose ou grise, est composé de *phénocristaux baignant dans une mésostase microcristalline* à minéraux flous trop petits pour être identifiés à l'œil nu. Les phénocristaux sont constitués de *biotite automorphe hexagonale* de taille inférieure à 3 mm, plus ou moins abondants et plus ou moins chloritisés, de feldspaths blancs et rectangulaires de 2 mm à 8 mm, de quartz globuleux fumé ou hyalin de 1 à 3 mm, et parfois de cordiérite subautomorphe, pouvant atteindre 5 mm. La mésostase est beige ou rose à grain flou non distinguable à l'œil nu. Cette roche sub-volcanique est proche d'une rhyolite. Elle est similaire à celle qui constitue l'essentiel du dyke de Sannat.

En lame mince, la texture est microgrenue porphyrique, avec de gros feldspaths potassiques baignant dans une pâte constituée de fins quartz globuleux, quelques muscovites et rares plagioclases xénomorphes. Dans le filon au Sud de la Celle s'observe une pseudomorphose totale des phénocristaux d'orthose en tourmaline ferrifère en gerbes (la pseudomorphose s'observe à l'œil nu mais la tourmaline n'est pas reconnaissable à l'œil nu).

γ^0 . Granitoïdes très quartzeux. Ce sont des granitoïdes grisâtres, parfois très blanchâtres, très pauvre en micas, à grain moyen (2 à 4 mm), constituée de quartz très abondant et de feldspaths présents en quantité variable. Les micas (biotite décolorée) y sont rares ou absents. Ces granitoïdes sont en relations avec les failles qui les encaissent et sont souvent fortement fracturés.

ρ . Rhyolites. Ces roches ont été observées principalement dans l'Unité de Guéret, elles sont moins fréquentes en bordure de l'Unité de Millevalches et dans l'Unité d'Ussel. Le meilleur affleurement pour observer ces roches est situé à 1,5 km au Sud du bourg de Crocq (Puy Senimont), à proximité du réservoir. Il s'agit d'une carrière ouverte dans un filon que l'on suit de part et d'autre du Puy.

Ce sont des roches claires qui apparaissent formées d'une pâte microcristalline beige rosée (*cf.* fig. 14), rouge violet, grise, verdâtre dans

laquelle baignent des minéraux visibles à l'œil (phénocristaux) de nature variable. Les phénocristaux sont soit du quartz automorphe de 1 à 2 mm, de la biotite et/ou des feldspaths potassiques automorphes pouvant atteindre 5 mm (10-15 mm dans le filon au Nord de Saint-Maurice près de Crocq).

En lame mince, la texture est typiquement celles des rhyolites : on observe de gros quartz globuleux voire automorphes et des feldspaths potassiques baignant dans une pâte aphanitique, pouvant quant à elle montrer une texture sphérolitique, signe de refroidissement rapide.

Q. Quartz. On le trouve en filons où il est d'un *blanc laiteux*, ceux-ci affleurent parfois en boules décimétriques ou en blocs volants dans les labours. Le filon le plus important a été mis en évidence dans le bois de La Breuille, 1 km à l'Est de Saint-Merd-la-Breuille. Il a été exploité et même si les excavations sont envahies par la végétation, de nombreux blocs sont à l'affleurement. Ce quartz est massif, il présente rarement des cristaux translucides (5 mm maximum), il est localement géodique ; on peut observer occasionnellement des trous provenant de la dissolution d'un minéral cubique (fluorine ?).

Ailleurs sur la carte, des filons minéralisés ont pu donner lieu à des exploitations, aujourd'hui inaccessibles (stibine notamment).

Géochimie des magmas du complexe filonien rhyolitique et microgranitique apparenté au magmatisme sub-volcanique de Sannat

Ces roches sub-volcaniques sont identiques à celles du dyke de Sannat décrit sur la carte d'Aubusson. Elles ont un chimisme de rhyolites (dans le diagramme alcalin-silice). Elles sont acides (SiO_2 entre 68,8 % et 77,5 %) et la somme $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ varie de 4,8 % à 0,8 %. Le K_2O varie de 4,7 % à 5,3 %, le Na_2O de 1,4 % à 3,6 % pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO diminue de 0,7 % à 0,08 %. Ces roches sont caractérisées par un étalement du paramètre A entre 34 et 73 mmol, et un paramètre B entre 10 et 77 mmol. Les diagrammes de terres rares permettent de les différencier des granites du Complexe de Guéret avec une anomalie négative en Europium plus marquée pour ces faciès que pour les granites du Complexe de Guéret en général.

Données géochronologiques sur les roches hypovolcaniques du complexe filonien

Deux datations ont été réalisées sur les faciès hypovolcaniques du Complexe magmatique de Guéret (Cartannaz *et al.*, 2008) par la méthode U-Pb sur zircons. Les échantillons ont été prélevés sur le dyke de Sannat (carte d'Évaux-les-Bains), l'un sur un microgranite à rares phénocristaux (μ'), et l'autre sur une rhyolite (ρ). Les âges obtenus sur les deux échantillons sont proches :

338 ± 3 Ma ($\mu\lambda$) ; 335 ± 3 Ma (ρ). Ils permettent de situer ce magmatisme sub volcanique à la limite Viséen moyen-supérieur. Un âge similaire sur Zircon a été obtenu sur les tufs rhyodacitiques du bassin de Château-sur-Cher (feuille Aubusson) : 337 ± 3 Ma. L'identité de ces âges suggère que ce filon de roches sub-volcaniques constituerait une part de l'infrastructure des édifices responsables des émissions volcaniques conservées dans les bassins des Combrailles.

Volcanisme cénozoïque

β H. **Basanite à leucite.** Le magmatisme tertiaire qui s'est manifesté de part et d'autre du Sillon Houiller sur la faille de Pontgibaud affecte très modérément la carte de Felletin. Il forme une coulée de plateau couronnant un sommet près du hameau de Chergaudet (à l'Est de Giat). Ces basaltes et basanites à leucite sont des roches compactes, noires avec quelques minéraux d'olivine d'une taille de 2 mm environ.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations superficielles

Formations d'altération

A. Altérites en place ou déplacées

Le manteau d'altérite est relativement conservé et occupe de vastes surfaces à l'Est de la ligne de crêtes de Basville – le Montel-Guillaume et Flayat, qui correspond à la vaste pénéplaine mal drainée et occupée de nombreux étangs et lacs présentée en introduction (région de Basville – Fernoël – Giat – Merd-la-Breuille). Ce manteau d'altération est fortement décapé sur la moitié ouest de la carte s'étendant à l'Ouest de la ligne de crêtes, qui correspond à une région à relief plus contrasté, soumis à une érosion marquée, et caractérisée par une morphologie de collines jalonnant des vallées étroites et encaissées.

Pour ne pas oblitérer les informations sur le socle, les altérites ne sont représentées que lorsque leur épaisseur est supérieure à 2 m. Enfin, certaines observations se sont effectuées sur des affleurements temporaires (fossés, chantiers) qui sont susceptibles de disparaître rapidement. Les contours des altérites sont approximatifs et figurés en trait discontinu.

Sur ces altérites, des sols ont pu se développer, souvent recouverts de forêts épaisses. Le secteur du bois du Ronzet, au Nord de Giat, est à ce titre un exemple représentatif.

La formation des altérites s'est effectuée par hydrolyse météorique (altération lessivante) des roches de socle pendant des périodes où elles étaient soumises à des climats chauds et humides. Les périodes les plus favorables à ces altérations ont été le Crétacé inférieur ainsi que le Paléocène et l'Éocène inférieur et moyen R. Wyns (1998), R. Wyns *et al.* (2003), Thiry *et al.* (2006).

La lithologie des altérites est fonction 1 - de la lithologie du substrat et 2 - du stade de l'altération (la cartographie ne distingue pas ces stades).

Sur les micaschistes, gneiss et migmatites d'Aubusson, on identifie deux stades d'altération (du sommet à la base) :

- les allotérites de métamorphites : ce sont des argiles silteuses, parfois de couleur blanche en surface, plus fréquemment de couleur brun-orangé. Ces argiles comportent 5 à 50 % de silts, sables et fragments peu solubles, elles ont une teneur variable en paillettes de micas et en fragments de quartz. Ces fragments sont de taille millimétrique ou centimétrique, ils sont anguleux et issus de quartz filoniens, de quartz d'exsudation, ou des quartz des roches-mères magmatiques ou métamorphiques. Les fragments sont relativement abondants dans les 50 cm superficiels d'altérites car une grande partie de la fraction fine a été lessivée (ruissellement, labours ...). Ces argiles forment la partie supérieure et la plus évoluée des altérites, elles se caractérisent par une réduction de volume et par une disparition de la texture par rapport à la roche-mère. Le sommet des allotérites devait correspondre à une cuirasse latéritique dont il subsiste localement des vestiges démantelés sous forme d'hydroxydes de fer ;
- les isaltérites de métamorphites : ce sont des silts argileux qui conservent le volume et la structure de la roche-mère (stratification, foliation). Les isaltérites sont de couleur ocre, lie-de-vin puis verdâtres en profondeur. Elles passent progressivement en profondeur à la roche saine.

Trois stades d'altération sont identifiés sur les granites et granitoïdes, de bas en haut (fig. 16) :

- la zone fissurée des granites : cet horizon, situé à la partie supérieure des massifs, est caractérisé par de nombreuses fissures horizontales ouvertes par l'hydroxylation puis l'expansion verticale des phyllites (Wyns, 1999). L'intensité de la fissuration (fréquence des bancs de granite ainsi individualisés) décroît vers le bas. La zone fissurée correspond au stade précoce de l'altération du granite. L'interface entre ce granite fissuré et les isaltérites (voir ci-dessous) porte généralement des boules résiduelles de granite sain, formées ainsi : les différents réseaux de fractures verticales accompagnés du débit horizontal du granite compartimentent la roche en blocs parallélépipédiques dont le cœur est indemne de toute altération. Les agents météoriques attaquent préférentiellement les coins de ces différents

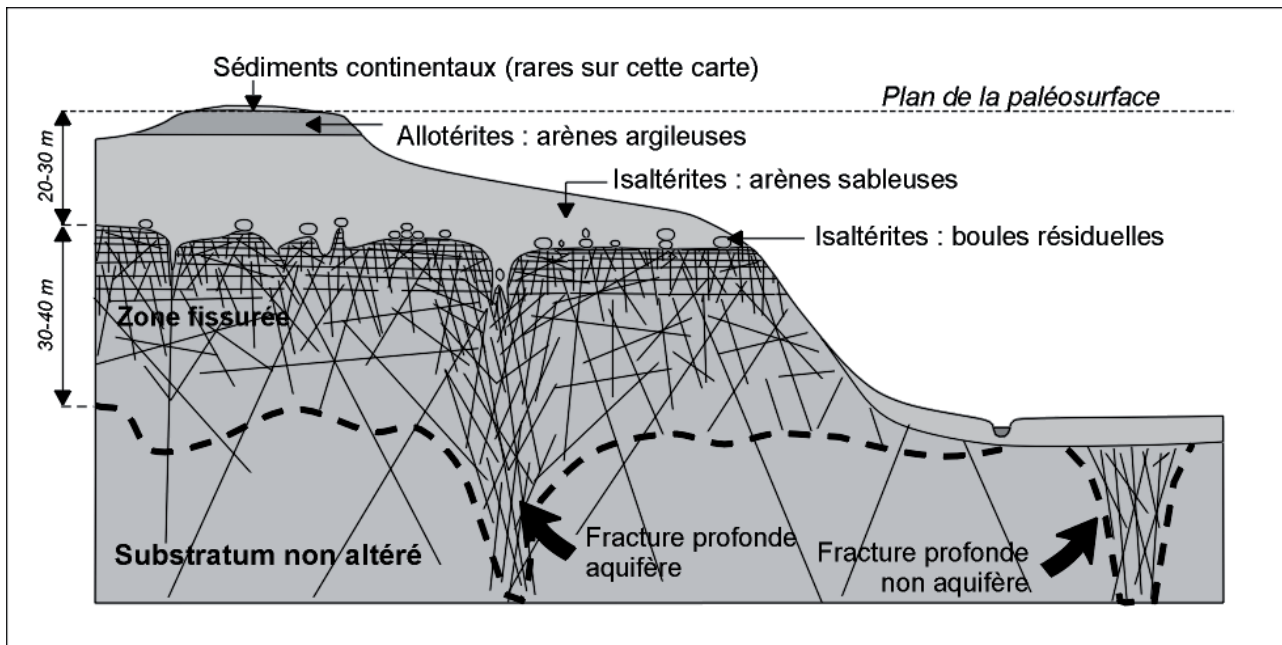


Fig. 16 - Profil d'altération sur granite (d'après Wyns 1999, modifié)

blocs anguleux, tendant ainsi à les arrondir. Les boules ainsi formées apparaissent dans le paysage quand le sommet du profil d'altérites a été décapé. C'est ainsi qu'elles ont pu être utilisées dans la préhistoire et l'histoire pour la construction des dolmens (exemple : le dolmen d'Urbe au Sud du village de Crocq, en monzogranite de Crocq) régionaux. Elles forment fréquemment des accumulations de toutes tailles, tors quand elles n'ont que peu ou pas migré, chaos lorsqu'elles ont été transportées (accumulation gravitaire en bas de pente par exemple) ;

– les isaltérites de granites (dénomination locale : tuf et plus rarement gore) surmontent la zone fissurée. Ce sont des arènes plus ou moins consolidées souvent caractérisées à leur base par un feuilletage, qu'il est possible de creuser à la pioche. Ces affleurements sont souvent exploités en carrière pour le sable. L'exploitation est locale et concerne les particuliers et les communes. À l'affleurement, la structure du granite est préservée, mais la roche est pulvérulente ;

– les allotérites de granites : ce sont des arènes argileuses ou des argiles, terme ultime de l'altération supergène des granites.

Ces altérites sont analogues aux latérites actuelles, à la nuance près que les profils d'altération latéritiques actuels comportent une cuirasse latéritique sommitale qui n'est pas relevée dans les paléo-profils de la feuille et qui a été probablement érodée.

La base des profils d'altération n'est pas une surface horizontale à l'échelle locale, elle progresse généralement vers le bas le long des fractures et des surfaces de failles. En effet, la fracturation et le broyage des roches suivant la faille augmentent localement la perméabilité, ce qui favorise une percolation plus profonde des eaux météoriques et donc une altération plus pénétrative. La conjonction de ces trois phénomènes (fracturation, broyage, altération) entraîne la formation de couloirs de forte perméabilité suivant les failles ce qui explique la présence de nombreuses sources. Ces couloirs d'altérites sur failles sont préférentiellement empruntés par l'érosion, ils forment ainsi les vallées, ce qui permet de suivre la trace des accidents en surface à l'aide de carte topographique ou sur des modèles numériques de terrain.

La géomorphologie de la région est aussi influencée par les phénomènes d'altération. La partie est de la carte montre de vastes plats topographiques sur lesquels il est fréquent de trouver des boules résiduelles éparses. Ces plats correspondent à des paléosurfaces d'altération (interface entre le substratum et la base des altérites) dégagées après le décapage de la couverture d'altérites ; seules les boules résiduelles ont été conservées.

Les altérites sont toutes attaquées par l'érosion qui les entaille plus ou moins fortement et les colluvionne. Dans la région du bois de la Breuille –

Mondavis (Sud-Est de la carte) le colluvionnement des altérites se traduit par leur étalement sur les pentes et la présence de débris quartzeux roulés.

La répartition altimétrique de la base des altérites à l'échelle de la carte. Les altérites apparaissent cartographiquement comme des formations superficielles sub-horizontales à l'échelle de la carte. Une variation de la cote de la base du profil est donc anormale. Elle s'explique soit par un changement de faciès, soit par la présence d'une faille. Trois arguments liés aux altérites permettent d'établir ou de préciser la trace des failles de socle et leur sens de mouvement : ce sont 1- les interruptions brutales des affleurements d'altérites (hors talus de raccordement), 2- les enfoncements locaux des profils suivant les surfaces des failles et 3- les oppositions allotérites-isaltérites. Ces oppositions brutales désignent respectivement le compartiment abaissé et le compartiment soulevé de part et d'autre de plans de faille. Les grandes failles de la région ont guidé l'ouverture des dépressions où sont restées piégées les altérites, ce qui confirme que des failles transtensives tardives (au moins tertiaires ou crétacées) ont emprunté des accidents ductiles ou cassants tardi-hercyniens.

Utilisation des altérites dans la cartographie des failles. Dans le cas où le jeu vertical de la faille est postérieur à la phase d'altération, la base du profil d'altération présentera une rapide différence d'altitude (à condition de rester dans le même faciès lithologique). On admettra cependant une différence d'altitude du mur des altérites de plus ou moins cinq mètres. Dans le cas où le jeu vertical de la faille est antérieur à la phase d'altération le profil d'altération s'enfonce profondément en formant une zone étroite et linéaire centrée sur la faille, car l'altération progresse plus facilement dans la zone où la roche est cataclasée.

Parfois, cette altération ne se manifeste que par une lentille d'altérites d'extension réduite. L'existence de telles zones étroites d'altérites constitue des discontinuités dans le massif qui n'est plus homogène, elles sont responsables de la formation des vallées étroites et linéaires qui jalonnent et révèlent l'existence des failles (argumentée grâce à l'examen du Modèle Numérique d'Altitude – MNA, et parfois l'observation de brèches ou de filons).

Formations alluviales et de pentes

E. Éboulis et colluvions de pentes. Ce sont des formations sablo-argileuses emballant des blocs de petite taille, inférieure au décimètre. Les éboulis sont déposés soit sur les versants de vallées encaissées, et proviennent alors de la destruction des roches affleurant. Les colluvions de pentes occupent des pentes plus faibles et proviennent du glissement d'altérites (secteur de la Breuille au Sud-Est de la feuille). Les éboulis sont généralement colonisés par la végétation et la forêt, ils apparaissent

stabilisés ; les colluvions de pentes sont souvent en culture ou récemment boisées (plantations).

Fz. Alluvions récentes et actuelles (Holocène). Ces dépôts forment les terrasses actuelles de quelques rivières de la région, ils sont parfois absents lorsque les cours d'eau entaillent fortement leur substratum en formant des gorges étroites. Ce sont des dépôts argilo-sableux à cailloutis roulés et à galets de quartz et de roches du substratum, avec une forte concentration de muscovite dans la vallée de la Creuse qui fait scintiller le sable sous le soleil. Ces alluvions dérivent en grande partie du démantèlement mécanique des formations du socle sain. Mais il est souvent difficile d'observer le sédiment, même sur la grève des rivières, que l'on interprète comme l'expression d'une lithologie sablonneuse. Les terrasses prédominent largement dans la partie nord-ouest de la carte au Nord-Ouest de la ligne de crête de Basville – le Montel-Guillaume et Flayat ; région où le relief est plus contrasté et soumis à une érosion marquée, et où les rivières coulent dans des vallées étroites et parfois encaissées.

CFz. Colluvions de fond de vallée (Holocène). Ce sont des dépôts essentiellement argilo-sableux avec une forte quantité d'argile provenant de l'altération chimique des roches environnantes entraînées par les eaux de ruissellement dans les fonds de vallées et les creux topographiques. Ces colluvions occupent des fonds de vallées à morphologie rarement plane, saturés en eau, du fait de la présence d'argile. Ces fonds de vallées sont envahis de végétaux caractéristiques des milieux humides tels que le carex et la prèle (que le drainage tend à faire disparaître) et sont fréquemment occupés par des étangs. Les colluvions occupent principalement les larges vallées de la région sud-est de la carte (région de Basville – Fernoël – Giat – Merd-la-Breuille) à relief très peu contrasté.

FAILLES RÉGIONALES ET CHAMPS FILONIENS

Les gneiss mylonitiques entre l'Unité de Guéret et l'Unité d'Ussel soulignent la large *zone de cisaillement ductile de la Courtine* qui traverse en diagonale la partie sud-ouest de la carte. Elle accole ces deux unités. L'extrémité nord-ouest de cette zone de cisaillement est recoupée par des failles grossièrement NE-SW, sub-parallèles et qui affectent la totalité de la carte, que nous nommons « *système de failles de Felletin – Ambrugeat* ». Failles qui recouperont également les *failles du système de la Creuse*.

ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE DE LA COURTINE

Large de 3 à 4 km, cette zone de cisaillement traverse un domaine migmatitique (granitoïdes hétérogènes d'Aubusson) qu'elle mylonitise en

bordure sud de l'Unité de Guéret et en bordure nord de l'Unité d'Ussel (migmatites de Sornac). Vers le Nord-Ouest, elle bute contre le massif de Millevaches. Vers le Sud-Est, elle se poursuit sur la carte d'Ussel, et au-delà se prolonge jusqu'au Sillon Houiller.

Cisaillement dextre symmétamorphe dans les gneiss de la Courtine

Le jeu cisaillant de cette faille ductile affecte au Nord les anatexites hétérogènes d'Aubusson en contexte métamorphique (zone à biotite et sillimanite), au Sud les anatexites de l'Unité d'Ussel sont, soit séparées de la zone déformée par une lame de granite, soit n'affleurent pas, de sorte que les relations entre le cisaillement et ces anatexites ne sont pas définies. La déformation des anatexites hétérogènes d'Aubusson se traduit par l'alignement des amas biotitiques et leur étirement de plus en plus intense. Elle est accompagnée d'une réduction de grain dans d'étroites bandes, qui confèrent à la roche un aspect grossièrement folié (*cf.* granitoïdes hétérogènes foliés à cordiérite $M\zeta^2_c$). Vers le Sud, la réduction du grain et l'apparition de plans de cisaillement dextres qui recoupent le litage (de plus en plus pénétratif) donnent à la roche une texture nettement mylonitique (*cf.* gneiss mylonitiques rubanés de Trucq ζM^1). Les minéraux sont granulés, étirés (quartz surtout) et localement très fortement fragmentés (feldspaths). Les plans de cisaillement verticaux (« C ») dextres ont une direction N120 à N150° et sont souvent très pénétratifs. L'attitude globalement horizontale de la linéation et des stries dans ces mylonites atteste d'un cisaillement sans composante verticale.

Les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux – Crépiat et de Tarderon ($\zeta\xi^{1-2}$) apparaissent comme l'aboutissement ultime de l'écrasement des gneiss mylonitiques rubanés de Trucq en contexte rétro-morphique (faciés des schistes verts). Écrasement marqué par une forte diminution du grain, la diminution de l'angle entre les plans de cisaillement et de foliation. Les structures de cisaillement dans ces ultramylonites (plans de cisaillement pentés de 60 à 70° vers le Sud portant des stries sub-horizontales ou pentés de 10 à 45° vers le Sud-Est) résultent d'une cinématique dextre de la zone de cisaillement en contexte rétro-morphique.

Les gneiss de Villecourteix sont différents des gneiss mylonitiques de Trucq par leur aspect d'orthogneiss métatectiques. Ils apparaissent comme enclavés dans les micaschistes mylonitiques de Clairavaux – Crépiat et pourraient être interprétés comme un bloc arraché au substratum des anatexites d'Aubusson : gneiss gris de Chatonnier de la série du Chavanon ?

En bordure sud du Cisaillement de la Courtine, les ultramylonites de Crépiat sont isolés des granitoïdes hétérogènes non déformés de la série

d'Ussel (migmatites de Sornac) par la lame granitique de la Courtine. En l'absence de cette lame, le contact se ferait sans transition entre ces deux formations métamorphiques.

Un échantillon de ces gneiss mylonitiques a fait l'objet de datations ^{40}Ar - ^{39}Ar par A. Gèbelin (2004). Il a été prélevé sur la carte d'Ussel dans des gneiss mylonitiques, à proximité de Savennes (gorges du Chavanon), loin des massifs granitiques qui pouvaient engendrer une réhomogénéisation isotopique lors de leur mise en place. *L'âge obtenu de 352 ± 5 Ma est interprété comme l'âge de « fermeture » de la biotite, et donc de la fin du métamorphisme.*

Granites syn-cinématiques

Plusieurs lames granitiques sont intrusives dans les gneiss et micaschistes mylonitiques qui jalonnent le Cisaillement de la Courtine. La mise en place des granites de la *lame de Clairavaux – Lamazière-Haute* ($m^{\prime}\overset{3}{C}\overset{4}{O}$) est tardive au cisaillement car ils sont seulement légèrement orientés. Par contre dans la *lame de la Courtine* (prolongée de la lame de Mortefond – carrière des Trois-Ponts) la plupart des granites sont déformés et cisailés : monzogranites à tendance granodioritique ($m^{\prime}\overset{3}{C}\overset{4}{O}$) ; granodiorites à grain moyen ($m^{\prime A}$). La mise en place de cette lame est postérieure au développement des ultramylonites rétomorphiques de Crépiat ($\overset{3}{\xi}\overset{4}{\xi}^{1-2}$) qu'elle tangente et même qu'elle recoupe. Elle s'est mise en place vers la fin du fonctionnement du cisaillement de la Courtine, après la mylonitisation rétomorphique que les datations de A. Gèbelin (2004) situe vers le Tournaisien-Viséen inférieur (352 ± 5 Ma).

Rejeux tardifs inverses de la zone de cisaillement

Les mylonites de Clairavaux ont subi des déformations ultimes apparues lors d'un rejeu inverse de la faille de la Courtine. Ce rejeu se traduit par des petits plis en chevrons ou des kinks (fig. 4) dissymétriques, de taille décimétrique ou légèrement supérieure, à axes faiblement ou moyennement pentés vers le Sud-Est de 10 à 40° et à plan axiaux pentés de 40 à 50° vers le Sud-Ouest.

Enfin, des brèches et cataclasites chloriteuses broient les roches qui jalonnent la faille de la Courtine dans l'axe du couloir mylonitique de Clairavaux sur plus d'une dizaine de mètres de puissance.

Synthèse et interprétation des données structurales

Le début du cisaillement, effectué dans des conditions de pression-température du faciès amphibolite (zone à biotite et sillimanite) se produit après la formation des gneiss anatectiques de la région. Ces gneiss sont cisailés en dextre en conditions fortement métamorphiques sur une large bande (cisaillement sans composante verticale). Au cours du temps, le bâti se refroidissant la déformation se poursuit en condition rétomorphique du

faciès des schistes verts et se localise sur deux étroites bandes enserrant la lentille de gneiss de Villecourteix, peut être arrachée à une unité gneissique située sous les anatexites d'Aubusson (série du Chavanon). Les granites de la lame granitique de la Courtine se mettent alors en place vers la limite Tournaisien-Viséen à la fin de la cinématique dextre du cisaillement. La lame granitique de Clairavaux – Lamazière-Haute se met à son tour en place et n'est que légèrement déformée, le fonctionnement du cisaillement de la Courtine cessant. Un rejeu inverse de la faille de la Courtine provoque une bréchification dans la zone ultramytonitique de Crépiat et le soulèvement de l'Unité d'Ussel par rapport à l'Unité de Guéret.

SYSTÈME DE FAILLES DE LA CREUSE

Les failles du système de la Creuse forment un faisceau de failles plus ou moins parallèles d'orientation N130-160° qui hachent les Unités de Guéret et de Millevaches. Elles sont recoupées par les failles de Felletin – Ambrugeat.

Certaines de ces failles assurent la limite du Millevaches recouper le Cisaillement Nord-Millevaches et le Cisaillement de la Courtine (faille de Saint-Quentin-la-Chabanne sur la carte de Felletin).

Failles N130-160 dextres

La faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. De direction N150° cette faille met en contact l'Unité de Guéret (en l'occurrence la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne) avec le Millevaches (granite d'Hyverneresse). Dans la région de Saint-Quentin-la-Chabanne (située sur la carte de Royère) et du bois de Saint-Quentin (sur cette carte), la granodiorite montre une texture protomytonitique à ultramytonitique caractérisée par une foliation tectonique recoupée par des plans de cisaillement dextres fortement pentés vers le Nord-Est de 30 à 50° de direction respectivement N150 et N130°, portant des stries plongeant faiblement vers le Nord. La déformation plastique de ces minéraux attestant d'une déformation de la granodiorite à haute température.

Le leucogranite d'Hyverneresse est orthogneissifié en dextre au contact de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne sur une largeur kilométrique. Sa déformation est ductile et sub-solidus d'après A. Gébelin (2004). Elle s'effectue avant l'induration complète du magma. Les deux familles de structures de cisaillement observées en bordure du leucogranite sont apparues en contexte métamorphique de la zone de la biotite. Elles traduisent une déformation polyphasée de ce leucogranite pendant son refroidissement. Lors de la première phase, la bordure du massif subit un cisaillement dextre bien exprimé en bordure de la Creuse entre les Rieux (carte de Royère) et secteur

de Abat. Ce cisaillement se traduit par des plans de cisaillement verticaux N150 et N170° portant des stries pentées de 20 à 40° vers le Sud-Est. Lors de la seconde phase, cette bordure est reprise vers Saint-Quentin-la-Chabanne et le bois de Chabanne en cisaillement dextre inverse avec un déplacement du compartiment supérieur vers le SSW. Les structures qui en résultent recoupent et les structures subverticales du cisaillement précédent et les transposent. Les âges argon obtenus par A. Gèbelin (2004) datent la fin de la déformation à chaud du granite laminé (fermeture de la muscovite vers 400°) entre 325 Ma à 306 Ma dans ce secteur.

La faille de Beissat (voir fig. 1). La limite entre le massif de Pontacharraud et les migmatites d'Aubusson est remarquable par sa géométrie régulièrement brisée, en baïonnette. Cette limite correspond à une limite d'intrusion bien rectiligne de direction N150 recoupée : par des failles de direction N20-35°, de cinématique dextre le plus souvent et senestre (entre Méouze et Saint-Merd-la-Breuille), ainsi que par des failles senestres de direction N70°. Cette limite d'intrusion est marquée par l'alignement des granites : le monzogranite à tendance granodioritique de Néoux et le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne. De plus, entre Beissat et Oradour-Chirouze, ce contact est jalonné d'un long filon pluri-hectométrique de leucomonzogranite fin porphyroïde à biotite et cordiérite (filon de Beissat – Puy de la Borde) qui atteste qu'il a servi de voie d'ascension magmatique. D'autre part, malgré de mauvaises conditions d'affleurement il est parfois possible d'observer des brèches le long de cette limite et une zone d'altérite (visibles le long de chemin qui descend du Camp de la Courtine à Beissat). Ces brèches montrent que ce contact est tectonique : faille de Beissat. La cinématique de cette faille n'est pas connue faute de décalage de repères. Mais les stries horizontales observées dans la zone bréchique de Beissat et les critères de cisaillement sur tectoglyphes suggèrent un jeu dextre pour cette faille.

La faille de Queyriaud – Mont Pibeau (voir fig. 1). Elle est matérialisée sur le terrain par un couloir de migmatites foliées et mylonitisées de 200 m de large qui s'observe bien dans le Camp de la Courtine, et par des brèches, vers Queyriaud, Lachaud et Puy-de-Sagnassou. Elle correspond dans une moindre mesure à une limite d'intrusion (forêt de Magnat) et, elle est localement jalonnée de filons de leucomonzogranites fins porphyroïdes à biotite et cordiérite. Cette faille décroche en dextre la Zone de Cisaillement de la Courtine sur la carte d'Ussel.

La faille de L'Etrade, à l'extrémité nord-est de la carte (voir fig. 1). Elle est matérialisée sur le terrain par des brèches et décroche en dextre le contact entre le granite de Crocq et celui de Fernoël d'environ 500 m.

Failles N130-160 senestres

La faille de la Roche-Chirat (voir fig. 1). C'est une faille de direction N145, subverticale, qui apparaît dès la bordure nord de la carte au Sud de Margnat. Sur le terrain, elle se traduit par une limite d'intrusions entre des migmatites et divers granitoïdes de types Sainte-Feyre-la-Montagne et Néoux. Son parcours est jalonné de brèches visibles sporadiquement (vers la Roche-Chirat, le long de la D18, 1 km au Nord de Rouzelix, et vers la Roche-Bouchard). Cette faille se poursuit après un décrochement dextre de 500 m sur la carte d'Aubusson par la faille de Moutier – Rozeille. Sa cinématique n'est pas déterminable sur le terrain, mais l'est sur la carte d'Aubusson où elle apparaît senestre grâce au décrochement de repères cartographiques.

La faille du Puy-de-la-Garde (voir fig. 1). C'est une fracture orientée N160° jalonnée d'un long filon de quartz de puissance supérieur au décamètre passant par le Puy-de-la-Garde (Est de Saint-Merd-la-Breuille), bordé de colluvions de débris quartzeux. Cette faille est localement jalonnée de brèches. Elle affecte le massif de Crocq et décroche en senestre le contact entre la série d'Aubusson et celle du Chavanon. Ce rejet senestre affecte des failles N20 du système faillée de Felletin – Ambrugeat. De 500 m dans la partie sud-est de la feuille, ce rejet semble s'amortir vers le Nord-Ouest avant d'atteindre la bordure de la feuille d'Aubusson.

La faille du Point-du-Jour entre Crocq et Basville (voir fig. 1). Cette faille est cartographiée sur la carte d'Aubusson, elle se prolonge par la vallée de la Rozeille et correspond dans ce secteur à un décrochement cartographique senestre des limites du massif de Crocq. Au-delà de Mazerette, son parcours est hypothétique. Aucune zone de brèche n'a été observée le long de cette faille sur la carte de Felletin.

La faille de la Déjonne (voir fig. 1). La vallée de la Déjonne est linéaire sur environ 7 km et elle est fréquemment jalonnée d'altérites, de brèches et d'un filon de microgranite. L'existence d'une faille dans la vallée est hypothétique mais elle est argumentée par le décalage régulier en senestre de failles de part et d'autre des versants de la vallée. Le rejet senestre apparent dû à cette faille serait de 500 m.

Synthèse et interprétation des données structurales

Le fonctionnement dextre du système de failles de la Creuse est actif au Viséen moyen-supérieur (vers 334 Ma) lors de la mise en place du massif de leucogranite de Chasselins – Goutelle et Hyverneresse en bordure du Millevaches. La faille de Saint-Quentin-la-Chabanne est l'une des failles les plus importantes de ce système par la déformation qu'elle induit en bordure du Millevaches par son jeu d'abord en cisaillement vertical dextre,

puis en cisaillement dextre inverse. Le jeu en transtension de la faille de Beissat guide la mise en place des granitoïdes du massif de Pontcharraud.

L'évolution ultérieure de ce système s'effectue à basse température ; le refroidissement du massif de Chasselines – Goutelle au Namuro-Westphalien (daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites synfoliales cisaillées, Gebelin, 2004) atteste de la fin du cisaillement ductile à cette époque. Les rejeux de ces failles sont à l'origine des brèches observées. Une partie de ces failles N130-160 montrent un rejet senestre de quelques centaines de mètres, mal calé, mais qui se produit après le fonctionnement des failles N20-35° de Felletin – Ambrugeat, décrochées par ces failles N130-160°.

SYSTÈME DE FAILLES N20-N35 DE FELLETIN – AMBRUGEAT

Failles N20-35 dextres

La faille de Magnadas (voir fig. 1). Cette faille N20° suit la vallée de la Creuse entre le Gousseix et les Magnadas. Elle est jalonnée de brèches visibles : au Nord de Magnadas ; dans le hameau de Magnadas ; vers les Rieux sur la carte de Royère en bordure de la D982. Elle sépare les micaschistes mylonitiques de Tarderon des migmatites d'Aubusson. En rive droite de la Creuse, elle est doublée par la faille de Croze jalonnée de brèches visibles le long de la route qui accède au Hameau de Croze. Vers le Nord, la faille de Magnadas recoupe la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne et donne naissance à plusieurs failles en direction de Felletin (faille du LEP de Felletin, faille de Bussière, faille de la Croix-blanche). Elle décroche en dextre de 5 km la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne de celle des Rieux (carte de Royère), qui est dans l'alignement des granites de la lame de la Courtine.

Le jeu de cette faille (et des failles qui lui sont parallèles) est marqué par le crochonnement en dextre la zone de Cisaillement de la Courtine ; il induit le décrochement de 5 km les granites qui la jalonnent. Nous pensons que les micaschistes mylonitiques de Tarderon sont des mylonites du cisaillement de la Courtine réorientées en N20° le long de cette faille. Vers le Nord, le rejet de la faille serait en partie absorbé par : les jeux dextres des failles du LEP de Felletin, de Bussière, et de la Croix-blanche ; et par la cinématique inverse dextre de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. La fin du jeu dextre de la faille de Magnadas est fragile et induit la bréchification des terrains affectés. Vers le Sud-Ouest, les levés cartographiques de la carte de Royère montrent que cette faille se prolonge dans le Millevaches, après décrochement senestre par une faille de direction N130°.

Dans le prolongement nord de la faille de Magnadas apparaissent plusieurs failles :

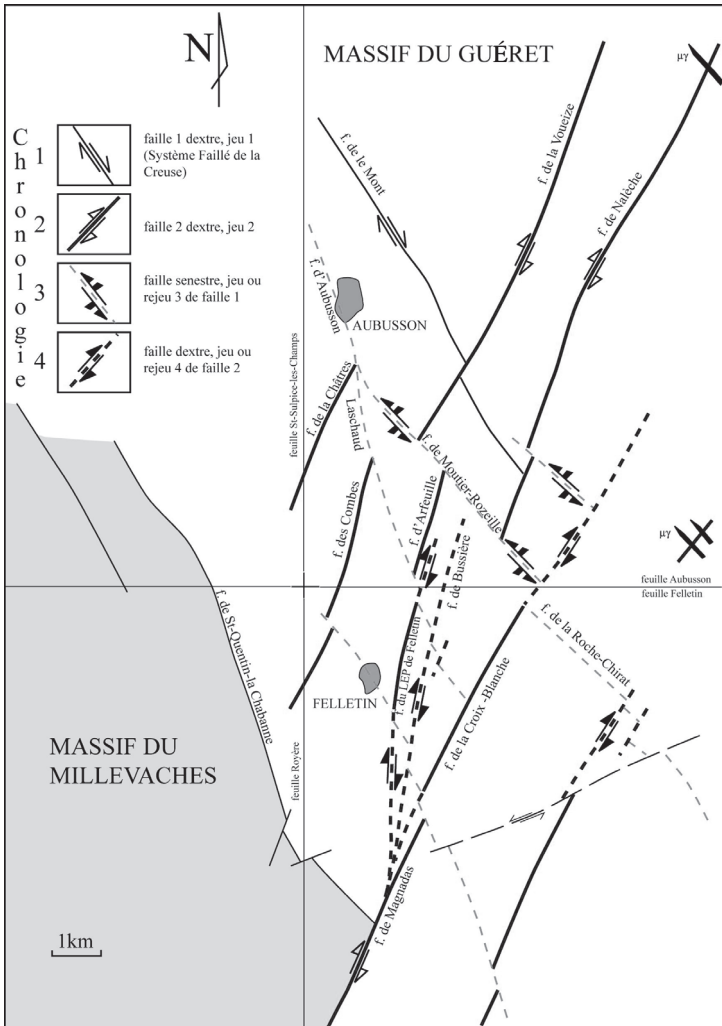


Fig. 17 - Organisation des familles de failles qui interfèrent dans le secteur de Felletin et Aubusson, en bordure orientale du Millevaches. Les failles sont représentées avec leur cinématique (indiquée par des flèches) ; la reconstitution des différents jeux est indiquée dans les figures 17 a,b,c

La faille du LEP de Felletin matérialisée par une limite lithologique entre des aubussonites et des granitoïdes (monzogranite de Chénéraillies, monzogranite à tendance granodioritique du massif de Pontcharraud). Son parcours est marqué par une dépression occupée par Felletin et empruntée par la route D982. Cette faille se prolonge sur la carte d'Aubusson par la faille d'Arfeuille (fig. 17) où il est possible d'observer des affleurements de granites fortement fracturés.

La faille de Bussière (voir fig. 1), double celle du LEP de Felletin à moins d'un kilomètre plus à l'Est par une autre faille marquée par une limite lithologique et par une zone de brèches visibles le long de la D19 entre les Granges et Busserrette. Elle se prolonge sur la carte d'Aubusson par la faille de Bussière (fig. 17).

Les failles du secteur de Poussanges, entre la forêt de Clairavaux et Pontcharraud, la bordure du massif de Pontcharraud (faille de Beissat) est décrochée par plusieurs failles dextres de rejet kilométrique parallèles à la faille de Magnadas. Ces failles sont uniquement jalonnées de brèches visibles sporadiquement. La continuité de ces tronçons de failles entre le massif de Pontcharraud et le cisaillement de la Courtine n'est pas assurée faute de repères, aussi les raccords entre les divers tronçons de failles n'ont pas été tracés sur la carte, car trop hypothétique du fait des décrochements senestres des failles N130-160°.

Failles N20-35 senestres

Les failles senestres de la région de Saint-Merd-la-Breuille – Le Besth. Certaines des failles N20-40° de la région présentent un rejet senestre, principalement dans la partie est de la carte. Ces failles ont un rejet kilométrique dans la région de Saint-Merd-la-Breuille. Elles sont antérieures au jeu senestre des failles N130-160° des failles du système de la Creuse qui les décrochent.

FAILLES N70

Ce sont des failles d'extension réduite de direction N70° en moyenne qui décrochent en senestre les repères lithologiques ou les failles dextres du système de failles de Felletin – Ambrugeat. Les rejets observés ne dépassent pas 500 m. Ces failles sont fragiles et jalonnées de brèches, et sont postérieures aux failles dextres du système de failles de Felletin – Ambrugeat.

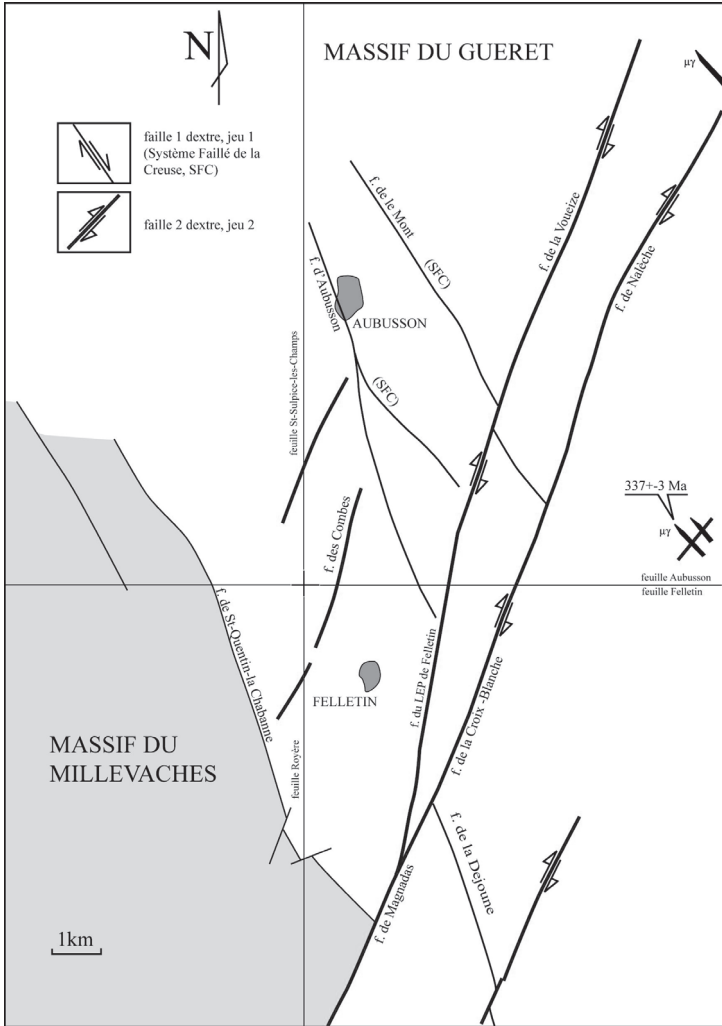


Fig. 17a - Jeu dextre des failles N20-35 du système de failles de Felletin-Ambrugeat (failles de Magnadas – LEP de Felletin et la Croix-Blanche, prolongées de celles de la Voueize et de Nalèche sur la carte d'Aubusson)

CINÉMATIQUES ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES FAILLES

Chronologie relative des failles dans le secteur complexe de Felletin et d'Aubusson (fig. 17 et 17a,b,c)

Cette analyse a été établie en tenant compte des connaissances acquises sur les cartes d'Aubusson (2008) et de Royère (en cours de lever). Le secteur d'Aubusson et de Felletin apparaît comme un carrefour tectonique complexe entre des failles de direction N130-160° et N20-35°. La complexité structurale de ce secteur est due aux rejeux de ces failles qui se recourent (fig. 17).

Les dernières failles actives car non décrochées sont les failles N20-35° de la Croix-Blanche, de Bussière et du LEP de Felletin (notées rejeu 4 sur le schéma fig. 17). Elles recourent et décrochent en dextre les failles de direction N145-160 dont : celle de Moutier – Rozeille (Aubusson) – la Roche-Chirat (sur Felletin) et celle d'Aubusson – Lachaud, que l'on suit au Nord de Felletin par une limite lithologique.

Les failles de direction N130-160° recourent à leur tour mais en senestre les failles N20-35° : dont celles de la Voueize, des Châtres, des Combes, et d'Arpheuille sur la carte d'Aubusson et du LEP de Felletin, de Magnadas sur la carte de Felletin. La cinématique senestre de ces failles N130-160 (notées rejeu 3 sur le schéma fig. 17) se déduit de décrochements cartographiques de repères.

La faille N20-35 : de la Voueize (carte d'Aubusson), de Magnadas (carte de Felletin) décroche en dextre les failles N130-160° du système de la Creuse, dont celle du Mont et de Saint-Quentin-la-Chabanne (jeu 2 sur le schéma fig. 17a).

La cinématique première de ces failles N130-160° du système de la Creuse (jeu 1 sur le schéma fig. 17a) est dextre (*cf.* faille de Saint-Quentin-la-Chabanne et notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, sous presse).

Reconstitution dynamique du fonctionnement des failles qui disloquent la feuille de Felletin

Jeux dextre du Cisaillement de la Courtine. Le Cisaillement de la Courtine appartient avec la Zone de Cisaillement du Nord-Milleval à une longue structure de cisaillement qui borde le Sud de l'Unité de Guéret. Dans le secteur de la Courtine, et du Nord-Milleval, la déformation résultant du cisaillement débute, peu après la formation des gneiss anatectiques de la région, dans des conditions de PT du faciès amphibolite (zone à biotite et sillimanite). Au cours du temps, le bâti se refroidissant la déformation se poursuit en condition rétro-morphique du faciès des schistes verts et se localise

dans d'étroites bandes y provoquant une ultramylonitisation des gneiss. Les premiers granitoïdes rattachés au Complexe magmatique de Guéret se mettent alors en place en lames le long de la zone de cisaillement vers la fin de sa cinématique et sont déformés (lames de granodiorites de la Courtine et de Mortefond – carrière des Trois-Ponts ; lame de granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne de même type que celle de Villatange datée vers 353 ± 6 Ma). Les derniers granitoïdes, en lames, sont tardifs au cisaillement et sont seulement légèrement orientés (lame de Clairavaux – Lamazière-Haute).

Le fonctionnement de ce cisaillement est compris entre l'anatexie à l'origine de migmatites d'Aubusson (vers 375 Ma) et la mise en place du granite d'Aulon (351 ± 5 Ma) qui l'oblitére en bordure du Nord-Millevalches (Rolin *et al.*, 2007). L'intrusion des granitoïdes de la lame de la Courtine, Mortefond – carrière des Trois-Ponts, Saint-Quentin-la-Chabanne se faisant peu avant l'arrêt de son fonctionnement vers 350 Ma soit vers la fin du Tournaisien ou au Viséen inférieur.

Jeux dextres des failles du système de la Creuse N130-160°. La cinématique dextre des failles du système de la Creuse décale la zone de Cisaillement du Nord Millevalches par rapport à la zone de cisaillement de la Courtine. L'évolution historique de cette zone de cisaillements complexe débute au Viséen moyen-supérieur par la mise en place du leucogranite de Chasselines – Goutelle (vers 336 ± 4 Ma) en bordure du Millevalches le long d'une discontinuité d'orientation N150°. Discontinuité préfigurant la bordure nord-est du Millevalches. Le fonctionnement en décrochement dextre de cette bordure du Millevalches (faille de Saint-Quentin-la-Chabanne) et des failles satellites parallèles intra-Millevalches induit le décrochement de la zone de cisaillement du Nord-Millevalches par rapport à celle de la Courtine.

Jeu dextre des failles N20 -35° du système de Felletin – Ambrugeat qui décrochent les failles précédentes (fig. 17a). La cinématique principale de ces failles est dextre (faille de Magnadas, failles du secteur de Poussanges, jeu noté -2- pour les failles du secteur de Felletin) et induit un important décrochement des failles de la Creuse et du cisaillement de la Courtine. La forme arquée de cette zone de Cisaillement et de ses mylonites que l'on suit jusqu'en bordure du Millevalches est due à la torsion horaire de la zone de Cisaillement de la Courtine et à son décrochement graduel par le jeu dextre de failles N20-35°. La mise en place de filons de rhyolite (Viséen supérieur) scellant la faille de la Tarde N20-35° (sur la carte d'Aubusson) ou directement injecté dans des failles de cette orientation suggère un âge viséen supérieur pour cette cinématique.

Dans la partie orientale de la carte des failles de direction N20-35° rattachées au système de Felletin – Ambrugeat présentent un jeu, ou rejeu

senestre (failles senestres du secteur Saint-Merd-la-Breuil – le Besth) difficilement intégrable à l'évolution cinématique des failles régionales. Ce jeu pourrait être en relation avec le jeu senestre du Sillon Houiller tout proche. La chronologie du fonctionnement des failles dextres et senestres n'a pas été établie faute de repère. Il est probable que ces jeux ne soient pas synchrones car antinomiques. Cette cinématique senestre pourrait être antérieure à la cinématique dextre des failles N20-35° et conjuguée du jeu dextre des failles N130-160° du système de la Creuse ?

Rejeu en senestre de certaines des failles N130-160° du système de la Creuse (fig. 17b). Les failles de direction N130-160° décrochent des failles N20-35° dextre et senestre du système de Felletin – Ambrugeat (jeu noté -3- pour les failles du secteur de Felletin). Elles sont tardives, mais le décrochement d'un gros filon N20 sur la carte d'Aubusson (filon de Grand-Bois, entre Arpheuille Lupersat) par des failles N130-160° atteste du fonctionnement de ces failles après le Viséen moyen-supérieur.

Rejeu en dextre de certaines des failles N20-35° dans le secteur de Felletin et Aubusson (jeu noté -4- pour les failles du secteur de Felletin, fig. 17c). La propagation du cisaillement au delà d'une faille antérieure recoupée se traduit par un nouveau tronçon de faille (en pointillé sur la figure 17c). Cette cinématique dextre n'est pas datée, et il est possible qu'elle soit synchrone et conjuguée de la précédente -3- en senestre.

DIVERS CHAMPS FILONIENS

Organisation du système filonien

Les formations qui affleurent sur la carte de Felletin sont recoupées par des filons hypovolcaniques. Deux directions de filons de nature différente ont été observées.

Champ filonien N00-N30°

Ce système filonien est formé de nombreux filons orientés en direction N00 à N30, parallèles les uns aux autres. Leur puissance est de quelques dizaines de mètres et ils sont constitués pour la plupart de microgranite aphanitique porphyroïde ou non, ou de rhyolite.

Champ filonien de direction N130-N160°

Il est composé de filons de leucomonzogranite orientés principalement N160°, d'une puissance de 10 à 200 m et qui jalonnent des failles, ainsi que de filons de granitoïdes quartzeux dépourvus de micas et de filons de quartz dont le plus long est celui du Puy de la Garde.

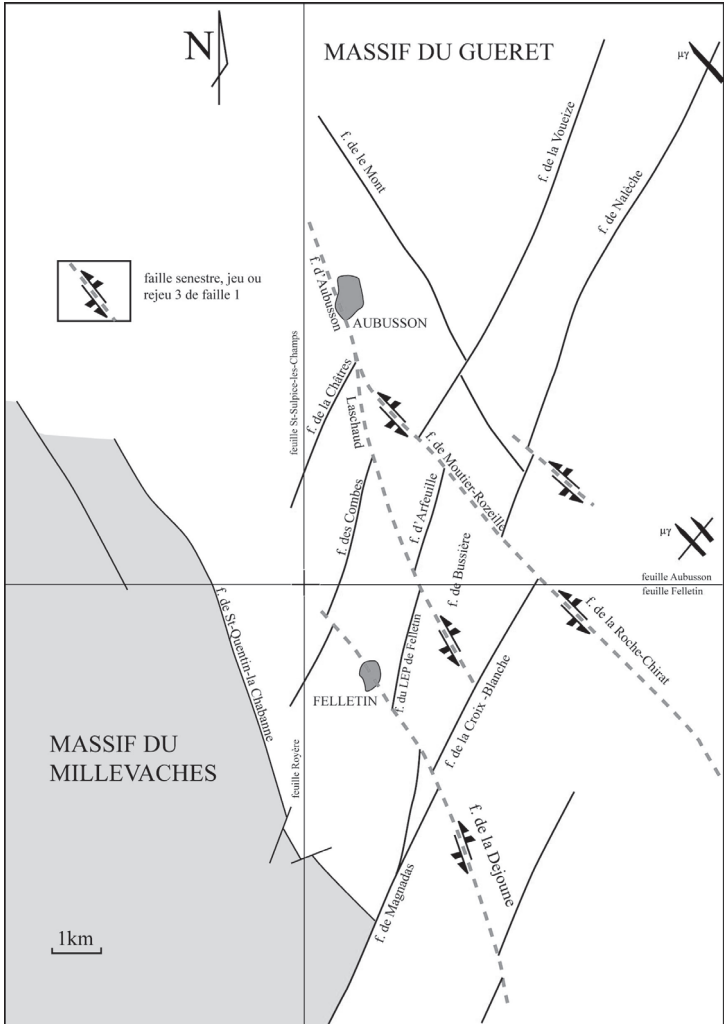


Fig. 17b - Rejeux senestres des failles de direction N130-160 : dont celle de la Roche-Chirat – Moutier-Rozeille, celle d'Aubusson – Lachaud et celle de la Déjonne

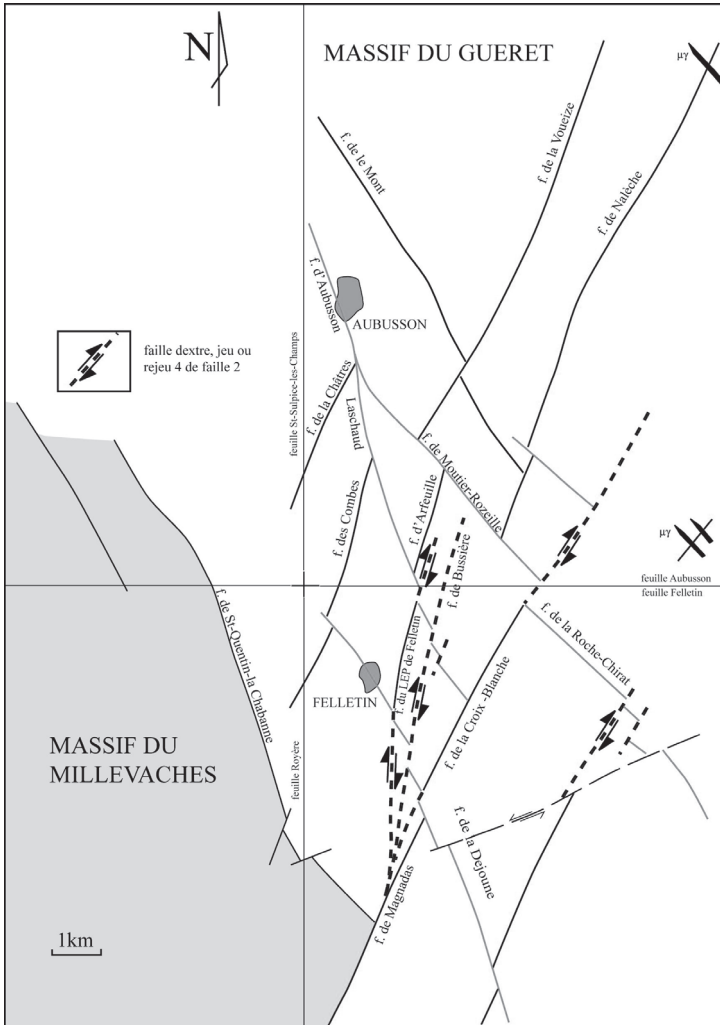


Fig. 17c - Rejeux dextres des failles de direction N20-35

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

Genèse des anatexites à cordiérite d'Aubusson

Les anatexites à cordiérite d'Aubusson dérivent pour l'essentiel de la fusion d'une série gneissique dérivant elle-même d'une série sédimentaire argileuse et grauwackeuse assez homogène contaminée par du matériel mantellique (magmas basiques injectés). Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement d'attribuer un âge à ce protolite métasédimentaire. Mais, ces formations quartzo-feldspathiques et micaçées rappellent les sédiments grauwackeux briovériens et cambro-ordoviciens du Massif armoricain.

L'histoire ante-anatectique de ces roches reste mal connue malgré l'existence de minéraux reliques, restites du matériel métamorphique pré-anatexie conservée souvent en enclaves dans les minéraux syn-anatexie. Ces minéraux, du quartz, de la sillimanite, du grenat, et de la cordiérite pœcilitique, appartiennent à une paragenèse primaire du faciès granulitique de basse pression qui ne rend compte que de la fin de l'évolution métamorphique ante-anatectique de ces roches. Les structures antérieures à l'anatexie ont totalement disparu du fait de la fusion très forte du protolite gneissique (à l'origine de nombreux minéraux magmatiques). Cette fusion s'est faite sans que le liquide anatectique soit extrait des restites ; ces dernières, de volume peu important, auraient été entraînées avec lui lors de sa mise en place. À l'aide des géothermobaromètres grenat-biotite et grenat-cordiérite M. Chenevoy et J. Ravier (1989) estiment les conditions de l'équilibre au stade anatectique final d'évolution des matériaux à 680 °C et 0,5 GPa (soit une profondeur d'environ 18 km).

À l'échelle de l'échantillon, les anatexites présentent une répartition hétérogène des restites (nodules de cordiérite et biotite). Mais à l'échelle de l'affleurement, du fait de leur texture grenue homogène, ces migmatites ressemblent à un granite. D'autre part, les observations microscopiques sur les roches non déformées montrent des textures magmatiques (limites de grains triples ou des minéraux automorphes). Toutes ces caractéristiques conduisent à considérer ces *migmatites comme issues d'un très fort taux de la fusion partielle de roches métamorphiques dont les minéraux reliques (restites) témoignent de l'existence.*

Série du Chavanon

Les gneiss du Chavanon dérivent pour l'essentiel d'une ancienne série sédimentaire dont certains horizons étaient soit immatures et grauwackeux,

proche d'arkose, soit plus mature et argileux. Dans cette série étaient imbriqués d'anciens magmas acides d'origine soit volcanique soit granitique.

Ces terrains ont subi une déformation syn-métamorphique, responsable de la foliation des gneiss contemporaine de la paragenèse métamorphique majeure à biotite, feldspath potassique, sillimanite qui affecte les gneiss, avec localement développement d'un début d'anatexie à l'origine des veines de leucosome qui soulignent la foliation. Les datations acquises sur un gneiss métatectiques de Malcornet (âge U-Pb sur zircon de 375 ± 11 Ma) et sur un granitoïde hétérogène de Ribieras : (âge U-Th-Pb sur monazite de 362 ± 6 Ma) pourraient donner une estimation de l'âge de migmatisation (Dévonien supérieur). Cette anatexie est probablement contemporaine de celle qui affecte la série d'Aubusson sus-jacente, rapportée au Dévonien moyen-supérieur.

Les structures observées dans ces gneiss : foliation plate portant une linéation minérale de direction NW-SE ; foliation recoupée par des failles ductiles normales syn-anatexies soulignées de veines de leucosomes ; foliation replissée par des plis dissymétriques associés à des failles normales suggèrent leur déformation syn-anatectique en contexte extensif NW-SE.

Relation entre les séries d'Aubusson et du Chavanon

À l'approche de la série du Chavanon, les anatexites grenues hétérogènes à cordiérite d'Aubusson subissent une déformation qui se traduit par le développement d'une foliation de plus en plus marquée (anatexites orientées ou foliées à cordiérite), ils passent rapidement à la base de la série aux gneiss mylonitiques de Coussat. Cette déformation mylonitique à la base de la série d'Aubusson suggère une relation tectonique entre cette série et celle du Chavanon (ce qui conforte l'hypothèse de Martin, 1980). Mais, aucune structure de cisaillement n'a été observée, ni dans les anatexites foliées de la série d'Aubusson, ni dans les gneiss de Coussat. De ce fait, le contact tectonique entre les deux séries superposées est difficilement interprétable comme le chevauchement syn-métamorphique imaginé par D. Martin (1980). *La zone mylonitique de Coussat apparaît plutôt comme une zone d'écrasement verticale (Z vertical sans direction d'extension X marquée du fait de l'absence de linéation minérale) qui pourrait être contemporaine de la déformation extensive syn ou tardi-anatectique observée dans les gneiss du Chavanon : structures symmétamorphiques en failles normales conjuguées, linéation N320°.*

Il n'est donc pas établi qu'un chevauchement vrai existe entre la série d'Aubusson et celle du Chavanon. Il est possible que la superposition des anatexites grenues d'Aubusson sur les gneiss migmatitiques du Chavanon soit normale, et correspondre à une anatexie plus intense dans la série

d'Aubusson que dans celle du Chavanon. L'existence de paragénoise ancienne HP, la présence d'une anatexie croissante vers le haut de la série du Chavanon (nette sur la carte d'Ussel), et la présence d'anatexites grenues à cordiérite dans la partie supérieure de la série du Chavanon (anatexites grenues de Ribiéras), similaires à celles d'Aubusson montrent que ces deux séries ne sont pas métamorphiquement très différentes, et que l'on doit envisager l'éventualité d'une anatexie croissante vers le haut de l'édifice constitué des séries d'Aubusson et du Chavanon. Il reste que cette évolution de l'intensité de l'anatexie vers le haut de l'édifice n'est pas expliquée.

L'anatexie est contemporaine d'une tectonique en extension marquée par le développement de failles normales dans les paragneiss gris de Chatonnier, et Zone de cisaillement de Coussat entre la série gneissique d'Aubusson et celle du Chavanon).

ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLUTONIQUES

Genèse des différents magmas du complexe magmatique de Guéret

Les granitoïdes de Guéret, tout comme le monzogranite de Crocq, sont peralumineux (Index de Saturation en Aluminium (ASI) supérieur à 1).

Sur le terrain, il existe localement une convergence macroscopique de faciès entre les migmatites et les granites, qui se traduit par une convergence graduelle de texture et de grain (voire de minéralogie) au fur et à mesure de l'approche du contact migmatites-granites. Ce phénomène pourrait laisser croire que ces granites dérivent pour partie de la fusion des migmatites. Mais, les données chimiques vont à l'encontre de cette hypothèse. La différence de peraluminosité entre les granites du Complexe magmatique de Guéret et les migmatites d'Aubusson (Cartannaz, 2006) suggèrent que les migmatites d'Aubusson ne sont pas à l'origine des granitoïdes de Guéret (ou du moins que ces dernières n'en dérivent pas par fusion complète).

Le Complexe magmatique de Guéret est composé de plusieurs intrusions granitiques. Les éléments majeurs permettent de montrer que *chaque intrusion est distincte chimiquement des autres* (fig. 27, annexe B), bien que les diagrammes des terres rares indiquent une grande homogénéité des types pétrographiques (fig. 28, hors texte). Les enclaves microgrenues peralumineuses possèdent des spectres des terres rares identiques à ceux des granitoïdes, suggérant qu'elles forment soit un groupe à part entier du complexe magmatique de Guéret, soit qu'elles représentent la signature d'un autre magma rééquilibré ou non avec le magma encaissant (Cartannaz, 2006). Ces diagrammes des terres rares montrent qu'il n'existe pas de

roches cumulatives dans les différents massifs étudiés, comme cela aurait été proposé (Vauchelle, 1988). *Chaque intrusion granitique est caractérisée par une signature et une évolution géochronique qui lui est propre* (fig. 29 et 30, annexe B).

Bien qu'ils puissent être individualisés de manière structurale, géochimique, pétrographique et géochronologique, il existe entre les granitoïdes un lien géographique (complexe magmatique de Guéret) et géochimique (diagrammes de Terres Rares identiques) qui conduit à s'interroger sur les relations génétiques qui lient ces granitoïdes. Le processus magmatique le plus probable pour expliquer la large variation de composition chimique constatée résulte, d'après H. Downes *et al.* (1997), du mélange entre deux magmas de composition différente, produits de la fusion de roches métasédimentaires et méta-ignées acides avec des roches méta-ignées basiques.

Mise en place des granites du complexe magmatique de Guéret

Déformation sub-solidus (fabrique magmatique) des granites

La plupart des granites présentent une fabrique marquée par l'orientation des minéraux imprimée par les déformations subies par le magma lors de sa mise en place dans la croûte (Paterson *et al.*, 1989). Le magma se trouve dans trois états rhéologiques différents lors de son refroidissement (Vigneresse *et al.*, 1996). Pour un volume de cristaux inférieur au seuil de percolation rigide (fixé à 55 % du volume de magma par Vigneresse *et al.*, 1996), les minéraux non jointifs peuvent se déplacer et s'orienter librement dans le liquide sans se déformer. Au-dessus de ce seuil, le magma a un comportement plastique. Les cristaux sont liés entre eux et forment des masses qui peuvent encore fluer librement sans se déformer dans le liquide restant. Puis à l'approche de la cristallisation totale du magma, pour un volume de cristaux supérieur à 75 %, le système se bloque et l'orientation préférentielle des minéraux se stabilise. Les cristaux commencent à se déformer plastiquement. À la fin de la cristallisation du magma, si les contraintes persistent, la fabrique continue à se développer post-solidus (à l'état solide) et les minéraux subissent une déformation plastique et/ou fragile marquée. La cartographie de la fabrique magmatique des granites (foliation et linéation magmatiques) à l'échelle d'une intrusion est importante pour permettre de visualiser sa géométrie (en cas de fabrique développée aux épontes de l'intrusion), et pour définir ses relations avec son encaissant (co-structuration ou non du magma avec son encaissant, à partir de la géométrie de la fabrique avec les limites d'intrusion).

La nature syn ou post-solidus de la fabrique a été vérifiée ponctuellement par une analyse pétrostructurale, impossible à généraliser pour les besoins

de la cartographie. Aussi sur le terrain, la fabrique a été réputée acquise à l'état magmatique dès que les minéraux orientés observés à la loupe n'apparaissent pas déformés. Directement mesurées sur le terrain, les structures planaires syn-magmatiques sont indiquées sur la carte par un signe de pendage particulier (aucune orientation linéaire n'est indiquée sur la carte car non visible macroscopiquement). Elles sont à la base de l'élaboration des trajectoires macroscopiques de la fabrique magmatique figurées en traits continus rouges sur la carte.

La fabrique magmatique étant parfois peu visible sur le terrain l'Anisotropie de Susceptibilité Magmatique (ou ASM) est utilisée pour la révéler ou pour la confirmer. La méthode de mesures de l'ASM consiste à mesurer les orientations des trois axes de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique (K_{\max} , K_{int} et K_{\min}) d'une carotte orientée prélevée sur le terrain (Mollier, 1983 ; Guineberteau, 1986 ; Jover, 1986 ; et Rochette *et al.*, 1992). Les axes K_{\max} et K_{\min} représentant respectivement la linéation magnétique et le pôle de la foliation magnétique. De nombreuses études (Mollier, 1983 ; Guineberteau, 1986 ; Jover, 1986 et Rochette *et al.*, 1992) ont mis en évidence les corrélations entre la linéation magnétique et la linéation minérale et entre la foliation magnétique et la foliation magmatique. Cette fabrique magnétique mesurée dans les granites correspond principalement à la sous-fabrique pétrographique des micas.

Organisation de la fabrique sub-solidus (synmagmatique) des différents massifs

Dans le massif de Crocq, les observations microstructurales montrent une fabrique purement magmatique dans ce granite. Les feldspaths sont non déformés et automorphes. Le quartz cristallise en grandes plages polycristallines avec des limites de grain rectilignes. Les trajectoires de la fabrique minérale suivent grossièrement les limites du massif. La fabrique est assez fortement pentée vers l'extérieur du pluton sur sa bordure occidentale (en moyenne, l'inclinaison est supérieure à 45), et pentée vers l'intérieur du pluton sur sa bordure orientale : ce qui suggère (si la fabrique est bien parallèle aux limites lithologiques) que ce pluton est inclinée vers le Nord-Ouest.

Dans le massif de Pontcharraud, les deux principaux granitoïdes présentent une fabrique soulignée par l'orientation de phénocristaux de feldspaths potassiques parallèle à l'allongement des granites. L'orientation de cette fabrique apparaît oblique à certaines limites lithologiques ce qui traduit une costructuration des deux principaux granitoïdes du massif après leur mise en place. La fabrique est en partie sub-solidus, car les minéraux sont souvent indemnes de déformation en lame mince : le quartz présentant des limites de grain plutôt rectilignes et une extinction franche. Mais elle apparaît fréquemment tardi-solidus dans certaines lames (poursuite de la déformation

lors de la consolidation du magma) : début de sous-joint en damier dans le quartz et extinction roulante, feldspath potassique légèrement tordus.

Dans le massif de Chénérailles, le monzogranite ne présente que très rarement une fabrique magmatique (deux mesures). D'après les mesures disponibles cette fabrique semble sécante sur la limite lithologique du granite et oblique sur les trajectoires de la fabrique du massif de Pontcharraud, mais cette observation est trop peu étayée pour conclure à une mise en place diachrone de ces massifs.

Modèle de mise en place des granites du Complexe magmatique de Guéret

Le modèle envisagé doit expliquer les observations suivantes : la construction des granites du massif de Pontcharraud et du granite de Crocq ; la déformation syn à tardi-solidus de ces granites (absence de déformation véritablement post-solidus) ; la convergence de faciès et localement des imbrications de granitoïdes qui suggèrent leur mise en place sub-pénécontemporaine. Il doit également intégrer : la disposition concentrique des granites et des trajectoires de la fabrique magmatique centrée sur le monzogranite de Crocq ; la limite d'intrusion N150° entre le massif de Pontcharraud et les migmatites d'Aubusson (faille de Beissat). Enfin, il doit prendre en compte l'intrusion tardive du monzogranite de Fernoël dans le monzogranite de Crocq, et la forme cartographique du monzogranite de Fernoël dans sa partie sud qui suggère sa mise en place dans une ouverture N20° aménagée dans le monzogranite de Crocq.

Modèle proposé : les granitoïdes du massif de Pontcharraud se mettent en place dans les anatexites d'Aubusson et le massif de Chénérailles très peu de temps avant l'intrusion du monzogranite de Crocq (datée vers 340-335 Ma). Leur mise en place s'effectue sur la carte de Felletin en bordure de la faille de Beissat dont le fonctionnement est contemporain du jeu dextre des failles de la Creuse. Suit peu après l'intrusion du monzogranite de Crocq en bordure du massif de Pontcharraud, accompagnée de son gonflement contrôlée par les forces internes du magma. Ce gonflement aurait refoulé les granitoïdes du massif de Pontcharraud non encore consolidés, induisant la disposition cartographique de ces granitoïdes et des trajectoires de la fabrique magmatique concentrique sur la bordure du monzogranite de Crocq. Puis, une ouverture N20° aménagée dans le monzogranite de Crocq consolidé permet l'intrusion du monzogranite de Fernoël vers 317 Ma.

La mise en place des granitoïdes du massif de Pontcharraud et de Crocq s'effectue dans une ouverture crustale, nécessairement proche de la surface si l'on tient compte de l'érosion totale de l'Unité de Guéret et sa

transgression par les dépôts volcano-sédimentaires dès le début du Viséen supérieur (335 Ma). Les données structurales acquises sur cette carte et celle d'Aubusson (fabrique principalement orientée en direction N20-35° et à pendage fort dans les massifs de Pontcharraud et de Crocq) et les données gravimétriques indiquent un enracinement de ces granites et leur disposition suivant un *allongement N20°* centrée sur le monzogranite de Fernoël, parallèle au Sillon Houiller. Cette disposition doit mouler l'ouverture crustale qui contrôle la mise en place de ces granites, ouverture aménagée dans les anatexites d'Aubusson qui ceinturent ces granites. Très peu représenté sur la carte de Felletin, le massif de Chénérailles occupe une large surface sur celle d'Aubusson (cf. schéma structural sur la carte).

DÉFORMATION POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

Les structures ductiles post-solidus sont soit précoces, et relayent alors la déformation magmatique dans un régime de contrainte identique et ne traduisent pas le changement de cinématique ; soit tardives et dans ce cas indépendantes de la mise en place du granite. La déformation à l'état solide des plutons se traduit par une foliation portée en trait bleu sur la carte quand elle est cartographiable.

Déformations ductiles des granites du complexe magmatique de Guéret

L'essentiel des structures observées dans les granitoïdes de ce massif a été acquis à l'état magmatique, aucune structure n'est développée au stade post-solidus. Seules des lames granitiques du cisaillement de la Courtine présentent une déformation post-solidus, non co-axiale, mises en relation avec le fonctionnement dextre du cisaillement de la Courtine, et avec le jeu dextre inverse de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. Ces déformations ont été décrites plus avant dans le paragraphe consacré aux lames granitiques de la zone de cisaillement de la Courtine.

Déformations ductiles du leucogranite d'Hyverneresse

Très alumineux, ce leucogranite provient de la fusion d'un protolithe crustal équivalent aux micaschistes et les gneiss du Nord-Milleval. Des héritages minéralogiques très divers et visibles aussi bien sur les zircons que sur les monazites de leucogranites : vers 440-460, 550, 760 et 1 900 Ma. (cf. Rolin *et al.*, 2008) attestent soit d'une participation de granitoïdes ordoviciens et précambriens (ancien socle) à la source des magmas, soit d'une participation de granitoïdes ordoviciens et d'un matériel

sédimentaire renfermant des minéraux provenant de l'érosion d'un socle précambrien polygranité.

Ce leucogranite se met en place (336 ± 4 Ma) sur la bordure nord-orientale du Millevaches. Son contact avec l'encaissant gneissique ou granitique n'est nulle part visible, mais l'hypothèse de son gisement en lame verticale semble cartographiquement et structuralement plausible. Ce leucogranite pourrait être inséré dans une étroite ouverture arquée à convexité nord-est aménagée en bordure nord-est du massif de Millevaches.

Cette intrusion s'étend largement sur la carte de Royère où les structures qui ont été observées complètent celles rencontrées sur la carte de Felletin. Fortement orthogneissifié en jeu dextre le long de la bordure du Millevaches, ce leucogranite a subi une déformation ductile cisailante très marquée. Cette déformation ductile est d'abord sub-solidus d'après A. Gébeline (2004) et s'effectue avant l'induration complète du magma, puis post-solidus et se traduit par la mylonitisation du leucogranite. Les deux familles de structures de cisaillement observées en bordure du leucogranite sont apparues dans les mêmes conditions de déformation (zone de la biotite), et traduisent une déformation polyphasée du magma pendant son refroidissement. Lors de la première phase, la bordure du leucogranite subit un cisaillement dextre (plans de cisaillement verticaux N150 et N170° stries pentées de 20 à 40° vers le Sud-Est) seul visible en bordure de la Creuse (secteur de Les Rieux, carte de Royère, et secteur d'Abat sur cette carte). Lors de la seconde phase, cette bordure est reprise vers Saint-Quentin-la-Chabanne et le bois de Chabanne en cisaillement dextre inverse avec un déplacement du compartiment supérieur vers le SSW. Les structures qui en résultent recoupent et transposent les structures de cisaillement subverticales antérieures. Les âges ^{40}Ar - ^{30}Ar obtenus par A. Gébeline (2004) datent la fin de la déformation à chaud du granite laminé (fermeture de la muscovite vers 400°) entre 325 Ma à 306 Ma dans ce secteur.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Depuis la fin du Paléozoïque la région est restée stable, les seuls mouvements tectoniques sont liés à la réactivation des failles tardi-hercyniennes, qui découpent la surface de pénéplanation.

TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

L'analyse de la tectonique post-hercynienne de la feuille de Felletin ne peut pas être totalement fiable pour deux raisons : 1- l'absence de témoins sédimentaires précisément datés et 2- l'ignorance de l'âge précis des paléo-

surfaces décalées. Il existe cependant des éléments indirects en faveur de mouvements tectoniques tardifs dans la région. L'activité tardive de ces failles est enregistrée par le décalage de la surface d'altérites, qui n'est pas datée dans les environs, mais dont la formation est attribuée aux périodes antérieures au Cénomaniens par analogie avec les travaux réalisées sur les feuilles du Massif armoricain de Thouarcé (n° 484), Parthenay (n° 565), des Herbiers et de Bressuire (n° 538).

NÉOTECTONIQUE

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quaternaire n'a été relevé sur la carte de Felletin : aucune faille n'a une signature géomorphologique nette qui traduise sa réactivation récente.

SISMICITÉ

L'activité sismique historique est analysée dans la base de données *Sirene* (base nationale de la macrosismicité française gérée par le BRGM). Il existe aussi une sismicité instrumentale recensée dans le fichier national de sismicité du CEA/LDG.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTÉ-TECTONIQUE

Durant le Protérozoïque supérieur et/ou le Paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien ?), des sédiments détritiques grauwackeux et pélitiques très épais se déposent dans la région de Felletin. Ils sont entrecoupés, dans la série du Chavanon de niveaux orthodérivés, volcanique et/ou granitique, dont l'âge et le chimisme ne sont pas établis. Ces formations sédimentaires reposaient sur un substratum Protérozoïque, voire Archéen dont l'existence est attestée par les zircons les différentes roches ortho ou paradérivées. Ce substratum a disparu au cours de la tectonique varisque, et hypothétique. Le rattachement de ces dépôts à l'une des grandes unités structurales du Limousin reste donc hasardeux.

CONVERGENCE ET COLLISION SILURO-DÉVONIENNE

La dynamique de convergence (au Silurien) induit dans les unités inférieures et supérieures des gneiss du Limousin un métamorphisme de haute pression et moyenne température (faciès granulite ou éclogitique), dont aucune trace n'est observée dans la région étudiée.

La collision qui suit au Dévonien inférieur à moyen induit une tectonique tangentielle de type himalayenne. Elle provoque l'empilement des grandes nappes de charriage du Limousin (Ledru et Autran, 1987 ; Girardeau *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989) en contexte métamorphique du faciès amphibolite profond sur un autochtone relatif : les gneiss paraautochtones du Limousin. Le déplacement des nappes en direction méridienne dans le Limousin (Girardeau *et al.* 1986 ; Roig, 1997) et N20-45° sur le plateau d'Aigurande est indiquée par une linéation minérale ayant cette direction (Rolin et Quenardel, 1980 ; Rolin, 1981 ; Quenardel et Rolin, 1984 ; Rolin, 1987 ; Cohen-Julien *et al.*, 1988). Aucune trace de cette tectonique tangentielle n'est distinguée dans la région étudiée.

ANATEXIE ET TECTONIQUE EXTENSIVE

Au Dévonien moyen-supérieur (vers 375 Ma), une anatexie se produit dans la région en condition de croûte moyenne à profonde (vers 680 °C et 0,5 GPa). La série d'Aubusson qui surmonte celle du Chavanon subit une anatexie très intense à l'origine d'anatexites grenues, tandis que celle du chavanon subit une anatexie moins forte à l'origine de métatexites. Peu après, la région subit une tectonique en contexte extensif NW-SE, synchrone de l'anatexie, qui induit dans la série du Chavanon une linéation minérale NW-SE et des structures ductiles de cisaillement en failles normales. Elle serait également responsable de la mylonitisation à l'origine des gneiss mylonitiques de Coussat entre les séries d'Aubusson et du Chavanon.

TECTONIQUE EN CISAILLEMENT DUCTILE DEXTRE

La fin du blocage de la collision induit le développement de grands cisaillements dextres ductiles de direction N100° à N120° au Nord (Zone de Cisaillement de la Marche-Combrailles) et au Sud de l'Unité de Guéret (Zone de Cisaillement du Nord-Millevalles – la Courtine). Le fonctionnement de cette dernière zone de cisaillement induit la mylonitisation des anatexites d'Aubusson et de Sornac sur une puissance de 2 à 3 km en contexte fortement métamorphique (zone à biotite-sillimanite).

Le bâti se refroidissant la déformation se concentre dans l'axe de la zone de cisaillement, et s'accompagne d'une rétomorphose des mylonites dans le faciès des schistes verts. Le métamorphisme synfolial est daté (Gebelin, 2004) à 354 ± 5 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazites prélevés sur un échantillon des gneiss mylonitiques. La fin du métamorphisme syn-cisaillement est datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite syn-foliales d'un échantillon des gneiss mylonitiques à 352 ± 5 Ma. Des granitoïdes apparentés à ceux du Complexe magmatique de Guéret se mettent alors en

place en lame (lame de la Courtine) le long de ce cisaillement, et sont déformés. Les derniers granites en lames mis en place dans ce cisaillement sont peu ou pas déformés par sa cinématique (lame de Clairavaux – Lamazière-Haute). Le jeu dextre de la Zone de Cisaillement du Nord-Milleval – la Courtine cesse avant l'intrusion du granite d'Aulon (351 ± 5 Ma) qui l'oblitére (Cartannaz *et al.*, 2006 ; Rolin *et al.*, 2007). Ces âges attestent du fonctionnement de cette zone de cisaillement avant 350 Ma soit vers la fin du Tournaisien ou au Viséen inférieur.

MAGMATISMES TARDI-COLLISIONNELS TOURNAISIENS (MASSIF DE GUÉRET)

Dès la fin du Dévonien et surtout au Tournaisien, un fort flux de chaleur accompagné d'une ascension de magmas mantelliques induit un important magmatisme basique calco-alcalin dans les régions environnantes (Chaîne de la Marche et Confolentais). En faisant fondre la croûte, il génère également un magmatisme peralumineux qui se mettra en place durant tout le Carbonifère inférieur, responsable des granites de Guéret. Ces magmas basiques calco-alcalins forment des massifs très importants au Sud-Est de la zone couverte : dans le Confolentais (Rolin *et al.*, 1999, Cuney *et al.*, 2001) et le Sud Limousin (diorites quartzifères et tonalites) et forment un alignement de plutons (gabbros-diorites) le long de la faille de la Marche au Nord de l'Unité de Guéret (Cohen-Julien *et al.*, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1991 ; Pin et Paquette, 2002). Deux grandes périodes de mise en place ont été distinguées : vers 355 Ma. (Bertrand *et al.*, 2001) et vers 335 Ma. (Cartannaz, 2006).

Origine des magmas du Complexe magmatique de Guéret

Le Complexe magmatique de Guéret est composé de plusieurs types de granitoïdes disposés en massifs, dont la mise en place, globalement hétérochrone, s'est déroulée sur plus de 30 Ma du Tournaisien au Viséen supérieur. Ces granitoïdes seraient issus de magmas différenciés provenant de la cristallisation fractionnée de plusieurs magmas sources hétérochrones produits par l'apport de chaleur venant du manteau accompagnant l'ascension de magmas basiques calco-alcalins sous-plaqués. Chaque magma source de composition différente serait issu du mélange de magmas précoces produits de la fusion de roches méta-sédimentaires et méta-ignées acides avec des roches méta-ignées basiques (magmas calco-alcalins sous-plaqués ?). Ces magmas sources auraient évolué indépendamment en subissant une différenciation magmatique (par cristallisation fractionnée) pour aboutir aux différents granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret.

La mise en place des granites du massif de Pontcharraud et de Crocq s'effectue au Viséen Moyen dans une ouverture crustale aménagée dans les

anatexites d'Aubusson et le massif de Chénéraillles déjà en place. Cette ouverture est proche de la surface, de direction méridienne à N20° parallèle au Sillon Houiller et limitée au Sud-Ouest par la faille de visibles dont le fonctionnement est contemporain du jeu dextre des failles de la Creuse. Le massif de Pontcharraud, premier à se mettre en place, est refoulée à l'état sub ou tardi-magmatique par le gonflement du granite de Crocq qui s'injecte peu après. Les derniers jeux de cette ouverture permettent l'intrusion du granite vers 315 Ma dans le granite de Crocq consolidé.

*MAGMATISMES TARDIFS VISÉO-NAMURIENS
(MASSIF DE MILLEVACHES) ET TECTONIQUES CASSANTES*

Au Viséen moyen-supérieur des leucogranites s'injectent (vers 335 Ma) le long de discontinuités crustales sur la bordure nord de l'Unité de Guéret, où ils constituent la chaîne de la Marche, et sur la bordure sud, où ils forment les leucogranites périphériques du Millevaches.

Pendant la mise en place de ces leucogranites, le Nord-Millevaches est comprimé contre l'Unité de Guéret. Cette compression induit le décrochement de la Zone de Cisaillement du Nord-Millevaches par rapport à celle de la Courtine le long de failles N130-160° du système de la Creuse. Le massif de Chasselines – Goutelle Hyverneresse subit ce cisaillement dextre, il est boudiné, fortement déformé et tronçonné. Localement, les contraintes amènent la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne à fonctionner en cisaillement ductile dextre inverse.

Il est possible que les failles N20-40° senestres qui affectent la région (parallèles au Sillon Houiller) soient conjuguées et synchrones des failles dextres du système de la Creuse (mais ce point reste à argumenter).

Les failles du système de la Creuse et le cisaillement de la Courtine sont à leur tour décrochées par les failles dextres N20-N30° du système de failles de Felletin-Ambrugeat (en bordure est du Millevaches) qui découpent fortement la région d'Aubusson et de Felletin. Le jeu de ces failles permet l'ascension de magmas rhyolitiques et microgranitiques appartenant au volcanisme Viséen moyen, qui est responsable de nombreux filons sur cette carte. Ces filons sont en relation avec les dépôts volcano-sédimentaires et volcaniques des bassins des Combrailles connus au Nord de la carte.

Puis certaines des failles N130-160° du système de la Creuse rejouent en jeu senestre et décrochent des failles N20-35° dextres et senestres du système de Felletin – Ambrugeat. Enfin, certaines des failles N20-35° rejouent en dextre dans le secteur de Felletin et Aubusson. Ces cinématiques senestres et dextres ne sont pas datées, et il est possible qu'elles soient conjuguées.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

TECTONIQUE POST-HERCYNienne

L'analyse de la tectonique post-hercynienne de la feuille de Felletin ne peut pas être totalement élucidée pour deux raisons : 1- l'absence de témoins sédimentaires précisément datés et 2- l'ignorance de l'âge des paléo-surfaces décalées. Les seuls mouvements tectoniques post-hercyniens sont liés à la réactivation des failles hercyniennes. Le jeu de ces mouvements est resté très faible si l'on se base sur les faibles décalages de la surface de pénéplanation post-hercynienne.

NÉOTECTONIQUE

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quaternaire n'a été relevé sur la carte.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Cette région fortement boisée est surtout vouée à l'élevage. L'habitat y est dispersé, représenté par de nombreuses fermes parsemant la campagne et de petits bourgs en plein exode rural, où les constructions neuves sont rares.

L'agriculture de subsistance a longtemps constitué la seule activité économique locale, et les exploitations agricoles traditionnellement tournées vers l'élevage et la culture vivrière sont de petites tailles. Actuellement, elles tendent à se mécaniser, mais leur activité se tourne assez peu vers l'élevage industriel et la production fourragère. Les sols sableux développés aux dépens des granites, sont pauvres surtout occupés par les bois et pâturages. Les fonds de vallées humides sont généralement peu propices à la culture et l'élevage et sont souvent à l'abandon.

Région en voie désertification du fait d'un exode de sa population vers les grandes villes, elle n'offre cependant que peu de maisons délabrées ou en ruines. Les villages habituellement en grande partie délaissés reprennent une vie pendant les périodes de congés. À l'écart des grands axes de circulation, la région de Felletin s'ouvre timidement au tourisme et à la pêche, ce qui lui offre une nouvelle possibilité d'activité, modeste : locations estivales, hôtels et camping, activités touristiques saisonnières....

RESSOURCES EN EAU

Le territoire couvert par cette feuille est drainé par un réseau hydrographique dense appartenant au bassin hydrographique de la Loire (pour la Creuse, la Rozeille et la Tardes) et au bassin de la Dordogne-Garonne (pour la Romagne affluent de la Dordogne).

La hauteur de précipitation moyenne (atlas climatique du Limousin) est de l'ordre de 1 100 mm par an. Au plan géologique, le sous-sol est constitué par des roches cristallines et cristallophylliennes recouvertes d'une frange d'altérites superficielles d'épaisseur variable (2 à 6 m de puissance, voire au-delà pour les roches à tendance porphyroïde).

Les eaux de pluies non évapotranspirées qui s'infiltrent donnent lieu à des écoulements hypodermiques soit dans la zone altérée à perméabilité d'interstices (filtration), soit dans les fractures de la partie saine des roches (perméabilité de fissures). Ils se font suivant la ligne de plus grande pente en direction des fonds des vallées qui constituent le niveau de base de l'appareil aquifère. À partir d'une certaine surface de drainage, la section perméable ne peut plus absorber le volume d'eau drainée et les sources apparaissent ; ces écoulements de surface vont grandissant avec l'augmentation du bassin versant. Dans ce type de formation, les bassins versants des eaux souterraines correspondent généralement aux bassins topographiques. Il arrive quelquefois, que les sources soient portées à émergence par des filons de microgranites ou de quartz.

La densité du réseau hydrographique induit une multiplicité de petits réservoirs perchés très localisés. En raison de la situation superficielle des nappes, les sources sont généralement diffuses et de très faibles débits, fluctuants. Leur qualité, notamment la régularité du débit et la sensibilité aux foyers de pollution, sont directement fonction de l'épaisseur du manteau arénacé et par conséquent peuvent varier d'une source à l'autre.

Les captages sont en très forte proportion des sources dont le débit varie de 0,2 à 2 l/sec, avec une majorité de sources présentant un débit moyen voisin de 0,5 l/sec. C'est l'aquifère superficiel qui est couramment sollicité pour l'alimentation humaine (captages par drains, exceptionnellement par puits).

Il existe des aquifère de nappe alluviales (de faible épaisseur) dans les vallées, notamment celle de la Creuse. Ces aquifères ont un faible potentiel et sont non sollicités.

Pour répondre à des besoins importants en période estivale, ou pallier les étages sévères, la solution privilégiée consiste en l'utilisation des eaux superficielles stockées, puis traitées. Trois syndicats constitués prennent en

compte sources et pompages avec des réseaux séparatifs. Ils sont : - le syndicat de la région de Crocq, qui regroupe une quinzaine de communes. En plus des sources, il exploite une prise d'eau en rivière, près de Basville sur la Tardes ; - le syndicat de la Rozeille regroupant une cinquantaine de communes, utilisant en plus des sources un pompage localisé dans le barrage de Beissat ; enfin le syndicat de la Haute vallée de la Creuse qui regroupe trois communes, alimentées par des captages de sources.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

La seule carrière en activité sur cette feuille est celle des « Trois-Ponts » située sur le territoire de la commune de Clairavaux, qui exploite la granodiorite de Clairavaux. La roche, très fracturée dans cette zone hachée par des failles N20°, est utilisée concassée pour la viabilité. La production de cette exploitation est relativement importante pour le département. Elle produit du tout-venant et des granulats.

CARRIÈRES ABANDONNÉES.

Sur le territoire de la commune de Saint-Georges-Nigremont se situe l'ancienne carrière de Puy-Baubier, abandonnée depuis les années 1980. Elle est ouverte dans le monzogranite de Néoux. La roche peu fracturée, saine et dure, était utilisée comme pierre de taille pour la construction.

De nombreuses excavations à caractère familial ou communal ont exploité des granites pour l'empierrement, et des altérites pour l'aération des sols argileux (arènes).

GITES ET INDICES MINÉRAUX

Peu d'indices de minéralisation métalliques sont connus sur le territoire de la feuille de Felletin : quelques indices d'uranium, d'antimoine et de barytine ont été trouvés à l'occasion de travaux et de recherches.

Notamment :

- les indices d'uranium de Sandelesse (1-4001), commune de Saint-Frios et de « Lombarteix » (5-4001), commune de la Courtine-le-Trucq ;
- les indices d'antimoine : sondage et tranchée de recherche respectivement à « Marnière » (4-4001), commune de la Villeneuve et, à « la Ramade » (8-4002), commune de Flayat ;
- les indices de barytine à « Saint-Merd-la-Breuille » (8-4004), communes de la Visibles et de Veumas ;

- les indices de mispickel à Allevergue et Foliat, commune de Giat (Puy-de-Dôme) ;
- enfin les indices de fluorite à Veumas, commune de Giat.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Cet itinéraire part de Felletin et revient au même endroit, il permet de parcourir les principales failles présentées sur cette carte, les séries métamorphiques et les faciès granitiques des différents massifs.

Anatexites d'Aubusson

– Depuis le centre de Felletin prendre la D982 en direction de la Courtine. 500 m au Nord du pont sur la Creuse au lieu-dit le Pont Roby, de beaux affleurements d'anatexites grenues d'Aubusson sont visibles. Ce sont des roches grenues, assez sombres du fait de leur couleur d'altération rouille et de la biotitique parfois abondante, à grain fin (de 1 à 2 mm) et à plagioclase automorphe trapu (1 à 2 mm). Elles renferment des nodules irréguliers ou des taches de 1 à 4 cm de biotite et de cordiérite bleu-verdâtre à noirâtres, assez régulièrement réparties dans le fond de la roche.

Faille de Saint-Quentin-la-Chabanne et de la granodiorite qu'elle affecte

– Continuer la D982. Au carrefour avec la route de Mas Laurent, une tranchée permet d'observer la déformation ductile (protomylonitique) de la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne. 300 m au Sud de ce carrefour, et le long de la D982, un affleurement montre l'ultramylonitisation de cette granodiorite au contact de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. Cette faille accole cette granodiorite à des micaschistes ultramylonitiques de la bordure du Millevaches. Elle est dextre inverse et moyennement pentée vers le Nord-Est. Si l'on fait une incursion sur la carte de Royère (2 km plus à l'Ouest) il est facile d'observer la déformation induite par cette faille sur le leucogranite d'Hyverneresse en bordure du Millevaches. Affleurement de très bonne qualité le long de la D992, 500 m à l'Ouest du hameau de la Villeraud (cinématique également dextre inverse).

Déformation bréchique le long de la faille N20 de Magnadas

– Avant d'arriver au Tarderon, tourner vers l'Est en direction de Magnadas. À l'entrée du hameau, des brèches développées dans la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne sont visibles dans les caniveaux du hameau.

Puis le long du chemin qui montre vers les Grands Bois.

La brèche était également visible en 2005 sur la carte de Royère, le long de la D982 en bordure de Creuse, 400 m au Nord de Les Rieux.

Zone de Cisaillement de la Courtine

– Reprendre la D982 jusqu'aux environs de Clairavaux, s'arrêter à la carrière des Trois-Ponts. La carrière exploite des granodiorites disposées en lames de toutes tailles injectées parallèlement les unes dans les autres, ce qui confère à la roche une allure rubanée due à l'alternance de rubans pluricentimétriques à plurimétriques de granodiorites différentes, variant par la taille du grain, leur richesse en biotite et la présence ou non de petits phénocristaux de FK. Ces roches présentent une fabrique magmatique fruste, marquée par une orientation des minéraux non déformés, et souvent par une texture mylonitique (avec structures S et C) accompagnée d'un étirement fort des minéraux.

– En face de la carrière, traverser la Creuse au lieu-dit les « Trois Ponts », prendre la D31 en direction de Clairavaux. Observer les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux dans le premier virage en épingle à cheveux. Ces roches sont finement feuilletées, de couleur noir brunâtre, ou gris verdâtre. La foliation débite la roche en grandes plaques portant des stries pentées de 45° vers le Sud-Est. Dans l'épingle à cheveux suivante, voir le contact faillé entre la lame de granodiorites de la carrière des Trois Ponts et les micaschistes ultramylonitiques ($\xi\xi^{1-2}$).

– Retourner aux Trois Ponts et reprendre la D982 en direction du Sud. Les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux affleurent bien le long de la route. Avant Mortefond, observer la foliation de la lame de granodiorites dans la continuité de celle de la carrière des Trois-Ponts. La déformation de cette lame est bien plus faible que celle des micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux qui l'encaissent. Ces derniers sont bien exposés peu au Sud de Mortefond au lieu-dit les Gannes. Cette lame de granodiorite apparaît nettement moins déformée que les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux ($\xi\xi^{1-2}$).

– Au Sud de Crépiat, la route recoupe un monzogranite appartenant à la lame de la Courtine (qui n'est pas continue avec celle de la carrière des Trois Ponts). Ce monzogranite est orthogneissifié et présente une texture mylonitique. La route entre ensuite dans le granite du Mas d'Artige et dans les anatexites de Sornac, qui ne sont pas déformées. Ces anatexites sont visibles vers le hameau d'Artiges le long de la D982. Le granite du Mas d'Artige est bien exposé quant à lui au carrefour avec la D8.

– Près du cimetière du Mas d'Artige (le long de la D982), observer des anatexites non déformées (malgré la proximité du cisaillement de la Courtine). Prendre la D28 et traverser le Mas d'Artige, puis à la mairie du Mas d'Artige (située au lieu-dit la Ganne), observer deux faciès imbriqués de monzogranites imbriqués dans la lame de la Courtine mais similaire au granite du Mas d'Artige, l'un à grain fin peu biotitique à cordiérite automorphe est peu déformé, et l'autre porphyroïde à petit phénocristaux de FK est très orienté et folié.

– Continuer la D28 jusqu'au hameau du Pomet, puis 400 m après le bourg, tourner au Sud et prendre la route de l'ancienne gare (D28a) sur 500 m. Dans le talus avant l'ancien tunnel ferroviaire, observer un bel affleurement de monzogranite sombre à tendance granodioritique orienté ou folié, non bréchique appartenant à la lame de la Courtine. En poursuivant vers le Sud, la route croise la D982 ; dans le caniveau longeant le coté sud de la D982, observer la texture mylonitique dans cette granodiorite ici très déformée. Alors qu'un peu plus au Sud, affleurent des anatexites grenues de Sornac non déformées (bord sud du cisaillement de la Courtine). Le couloir ultramylonitique de la Courtine ($\zeta\tilde{S}^{\tilde{E}^{1-2}}$) est séparé par cette lame de granite des anatexites de Sornac non déformées.

– Rebrousser chemin, puis prendre la route en direction de Marcelleix. Dès le carrefour entre cette route et la D28 apparaissent les ultramylonites de Clairavaux ($\zeta\tilde{S}^{\tilde{E}^{1-2}}$) dans le talus de la route avant le ruisseau. Ces roches sont relayées vers le Nord par des gneiss mylonitiques rubanés de Trucq (ζM^1) visibles après le pont sur le ruisseau, dans le talus de la route sur 50 m puis dans une carrière 1 km au Sud de le Marcelleix (de très nombreux affleurements de ces gneiss sont visibles encore plus au nord le long de la route périphérique du camp militaire (route réglementée), que l'on peut rejoindre depuis Marcelleix grâce à un chemin carrossable. Il est recommandé de faire demi-tour à Marcelleix et aller jusqu'au carrefour de la D28. Suivre la D28 en direction du village de Trucq où l'on peut observer dans les virages de nombreux affleurements de micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux ($\zeta\tilde{S}^{\tilde{E}^{1-2}}$) et les gneiss mylonitiques rubanés de Trucq (ζM^1). La déformation décroît visiblement vers le Nord. Rentrer dans le camp militaire tout en suivant la D28 (ouverte aux civils hors périodes de tirs) on observe la disparition de la foliation mylonitique dans des anatexites foliées sur des affleurements sporadiques. La foliation disparaît vers le carrefour la D23 et la D28 à la Croix d'Echauron.

– Prendre la D23 (ouverte aux civils hors périodes de tirs). Observer, très mal, la déformation croissante vers le Sud dans les anatexites, ainsi que de nombreux leucomonzogranites et la lame de monzogranite à tendance granodioritique : qui n'est pas déformée. Puis au Sud de cette lame vers Lombarteix, les gneiss deviennent nettement mylonitiques (gneiss rubanés

de Trucq (ζM^1). Plus vers le Sud, ils passent aux micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux. Continuer jusqu'à la D982 (proximité de la Courtine, carte d'Ussel) prendre la route D982 vers l'Ouest. Au Puy Redon, un talus permet d'observer un monzogranite fortement déformé (belles structures C et S) appartenant à la lame de la Courtine.

Zone de Cisaillement N140 de Queyriaud – Mont Pibeu

– Retourner à la Courtine (carte d'Ussel). Au camp militaire (entrée R. Poincaré), prendre la D29 en direction du Nord. Entrer dans le camp militaire jusqu'au ruisseau de Courtejoux. Prendre vers l'Est la route qui longe le ruisseau (une autorisation des autorités militaires est nécessaire). Les affleurements de mylonites ductiles qui jalonnent le cisaillement se trouvent entre 1 à 1,5 km du carrefour, du côté ouest de la route qui longe le ruisseau de l'Aiguillères (bordure sud de la carte, 2 km à l'Est de Lombarteix).

Faille de Beissat (limite sud des granites du complexe magmatique de Guéret et le granite de Néoux)

– Poursuivre jusqu'au carrefour avec la D25. Suivre la D25 jusqu'à Beissat. À Beissat, le long de la D25, voir les nombreux affleurements de Monzogranite à tendance granodioritique de Néoux entre la Jugie et Maillat. Ce granitoïde est sombre souvent bleuté, et équi-granulaire. Son grain est fin de 1,5 à 2 mm. La cordiérite y est rare.

– Traverser la Rozeille à Beissat, en direction de l'église. La brèche de la faille de Beissat est visible dans le talus du chemin montant vers la route circulaire du camp de la Courtine (de 250 m à 500 m à l'Ouest de l'église) ; au contact de la faille, les anatexites d'Aubusson sont très altérées et rubéfiées.

– Près de l'église de Beissat, le long du ruisseau du Sarcenoux et au Puy de la Borde (3 km au Sud-Est de Beissat) il est possible d'observer le filon de leucomonzogranite jalonnant la faille de Beissat.

Série du Chavanon, ses relations avec la série d'Aubusson

– Aller à Saint-Merd-la-Breuille. Prendre la D564 en direction de la Lignière. Après le pont de chemin de fer (500 m à l'Ouest de la Lignière) observer les anatexites à cordiérite dans le talus de la route. Elles sont grossièrement foliées. Cette foliation disparaît vers le Nord et est à peine visible (affleurement le long de la voie ferrée accessible facilement par un chemin partant du Sud du hameau de Chez Gaillot).

– Revenir sur ses pas, aller à la Lignière. Dans le hameau de bordure de la D564, des anatexites foliées et mylonitiques sont visibles dans un talus de 1 m de haut et 10 m de long. La foliation est faiblement pentée vers le Nord, mais aucun critère de cisaillement évident n'a été relevé. À Coussat, des gneiss mylonitiques (Gneiss mylonitiques du bois de Coussat ξ^{1-2}) ont été observés (en mai 2005) et prélevés dans le caniveau le long de la D564 au Sud-Est du hameau sur 200 m, avant le carrefour allant au moulin de la Lignière. Ce sont des gneiss fins sombres, finement folié et très phylliteux (riches en biotite et muscovite), à débit planaire régulier. Aucune strie ni critère de cisaillement n'ont été reconnus. Ces gneiss passent rapidement vers le Nord aux anatexites foliées de la Série d'Aubusson.

– Prendre la route du moulin de la Lignière. Les affleurements de gneiss leucocrates fins métatectiques de la Lignière (M_{ζ}^{1L}) ont nombreux. Ce sont des roches claires, de couleur beige ou gris clair, parfois rosée. Elles sont grenues, à débit planaire régulier, grossièrement litées. Elles présentent *deux parties* : un fond grenu fin et des veines leucocrates quartzo-feldspathiques (leucosomes) imbriquées dans ce fond grenu.

– Rebrousser chemin vers Coussat, avant d'atteindre la D564 prendre à l'Ouest la route de Ribières. Au carrefour près de Ribières, tourner vers Ribières, traverser le hameau et aller jusqu'au ruisseau de la Ramade au lieu-dit « le Pont de Ribière ». Le flanc est de la vallée montrent des affleurements de gneiss métatectiques de Malcornet (M_{ζ}^{1b}). Ce sont des gneiss *très biotitiques métatectiques*. Ces gneiss renferment de fréquentes masses pluridécimétriques à métriques d'anatexites à nodules de cordiérite dont l'aspect est très proche des anatexites hétérogènes d'Aubusson. Ces masses peuvent être de plus grandes tailles et cartographiables, et forment des boules éparses dans les champs 500 m à l'Est de Ribières (anatexites grenues hétérogènes de Ribières M_{ζ}^2)

– Depuis Ribières, suivre la D568 jusqu'au pont sur la Ramade. Après le pont une petite carrière (côté nord-ouest de la route) est ouverte dans des gneiss gris métatectiques de Chatonnier (M_{ζ}^{1g}). Ce sont des roches foliées ou grossièrement rubanées, métatectiques, de couleur gris sombre, à grain assez grossier (2 mm) d'aspect rugueux, caractérisées par la présence de veines claires quartzo-feldspathiques. Les plis replissant cette foliation sont très nombreux. Ils sont anisopaques, parfois sub-isoclinaux et de direction située dans le quadrant N30-N90°, difficile à prendre du fait de la dureté de la roche.

– Aller à Chatonnier (partie sud-est de la carte). À Chatonnier, prendre (à pied) le chemin qui descend à la Ramade. Remonter le ruisseau vers le Nord, de nombreuses structures ductiles en failles normales sont visibles dans les affleurements de gneiss gris dégagés par le ruisseau. La foliation du gneiss est localement recoupée par des structures de cisaillement

ductiles en failles normales soulignées de veines de leucosomes : ces cisaillements sont contemporains de l'anatexie. Leur orientation est globalement voisine de NE-SW et leur pendage essentiellement dirigé vers le Nord-Ouest, et plus rarement vers le Sud-Est ; aucune linéation minérale n'a pu être observée (difficulté de dégager les surfaces de cisaillement). Ces structures normales syn anatexies soulignées de veines de leucosomes suggèrent que les gneiss gris ont subi une déformation syn anatectique en contexte extensif NW-SE.

Massif de Crocq – Fernoël

– Aller à Giat. Prendre la D13 en direction du Nord, à la sortie de la ville tourner vers l'Est en direction de Granousse. 1 km à l'Est de Giat, après le pont sur la Ribière et à l'entrée du hameau, un bel affleurement de monzogranite de Fernoël est visible sur la droite. Il s'agit d'un granite sain, clair, à grain fin 1,5 mm à biotite et cordiérite, il présente quelques rares biotites automorphes.

– Reprendre la D13, la suivre jusqu'à la N141, tournez à gauche et suivre la N141 en direction d'Aubusson sur 6 km, tourner vers le Nord pour aller au hameau de Montaurat. À Montaurat, de beaux affleurements du monzogranite de Crocq sont visibles. Le monzogranite est sain, assez clair et isotrope, à grain moyen (2 à 5 mm), à biotite parfaitement automorphe (hexagonale) de grande taille, 3 à 8 mm. Le feldspath potassique y est fréquemment en phénocristaux trapus de 1 à 1,5 cm de long, blancs ou souvent rosés voire rouges sombres.

– Quitter la N141 et rejoindre Crocq. De nombreux affleurements du Monzogranite sont visibles dans Crocq le long de la D996 depuis la vallée de la Tardes (Chez Pilat), sortie sud de Crocq et le long de la route communale allant à Laval.

– Dans Crocq, monter aux vieilles tours. Elles sont construites sur la syénogranite des Tours de Crocq. C'est un granite clair pauvre en biotite à grain fin, porphyroïde. Il renferme des phénocristaux de feldspaths de 2 à 4 mm, de section carrée, de cordiérite subautomorphe de 1 à 2 mm, et de très fines muscovites.

Zone de transition entre les massifs de Crocq et Pontcharraud entre Lascaux et la Madière, à l'Est du Viaduc interdit enjambant la Rozeille (3 km à l'ESE de Saint-Georges-Nigremont)

– Depuis Crocq se rendre à la Madière en bordure du massif (3 km à l'ESE de Saint-Georges-Nigremont). À la Madière, le granite de Crocq est encore visible à l'entrée ouest du hameau (talus coté sud près d'une maison). Entre ce hameau et celui de Lascaux des affleurements discontinus permettent de

voir la zone de transition entre les monzogranites de Crocq et de Sainte-Feyre-la-Montagne. Cette zone de « transition » de 700 m de large apparaît formée d'un granite à grain moyen de caractère mixte : depuis le monzogranite de Crocq en direction du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne (vers l'Ouest), on observe la disparition graduelle des biotites automorphes remplacées par des biotites xénomorphes de plus petite taille, et l'apparition corrélative de la cordiérite.

Cette zone de transition entre les massifs de Crocq et Pontcharraud (avec localement des imbrications de ces granites) suggère un mélange de magmas et une mise en place quasi synchrone de ces massifs. D'autre part, le parallélisme des trajectoires de foliation magmatique qu'il est possible de mesurer dans la zone de contact entre les granites du massif de Pontcharraud, avec celui de Crocq traduit la costructuration de ces massifs à l'état péri-solidus sur leurs bordures.

Faciès du massif de Pontcharraud

– Aller à Saint-Georges-Nigremont. De beaux affleurements de la granodiorite de Saint-Georges-Nigremont sont visibles au début de la montée à Saint-Georges-Nigremont. C'est une roche gris sombre à noir bleuté, à grain de 2 à 3 mm. La cordiérite est rare et souvent automorphe.

– De Saint-Georges-Nigremont, aller à Pontcharraud (où les faciès Néoux et Sainte Feyre-la-Montagne sont imbriqués), continuer la D18 le long de la Rozeille en direction de Sainte-Feyre-la-Montagne. De nombreux affleurements du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne sont visibles le long de la route, le plus beau étant la falaise de Fonfrède 2 km au Nord-Ouest de Pontcharraud. *C'est une roche grise assez claire, isogranulaire à grain moyen de 2 à 3 mm, relativement pauvre en biotite (millimétrique) et en plagioclase par rapport au monzogranite de Néoux. Elle est ponctuellement riche en cordiérite automorphe et centimétrique. Le quartz est souvent automorphe.*

Monzogranite de Chénérailles

– Rejoindre Felletin, prendre la D982 en direction d'Aubusson, après le LEP voir le monzogranite dans un virage à convexité est 500 m au Nord du LEP. Ce granite est bien exposé plus au Nord de la carte d'Aubusson le long de D982 vers Moutier-Rozeille.

Fin de l'itinéraire à Felletin.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

On note la présence de plusieurs dolmens sur le territoire de la feuille de Felletin : le dolmen de la Croix-Blanche, à un kilomètre au Sud-Est de Felletin ; le dolmen de Laval à 2 km au Sud-Est de Crocq et le dolmen de Montrabas, 4 km à l'WSW de Crocq. Au hameau de Manoux (2 km au nord de Saint-Merd-la-Visible) se trouve un tumulus. Signalons également la découverte d'une bouteille carrée à une anse au hameau de Dougier, sur la commune de Saint-Agnant près de Crocq, datée du premier au troisième siècle après J.-C. Des vestiges d'une voie romaine sont observables à l'Est de Giat. Enfin, dans le village de Giat a été bâtie une motte féodale.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLMENDINGER R.W., MARRET R.A., CLADOULOS T. (1989) – Fault kinematics: a program for analysing fault slip data for Macintosh computer. *Cornell University*, Ithaca, édit.
- ARNOLD M., KURTBAS K., RANCHIN G. (1968) – Différenciations pétrographiques et géochimiques dans la partie Ouest du Massif granitique de Guéret (Massif central français). *Sci. de la Terre, Fr.*, **XIII** (4), p. 323-358.
- BARBARIN B. (1996) – Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* **24** (4), p. 295-298.
- BAZOT G. (1970) – L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. Thèse 3^e Cycle, Clermont-Ferrand.
- BERTHIER F., DUTHOU J.L., ROQUES M. (1979) – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Âge finidévotionien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. BRGM* 2 (I, 2.), p. 60-71.
- BERTRANS J.M., LETERRIER J., CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.M., DELAPIERRIERE E., VIRLOGEUX D. (2001) – Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de la Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 167-189.
- BROUSSE R., RANÇON J.P., TEMPIER P., VEYRET Y (1989) – Carte géologique et notice explicative de la carte géologique de Bourg-Lastic (n° 716) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans et carte géologique.
- CARTANNAZ C. (2006) – Magmatismes et déformations polyphasés. Exemple des massifs de Guéret et de Millevalches (Massif central français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse Besançon, 286 p.

- CARTANNAZ C., ROLIN P., Le MÉTOUR J., FABBRI O. (2006) – Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *C.R. Geoscience* **338** (3), p. 214-221.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., COCHERIE A., MARQUER D., LEGENDRE O., FANNING C.M., ROSSI P. (2006) – Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif central. *International Journal of Earth Science*, p. 1-17.
- CARTANNAZ C., SONNET R., EMONNIN Y., JUILLERAT M., DEPREZ J., THIERY V., MONTAZ N., ROT J. et BINETRUY J.C. (2008) – Carte géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- CHENEVOY M. (1958) – Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord - ouest du massif Central français. *Mém. expl. carte géol. Fr.*, imp. nat. Paris, 428 p.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1989) – L'histoire des « gneiss d'Aubusson », migmatites à cordiérite du massif Central français, d'après le chimisme de leurs grenats. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **8** (t. V, n° 2), p. 295-307.
- CLARKE D.B. (1995) – Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine* **59**, p. 311-325.
- COCHERIE A., ROSSI Ph., FANNING C.M., GUERROT C. (2005) – Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, **82**, p. 185-219.
- COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1988) – Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000^e de Dun-le-Palestel (616) – BRGM, 60 p.
- CUNY M., BROUAND M. *et al.* (2001) – « Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou à l'ouest du Massif central français ». *Géologie de la France*, 1-2, p. 117-142.
- DEBON F., Le FORT P. (1983) – Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthode et Applications. Nancy.
- DOWNES H., SHAW A., WILLIAMSON B J., THIRLWALL M.F. (1997) – Erratum to "Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif central, France" [*Chem. Geol.* 136 (1997) p. 99-122]. *Chemical Geology*, **140** (3-4), 289 p.
- FORESTIER F.H. (1965) – Carte géologique d'Aubusson au 1/80 000 (N° 156, 2^e édition).
- GÉBELIN A. (2004) – Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (plateau de Millevaches, Massif central), Université Montpellier II.

- GÉBELIN A., MARTELET G., CHEN Y., BRUNEL M., FAURE M. (2004) – Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif central: AMS and gravity modelling results. *Journal of Structural Geology*.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G., MERCIER J.C. (1986) – Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8** (t.II, n° 5), p. 849-860.
- GUINEBERTEAU B. (1986) – Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 218 p. Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy, n° 11, 1986.
- HAMES W.E., BOWRING S.A. (1994) – An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, N° 1-4, p. 161-169.
- HARRISON T.M., DUNCAN I., Mc DOUGALL W.E. (1985) – Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, p. 2461-2468.
- HOTTIN A.M. MARCHAND G., MAURIN G., DEBACQUE G., CONSTANS J., TURLAND M., FREYTET P. (1991) – Notice explicative de la carte géologique d'Évaux-les-Bains (n° 643) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- HOTTIN A.M., BERTHIER F. (1993) – Notice explicative de la carte géologique de Guéret (n° 642) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- JOVER O. (1986) – Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevaches (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse de troisième cycle, Univ. Nantes.
- JUNG J. (1954) – Problèmes géologiques dans les vieux terrains du massif Central Français. - Ann. Herbert et Haug., Fasc. Sci. Paris VIII, 235, 62 p.
- LAUNAY de L. (1898) – Feuille de Guéret et d'Aubusson. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* **X**, p. 499-502.
- LAUNAY de L., GAUTHIER P., MICHEL-LÉVY M., LACROIX A. (1905) – Carte géologique au 1/80 000 d'Ussel, n° 165. *Serv. Carte Géol. de France*.
- Le BRETON N., DUTHOU J.L., GROLIER J., LACOUR A., MEYER G., TREUIL M. (1986) – Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) : pétrographie, composition, âge. *C.R. Acad. Sci.* **303** (II), p. 1557-1562.
- LEDRU P., AUTRAN A. (1987) – L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevaches. *In. Géol. Prof. France*, Thème 3. Chevauchements synmétamorphes varisques du Limousin. Doc. BRGM 140, p. 51- 91.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8** (V, 3.), p. 605-618.

- LUDWIG K.R. (1999) – ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. Geol. Survey Open-file Rept. p. 1-42.
- MARTIN D. (1980) – Étude structurale, pétrologique et géologique de la série du Chavanon (Massif central français). Thèse de 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 120 p.
- MEZURE J.F. (1980) – Étude structurale des granites d'Egletons, Meymac et Ussel (Nord). Contribution à l'estimation quantitative de la déformation. Pétrographie et géochimie. Thèse de 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 191 p.
- MOLLIER B. (1983) – Le granite de la Brame – Saint Sylvestre – Saint Goussaud : ses structures magmatiques. Une étude de l'uranium à l'échelle du grain. Thèse de 3^e cycle univ. Nantes, 253 p.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J., CARRON J. (1985) – Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci.* t. **301**, Série **II** (n° 11), p. 813-818.
- PACES J.B., MILLER J.D. (1993) – Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, Northern Minnesota: geochronological insight to physical, petrogenic, and tectono-magmatic processes associated with the 1.1 Ga.
- PATERSON S.R., VERNON R.H., TOBISCH O.T. (1989) – A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Structural Geol.*, 11, p. 349-363.
- QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1984) – Paleozoic evolution of the plateau d'Aigurande (nw Massif central, France). in Hutton d. & Sanderson D ed.: "Variscan tectonics of the north atlantic region". *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, n° 14, p. 63-70.
- QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1991) – Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 d'Aigurande (617) – BRGM, Orléans.
- RANCHIN G. (1971) – La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du nord-Limousin. mém. 19 thèse, *Sci. de la Terre*, Nancy.
- ROCHE (de la) *et al.* (1972a) – Revue sommaire de quelques diagrammes schimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, t XVII, **1-2**, p. 31-46.
- ROCHE (de la) *et al.* (1972b) – Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, D, p. 39-42.

- ROCHE (de la) *et al.* (1972c) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, t XVII, **1-2**, p. 31-46.
- ROCHE (de la) H., STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélation géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la terre*, t. XXIV, **1**, p. 5-121.
- ROCHETTE P., AUBOURG C., PERRIN M. (1999) – "Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations." *Tectonophysics* **307** (1-2): p. 219-234.
- ROQUES M., JUNG J., RAVIER J., BROUSSE R. (1965) – Carte géologique au 1/80 000 d'Ussel, n° 165. *Serv. Carte Géol. de France*.
- ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1980) – Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **290**, (D), p. 17-20.
- ROLIN P. (1981) – Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon. Thèse de 3^e cycle. Orsay, 210 p.
- ROLIN P. (1987) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : Le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse ès Sciences, Orsay, 484 p.
- ROLIN P., STUSSI J.M., COLCHEN M., CUNNEY M. (1999) – Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif central français). *Géologie de la France*, **3**, p. 11-31.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B. (2007) – Notice explicative de la carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., SALEN F., THALOUARN N., DELWAULLE B. (2007) – Carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- ROSSI P., CHEVREMONT P. (1987) – Classification des associations granitoïdes. *Géochronique*, **21**, p. 225-237.
- SABOURDY G., Tempier P. (1982) – Caractère composite de la partie méridionale du massif granitique de Guéret (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. **295** (Série II), p. 1135-1138.
- STRECKEISEN A., Le MAITRE R.W (1979) – "A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks". *Neues Jahrb. Mineral*, **136**, p. 169-206.

- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, p. 281-304.
- VAUCHELLE L. (1988) – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n° 88, 12 p.
- VAUCHELLE L., LAMEYRE J. (1983) – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français): types lithologiques, organisation, minéralisations. *C.R. Acad. Sci.*, **297** (II), p. 63-68.
- VAUCHELLE L., ROBIN G., LAMEYRE J. (1986) – Niveaux structuraux du granite de Guéret. 11^e R.S.T. Clermont-Ferrand, 180.
- VAUCHELLE L., LAURENT O., LAMEYRE J., DUPIS A., ROBIN G. (1988) – Le sondage de Créchat-les Sibieux (Ouest Guéret) ; présence d'une brèche tectonique entre le granite de Guéret et sa semelle de gneiss d'Aubusson. 12^e R.S.T., Lille. *Soc. Géol. Fr. Ed.*, 131 p.
- VIGNERESSE J.L., BARBEY P., CUNNEY M (1996) – Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. of Petrology*, **37**, 6, p. 1579-1600.
- WETHERILL G.W (1956) – Discordant uranium-lead ages 1. Transactions of the American Geophysical Union, **37**, p. 320-326.
- WILLIAMS I.S. (1998) – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Reviews in *Economic Geology*, **7**, p. 1-35.
- Wyns R. (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM R40519.

ANNEXES

ANNEXE A – GÉOCHRONOLOGIE

Datations U-Pb sur zircon : couplage laser - ICPMS-MC (NEPTUNE, BRGM)

L'installation d'un laser 213 nm couplé au spectromètre de masse à source plasma et multicollecteur (ICPMS-MC, Neptune), sur lequel un système de multicompteur d'ions (MIC) a été adapté, a permis la mise au point de la datation U-Pb *in situ* sur zircon (Cocherie et Robert, 2008). Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée par le passé sur les SHRIMP (voir par exemple : Williams, 1998) ou la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 (Deloule *et al.*, 2001). Les performances de ces installations sont comparables.

La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu (1065 ± 1 Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995).

Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (2003). *Tous les âges sont calculés à $\pm 2\sigma$, à 95 % de confiance.* Par contre, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ . Pour les âges inférieurs à 800 Ma, on utilise le diagramme de F. Tera et G.J. Wasserburg (1972) ; pour les âges plus anciens que 800 Ma, le diagramme concordia conventionnel est utilisé (Wetherill, 1956).

Datation U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique, SX 50 (BRGM)

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans A. Cocherie *et al.* (1998). Les nouvelles conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux nouvelles limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$ selon la méthode définie dans A. Cocherie et F. Albarède (2001), si une certaine variation du rapport U/Th est observée. Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Si la composition en U et Th des grains ne varie pas favorablement ($Th/U \sim$ constante), on peut être amené à calculer l'âge à l'aide de la pente de l'isochrone dans le diagramme $Pb = f(Th^*)$ selon la procédure décrite dans A. Cocherie *et al.* (1998) d'après A. Suzuki et K. Adachi (1991). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge sont développés dans A. Cocherie *et al.* (2005) et A. Cocherie et

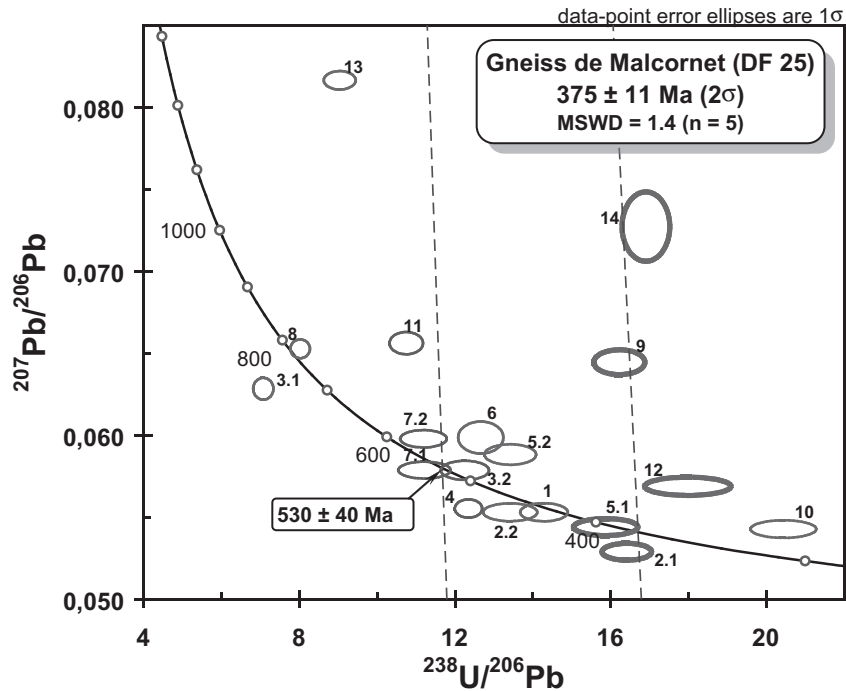


Fig. 18 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du gneiss de Malcornet DF 25

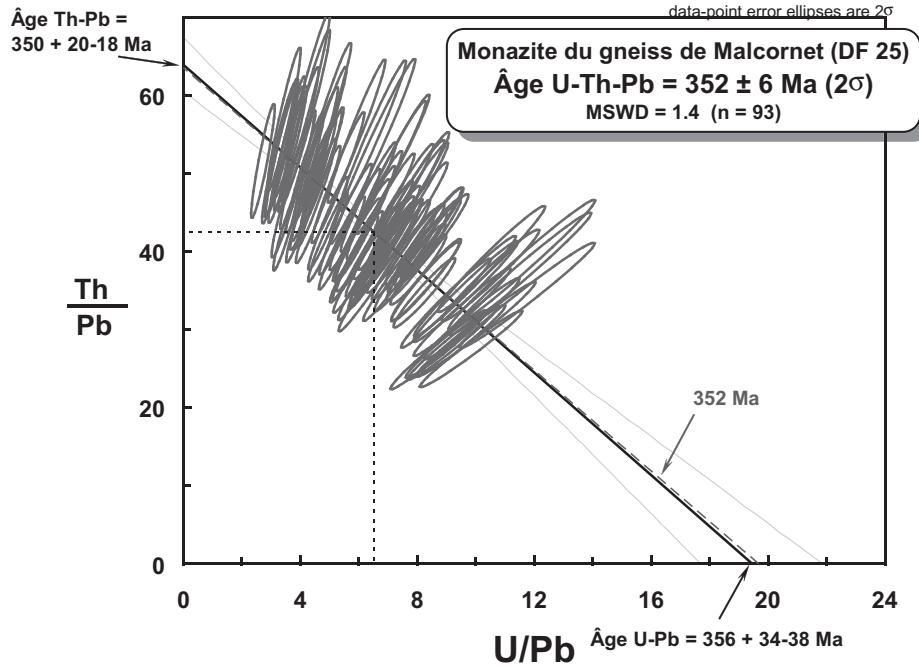


Fig. 19 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la monazite du gneiss de Malcornet DF36

O. Legendre (2007). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés σ 2s.

Gneiss de Malcornet (DF 25)

Âge U-Pb sur Zircon (laser-ICPMS-MC)

Les zircons de cette roche sont très peu nombreux, petits et fumés, souvent difformes ou arrondis. Seuls 20 grains ont pu être montés en section polie. Ils sont généralement limpides. Les 18 analyses (tabl. 1, hors texte et fig 18, annexe A) sont dispersées dans le diagramme de F. Tera et G.J. Wasserburg. Pourtant les analyses sont souvent concordantes ou proches de la Concordia. Les âges s'étirent entre 800 et 350 Ma sans qu'il soit possible d'en extraire une réelle information géochronologique. L'âge « inférieur » vers 375 ± 11 Ma pourrait donner une estimation de l'âge de mise en place du protolite de ce gneiss, tandis que les âges multiples vers 500 et 800 Ma indiquent des sources multiples pour ce protolite.

Âge U-Th-Pb sur monazite (microsonde électronique)

Les grains séparés sont nombreux. Ils peuvent atteindre 300 à 500 μm . Dix grains, montés en section polie, ont été sélectionnés pour l'analyse à la microsonde électronique, après examen au MEB (électrons rétrodiffusés). On observe parfois des zonations en relation avec des variations de teneurs en U + Th, mais le plus souvent les grains sont très homogènes. Ils apparaissent remarquablement automorphes, en général, et la qualité des grains est le plus souvent excellente. Les analyses permettent d'obtenir une régression linéaire bien définie dans le diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb (fig. 19, annexe A). La qualité de la régression provient de la large variation des teneurs en U et corrélativement du rapport Th/U de certains grains. La pente de cette droite est très proche de l'isochrone de référence calculée à l'âge moyen déterminé au barycentre de la population à 352 Ma (fig. 19, annexe A). Dans la limite des erreurs sur les âges interceptés (U-Pb et Th-Pb) calculés sur les axes U/Pb et Th/Pb, ces âges sont identiques ($356 +34-38$ Ma et $350 +20-18$ Ma respectivement). Ceci prouve qu'un seul événement a été enregistré par cette monazite.

L'âge moyen calculé au barycentre donne un âge de 352 ± 6 Ma (2σ), il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Ainsi, l'âge du gneiss lui-même est mieux connu par l'âge à 352 ± 6 Ma calculé sur monazite, que par les âges hétérogènes obtenus sur les zircons, sans doute tous hérités.

Granitoïde de Ribières (DF 36)

Âge U-Pb sur Zircon (laser-ICPMS-MC)

Les zircons de cette roche sont peu abondants et souvent petits (50 à 150 μm). Ils sont généralement difformes ou arrondis. Trente-cinq grains ont été montés en section polie. Vingt points ont été analysés sur 18 grains différents. Les 20 analyses (tabl. 1, hors texte et fig. 20, annexe A) sont largement dispersées dans le diagramme de F. Tera et G.J. Wasserburg. En outre, les analyses sont souvent discordantes. Les âges s'étirent entre plus de 2 000 Ma et 480 Ma sans qu'il soit possible d'en extraire l'âge de mise en place du granitoïde. Le diagramme concordia conventionnel (tabl. 2, fig. 21, annexe A) permet de mieux contraindre les âges des diverses sources remaniées par ce granitoïde, vers 1 923 et 2 055 Ma.

Âge U-Th-Pb sur monazite (microsonde électronique)

Les grains séparés sont moins nombreux que dans le cas précédent et sont généralement plus petits. Ils peuvent cependant atteindre 300 μm . Dix grains, montés en section polie, ont été sélectionnés pour l'analyse à la microsonde électronique. Les analyses permettent d'obtenir une régression linéaire bien définie dans le diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb (fig. 22, annexe A). La qualité de la régression provient de la large variation des teneurs en U et corrélativement du rapport Th/U de certains grains (tabl. 3 et fig. 22, annexe A). La pente de cette droite est très proche de l'isochrone de référence calculée à l'âge moyen déterminé au barycentre de la population à 362 Ma (fig. 22, annexe A). Dans la limite des erreurs sur les âges interceptes (U-Pb et Th-Pb) calculés sur les axes U/Pb et Th/Pb, ces âges sont identiques (358 +52-62 Ma et 363 +33-28 Ma respectivement). Ceci prouve qu'un seul événement a été enregistré par cette monazite. L'âge moyen calculé au barycentre donne un âge de **362 \pm 6 Ma (2 σ)**, il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Il semble que la monazite donne une information à la fois univoque et plus précise pouvant dater la mise en place du granitoïde de Ribières.

Granite de Crocq (P19a)

Âge U-Pb sur Zircon (SHRIMP)

Âge U-Pb sur zircon du granite de Crocq (P19a). Les analyses effectuées à l'aide de la microsonde ionique (SHRIMP, ANU Canberra) sont disponibles dans la notice de la feuille d'Aubusson. Un âge de mise en place à 337 \pm 3 Ma a été déterminé (fig. 23, annexe A).

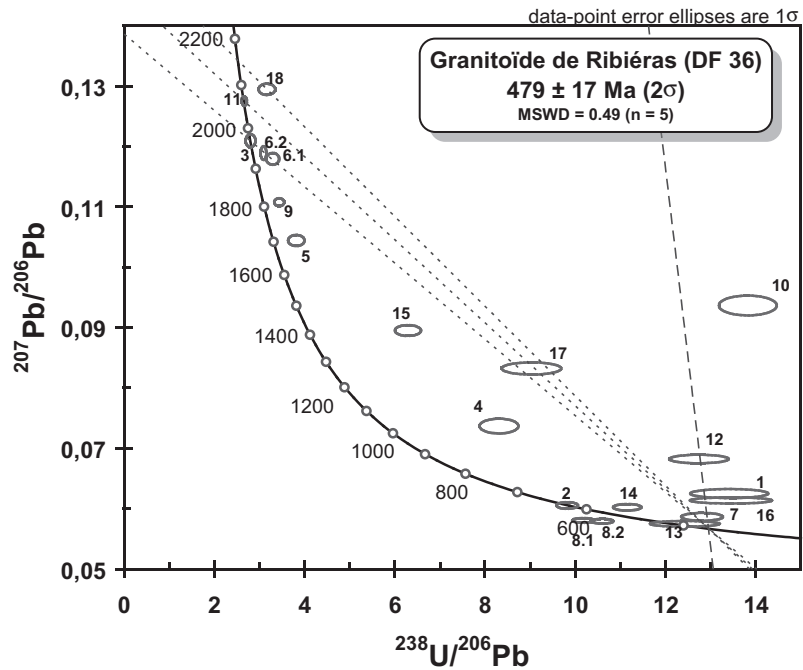


Fig. 20 - Diagramme selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granitoïde de Ribieras DF36

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques						Age (Ma)						% Disc	
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			
							±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±	±		
<i>Granitoïde de Ribières (DF 36)</i>																				
2.1	239	184	0.77	21.0	-	-	0.1018	0.0020	0.850	0.018	0.0605	0.0004	0.936	625	12	625	10	623	16	100
3.1	57	11	0.20	17.5	2550	0.593	0.3548	0.0112	5.658	0.247	0.1157	0.0035	0.724	1957	53	1925	37	1890	53	104
4.1	299	113	0.38	30.7	1028	1.711	0.1183	0.0050	0.971	0.088	0.0595	0.0048	0.468	721	29	689	44	587	164	123
5.1	271	95	0.35	60.9	9887	0.157	0.2616	0.0102	3.717	0.152	0.1030	0.0013	0.952	1498	52	1575	32	1680	23	89
6.1	256	582	2.27	67.2	-	-	0.3035	0.0107	4.936	0.176	0.1179	0.0008	0.982	1709	52	1808	30	1925	12	89
6.2	211	245	1.16	58.8	11506	0.131	0.3231	0.0055	5.245	0.110	0.1177	0.0015	0.802	1805	27	1860	18	1922	22	94
7.1	557	174	0.31	37.4	3892	0.462	0.0777	0.0023	0.588	0.031	0.0549	0.0024	0.562	482	14	470	19	408	94	118
8.1	410	72	0.18	34.9	14884	0.120	0.0982	0.0019	0.773	0.018	0.0571	0.0008	0.808	604	11	581	10	495	31	122
8.2	400	51	0.13	32.7	5478	0.326	0.0941	0.0018	0.717	0.025	0.0553	0.0016	0.545	580	11	549	15	423	65	137
9.1	772	252	0.33	194.2	54668	0.028	0.2907	0.0075	4.430	0.118	0.1105	0.0006	0.976	1645	38	1718	22	1808	11	91
10.1	408	21	0.05	24.4	614	2.939	0.0702	0.0027	0.680	0.046	0.0703	0.0039	0.565	437	16	527	27	937	109	47
11.1	79	61	0.77	25.6	6564	0.230	0.3743	0.0066	6.475	0.142	0.1255	0.0016	0.809	2049	31	2042	19	2035	23	101
13.1	690	154	0.22	48.0	50630	0.035	0.0804	0.0041	0.635	0.033	0.0572	0.0005	0.984	499	24	499	20	500	20	100
14.1	1019	325	0.32	79.0	5658	0.316	0.0894	0.0020	0.711	0.020	0.0577	0.0010	0.801	552	12	545	12	517	37	107
15.1	107	31	0.29	14.4	-	-	0.1590	0.0059	1.962	0.075	0.0895	0.0007	0.977	951	33	1103	25	1415	16	67
17.1	538	87	0.16	50.4	7733	0.208	0.1105	0.0066	1.240	0.078	0.0814	0.0017	0.943	676	38	819	35	1231	41	55
18.1	242	117	0.48	65.8	7533	0.201	0.3153	0.0148	5.552	0.266	0.1277	0.0012	0.979	1767	72	1909	40	2066	17	86
<i>Syéno-monzogranite de Fernoël (DE 97d)</i>																				
3.1	504	224	0.44	22.6	8 083	0.226	0.0520	0.0010	0.356	0.013	0.0496	0.0015	0.528	327	6	309	10	175	71	187
6.1	531	41	0.08	35.2	1 447	1.244	0.0767	0.0027	0.544	0.073	0.0515	0.0067	0.261	477	16	441	47	262	274	182
12.1	111	70	0.63	25.1	11 379	0.141	0.2637	0.0045	3.886	0.087	0.1069	0.0015	0.772	1509	23	1611	18	1747	26	86
14.1	382	255	0.67	17.3	10 212	0.179	0.0523	0.0015	0.363	0.014	0.0503	0.0013	0.736	329	9	314	11	208	60	158
17.1	264	106	0.40	11.3	7 957	0.230	0.0500	0.0017	0.394	0.036	0.0572	0.0048	0.382	315	11	338	26	499	175	63
20.1	216	45	0.21	77.1	-	-	0.4126	0.0079	9.776	0.200	0.1719	0.0012	0.937	2227	36	2414	19	2576	12	86

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons anciens et zircons plus récents présentant peu de Pb commun.

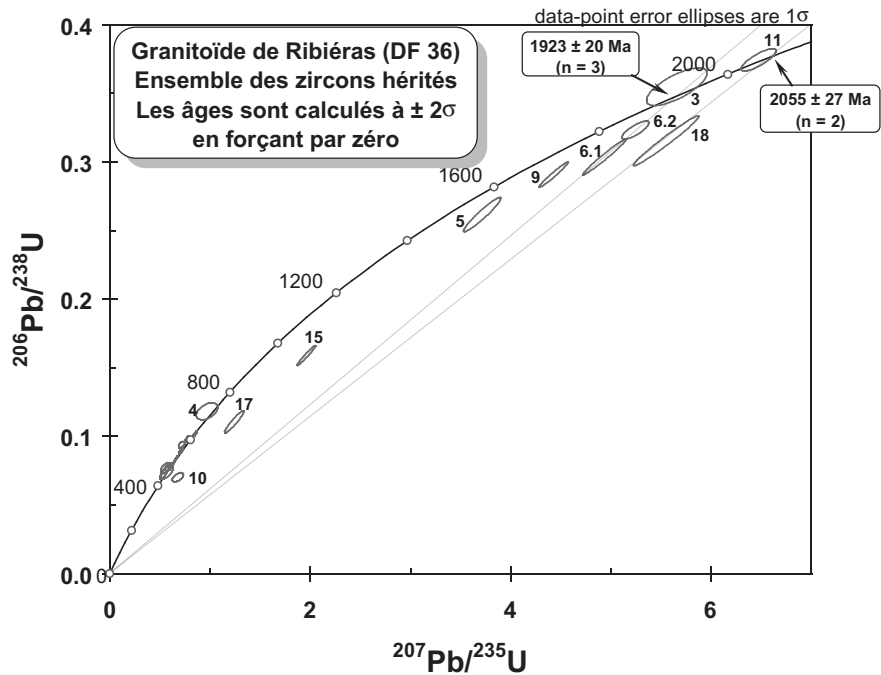


Fig. 21 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de la granulite DF36 (après correction du Pb commun par la méthode du ^{234}Pb)

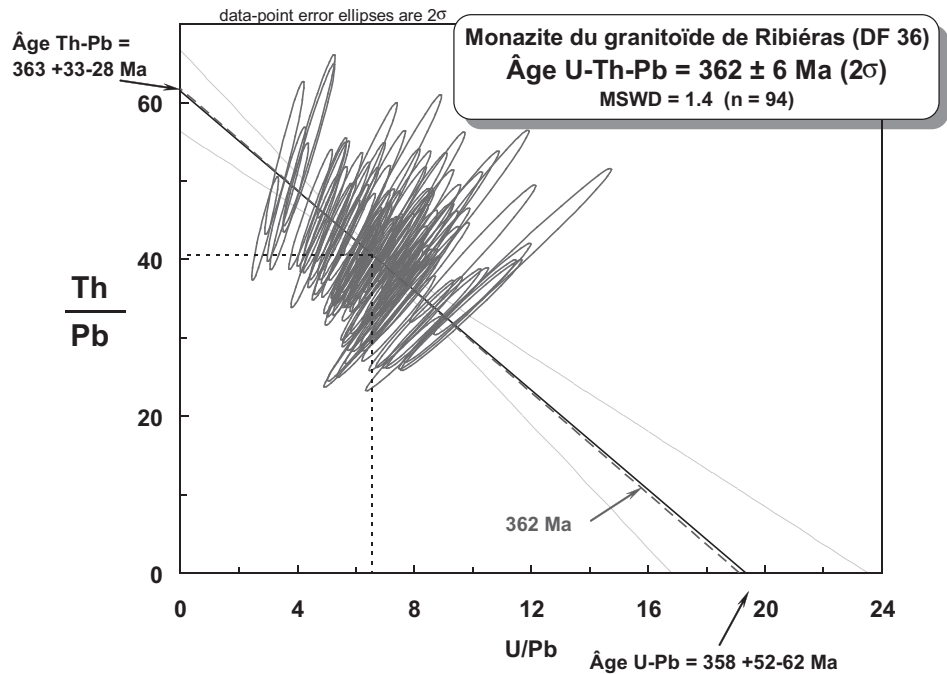


Fig. 22 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la monazite du granitoïde de Ribieras DF36

Pb (ppm) $\pm \sigma$	U (ppm) $\pm \sigma$	Th (ppm) $\pm \sigma$	Âge isochrone $\pm 2\sigma$ Ma
DF25 884 \pm 135	5 859 \pm 1 919	38 103 \pm 7 853	(n = 93) 352 \pm 6
DF36 854 \pm 200	5 709 \pm 1 628	35 002 \pm 9 707	(n = 94) 362 \pm 6

Tabl 3 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur la monazite du gneiss de Malcornet DF25 et du granitoïde de Ribieras DF36. L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement les monazites, en particulier, en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th (\pm déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses.

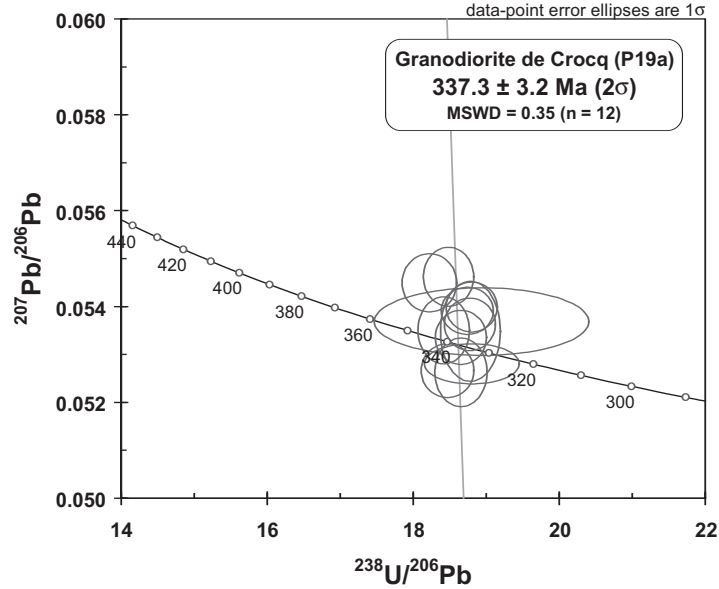


Fig. 23 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granite de Crocq (P19a)

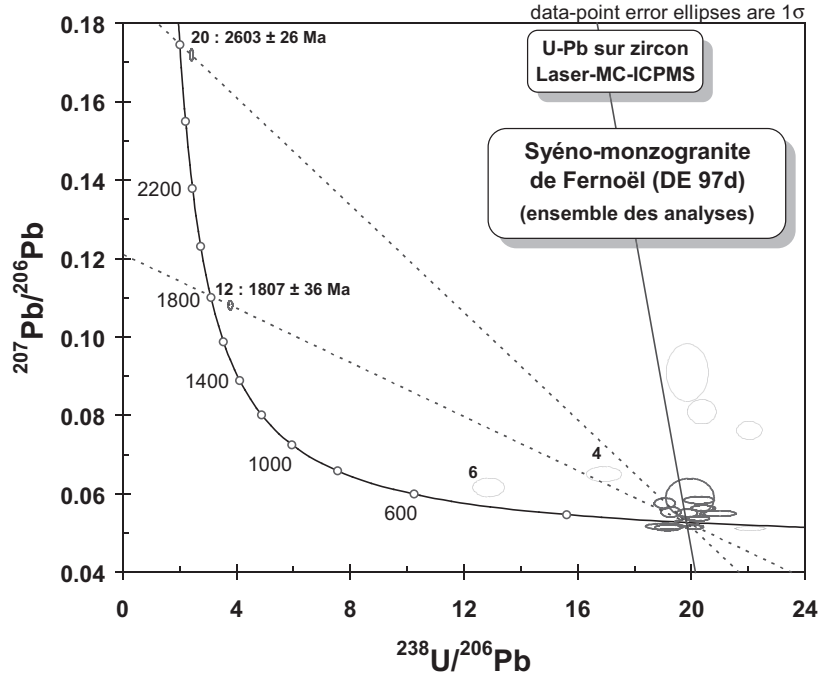


Fig. 24 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du syéno-monzogranite de Fernoël, DE 97d

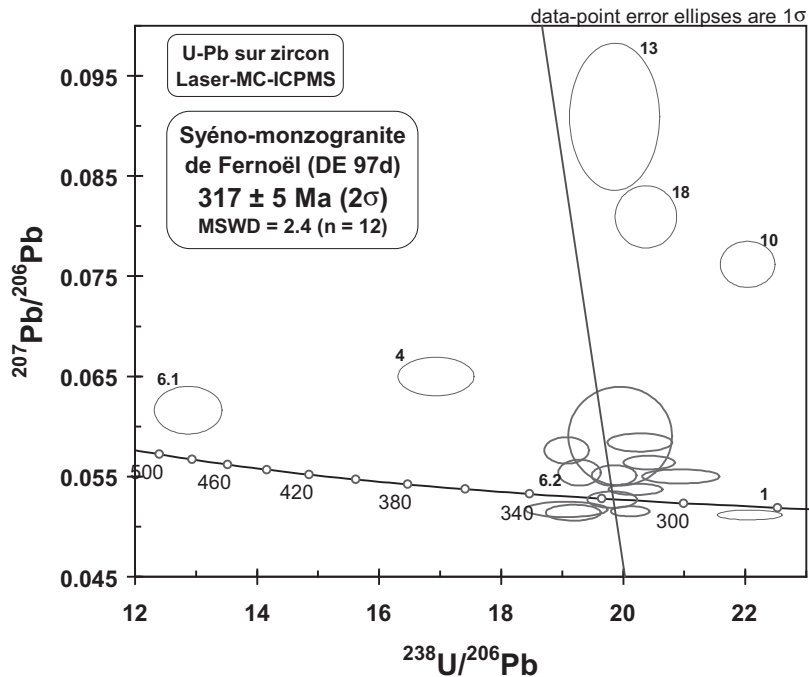


Fig. 25 - Détail du diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du microgranite DE 97d

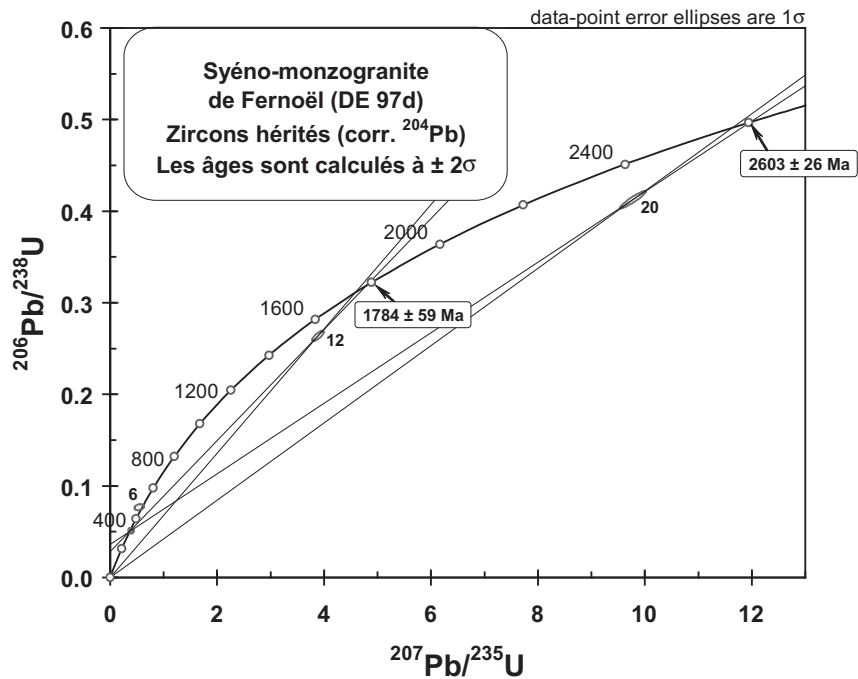


Fig. 26 - Diagramme concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon du syeno-monzogranite DE 97d (après correction du Pb commun par la méthode du ^{204}Pb)

Syéno-monzogranite de Fernoël (DE 97d)

Age U-Pb sur Zircon (laser-ICPMS-MC)

Les zircons de cette roche sont de grande taille (300-500 μm). Ils sont généralement bien cristallisés, mais ils comportent des inclusions et des fractures. Environ 50 grains ont été montés en section polie. Vingt analyses ont été effectuées sur 19 grains différents. La majorité des analyses sont concordantes et regroupées à 317 ± 5 Ma (tabl. 1, hors texte et fig. 24 et 25, annexe A). Cet âge est bien contraint à partir de 12 analyses concordantes. Quatre analyses, indiquant une perte de Pb radiogénique et parfois une contribution significative de Pb commun, n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen. Le grain 6 conduit à un âge vers 480 Ma (fig. 25, annexe A) en son cœur et à un âge hercynien sur sa périphérie (325 ± 10 Ma).

Deux zircons hérités, pas trop discordants (tabl. 2, annexe A), indiquent des âges beaucoup plus anciens à $1\ 784 \pm 59$ et $2\ 603 \pm 26$ Ma. Pour calculer ces âges, on a fait l'hypothèse que la discordance était un simple effet de mélange entre la composante héritée (majoritaire) et une réouverture à 317 Ma. Une perte de Pb par diffusion conduirait à des âges très légèrement plus jeunes (fig. 26, annexe A)).

RÉFÉRENCES

- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) – An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, **65**, p. 4 509-4 522.
- COCHERIE A., BE MEZEME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI P. (2005) – Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, **90**, p. 607-618.
- COCHERIE A., LEGENDRE O. (2007) – Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, **93**, p. 288-309.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.J., KOUAMELAN A.N. (1998) – Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, **62**, p. 2 475-2 497.
- COCHERIE A., ROBERT M. (2008) – Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research (sous presse).

- DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) – U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, G.B., **65**, p. 1 833- 1 838.
- LUDWIG K.R. (2003) – ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. N° 4, 70 p.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) – Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, **25**, p. 357-376.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) – U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks : *Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, p. 281-304.
- WETHERILL G.W. (1956) – Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.L., MEIER M., OBERLI F., von QUADT A., RODDICK J.C., SPIEGEL W. (1995) – Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, **19**, p. 1-23.
- WILLIAMS I.S. (1998) – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, **7**, 1-35.

ANNEXE B – GÉOCHIMIE

Caractérisation des différentes intrusions du complexe magmatique de Guéret par la Géochimie

L'origine, ainsi que les processus de différenciation des magmas du Complexe magmatique de Guéret sont recherchés à partir de leur chimie. Ces données proviennent de la thèse de C. Cartannaz (2006), mais une partie des analyses utilisées dans les diagrammes de cette notice ne proviennent pas des granites présents sur cette carte, mais des cartes voisines. Elles sont néanmoins intégrées à l'étude car elles permettent de comparer la chimie des granitoïdes de la carte de Felletin à celle d'autres granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret.

Les éléments majeurs (Cartannaz, 2006) permettent de montrer que *chaque intrusion est distincte chimiquement des autres* (les analyses du massif de Pontcharraud fournies par P. Tempier n'ont pas été intégrées dans l'étude). C'est ainsi que, pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, le monzogranite de Crocq est moins alumineux que les autres granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret (fig. 27, annexe B). Ceci est confirmé par la faible teneur en Al des biotites de ce monzogranite. Pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, le monzogranite de Crocq est enrichi en MnO, et MgO par rapport aux autres granitoïdes. De même, pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, la syénogranite des Tours de Crocq présente une légère carence en Na_2O et un enrichissement en MnO et P_2O_5 par rapport aux autres granitoïdes. Le fractionnement en aluminium (« pente » de la lignée évolutive) est moins marqué dans les analyses du massif de Crocq que pour les massifs de Chénérailles et de Fernoël. De plus, les analyses des granitoïdes de Crocq, Fernoël et Chénérailles montrent une corrélation négative entre SiO_2 et K_2O par rapport aux autres granitoïdes. Les diagrammes avec Fe_2O_3 et MgO montre un fractionnement moins marqué pour ces oxydes au sein du monzogranite de Fernoël.

Les diagrammes des terres rares, montrent une grande homogénéité des types pétrographiques (fig. 28, hors texte)). Les enclaves microgrenues peralumineuses possèdent des spectres des terres rares identiques à ceux des granitoïdes, suggérant qu'elles sont soit un groupe à part entière du complexe magmatique de Guéret, soit qu'elles représentent la signature d'un autre magma rééquilibré ou non avec le magma encaissant (Cartannaz, 2006). Toutes les roches, révèlent une anomalie négative en europium (fig. 28, hors texte). Dans un scénario de cristallisation fractionnée, les compositions chimiques des cumulats présentent normalement une anomalie positive en europium. *Il n'existe donc pas de roches cumulatives dans les différents massifs étudiés*, comme l'avait proposé L. Vauchelle (1988).

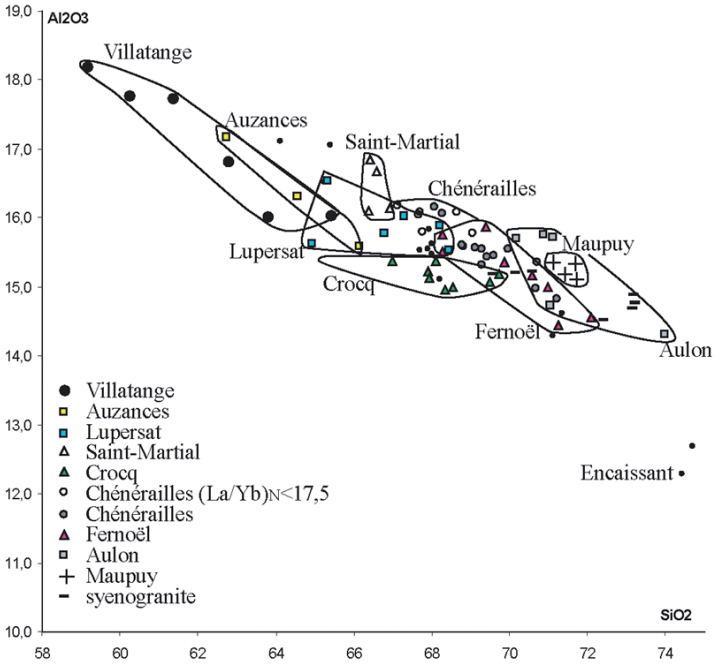


Fig. 27 - Diagramme de Harker (SiO_2 / Al_2O_3) pour les granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret (Cartannaz, 2006)

En conclusion, que ce soit à partir des éléments majeurs ou des éléments en traces, il semble que chaque intrusion de granitoïde possède ses propres caractéristiques. *Les granitoïdes de Chénérailles, Crocq, Tours de Crocq et de Fernoël constituent des intrusions différentes chimiquement qui ont connu une évolution magmatique distincte*, il en est vraisemblablement de même pour les types pétrographiques du massif de Pontcharraud.

Genèse des différents magmas du complexe magmatique de Guéret

Les différents granites du Complexe magmatique de Guéret sont peralumineux comme l'indique l'Index de Saturation en Aluminium (ASI) supérieur à 1.

La lignée type Guéret est considérée comme classique (Debon et Le Fort, 1983 ; Barbarin, 1996) pour avoir subi au cours de la différenciation magmatique, une forte diminution du paramètre B (paramètre exprimant la quantité en minéraux ferromagnésiens) pour une faible augmentation du paramètre A (paramètre exprimant la quantité en alumine hors feldspaths) : ce qui s'exprime dans le diagramme AB de F. Debon et P. le Fort (1983) par un alignement des points d'analyses dans une tendance générale unique. Le processus invoqué, est la cristallisation fractionnée d'un unique bain silicaté, avec séparation des minéraux par gravité (Vauchelle, 1988). Les termes les plus différenciés sont riches en cordiérite et pauvres en biotite (paramètre A élevé et B faible) et les termes cumulatifs sont exempts de cordiérite et riches en biotite (paramètre A moins élevé et B fort). Dans ce processus invoqué la cordiérite est un minéral tardif puisqu'elle apparaît plutôt en fin de l'histoire de cristallisation du magma.

Le report des analyses effectuées dans le diagramme AB (fig. 29, annexe B) ne dessine pas une tendance générale unique. Mais il montre plutôt un nuage de points, dans lequel il est possible de définir plusieurs tendances, une par groupe d'analyses issues d'un même type pétrographique. La dispersion des points est étirée suivant le vecteur différenciation de la cordiérite pour les groupes d'analyses provenant des granitoïdes de Chénérailles 1 et 2, de Crocq et de Fernoël (fig. 29, annexe B) ; ce qui peut s'expliquer par la cristallisation précoce de la cordiérite. La dispersion des points est étirée suivant le vecteur différenciation de la biotite pour des groupes d'analyses provenant d'autres granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret, dont celui de Villatange similaire aux granitoïdes de Saint-Quentin-la-Chabanne, ce qui peut s'expliquer par la cristallisation précoce de la biotite. *Il ressort du diagramme AB* (fig. 29, annexe B) que chaque groupe granitique est caractérisé par une tendance de différenciation qui lui est propre. (Cartannaz, 2006).

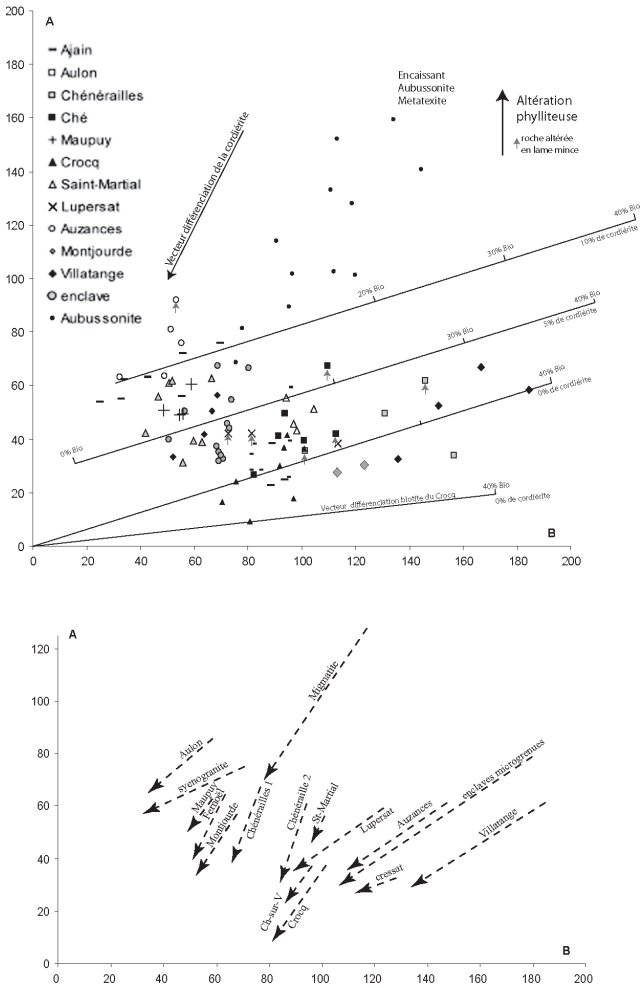


Fig. 29 - Bilan alumineux des différents granitoïdes du complexe magmatique de Guéret, et des migmatites, (diagramme AB de Debon et Le Fort, 1983).

Ce diagramme montre l'évolution du paramètre $A = Al (Na + K - 2Ca)$ en fonction du paramètre $B = Fe + Mg + Ti$. Le paramètre A est assimilable en première approximation, à la quantité d'aluminium qui reste dans la roche une fois retranché l'aluminium des feldspaths. Le paramètre B est directement comparable à la quantité en minéraux ferromagnésiens sombres contenus dans la roche. La dispersion des points dans le diagramme AB est essentiellement contrôlée par trois pôles : le quartz et les feldspaths ($A = 0 ; B = 0$), la cordiérite ($A = 600 ; B = 300$) et la biotite ($A = 150 ; B = 600$). Les valeurs théoriques des paramètres A et B sont calculées pour une roche comprenant successivement 0 %, 5 % et 10 % de cordiérite et pour des concentrations en biotite qui varient de 0 % à 40 %.

Les analyses à la microsonde électronique sur les différentes phases minérales ont été utilisées pour les calculs. L'évolution de ces deux paramètres A et B définit des droites qui correspondent aux vecteurs de différenciation de la cordiérite et de la biotite dans chaque magma

Le diagramme Mg#-B (fig. 30, annexe B) permet d'illustrer *les deux scénarios de cristallisation fractionnée pour les granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret dans lesquels la biotite ou la cordiérite exercent le contrôle principal sur l'évolution du Fe et du Mg dans les magmas*. Dans les granitoïdes étudiés le Mg# (rapport $Mg/(Mg+Fe)$) diminue en même temps que la quantité de ferrogagnésiens pour les granitoïdes de Crocq, Fernoël, Chénérailles 1 et 2, qui dériveraient de la différenciation de magmas où le fractionnement de la cordierite est plus important que celui de la biotite. En revanche le Mg# augmente pour les granitoïdes de Villatange, Lamazière-Haute, dont la différenciation serait contrôlée principalement par le fractionnement de la biotite.

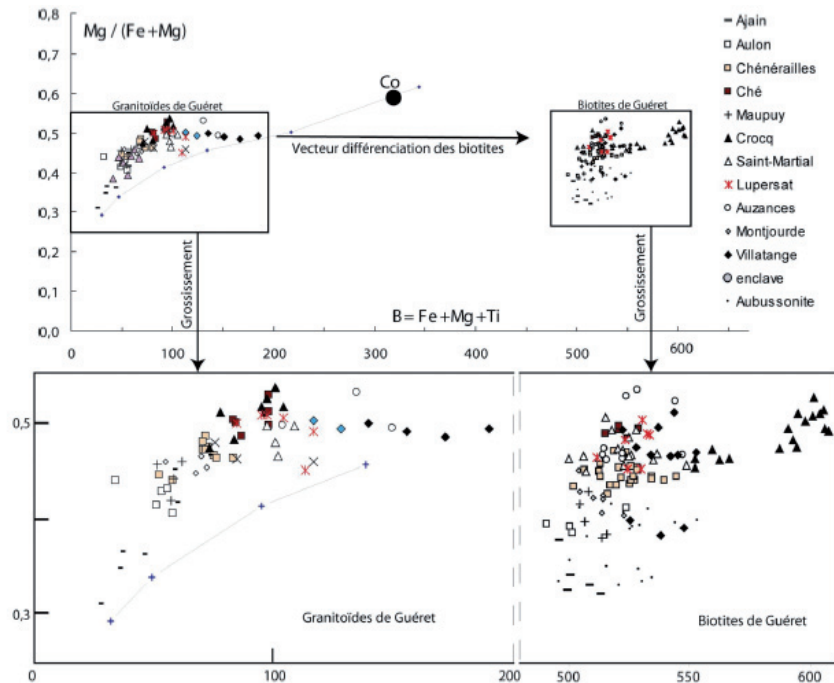


Fig. 30 - Projections des analyses chimiques des granitoïdes de Guéret dans le diagramme Mg# - B. Ce diagramme confronte deux paramètres : Mg# (= rapport Mg/(Mg+Fe) et B (= Fe + Mg + Ti). Au cours de la différenciation le rapport Mg# varie en fonction du paramètre B, qui diminue

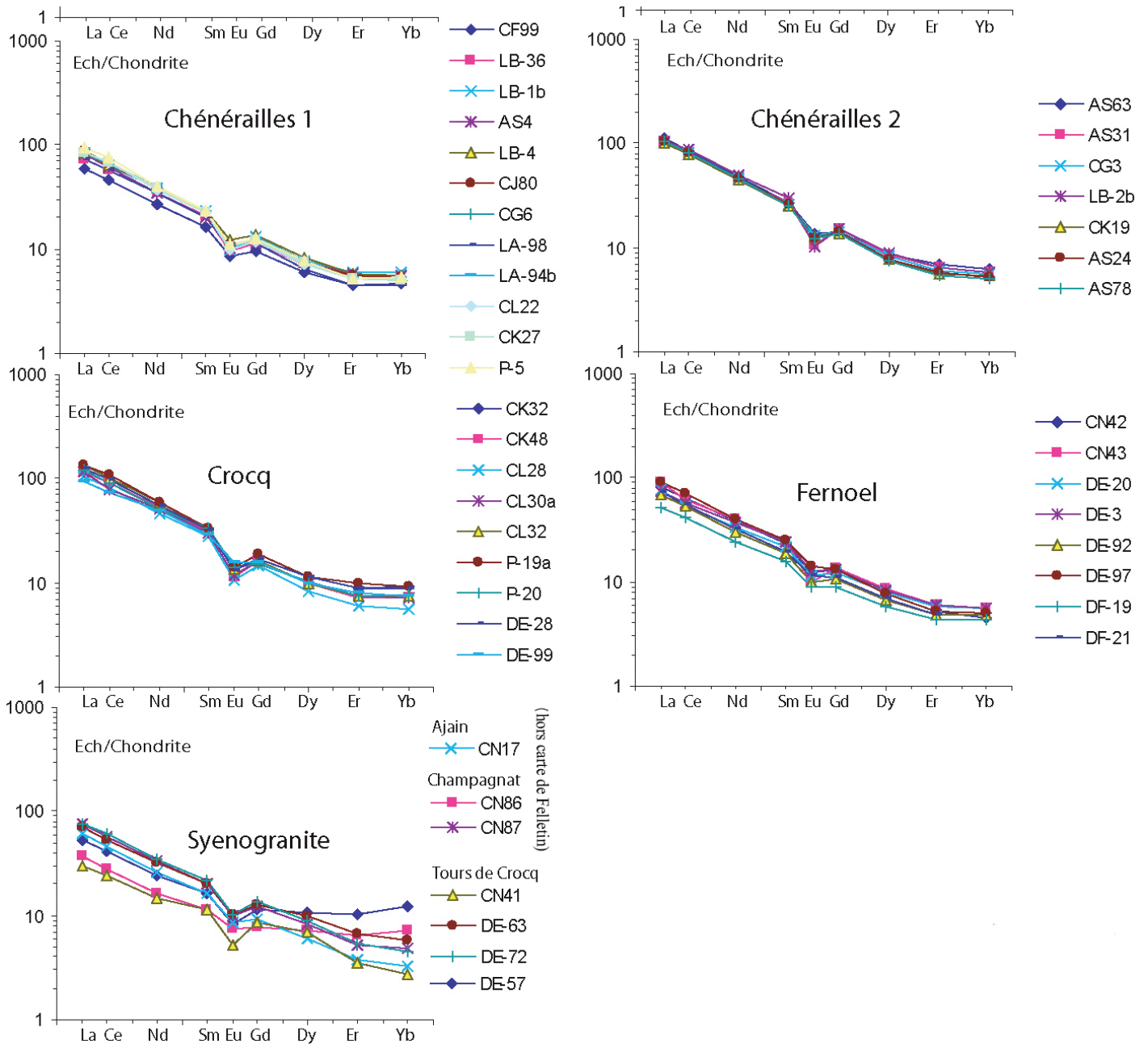


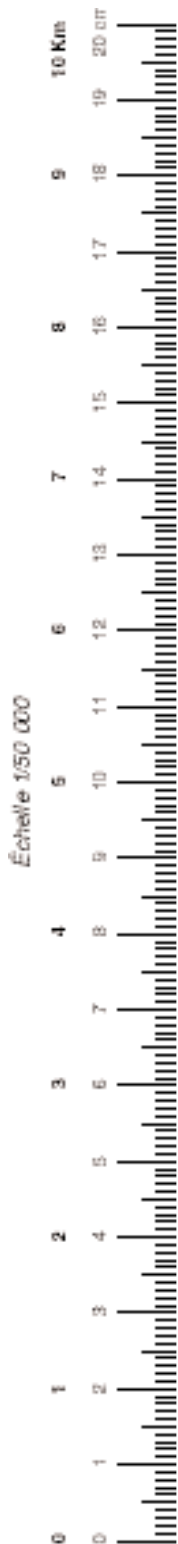
Fig. 28 - Les diagrammes des terres rares pour les granitoïdes de la carte de Felletin (extrait de la thèse de Cartannaz, 2006)

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/		²⁰⁷ Pb/		²⁰⁶ Pb/		²⁰⁶ Pb/	
							²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb	±	²³⁸ U	±	²³⁸ U	±
Migmatite DF 25														
1.1	468	335	0.72	28.1	3 896	-	14.283	0.499	0.05531	0.00045	0.0700	0.0024	436	15
2.1	950	75	0.08	49.8	11 923	-	16.412	0.517	0.05290	0.00042	0.0609	0.0019	381	12
2.2	595	352	0.59	38.3	6 167	-	13.416	0.568	0.05531	0.00044	0.0745	0.0032	463	19
3.1	105	42	0.40	12.8	-	-	7.079	0.211	0.06284	0.00054	0.1413	0.0042	852	24
3.2	675	14	0.02	47.5	11 443	0.070	12.254	0.505	0.05786	0.00048	0.0815	0.0034	505	20
4.1	218	75	0.34	15.3	21 965	-	12.347	0.286	0.05554	0.00046	0.0810	0.0019	502	11
5.1	912	185	0.20	49.1	7 079	-	15.870	0.670	0.05441	0.00042	0.0630	0.0027	394	16
5.2	698	336	0.48	44.8	3 226	0.323	13.421	0.541	0.05883	0.00051	0.0743	0.0030	462	18
6.1	119	102	0.86	8.1	992	0.370	12.662	0.474	0.05987	0.00080	0.0787	0.0029	488	18
7.1	1136	485	0.43	87.7	4 766	-	11.216	0.547	0.05788	0.00042	0.0892	0.0044	551	26
7.2	1166	388	0.33	90.2	4 866	0.158	11.191	0.487	0.05979	0.00043	0.0892	0.0039	551	23
8.1	827	537	0.65	88.3	12 977	0.132	8.026	0.204	0.06528	0.00047	0.1244	0.0032	756	18
9.1	473	39	0.08	24.7	986	1.266	16.219	0.534	0.06446	0.00062	0.0609	0.0020	381	12
10.1	708	15	0.02	29.8	2 976	0.220	20.434	0.687	0.05428	0.00044	0.0488	0.0016	307	10
11.1	437	101	0.23	34.1	4 345	0.816	10.749	0.350	0.06562	0.00055	0.0923	0.0030	569	18
12.1	409	25	0.06	19.4	3 190	0.426	17.977	0.901	0.05689	0.00045	0.0554	0.0028	348	17
13.1	1814	293	0.16	173.3	9 191	2.463	9.041	0.333	0.08165	0.00046	0.1079	0.0040	660	23
14.1	118	3	0.02	5.8	537	2.351	16.902	0.500	0.07273	0.00172	0.0578	0.0017	362	10
Granulite DF 36														
1.1	289	42	0.14	18.4	2 149	0.782	13.415	0.704	0.06252	0.00061	0.0740	0.0039	460	23
2.1	239	184	0.77	21.0	-	0.009	9.821	0.193	0.06055	0.00045	0.1018	0.0020	625	12
3.1	57	11	0.20	17.5	2 550	-	2.802	0.088	0.12095	0.00087	0.3569	0.0113	1967	53
4.1	299	113	0.38	30.7	1 028	1.269	8.309	0.351	0.07369	0.00100	0.1188	0.0050	724	29
5.1	271	95	0.35	60.9	9 887	-	3.816	0.149	0.10442	0.00074	0.2620	0.0102	1500	52
6.1	256	582	2.27	67.2	-	-	3.295	0.116	0.11795	0.00079	0.3035	0.0107	1709	52
6.2	211	245	1.16	58.8	11 506	-	3.091	0.052	0.11890	0.00090	0.3235	0.0055	1807	27
7.1	557	174	0.31	37.4	3 892	0.234	12.812	0.376	0.05866	0.00053	0.0779	0.0023	483	14
8.1	410	72	0.18	34.9	14 884	-	10.176	0.196	0.05807	0.00032	0.0983	0.0019	604	11
8.2	400	51	0.13	32.7	5 478	-	10.593	0.204	0.05794	0.00032	0.0944	0.0018	582	11
9.1	772	252	0.33	194.2	54 668	-	3.439	0.089	0.11077	0.00052	0.2908	0.0075	1646	38
10.1	408	21	0.05	24.4	614	4.657	13.825	0.524	0.09366	0.00134	0.0690	0.0026	430	16
11.1	79	61	0.77	25.6	6 564	0.510	2.666	0.047	0.12750	0.00061	0.3732	0.0066	2045	31
12.1	340	224	0.66	22.6	935	1.424	12.743	0.535	0.06824	0.00057	0.0774	0.0032	480	19
13.1	690	154	0.22	48.0	50 630	0.045	12.428	0.631	0.05751	0.00038	0.0804	0.0041	499	24
14.1	1019	325	0.32	79.0	5 658	0.207	11.152	0.254	0.06025	0.00044	0.0895	0.0020	552	12
15.1	107	31	0.29	14.4	-	-	6.291	0.235	0.08952	0.00073	0.1590	0.0059	951	33
16.1	559	126	0.23	35.6	1 983	0.643	13.453	0.742	0.06137	0.00041	0.0739	0.0041	459	24
17.1	538	87	0.16	50.4	7 733	-	9.031	0.538	0.08323	0.00082	0.1107	0.0066	677	38
18.1	242	117	0.48	65.8	7 533	0.732	3.165	0.148	0.12946	0.00075	0.3137	0.0147	1759	72
Microgranite DE 97d														
1.1	496	198	0.40	19.4	4 553	-	22.072	0.435	0.05116	0.00040	0.0453	0.0009	286	5
2.1	670	268	0.40	28.1	1 564	0.485	20.424	0.343	0.05639	0.00056	0.0487	0.0008	307	5
3.1	504	224	0.44	22.6	8 083	-	19.181	0.369	0.05139	0.00064	0.0521	0.0010	328	6
4.1	698	513	0.74	35.3	884	1.381	16.931	0.508	0.06499	0.00157	0.0582	0.0017	365	11
5.1	427	342	0.80	19.1	1 641	0.578	19.072	0.298	0.05761	0.00107	0.0521	0.0008	328	5
6.1	531	41	0.08	35.2	1 447	0.605	12.871	0.453	0.06163	0.00194	0.0772	0.0027	480	16
6.2	646	33	0.05	28.8	2 029	0.306	19.283	0.283	0.05539	0.00105	0.0517	0.0008	325	5
8.1	501	203	0.41	21.7	4 110	0.297	19.851	0.299	0.05510	0.00084	0.0502	0.0008	316	5
9.1	576	114	0.20	25.1	3 965	-	19.821	0.333	0.05269	0.00067	0.0505	0.0008	317	5
10.1	1211	1019	0.84	46.1	488	3.039	22.040	0.366	0.07618	0.00188	0.0440	0.0007	278	5
11.1	393	227	0.58	16.6	1 147	0.733	20.270	0.433	0.05840	0.00075	0.0490	0.0010	308	6
12.1	111	70	0.63	25.1	11 379	1.609	3.786	0.065	0.10806	0.00092	0.2599	0.0045	1489	23
13.1	491	162	0.33	20.1	376	4.804	19.859	0.603	0.09091	0.00601	0.0479	0.0015	302	9
14.1	382	255	0.67	17.3	10 212	-	19.071	0.550	0.05171	0.00063	0.0524	0.0015	329	9
15.1	257	129	0.50	11.1	-	-	20.114	0.259	0.05152	0.00041	0.0497	0.0006	313	4
16.1	150	109	0.73	6.4	-	0.141	20.202	0.361	0.05373	0.00046	0.0494	0.0009	311	5
17.1	264	106	0.40	11.3	7 957	0.797	19.951	0.694	0.05904	0.00402	0.0497	0.0017	313	11
18.1	502	183	0.36	20.3	513	3.571	20.372	0.412	0.08092	0.00254	0.0473	0.0010	298	6
19.1	313	104	0.33	12.8	2 294	0.333	20.944	0.517	0.05501	0.00058	0.0476	0.0012	300	7
20.1	216	45	0.21	77.1	-	3.574	2.424	0.046	0.17187	0.00123	0.3978	0.0076	2159	35

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972), développée par Williams (1998).

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.





FELLETIN

La carte géologique à 1/50 000
FELLETIN est recouverte
par la coupure USSEL (N°165)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Saint-Sulpice-les-Champs	Aubusson	Saint-Gervais-d'Auvergne
Royère	FELLETIN	Pontgibaud
Bugeat	Ussel	Bourg-Lastic