

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

USSEL

par

V. THIÉRY, P. ROLIN, A. COCHERIE



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

par

V. THIÉRY, P. ROLIN, A. COCHERIE

2011

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : THIÉRY V., ROLIN P., avec la collaboration de BARRAU F., CATIMEL F., CHOULET F., EGLINGER A., MOREAU É., BELLE P., BOUCLY J., JUPPÉ É., LAFAY R., RAVIER M., REILÉ B. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Ussel (715). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thiéry V., Rolin P., Cocherie A., 169 p.

– *pour la notice* : THIÉRY V., ROLIN P., COCHERIE A. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ussel (715). Orléans : BRGM, 169 p. Carte géologique par Thiéry V., Rolin P., avec la collaboration de Barrau F., Catimel F., Choulet F., Eglinger A., Moreau É., Belle P., Boucly J., Juppé É., Lafay R., Ravier M., Reilé B. (2010).

© BRGM, 2011. 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 : 978-2-7159-1715-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	11
INTRODUCTION	15
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	15
<i>TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES ANTÉRIEURS</i>	16
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE</i>	17
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	18
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	19
Coupole leucogranitique de Neuf-Jours	19
<i>FORMATIONS RÉSIDUELLES D'ALTÉRATION (ALTÉRITES ET ARÈNES)</i>	23
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	26
Zone de cisaillement de La Courtine	26
Formations essentiellement micaschisteuses de Confolent (série du Chavanon) et de la bordure du Millevaches (série d'Ussel)	28
Formations essentiellement gneissiques et migmatitiques du Chavanon et d'Ussel	35
Lame granitique de Savennes, entre les gneiss et les micaschistes du Chavanon	52
Unité du Millevaches	54
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	55
Lames granitiques de Lamazière-Haute, en relation avec la zone de cisaillement de La Courtine	55
Complexe magmatique de Guéret	58
Massifs d'Ussel et de Meymac	58
<i>ROCHES EN FILONS OU EN MASSIFS D'EXTENSION LIMITÉE</i>	67
<i>ROCHES EFFUSIVES</i>	69
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	69
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	70
FAILLES RÉGIONALES ET LINÉAMENTS	72
<i>ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE DE LA COURTINE</i>	72
Géométrie de l'accident	72

Cisaillement dextre synmétamorphe dans les gneiss de La Courtine	72
Granites syn-cinématiques	73
Synthèse et interprétation des données structurales	73
<i>CHEVAUCHEMENT DES SAVENNES</i>	74
Géométrie de l'accident	74
Structures observées à proximité du chevauchement	74
Synthèse et interprétation des données structurales sur cet accident	75
<i>ZONE DE CONTACT DE COUSSAT – LAMAZIÈRES-HAUTE ENTRE LES DIATEXITES GRENUES À NODULES DE CORDIÉRITE ET LES GNEISS MIGMATITIQUES DU CHAVANON</i>	75
Géométrie de la zone de contact	75
Structures observées à proximité de la zone de contact	76
Synthèse et interprétation des données structurales	76
<i>CONTACT ENTRE LE GRANITE D'HYVERNERESSE ET LES MICASCHISTES DE LA SÉRIE D'USSEL, EN BORDURE DU MASSIF DE MILLEVACHES</i>	77
Géométrie du contact	77
Structures observées à proximité du contact, et interprétation des données	77
<i>FAILLES</i>	77
Accidents N20-N30	77
Accidents N120-N140	79
Accidents N160	79
<i>TÉLÉDÉTECTION ET IMAGERIE SPATIALE. LINÉAMENTS TOPOGRAPHIQUES</i>	81
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	84
<i>ROCHES VOLCANIQUES</i>	84
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES - DÉPÔTS OLIGOCÈNES</i>	84
<i>ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS</i>	85
Genèse des massifs rattachés au complexe magmatique de Guéret	85
Genèse des massifs d'Ussel et de Meymac	87
Lame granitique de Savennes	97
<i>ORIGINE DES ENSEMBLES MÉTAMORPHIQUES</i>	100
Genèse des diatexites grenues à cordiélite	100
Genèse des formations gneissiques et micaschisteuses de la série du Chavanon et d'Ussel	102
ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE RÉGIONALE	109

<i>SUCCESSION DES ÉVÈNEMENTS MÉTAMORPHIQUES</i>	109
<i>DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES SUR LE MÉTAMORPHISME</i>	114
<i>SYNTHÈSE DES DONNÉES STRUCTURALES</i>	114
<i>ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTE TECTONIQUE</i>	120
<i>TECTONIQUE DE CONVERGENCE DÉVONO-DINANTIENNE</i>	120
<i>ÉVOLUTION TARDI- ET POST-VARISQUE RÉGIONALE</i>	122
Déformations plicatives tardives	122
Jeu du Sillon Houiller	122
Jeu de chevauchement de Savennes	123
Anomalie thermique fini-Carbonifère	123
Le Massif central au Mésozoïque et au Cénozoïque	123
Extension des glaciations du massif du Mont-Dore	124
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	124
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	124
Généralités sur la morphologie limousine	124
Géomorphologie de la feuille « Ussel » (voir carte oro-hydrographique en annexe)	125
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	127
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	127
<i>RISQUES NATURELS</i>	127
Risques sismiques	127
Chutes de blocs, glissements de terrain	128
<i>NÉOTECTONIQUE</i>	128
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	128
Présentation générale	128
Climatologie et hydrologie	129
Ressources en eau des altérites	130
Ressources profondes ou liées aux fractures	130
Ressources en eau des alluvions	130
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	130
Argile	130
Empierrement - Construction	131
Cipolins	131
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	131
Minéraux alluvionnaires	131
Barytine – Plomb	134
Antimoine	135
Uranium	135
Tungstène – Étain	140
Or	140

Fer	140
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	141
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	141
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	143
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	147
<i>GLOSSAIRE</i>	147
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	147
ANNEXES	161
<i>ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES SUR DES FORMATIONS DE LA FEUILLE « USSEL » D'APRÈS LES DONNÉES DE LA LITTÉRATURE ET DONNÉES ACQUISES LORS DES LEVERS POUR CETTE ÉDITION DE LA CARTE</i>	163
<i>ANNEXE 2 - GÎTES BSS SUR LA FEUILLE « USSEL »</i>	Hors texte
<i>ANNEXE 3 - ORO-HYDROGRAPHIE DE LA FEUILLE USSEL</i>	Hors texte

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte de localisation des travaux de reconnaissance (tranchées et sondages inclinés) de la coupole de Neuf-Jours (Burnol & De Vaucorbeil, 1980)	20
Fig. 2 - La coupole de Neuf-Jours (Burnol, 1980)	22
Fig. 3 - Profil type d'altération sur roches cristallines (Maréchal <i>et al.</i> , 2003 ; Wyns, 1999)	24
Fig. 4 - Aspect des inclusions dans les grenats des micaschistes du Chavanon	32
Fig. 5 - Structurogrammes des micaschistes du Chavanon. Les mesures ont été réalisées le long de la route partant de Confolent-Port-Dieu et descendant au fond des gorges	33
Fig. 6 - Figures extensives relevées dans les micaschistes du Chavanon au niveau de la digue d'Arpiat (extrême sud-est de la carte, limite avec la carte de Bourg-Lastic)	34
Fig. 7 - Spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DH68	38
Fig. 8 - Classification des amphiboles d'amphibolites de la carte d'Ussel (Leake, 1978 ; Leake <i>et al.</i> , 1997)	40
Fig. 9 - Spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DI35	41
Fig. 10 - Affleurement de granite à texture Rapakivi de Mareilles et aspect des feldspaths, d'après L. Raimbault (com. perso.)	64
Fig. 11 - Carte des failles fragiles de la feuille « Ussel »	78

Fig. 12 - Carte des linéaments et structures circulaires repérés grâce à l'imagerie satellite	80
Fig. 13 - Carte des linéaments oro-hydrographiques de la feuille Ussel (Martin, 1980)	82
Fig. 14 - 1) diagramme A/CNK en fonction de SiO ₂ pour les granitoïdes d'Ussel et de Meymac 2) diagramme B SiO ₂ pour les granitoïdes d'Ussel et de Meymac	86
Fig. 15 - Diagrammes PQ et R1R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980) pour les intrusions d'Ussel et de Meymac	88
Fig. 16 - Diagrammes Ba-Sr et Zr-B pour les intrusions de granitoïdes de Meymac et Ussel	89
Fig. 17 - Spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites (Evensen <i>et al.</i> , 1978) pour les intrusions de granitoïdes de Meymac et d'Ussel	90
Fig. 18 - Classification des zircons selon la typologie de J.-P. Pupin (1980)	91
Fig. 19 - Classification des zircons selon la typologie de J.-P. Pupin (1980) pour l'échantillon	94
Fig. 20 - Modèles de mise en place du granite de Meymac d'après Mezure (1980)	95
Fig. 21 - Teneurs en Be du granite de Meymac (Mezure, 1980)	96
Fig. 22 - Diagrammes de Terres Rares pour le granitoïde syn-cisaillement de Savennes	98
Fig. 23 - Classification des zircons de l'échantillon DI 34 du granite syn-cisaillement de Savennes	99
Fig. 24 - Diagramme de Terres Rares pour les différentes lithologies de la série du Chavanon	104
Fig. 25 - Diagrammes de Terres Rares normalisés à la composition moyenne de la croûte (Weaver & Tarney, 1984) pour les différentes lithologies de la série du Chavanon	105
Fig. 26 - Diagrammes géochimiques pour les roches non métatectiques de la série du Chavanon	106
Fig. 27 - Imbrication entre des diatexites de type Cellette et des métatexites de type gneiss gris du Chavanon, carrière de Fayat, carte de Felletin	110
Fig. 28 - Migmatites du sommet de la série du Chavanon (Thiéry, 2010). La S1 peut être complètement estompée par l'anatexie	112
Fig. 29 - Aspect des plis P2 dans les séries d'Ussel et du Chavanon dans la partie sommitale des gneiss métatectiques	116
Fig. 30 - Transposition totale de la S1 par une S2 à biotite-cordiérite, série d'Ussel (Nord-Est du hameau du Vert)	117

Fig. 31 - Aspect des plis P2 dans les micaschistes de la série du Chavanon (carte de Bort-les-Orgues, en rive droite du lac du barrage, au bord de l'eau sous le hameau de Bourrière). Les axes des plis P2 sur cet affleurement sont globalement d'orientation NW-SE	118
Fig. 32 - Coupe du filon des Farges au niveau -130 m selon M. Jébrak (1978)	133
Fig. 33 - Minéralisation uranifère des Salles d'après Cariou <i>et al.</i> (1964)	137
Fig. 34 - Itinéraire géologique proposé	142

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Variabilité minéralogique des différents types pétrographiques des micaschistes du Chavanon (Martin, 1980)	30
Tabl. 2 - Synthèse géochronologique sur le granite d'Ussel, complété d'après M. Jébrak (1978)	60
Tabl. 3 - Synthèse géochronologique sur le granite de Meymac	66
Tabl. 4 - Indices à barytine-plomb	132
Tabl. 5 - Indices à Sb	136
Tabl. 6 - Indices à W-Sn	138
Tabl. 7 - Indices à Au	139

RÉSUMÉ

La feuille Ussel couvre un territoire se répartissant sur le département de la Corrèze mais également de la Creuse au Nord-Est et du Puy-de-Dôme à l'Est. C'est une région boisée, au relief vallonné peu prononcé hormis dans trois secteurs. Les contreforts du plateau de Millevaches, à l'Ouest, culminent à 932 m d'altitude : ils dominent de près de 200 m la région avoisinante. Au Nord de la carte, des reliefs (« Massif des Agriers ») culminent à 915 m, enfin, à l'Est, des gorges profondes (Chavanon et Barricade) atteignent jusqu'à 250 m d'encaissement.

La feuille Ussel est traversée selon une diagonale NW-SE par la puissante zone de cisaillement de La Courtine, qui met en contact plusieurs grands ensembles géologiques du Massif central : au Nord, l'unité de Guéret et celle du Chavanon ; au Sud, l'unité d'Ussel dans laquelle les granites d'Ussel et de Meymac sont intrusifs. Enfin, l'extrême ouest de la carte effleure la bordure orientale du massif de Millevaches, représenté ici par un leucogranite.

L'unité de Guéret, présente en bordure nord de la carte, est constituée de multiples massifs de granites intrusifs dans des diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite (« Aubussonites ») qui les encaisse. Les séries du Chavanon et d'Ussel sont formées chacune de gneiss migmatitiques reposant sur des micaschistes. Ces gneiss sont de plus en plus migmatitiques vers le haut de la série.

Du fait d'un métamorphisme sévère accompagné d'une anatexie importante au Dévonien supérieur, les structures anté métamorphiques sont effacées, aussi l'évolution précoce de la région est très mal connue. Pour l'essentiel, les gneiss et micaschistes qui dominent très largement dans les séries métamorphiques de cette carte, sont très fortement alumineux et siliceux, et présentent des compositions chimiques de shales et de grauwackes. Ces métasédiments se sont déposés avant le Dévonien, peut-être dès le Protérozoïque supérieur jusqu'au Cambro-Ordovicien, sur un substratum inconnu.

Durant le Siluro-Dévonien inférieur à moyen, une dynamique de convergence induit un raccourcissement de la lithosphère. Les séries métamorphiques de cette région furent alors profondément enfouies en base de croûte et subirent un métamorphisme de haute pression et moyenne température dans le faciès granulitique, voire éclogitique. Il s'agit de l'évènement D0, mal caractérisé géochronologiquement et structuralement.

Au Dévonien supérieur (vers 370-360 Ma), ces séries métamorphiques sont progressivement exhumées et subissent une évolution métamorphique rétrograde. Lors de leur ascension, elles subissent une décompression de 20 à 16 km (en contexte de croûte moyenne) dans la zone de stabilité de la

sillimanite-cordiérite-grenat. Cette décompression, accompagnée d'une déformation D1, entraîne une anatexie dans les gneiss, synchrone du développement d'une foliation S1 d'attitude probablement verticale. Cette anatexie croît du bas vers le haut dans ces séries métamorphiques et culmine avec des diatexites grenues à cordiérite, dont l'aspect est proche de celui de granoïdes. Elle est mise en relation avec un taux de fusion croissant vers le sommet de l'édifice, plus fortement décomprimé que la base, et aussi probablement avec une migration verticale à grande échelle des liquides de fusion.

Vers la fin du Dévonien et au Tournaisien (vers 360-350 Ma), les séries métamorphiques poursuivent leur décompression en contexte de croûte moyenne-haute (vers 10 km) dans la zone de stabilité de la muscovite, grenat, sillimanite. Ce métamorphisme de faciès amphibolite affecte surtout les parties les plus basses des séries métamorphiques d'Ussel et du Chavanon, très fortement impliquées dans une deuxième phase de déformation, D2.

Lors de cette déformation, la foliation S1 des roches est reprise par de petits plis P2 de direction globalement NW-SE, qui sont de plus en plus serrés et fermés vers le bas des séries d'Ussel et du Chavanon. Ce plissement est associé au développement d'une deuxième schistosité S2, oblique à la foliation initiale S1, de plus en plus pénétrative vers le bas de ces séries, où elle transpose totalement la S1 qui disparaît pratiquement. Le développement de cette S2 à la base des séries d'Ussel et du Chavanon se produit en contexte métamorphique amphibolitique et est à l'origine de la rétomorphose des roches en micaschistes. Une linéation minérale Lm2 de direction NW-SE est portée par cette S2, elle est homoaxiale des plis P2, qui replissent la S1.

Traversant toute la carte en diagonale, le cisaillement de La Courtine, qui prolonge (après avoir subi un décrochement dextre de 5 km, voir sur la carte géologique de Felletin) le cisaillement du Nord Millevaches, est la structure majeure de cette région. C'est une vaste zone de cisaillement ductile dextre de 3 à 4 km de large qui disloque le Massif central et sépare la série métamorphique d'Ussel, au Sud-Ouest de celle du Chavanon à l'Est et de l'unité de Guéret au Nord. Son fonctionnement principal s'effectue au Famenco-Tournaisien lors de la phase D2, il déforme les gneiss et micaschistes en contexte métamorphique du faciès amphibolite. Un cortège de lames granitiques (lames de Lamazière-Haute) appartenant aux granites du complexe magmatique de Guéret se mettent en place dans cette zone de cisaillement, soit pendant son fonctionnement, soit peu après. Ces premiers granites sont alors déformés à haute température. Le bâti se refroidissant au cours du Tournaisien, la déformation mylonitique se poursuit dans le faciès des schistes verts et se concentre dans l'axe de la zone de cisaillement où se produit une ultra mylonitisation. Le jeu plus superficiel de la zone de cisaillement résulte en une bréchification des roches affectées. Cet accident est ensuite découpé et décroché par des failles tardives obliques.

Au Viséen moyen-supérieur, le jeu ductile senestre du Sillon Houiller affecte la série du Chavanon, mais ceci s'observe assez peu sur les terrains de la feuille d'Ussel. La foliation régionale est réorientée et redressée par la fracture en bordure orientale de la carte. Des ouvertures apparues dans des zones en transtension le long de la zone de cisaillement ductile permettent l'ascension de magmas acides au Viséen supérieur. Ces granites n'apparaissent pas sur la feuille d'Ussel (voir les feuilles de Bourg-Lastic, Pontgibaud et Saint-Gervais-d'Auvergne), mais ils sont pénécontemporains des granites des massifs de Millevaches et de Meymac – Ussel qui se mettent en place du Viséen moyen-supérieur au Namurien.

Lors de cette tectonique au Viséen moyen-supérieur, marquée par le jeu senestre du Sillon Houiller, la série métamorphique du Chavanon est affectée par une surface de décollement à cinématique vers le Sud-Est, qui découple les gneiss du Chavanon des micaschistes sous jacents. Une lame granitique se met en place dans ce chevauchement pendant son jeu (granite syn tectonique de Savennes). Ce jeu est contemporain du fonctionnement ductile du Sillon Houiller.

Les reliefs hercyniens sont ensuite aplanis. À l'échelle du Massif central, les datations de profils d'altérations livrent des âges Fini Jurassique – Crétacé inférieur (Thiry *et al.*, 2004). Enfin, au Quaternaire, les glaciations du massif du Mont-Dore, tout proche, n'ont pas, semble-t-il, laissé de traces sur la feuille « Ussel », mais ils sont à l'origine des importants dépôts fluvio-glaciaires de l'Artense qui sont proches.

ABSTRACT

The “Ussel” geological map covers an area mostly on the Corrèze department, but also on the Creuse department to its north-eastern part and on the Puy-de-Dôme to the east. It is a wooded country with a smooth hilly relief except for 3 areas. To the west, the border of the Millevaches plateau peaks at 932 m above sea level and dominate the surrounding area by about 200 m. To the north of the map, the “Massif des Agriers” culminate at 915 m and finally, to the east runs the Chavanon and Barricade rivers whose entrenchment reach 250 m.

This geological map is diagonally crossed by the La Courtine shear zone that separates to the north the Guéret and Chavanon units, and to the south the Ussel unit in which the Ussel and Meymac granites are intrusive. The western border of the map reaches out the oriental border of the Millevaches massif which consists here of a leucogranite.

The Guéret unit, which crops out in the northern part of the map, consists on several granitic massif that are intrusive in heterogeneous cordierite-bearing diatexites, formerly known as “Aubussonites”. The Chavanon and Ussel sequences consist on migmatitic gneisses lying on micaschists. Those gneisses are getting more and more migmatitic towards the uppermost part of the sequences.

The early regional history, as the ante-metamorphic evolution, are poorly known since the Devonian anatexis erased all previous markers. The gneisses and the micaschists that predominates in the sequences are strongly aluminous and siliceous. Chemically, their composition is close to shales and graywackes. Those meta-sediments were deposited prior to the Devonian on an unknown basement. They may have deposited from the upper Proterozoic to the Cambro-Ordovician.

During the lower to middle Siluro-Devonian, a convergent tectonics induces a lithosphere shortening coeval to a crustal thickening. The metamorphic sequences were deeply buried in a lower crustal position and underwent a high pressure-low temperature metamorphism in the granulitic facies, even reaching the eclogitic facies locally. This event is the D0 event, which is poorly characterized, both structurally and geochronologically.

During the Upper Devonian (ca. 370-360 Ma), those metamorphic sequences were progressively exhumated. They underwent a retrogressive metamorphism. Their decompression in the middle crust (20-16 km) occurred in the sillimanite-cordierite-garnet stability field. This decompression leads to an anatexis and is coeval with a D1 deformation event that leads to the genesis of a probably vertical S1 foliation. This anatexis gets more and more importance towards the top of the sequences and culminates with cordierite-bearing granular diatexites whose aspect is close to granite. This anatexis is related to a crescent melting rate towards the upper part of the sequences that are more decompressed than their base. An upper migration of anatectic melt is also worth of consideration.

At the Devonian end and during Tournaisian (ca. 360-350 Ma), the metamorphic sequences keep on decompressing in middle to upper crust (ca. 10 km) in the muscovite, garnet and sillimanite fields. This amphibolites facies metamorphism is mainly developed in the lowermost parts of the Ussel and Chavanon metamorphic sequences. Those two sequences are strongly affected by a D2 deformation event.

During this event, the S1 foliation is folded by NW-SE trending P2 folds, which gets more and more closed towards the bottom of the sequences. The folds are associated with a S2 schistosity which is oblique to the S1 initial foliation. The schistosity gets more and more penetrative towards the bottom of the sequences where it transposes the S1 foliation in a S2

foliation. This one occurs in amphibolitic facies and retromorphoses the bottom of the sequences in micaschists. The S2 foliation bears a NW-SE Lm2 stretching lineation which is homoaxial to the P2 folds.

The La Courtine shear zone cuts diagonally across the Ussel map. It is the main regional geological feature. It is the continuation of the Nord Millevaches shear zone, which have been affected by a 5 km dextral offset on the Felletin geological map to the north. It is a large, 3-4 km wide dextral ductile shear zone that dislocates the Massif central. It separates the Ussel metamorphic sequence, to the south-west, from the Chavanon sequence, to the east, and from the Guéret unit to the north. It plays mainly during the Famennian and the Tournaisian during the D2 event ; the shear zone affects the gneisses and the micaschists in the amphibolites facies. Granitic sheets, known as the “lames de Lamazière-Haute” and related to the Guéret massif, took place in this shear zone during its motion or just after. The early granites are thus deformed under high-temperature conditions. During the Tournaisian cooling, the mylonitisation was still active and located mainly in the inner part of the shear zone, leading to an ultramylonitisation. Mylonitisation occurred thus in the greenschists facies. The brittle motion leads to the brecciation of the affected rocks. At last, oblique faults cut across the shear zone.

During the middle to upper Viséan, the sinistral ductile motion of the Sillon Houiller affects the Chavanon sequence but it is poorly marked on the Ussel map (no mylonitisation, only a reorientation). Transtentional openings along the shear zone allow the emplacement of granites during the Upper Viséan. Those granites are not present on the Ussel geological map but are contemporaneous of the Millevaches and Meymac-Ussel granites that took place from the middle Viséan to the Namurian.

During this middle to upper Viséan tectonics, which most important feature is the sinistral motion of the Sillon Houiller, the Chavanon sequence is affected by a top-to-the-SE overthrust. It decouples the Chavanon migmatites from the micaschists. A granitic sheet took place in this thrust during its motion, which is contemporaneous with the ductile motion of the Sillon Houiller.

The hercynian reliefs are then leveled and weathered. At the Massif central scale, the geochronological data on weathering profiles reveal ages ranging from the end of Jurassic to the lower Cretaceous. Finally, during the Quaternary, the close Mont Dore glaciations did not leave any imprints on this geological map. Nevertheless, the Artense fluvio-glacial deposits are very close.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire recouvert par la feuille d'Ussel est essentiellement occupé par le département de la Corrèze mais également, en limite nord, par celui de la Creuse, et en limite est, par celui du Puy-de-Dôme.

Ussel, située au milieu de la carte dans sa limite sud, est la seule ville importante, avec 12 000 habitants. Elle a été le siège d'une importante exploitation minière à la fin des années 1970 (mine de plomb des Farges, déjà connue dans l'antiquité romaine). Sornac (19), La Courtine (23) et Eygurande (19), chefs-lieux de canton, sont de petites agglomérations n'atteignant pas 2 000 habitants.

La morphologie de la région est assez molle, couverte de collines. Les vallées sont très ouvertes et envahies de colluvions, à végétation typique des zones humides (carex, joncs, prêles). La toponymie en découle directement : les lieux-dits « les Sagnes », de l'occitan « sanha », terrain humide et marécageux (Villoutreix, 2002) et « Ribière » (de l'occitan « ribiera », pacage où abondent les joncs) sont abondants. Certaines dépressions marécageuses peuvent correspondre à des tourbières. Les secteurs où le relief s'accroît correspondent à l'Ouest à la limite orientale du plateau de Millevaches, formant un relief boisé austère, au Nord à la vallée de la Liège au niveau de La Courtine. La vallée de la Diège, au Nord-Ouest d'Ussel est assez encaissée. À l'Est, les gorges du Chavanon et de la Barricade, profondément entaillées dans la série métamorphique du Chavanon, sont des vallées austères, abruptes, sauvages et minérales. Ussel est à 631 m d'altitude, La Courtine à 770 m. Le point culminant de la carte, le puy Baubière (932 m), se trouve sur le plateau de Millevaches à la limite avec la feuille de Bugeat. La moitié est de la carte forme un plateau dont les altitudes varient entre 750 et 800 m.

Les rivières importantes sont la Diège et le Chavanon. Ce sont des affluents de la Dordogne, dont le cours passe à l'extrême sud-est de la feuille. Elles drainent l'essentiel des cours d'eau de la carte et coulent vers le Sud. Elles forment des vallées orientées au N160, toutefois le Chavanon coule au N00 puis au N90 dans la région d'Eygurande. La Triouzoune, à l'Ouest d'Ussel, n'est encore qu'une modeste rivière sur cette carte. Elle est également orientée N160. Enfin, la Liège, la Mazonne et la Sarsonne sont de petits cours d'eau moins importants.

La ressource principale est l'agriculture, notamment l'élevage bovin (races limousines et charolaises). Les cultures sont rares du fait de la pauvreté des sols. L'exploitation forestière est assez conséquente. L'industrie est assez peu développée dans la région, hormis sur Ussel (fonderies et industrie alimentaire)

et Meymac (industrie pharmaceutique). La Courtine n'a pas d'autre spécialité que son camp militaire. Le tourisme est assez développé, sur Ussel principalement. La construction de l'A89 qui relie Clermont-Ferrand à Bordeaux par Ussel devrait contribuer à désenclaver cette partie du Massif central.

TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES ANTÉRIEURS

La feuille « Ussel » au 1/50 000 est entièrement couverte par la feuille « Ussel » au 1/80 000, dont la 1^{ère} édition date de 1904, d'après les levés de L. de Launay, P. Gauthier, A. Michel-Lévy et A. Lacroix. La 2^e édition de cette feuille, publiée en 1965, a été établie d'après les levés de M. Roques, J. Jung, J. Ravier et R. Brousse. Les limites des massifs granitiques d'Ussel et de Meymac sont bien définies. Les mémoires de DES de J.-C. Sudre (1959) et de diplôme de géologue pétrographe de G. Bigonnet (1960), respectivement consacrés à « l'étude géologique de Felletin – La Courtine » et à « l'étude géologique du plateau d'Ussel – Eygurande », constituent une bonne approche du secteur. Les grandes unités sont définies avec précision et les problèmes sont déjà posés, notamment la complexité du cisaillement de La Courtine, alors défini comme « synclinal complexe ». J.-C. Sudre (1959) fait justement remarquer que L. de Launay, dès 1904, distinguait de multiples faciès au sein de cette zone de cisaillement. G. Bigonnet (1960) a, quant à lui, réalisé la coupe continue de la série du Chavanon grâce à la plate forme de la voie ferrée Merlines – Bort-les-Orgues dans les gorges.

Prospection minière et géochimie. La présence de gîtes minéraux connus de longue date ainsi que les potentialités métallifères du granite de Meymac ont entraîné la réalisation d'études poussées de la région. Le granite de Meymac figure parmi l'étude de L. Burnol (1974) sur la géochimie du béryllium dans les granites du Massif central. Compte-tenu du potentiel en minéralisations de cette région, une campagne de prospection alluvionnaire a été réalisée dans la région en 1975-1976 par la mission Limousin-Marche. Elle a permis de reconnaître plusieurs indices à wolframite, cassitérite et scheelite. M. Jébrak (1978), lors de sa thèse sur la mine des Farges, s'est consacré à l'étude des minéralisations des environs d'Ussel. Lors de son étude sur la série du Chavanon, D. Martin (1980) a réalisé la synthèse des gîtes minéraux connus, principalement sur l'Est de la feuille. N. Benaouda (1982) a réalisé l'étude de la coupole granitique non affleurante de Neuf-Jours grâce à des sondages réalisés par le BRGM. Cette étude a été intégrée dans le travail de L. Raimbault (1984) qui s'est intéressé aux minéralisations liées au granite de Meymac. Cet auteur a réalisé l'étude géochimique complète de ce granite.

Études structurales et pétrographiques. Dans son étude sur le Millevaches, M.-J. Pavillon (1969) propose une carte géologique dont l'emprise va jusqu'à

Sornac. Elle n'y différencie pas les micaschistes et ne reconnaît pas d'accidents pour ce secteur. J.-F. Mezure (1980) a réalisé l'étude pétrographique, géochimique et structurale des granites d'Égletons, Meymac et Ussel nord. D. Martin (1980a) a effectué sa thèse sur la série métamorphique du Chavanon, tout en travaillant sur le cisaillement de La Courtine et les anatexites à cordiérite de Sornac, assimilées aux Aubussonites. Il propose un schéma structural de la feuille d'Ussel, divisée en 6 secteurs : 1) les Aubussonites, 2) le granite de Lamazière-Haute, dont il donne une description des différents faciès, 3) les migmatites de Sornac, qu'il interprète comme issues de la fusion de la série métamorphique de Saint-Germain-Lavoisiers sous-jacente, 4) la zone linéamentaire, qui correspond au cisaillement de La Courtine, 5) les migmatites du Chavanon, situées au Nord-Est de la carte et enfin 6) la série du Chavanon *s.s.* qu'il désigne sous le terme de « compartiment d'Eygurande ». Les travaux réalisés sur la série de la moyenne Dordogne (Tempier, 1967) ont porté sur la partie située au Sud des intrusions granitiques de Meymac et d'Ussel. Signalons également la thèse de J.-C. Talbert (1983) dont l'étude géologique des granites d'Égletons, Ussel et Meymac visait à proposer l'utilisation des arènes granitiques dans le domaine du génie civil.

Téledétection et imagerie spatiale. La carte des alignements structuraux observée sur les images orbitales ERTS (Scanvic, 1975) fournit quelques données intéressantes, qui ont été développées par M. Jébrak (1978) et D. Martin (1980). Un chapitre spécifique de la présente notice est consacré à ces données.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE

Quelques levés préliminaires sur la zone de cisaillement de La Courtine et les intrusions de Lamazière-Haute ont été effectués par Ch. Cartannaz dans le cadre de son doctorat sur le massif de Guéret entre 2002 et 2006. Lors des levés de la carte de Felletin (Rolin *et al.*, 2008), les auteurs ont réalisé quelques coupes dans la série du Chavanon pour assurer la continuité entre les deux cartes.

Les levés proprement dits ont été réalisés en 2006 par F. Barrau, F. Catimel, F. Choulet, A. Eglinger et É. Moreau ; en 2007 par P. Belle, J. Boucly, É. Juppé et R. Lafay, en 2008 par M. Ravier et B. Reilé, étudiants en licence « géosciences » 3^e année à l'université de Franche-Comté à Besançon. L'encadrement, la coordination ainsi que des levés complémentaires ont été effectués par V. Thiéry dans le cadre de son doctorat sur la série du Chavanon, P. Rolin, maître de conférences à l'université de Franche-Comté et Ch. Cartannaz.

Les levés de la partie occidentale ont bénéficié des données de L. Raimbault, professeur à l'école nationale supérieure des Mines de Paris, qui ont été

partiellement réutilisées, ainsi que certaines coupes de terrain reprises dans la notice, correspondant à des affleurements aujourd'hui masqués par la végétation ou l'urbanisation.

Des levers inédits et une notice provisoire de J.-L. Feybesse ont été consultés et partiellement réutilisés, ainsi que des travaux réalisés par des étudiants de l'Institut Géologique A. de Lapparent.

Le lever des formations sédimentaires et des altérites a été contrôlé sur le terrain par R. Wyns, ingénieur de recherche au BRGM.

Les échantillons ayant fait l'objet d'une datation ont été préparés (extraction des zircons, monazites et xénotimes ; réalisation des diagrammes de typologie des zircons) par les soins de P. Jézéquel au BRGM à Orléans, les zircons, xénotimes et monazites extraits ont été datés par A. Cocherie à Orléans (microsonde électronique Cameca SX 50, méthode U-Th-Pb pour les monazites et les xénotimes) et à Canberra (microsonde ionique SHRIMP, Research School of Earth Sciences, pour les zircons). Des amphiboles ont été datées par V. Thiéry dans le cadre de sa thèse de doctorat, et donc de la présente notice, auprès d'I. Villa, institüt für Geologie, Berne.

La carte d'Ussel a été délicate à lever compte tenu des nombreuses complexités structurales, des convergences de faciès, des médiocres conditions d'affleurement sur les plateaux et des difficultés d'accès dans les gorges (Chavanon, Barricade, Béal du Mas, Béal des Rozières, Méouzette).

La notice a été rédigée par V. Thiéry (pétrographie, géologie structurale, géologie des gîtes minéraux, hydrogéologie, géologie de l'environnement), P. Rolin (géologie structurale, synthèses structurales, histoire géologique de la région). Les rapports d'études géochronologiques réalisées par A. Cocherie ont été intégrés à la notice et interprétés.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Ussel couvre plusieurs grands ensembles géologiques du Massif central. Elle est traversée selon une diagonale NW-SE par la zone de cisaillement de La Courtine, qui affecte et met en contact :

- au Nord, l'unité de Guéret et celle du Chavanon ;
- au Sud, l'unité d'Ussel dans laquelle sont les granites d'Ussel et de Meymac sont intrusifs.

Enfin, à l'extrême ouest de la carte se situe la bordure orientale du massif de Millevaches, constitué ici de leucogranites.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Coupole leucogranitique de Neuf-Jours

Présentation et historique

Ce corps intrusif se situe 3 km à l'WSW de Saint-Pardoux-le-Vieux, au sein de la série d'Ussel. Il tire son nom d'une ferme isolée. Étymologiquement, Neuf-Jours pourrait signifier l'ouverture d'une clairière (Villoutreix, 2002). Compte tenu de son potentiel économique, il a fait l'objet d'études successives suite à sa découverte (Benaouda, 1982 ; Burnol *et al.*, 1980 ; Raimbault, 1984).

On peut distinguer deux périodes dans l'histoire des travaux de recherche (Burnol, De Vaucorbeil, 1980) :

– **1972-1976 : découverte et caractérisation de l'intérêt du prospect.** Définition de l'intérêt de la zone de Meymac par L. Burnol suite à ses travaux de thèse (Burnol, 1974) sur la géochimie du béryllium dans les leucogranites du Massif central. 115 échantillons de granite de Meymac font l'objet d'analyses géochimiques et font apparaître des anomalies géochimiques nettes, caractérisées par plusieurs éléments (W, Sn, Mo, Ag, Cu). De nouvelles analyses géochimiques ont lieu sur une quarantaine d'échantillons durant la période 1973-1974, elles permettent, avec les précédentes, de confirmer l'intérêt de la zone. Une importante anomalie en tungstène est mise en évidence dans la partie nord-ouest de la zone, c'est au sein de celle-ci que seront découvertes les minéralisations en place de Neuf-Jours. Durant la période 1975-1976, la campagne de prospection alluvionnaire permet de reconnaître plusieurs indices à wolframite, cassitérite et scheelite, dont un groupement particulièrement net dans le secteur de Neuf-Jours. L'étude détaillée du secteur (prospection marteau, levé de la carte d'affleurements et prospection alluvionnaire tactique) est réalisée par J.L. Ceaux en novembre et décembre 1976 ; elle permet la découverte d'indices minéralisés importants (indices alluvionnaires, « volantes » de quartz et greisen richement minéralisés en wolframite ou scheelite ;

– **1977-1979 : travaux de reconnaissance.** Une importante campagne de géochimie a lieu (plus de 700 échantillons en tout, analysés en multi-éléments), de même qu'une campagne de reconnaissance éluvionnaire, couplée à des essais géophysiques, et notamment la polarisation provoquée et la résistivité (Besse *et al.*, 1979). Des travaux plus lourds sont réalisés : tranchées à la pelle mécanique (7 tranchées représentant 405 m d'allongement), campagne de sondages wagon-drill (3 254 m pour 103 forages), 644 m de sondages carottés (fig. 1). Les cartes géochimiques ainsi que les cartes de prélèvements, coupes des tranchées... sont disponibles dans le rapport de L. Burnol et H. de Vaucorbeil (1980).

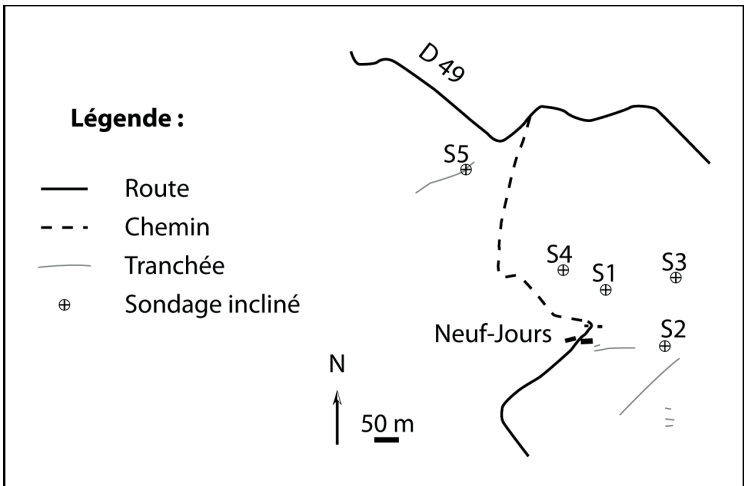


Fig. 1 - Carte de localisation des travaux de reconnaissance (tranchées et sondages inclinés) de la coupole de Neuf-Jours (Burnol et De Vaucorbeil, 1980)

C'est un corps complexe (fig. 2) comprenant une coupole granitique à laquelle est associée un ensemble de greisen et de stockscheider. En surface, un filon de microgranite porphyrique, long de 2 km et remarquablement rectiligne passe sous la colline de Neuf Jours selon une orientation N-S.

Péetrographie

La formation aplo-pegmatoïde ou « stockscheider » est une formation discontinue, puissante d'un mètre et caractérisée par la présence de grands feldspaths dans une pâte aplitique. C'est une roche claire à laquelle le feldspath potassique donne une teinte rosâtre. Le feldspath potassique se présente en mégacristsaux maclés Carlsbad, avec des inclusions de petits plagioclases et de quartz subautomorphes. Ce feldspath potassique, très légèrement perthitique, présente des bordures pœcilitiques.

Les plagioclases sont de petite taille, le quartz est assez rare. La muscovite, en petites lattes, a tendance à s'insinuer dans le feldspath potassique en langues digitées. Notons également la présence de tourmalines bleu-vert, éparées dans la roche. Tous ces minéraux baignent dans une mésostase quartzo feldspathique.

Le leucogranite est à grain fin, beige rosé à grisâtre. Le quartz forme des plages polycristallines de taille millimétrique et contient souvent des inclusions de plagioclase, de muscovite et de biotite. Le feldspath potassique se présente sous deux formes : lattes subautomorphes dépassant souvent le centimètre, perthitiques (plages d'albite pouvant être importantes) et maclées Carlsbad ou bien cristaux de plus petite taille, peu perthitiques et sans inclusions. Les plagioclases se présentent en cristaux plus ou moins automorphes, maclés selon les lois de l'albite, de Carlsbad et très rarement péricline. Des analyses à la microsonde (Benaouda, 1982) ont montré qu'il s'agissait d'albite presque pure. Ils contiennent en inclusion des biotites chloritisées, du feldspath potassique, de la muscovite et de l'apatite. La biotite est assez rare, en prismes millimétriques subautomorphes et souvent altérée en chlorite dont les clivages sont soulignés par des granules d'anatase et des films de feldspath potassique. La muscovite est très abondante et peut occuper jusqu'à 16 % de la roche. La cordiérite est assez fréquente, sous forme de prismes mesurant souvent plus d'un centimètre, toujours pinitisée. La tourmaline est rare ; l'apatite est fréquente. Les minéraux accessoires sont : fluorine en mince filets associés à la chlorite, anatase, zircon inclus dans les micas et grenat exceptionnel.

Signalons la présence de muscovite rencontrée sur une puissance d'un mètre. Elle est formée de muscovites en lattes imbriquées, incluant une proportion minimale de quartz, d'apatite subautomorphe, de chlorite fibroradiée et de scheelite abondante.

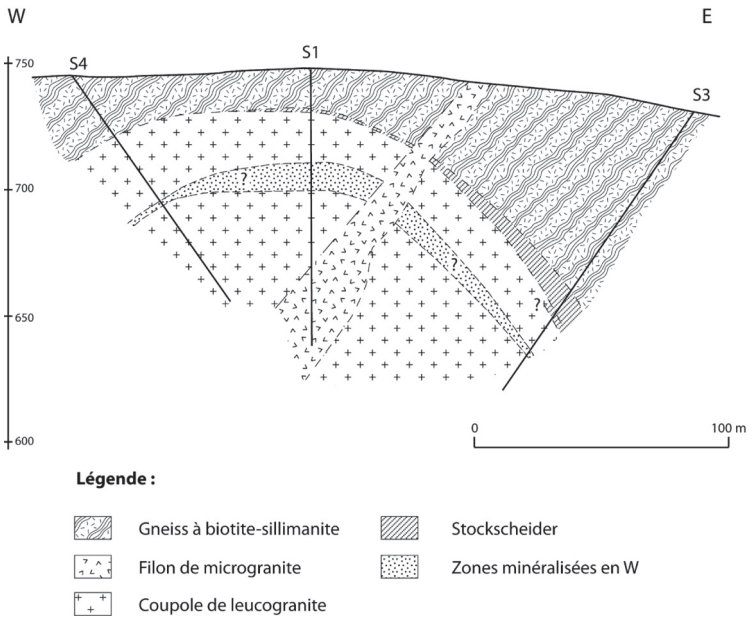


Fig. 2 - La coupole de Neuf-Jours (Burnol, 1980)

FORMATIONS RÉSIDUELLES D'ALTÉRATION
(ALTÉRITES ET ARÈNES)

Ce chapitre est traité ici compte tenu du fort développement de l'altération dans la région décrite dans la présente notice. L'utilisateur de la notice qui se rendra dans cette région aura en effet affaire à ces formations dès sa première approche du terrain.

La formation des altérites est, selon R. Wyns (2002), contrôlée par trois facteurs : climat, eustatisme et tectonique. L'altération des minéraux se réalise dans l'ordre inverse de la cristallisation magmatique (Goldish, 1938). Ainsi, du moins altérable au plus altérable, on observe : quartz, muscovite, feldspath potassique, plagioclase sodique, biotite, plagioclase calcique, hornblende, augite, olivine. Les biotites se chloritisent, les feldspaths évoluent vers des phyllosilicates de type montmorillonite. Le terme ultime de l'altération est la formation d'oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium (gibbsite et goethite) (Campy, Macaire, 1989). C'est ainsi que sur des roches riches en micas telles que les gneiss, on observe fréquemment le développement d'arène dont la teinte est nettement rouge. Ceci est particulièrement net dans le quart sud-ouest de la feuille : secteurs de Saint-Germain-Lavolps, Freyte (X = 588 438, Y = 2 066 481), les Queyriaux (X = 593 360, Y = 2 065 346). Peut-on relier cette rubéfaction à une albitisation triasique, liée à une altération, telle qu'elle a été récemment décrite dans le Morvan (Ricordel, 2007) ou dans l'Allier (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010) ?

D'autre part, les « sols rouges » sont désormais bien décrits à l'échelle du Massif central, de plus, les datations commencent à se développer. La méthode consiste à dater la direction paléomagnétique des échantillons, enregistrée au cours de leur formation, et à la caler sur la courbe de dérive des pôles au cours du temps (Besse et Courtillot, 2002). Les âges obtenus sont de 130 Ma dans le fossé du Cher (Théveniaut, 2003), 140 Ma au Lembron dans le Sud de la Limagne (Ricordel *et al.*, 2005 ; Thiry *et al.*, 2004) et de 160 Ma dans le bassin de Naussac (Sud du Puy-en-Velay, Ricordel, 2007 ; Ricordel *et al.*, 2005). Ainsi, la datation de ces « formations rouges » à l'échelle du Massif central montre que à la fin du Jurassique/début du Crétacé inférieur, le Massif central était dénudé de sa couverture sédimentaire (Duguet *et al.*, 2006). Toutefois, il convient de rester prudent quant à la globalisation de ces « sols rouges » car sur la feuille Ussel, ils ne sont pas associés à des silicifications. Notons que les reconstitutions climatiques à partir des profils d'altération sont sujettes à débat (Thiry *et al.*, 1999 ; Wyns, 2002) : traditionnellement on associe les cuirasses latéritiques à un climat tropical en équilibre avec le climat actuel, mais ceci n'est plus admis par tous aujourd'hui.

La lithologie des altérites consiste en trois niveaux plus ou moins bien développés (fig. 3) :

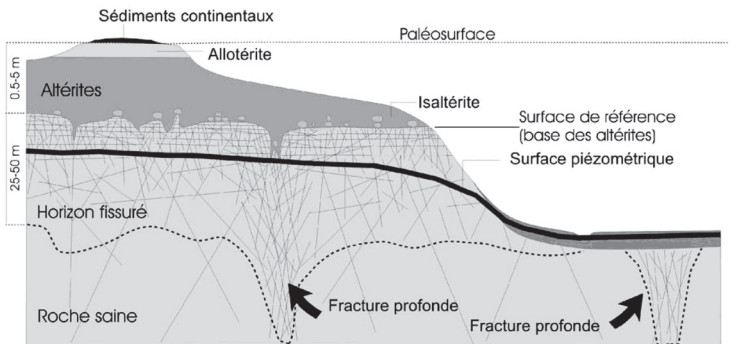


Fig. 3 - Profil type d'altération sur roches cristallines (Maréchal *et al.*, 2003 ; Wynn, 1999)

- les allotérites : ce sont des argiles silteuses, parfois de couleur blanche en surface, plus fréquemment de couleur brun orangé, voire franchement rouges dans certains secteurs. Ces argiles comportent des 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. Les fragments sont relativement abondants dans les 50 cm superficiels 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 disparition de la texture de la roche-mère. Ces allotérites vont avoir tendance à colluvionner ;
- les isaltérites conservent le volume et la structure de la roche-mère (stratification, foliation, textures magmatiques). Elles sont de couleur ocre, lie-de-vin. Elles passent progressivement en profondeur à l'horizon fissuré ;
- l'horizon fissuré : 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 (épaisseur des bancs de granite ainsi individualisés) décroît vers le bas. La zone fissurée correspond au stade précoce de l'altération. L'interface entre cet horizon fissuré et les isaltérites (voir ci-dessus) porte généralement des boules résiduelles de roche saine. De plus, au sommet de cet horizon, les fissures horizontales deviennent très rapprochées et sont à l'origine d'un niveau particulier appelé « horizon feuilleté ».

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 le long de la faille augmentent localement la perméabilité, ce qui favorise une percolation plus profonde des eaux météoriques et facilite donc l'altération. 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 dégagés par l'érosion, ils forment ainsi les vallées.

A. Altérites. Surcharge : teinte rouge (rubéfaction ?). Ces formations ont été représentées par la teinte atténuée du substrat aux dépens duquel elles se sont formées. L'estimation de leur épaisseur n'est pas aisée, pour cela nous sommes basés sur la topographie et sur l'aspect des sols (sableux et quasi absence de volantes).

Une surcharge a été ajoutée dans les secteurs où ces arènes sont de teinte rouge, parfois clair, parfois rouge sang. L'interprétation de ces sols rouges est assez délicate (voir ci-dessus) du point de vue de la géodynamique. On ne peut

pas non plus, même si cela semble peu probable, exclure l'éventualité d'anciens incendies de forêts étant à l'origine d'une cuisson des sols.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Zone de cisaillement de La Courtine

Bmy. **Mylonite de roche basique**. Cette roche, intercalée au sein du cisaillement de La Courtine, peut s'observer 2 km à l'Est de La Courtine. Sa nature n'a été révélée que lors de l'étude en lame mince. À l'affleurement, elle a une patine très claire et est couverte de lichens. En cassure, il s'agit d'une roche grisâtre, massive, très dure, à grain très fin (inférieur au millimètre), dans laquelle la distinction des minéraux est impossible à l'œil nu.

En lame mince, la trame de la roche est intensément déformée mais l'altération (séricitisation) rend difficile l'appréciation de critères de cisaillement. Des porphyroclastes de pyroxènes et d'amphibole verte sont abondants.

ζξ¹⁻². **Micaschistes mylonitiques à ultramylonitiques**. Ces roches forment le cœur du cisaillement de La Courtine ; elles affleurent particulièrement mal du fait de leur sensibilité à l'altération. Les affleurements sont souvent à rechercher à même le sol, sur les chemins. Ces ultramylonites prolongent celles de Clairavaux, de Crépiat et de Tarderon décrites sur la carte de Felletin.

À l'affleurement, ces roches sont finement feuilletées, de couleur noir brunâtre, aux reflets mordorés ou gris verdâtre. Elles sont formées de feuillets phylliteux millimétriques lustrés qui moulent des lentilles irrégulières d'épaisseur plurimillimétrique de matériel gneissique fin quartzofeldspathique, de longueur variable pluricentimétrique, 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 moulent alors soit des amas quartzofeldspathiques disloqués et irréguliers, soit des porphyroclastes feldspathiques millimétriques isolés. Deux structures planaires sont souvent visibles obliques de 10 à 30° l'une par rapport à l'autre, découpant la roche en lentilles.

Le passage des micaschistes ultramylonitiques aux gneiss mylonitiques 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 moulant des porphyroclastes de quartz, de plagioclase, des prismes de cordiérite, de muscovite et de grenat (rare). La paragenèse dominante

anté 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. L'altération de ces roches se traduit par la chloritisation de la biotite, au sein de laquelle on observe fréquemment de fines aiguilles de sagénite, 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 porphyroclastes feldspathiques et les leucosomes boudinés, reprise et cisailée en dextre par des plans de cisaillement portant des linéations faiblement pentées vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest (globalement subhorizontales). Ces plans de cisaillement dextres sont fortement pentés et ont une orientation N130° à 150° ; la foliation qu'ils recoupent est verticale et d'orientation N110-130°. Ils portent des stries à pitch faiblement penté, en relation avec une déformation rotationnelle dextre de ces roches.

ζmy. **Gneiss mylonitiques rubanés.** Ces roches se trouvent en bordure de la zone de cisaillement de La Courtine et leur rubanement s'intensifie à mesure que l'on avance vers l'axe du cisaillement. Elles sont souvent altérées et affleurent très mal. Ces roches se débitent en plaquettes. La patine et la cassure sont beiges.

Ce sont des roches sombres à grain fin, de l'ordre de 1,5 mm et d'aspect fortement schisteux. Elles présentent un litage très biotitique moulant des lits grenus à quartz, biotite et plagioclase automorphe. Les lits biotitiques ont une épaisseur millimétrique, pouvant atteindre 3 ou 4 mm ; ils sont finement foliés et moulent de petits amas millimétriques irréguliers quartzo-feldspathiques ou des porphyroclastes feldspathiques arrondis isolés. 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 pluri millimétrique à centimétrique (voire 2 cm) et une longueur de plusieurs centimètres à deux décimètres ; ils sont de forme irrégulière, à bord indenté. Par la taille de leur grain, et leur minéralogie (petits plagioclases automorphes), ces veines ont un aspect proche de celui des diatexites grenues. Ce litage est de plus en plus affecté par des plans de cisaillement au fur et à mesure que l'on s'approche des micaschistes mylonitiques. Ces plans de cisaillement sont dextres, frustes, légèrement obliques au litage : ils le tordent de façon flexueuse.

En lame mince, les lits sombres sont formés essentiellement de biotite abondante (tordue, un peu décolorée), de plagioclase et de quartz déformé en mosaïque voire en ruban. On peut observer de la sillimanite prismatique, dans la foliation ou parfois légèrement oblique. Elle peut localement mouler des phénocristaux, voire former des gerbes. Les lits clairs sont constitués de clastes (feldspath potassique et plagioclases) dans une matrice quartzeuse fortement

recristallisée en mosaïque dans laquelle sont disséminées des biotites orientées. Des cristaux de cordiérite entièrement pinitisés sont présents dans ces veines claires affectées par la déformation.

Structures. Ces gneiss présentent une foliation S1 ou un rubanement métatectique de direction N100-120°, sub-verticaux, localement recoupés 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, qui ondulent moyennement dans le plan moyen de cisaillement.

Origine du matériel. L'aspect rubané et mylonitique de la roche s'estompe sensiblement en direction des diatexites grenues : les plans de cisaillement disparaissent rapidement et la roche acquiert une texture de plus en plus grenue. Ces gneiss paraissent dériver des diatexites grenues à cordiérite par cisaillement en contexte métamorphique.

Formations essentiellement micaschisteuses de Confolent (série du Chavanon) et de la bordure du Millevaches (série d'Ussel)

χ. Quartzite du Pont Biaï. Cette roche forme quelques intercalations au sein des micaschistes de la série du Chavanon ainsi que dans ceux de la série d'Ussel. Dans la mesure où ces intercalations sont parfois métriques, il n'est pas toujours possible de les représenter correctement.

Le quartzite est le plus souvent massif, très dur, à débit en bloc et à patine sombre. C'est une roche composée essentiellement de quartz en grains très fins, inférieurs au millimètre. De petites paillettes de mica (biotite et muscovite) soulignent une foliation discrète.

En lame mince, le quartz est prépondérant et se présente sous forme de plages allongées. La muscovite est abondante et forme des tresses discontinues qui s'étirent selon la foliation. De rares petits plagioclases xénomorphes sont présents.

ξ. Micaschistes argentés de Confolent. La majeure partie de ces roches affleure au Sud-Est de la carte ; les micaschistes de la bordure du Millevaches sont très similaires. Les variations de faciès sont fréquentes et se font le plus souvent à l'échelle de l'affleurement, ce qui exclut leur représentation cartographique. De bons affleurements existent le long de la D159 qui descend dans les gorges depuis Confolent-Port-Dieu, ainsi qu'à la carrière du Pont Biaï à l'extrême sud-est de la carte (accessible uniquement lorsque le niveau de la retenue de Bort-les-Orgues n'est pas trop haut).

Ce sont des roches qui présentent toujours une belle patine argentée due à l'abondance de muscovite. Les lits sont très fins, inframillimétriques. De gros rods de quartz pluricentimétriques sont présents. Quatre types pétrographiques sont individualisables au sein de ces micaschistes, que l'on distingue par la présence et/ou l'abondance et/ou l'absence du grenat et de la sillimanite. Les abondances relatives sont très variables :

- le faciès « micaschistes francs » est le mieux exprimé, il s'agit d'une roche bien foliée au sein de laquelle les micas dominent largement ;
- le faciès « micaschiste à sillimanite/grenat » est peu exprimé. La sillimanite se présente soit sous forme de petites touffes, soit, beaucoup plus rarement, sous forme de gerbes centimétriques. Les grenats sont subautomorphes et inférieurs à 0,5 cm ;
- le faciès « micaschiste à grenat seul » est peu fréquent. Les grenats y sont le plus souvent parfaitement automorphes, très frais et apparaissent nettement en relief sur le plan de foliation de la roche. Il forme parfois des cristaux de plusieurs millimètres mais il est généralement inférieur au millimètre ;
- le faciès « micaschistes à deux micas » est peu fréquent. On y observe de la biotite secondaire en cristaux subautomorphes de 3-4 mm, fréquemment obliques sur la foliation.

Notons que cette division des types pétrographiques est arbitraire et réalisée uniquement à l'aide de l'appréciation visuelle sur le terrain. En effet, dans cette lithologie, les minéraux accessoires (grenat...) sont plus faciles à distinguer que les pourcentages relatifs de quartz et feldspath. Ainsi, à titre de comparaison, nous indiquons ici les fourchettes de teneurs détaillées (tabl. 1) telles qu'elles ont été estimées par D. Martin (1980) à l'aide de l'étude au contour de points.

En lame mince, la muscovite forme de belles tresses. La biotite est également souvent présente et peut même être en quantité voisine de la muscovite. Dans la foliation, la sillimanite, sous forme de fibrolite, peut également apparaître, mais elle peut également, rarement, former de petits prismes. Notons que de grandes masses fibreuses présentent probablement une relique du plan de séparation [001] du kyanite, suggérant une phase antérieure de haute pression. Le grenat (voir ci-dessous) est assez fréquent, de petite taille, globuleux à subautomorphe. Le quartz est abondant, ovoïde, allongé selon la foliation. La tourmaline est fréquente et est même localement très abondante, concentrée en lits ou elle est associée à la muscovite. Elle est bien automorphe, zonée, vert-bleu. Le feldspath plagioclase est peu abondant, xénomorphe, et semble antérieur à la foliation à muscovite. La foliation peut localement venir buter contre les grenats et les tourmalines. Localement, on peut observer de l'ilménite sous forme de baguettes allongées dans la foliation.

	% Quartz		% Biotite		% Muscovite		% Feldspath		% Divers		% Volumique
	Fourchette des teneurs	Moy.	Fourchette des teneurs	Moy.	Fourchette des teneurs	Moy.	Fourchette des teneurs	Moy.	Fourchette des teneurs	Moy.	
Type gneisso-leptynique	33-46	41	14-17	15	0-5	4	30-52	41	0-2	1	25
Type micaschisteux quartzo-feldspathique	46-52	50	11-17	13	0-23	21	8-42	23	0	0	15
Type micaschisteux feldspathique	27-45	28	15-35	22	12-49	28	0-24	18	0-2	1	50
Type micaschisteux intermédiaire	18-26	22	22-44	30	22-37	30	12-14	13	1-4	3	9
Type micaschisteux intermédiaire		2		25		70		1		2	1

Tabl. 1 - Variabilité minéralogique des différents types pétrographiques des micaschistes du Chavanon (Martin, 1980)

Caractérisation des phases minérales. Les plagioclases sont des albites presque pures, Ab_{90-92} .

Les grenats de ces micaschistes méritent une description détaillée dans la mesure où ils présentent des particularités intéressantes. Ils sont subautomorphes et généralement fracturés (jamais radialement). Ils font en général 200 μm de diamètre. Chimiquement, ils sont peu zonés, et correspondent à la composition moyenne : ~56 % d'almandin, ~30 % de spessartine, ~13 % de pyrope et ~1 % de grossulaire (analyses à la microsonde électronique). On peut observer une légère augmentation de Mn à la périphérie. Cela peut indiquer un métamorphisme de haut grade (Yardley, 1977).

La caractéristique intéressante de ces grenats est leur grande richesse en inclusions. À faible grossissement, ils apparaissent « brumeux », à fort grossissement, on peut mettre en évidence des particularités dans l'agencement des inclusions :

- certains grenats contiennent de grosses inclusions (de l'ordre de 50 μm) d'ilménite (révélée par étude MEB/EDS), allongées, parfois arrondies (fig. 4). Le rutile est également présent, quoique plus rare, de même que le quartz et le zircon ou la monazite ;
- d'autres contiennent des myriades de petites inclusions de très petite taille (quelques microns), vraisemblablement vides. Il ne s'agit pas d'inclusions fluides car elles ne sont pas isotropes.

Ces inclusions peuvent coexister dans deux domaines d'un même grenat (fig. 4). Elles sont généralement alignées, parfois selon deux directions préférentielles. Il existe des grenats au sein desquels trois directions préférentielles sont présentes, faisant entre elles un angle de 120°. Cette orientation est probablement d'ordre cristallographique. Dans certains grenats, les deux directions d'inclusions font entre elles un angle de 90°, donnant un aspect de quadrillage.

Les implications de la présence de telles inclusions titanées sont discutées au chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

Structures. La foliation principale micacée, la plus visible, est une S2 qui transpose presque totalement la S1. Cette foliation S1, définie par de fins rubans de quartzeux ou quartzo-feldspathique, est conservée dans des plis P2 isoclinaux anisopaques boudinés, déracinés et réduit à l'état de têtes de plis. Ces plis P2 sont peu fréquents et d'amplitude centimétrique à décimétrique, de direction moyenne WNW-ESE avec un plongement d'axe faible. Ils sont parallèles à une linéation Lm2 minérale, bien exprimée sur la S2 par l'arrangement des cristaux de biotite et l'allongement des agrégats des quartz-feldspaths.

Des plis post S2, sous la forme de microplis (crénulations), affectent les micaschistes (fig. 5). Deux familles sont représentées. L'une est de direction

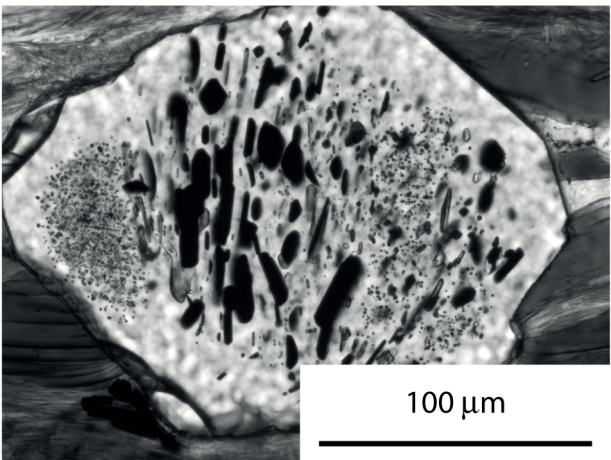
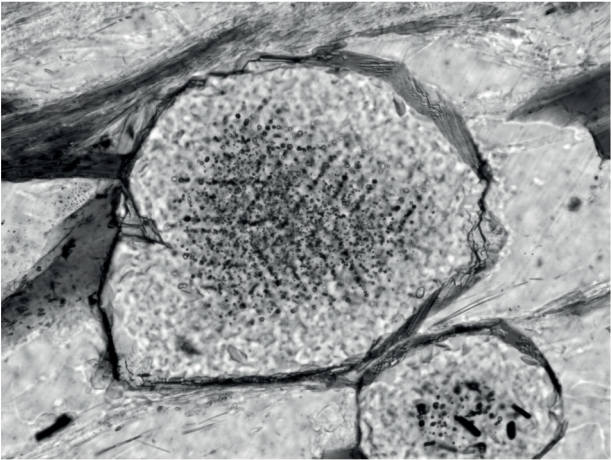
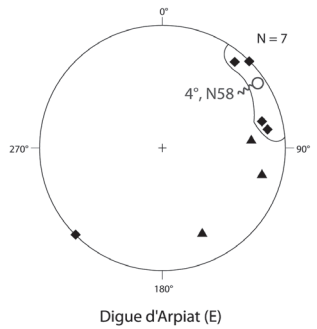
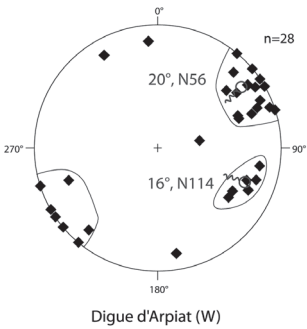
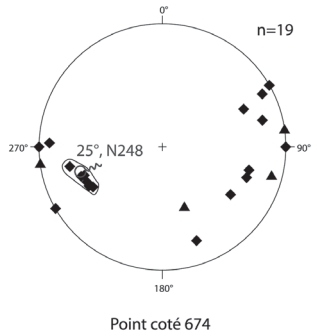
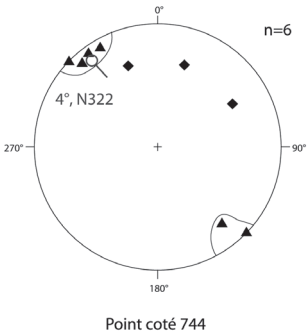
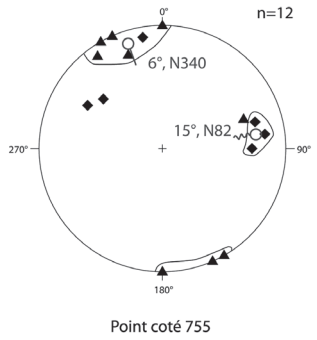
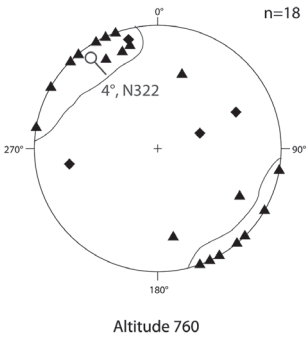


Fig. 4 - Aspect des inclusions dans les grenats des micaschistes du Chavanon



- ▲ Linéation minérale d'étiement portée par S2 ◆ Crénelation (axe de micropli) post S2
- Linéation d'étiement moyenne ○ Crénelation moyenne

Fig. 5 - Structurogrammes des micaschistes du Chavanon. Les mesures ont été réalisées le long de la route partant de Confolent-Port-Dieu et descendant au fond des gorges

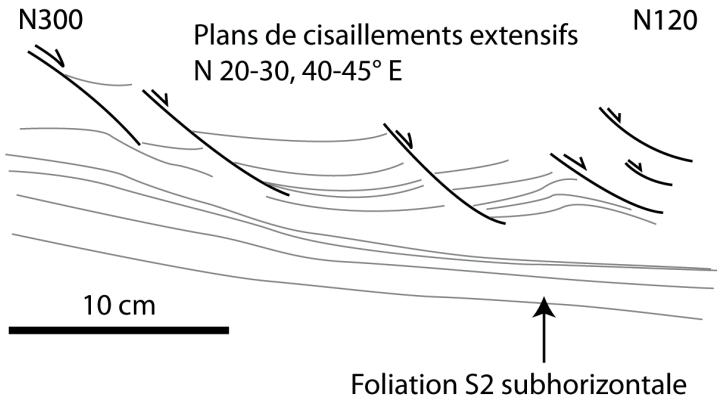


Fig. 6 - Figures extensives relevées dans les micaschistes du Chavanon au niveau de la digue d'Arpiat (extrême sud-est de la carte, limite avec la carte de Bourg-Lastic)

moyenne NNE-SSW (N30-210), l'autre de direction moyenne E-W (N80 à 120) dans les séries du Chavanon. Ces deux directions de plis peuvent être présentes sur le même affleurement, mais leur chronologie relative reste douteuse.

Les structures extensives dans la série du Chavanon sont assez peu fréquentes. Elles se présentent sous la forme de plans de cisaillement normaux centimétriques affectant la foliation (fig. 6). Les cisaillements sont parallèles à la direction de la linéation d'alignement de minéraux Lm2 portée par le plan de foliation S2 : N120.

Formations essentiellement gneissiques et migmatitiques du Chavanon et d'Ussel

SK. Skarnoïdes. À la sortie sud d'Eygurande se trouve un affleurement de skarn. On observe également, rarement, ce type de lithologie sous forme de boudins décimétriques au sein des différentes formations de la série du Chavanon. Cette roche est massive, dense et dure, et présente un litage assez bien visible sur la patine. À la cassure, elle apparaît verte à grain indiscernable, contenant des plages centimétriques de grenats rouges à roses.

En lame mince, le fond de la roche est constitué d'un minéral entièrement transformé en mica blanc, probablement un ancien plagioclase. Grenat et pyroxène sont les constituants principaux de cette roche. Présence de niveaux très riches en titanite, de carbonates, soit primaires résiduels, soit secondaires. On peut noter des fractures à remplissage de carbonates et d'épidote. Localement, les grenats se transforment en carbonates et chlorites.

Caractérisation des phases minérales. Les pyroxènes de ces skarns, selon les classifications en vigueur (Sturm, 2002), montrent des variations chimiques assez importantes. Ce sont des pyroxènes calciques peu magnésiens, diopsides ou hedenbergites, variant de $En_4Fe_{45}Wo_{49}$ à $En_{26}Fe_{39}Wo_{40}$.

C. Marbre de Gioux (série du Chavanon). Des lentilles de marbre et de cipolin sont présentes dans la série du Chavanon (De Boucheporn, 1848 ; Lecoq, Bouillet, 1830). Elles ont été exploitées dans les gorges du Chavanon pour la fabrication de la chaux. Leur existence est certainement connue depuis fort longtemps. H. Lecoq et J.-B. Bouillet (1830) mentionnent l'exploitation comme pierre à chaux des gisements de Savennes et du Mas ; B. de Boucheporn (1848) les figurait sur sa carte géologique de Corrèze.

On a pu en dénombrer sept lentilles (Gauthier, 1981), d'étendues contrastées ; les plus petites sont pluridécamétriques, les plus grandes plurihectométriques. Les secteurs où elles ont été exploitées permettent de les observer aisément à l'affleurement ; ailleurs le couvert végétal les masque et pour cela elles n'ont pas

été toutes retrouvées. L’affleurement le plus facile d’accès se situe le long de la D92 qui mène de Merlines à Savennes.

Il s’agit d’une roche claire, spathique, saccharoïde, constituée de l’emboîtement de cristaux de calcite de 2 mm. Localement, le grain est beaucoup plus grossier, se présentant sous la forme de gros rhomboèdres emboîtés de calcite de 2 à 3 cm d’arête. Il s’agit probablement de masses formées par dissolution/précipitation. Le litage est souligné par des lits plus sombres, biotitiques. A. Lacroix (1898) y décrit prehnite, zoïsite et graphite.

En lame mince, on observe un assemblage de cristaux de calcite xénomorphes, de toutes tailles, de rares phlogopites et clinopyroxènes xénomorphes. Quelques plages de feldspaths et grains de quartz sont présents. La foliation est soulignée par des opaques disséminés, ainsi que par quelques grains de graphite.

Caractérisation des phases minérales. Quelques mesures effectuées à la microsonde sur les pyroxènes permettent de les classer (Sturm, 2002) : ce sont des augites et des diopsides.

Structure. Ces carbonates présentent un rubanement S1-2 faiblement penté replissé par des plis tardifs de direction moyenne NW-SE centimétriques à pluricentimétriques à plans axiaux droits dont les axes plongent faiblement au Nord-Ouest.

oη. Métadiorite orientée de Savennes. Cette roche a un tracé en surface d’une puissance au maximum décimétrique, d’une longueur au maximum hectométrique. Elle affleure peu mais les volantes sont abondantes. C’est une roche à patine claire, massive. On peut y observer l’intime imbrication de deux types pétrographiques, l’un à gros grain, l’autre à grain fin. Le faciès à gros grain est constitué de cristaux d’amphibole xénomorphes, en vagues baguettes de 2 × 8 mm quand ils sont automorphes, abondants (environ 50 % de la roche), et de feldspath plagioclase xénomorphe. Le faciès à grain fin est plus équant.

Son aspect est celui d’une roche plutonique mais elle est toutefois vaguement orientée, ce qui suggère un caractère d’intrusion tardive mais non postérieure à la structuration majeure de la série.

En lame mince, le plagioclase est fréquemment séricitisé ; on peut observer quelques rares biotites assez chloritisées. Si l’on retire les minéraux accessoires, la roche est composée d’amphibole et de plagioclases en proportions sensiblement identiques. La titanite est abondante. L’apatite est fréquente.

Caractérisation des phases minérales. Les formules structurales des amphiboles ont été calculées à l’aide de la feuille de calcul Microsoft

Excel™ « Ampclass » (Esawi, 2004). Elles sont quant à elles de composition assez variée (fig. 5), elles embrassent le champ des hornblendes, tschermakites, ferrohornblendes et ferrotschermakites. De plus, cinq analyses sont caractérisées par la somme $(Na + K)_A \geq 0,5$ et correspondent donc à des ferro-edenites et à des hastingsites. Le plagioclase est homogène. Il varie de An_{33} à An_{36} .

Structure. Cette roche à grain grossier est peu structurée. La déformation planaire n'est pas très pénétrative, on retrouve toutefois un alignement des amphiboles selon une linéation de 30° au N330. Cette linéation est celle que l'on retrouve dans toute la série.

Géochronologie. Un échantillon (DH68) de cette gabbro-diorite a fait l'objet d'une datation par la méthode U-Pb sur zircons. Les zircons de cette roche sont particulièrement abondants, limpides et bien cristallisés. La majorité des analyses se situent autour de 350-360 Ma. La légère dispersion des analyses est attribuée à quelques pertes de Pb radiogénique malgré la qualité des grains. Un âge moyen a alors été calculé à partir des analyses les moins perturbées à **358 ± 3 Ma**. Il existe trois analyses conduisant à un âge sensiblement plus jeune, vers 320 Ma. Elles correspondent toutes à des bordures de grains enrichis en U.

Le même échantillon a fait l'objet d'une datation par la méthode Ar/Ar sur amphibole. Le dégazage de cet échantillon (fig. 7) se caractérise par de nombreux petits paliers qui expulsent à chaque fois une faible quantité d'Ar, et par deux paliers qui contiennent à eux seuls plus de 60 % de l'Ar expulsé.

Les paliers 1 et 2, considérés comme dus au dégazage de phases d'altérations ou d'impuretés, ne sont pas pris en compte. Les paliers 3, 5, 7 et 9 sont peu importants et ont des âges relativement peu éloignés : $300,5 \pm 3,2$; $308,3 \pm 2$; $305,3 \pm 1,1$ et $307,8 \pm 1,7$ Ma respectivement. Les paliers 4 et 8 livrent des âges plus anciens : $329,3 \pm 5,8$ et $342,5 \pm 2,1$ Ma respectivement. Enfin, les paliers 6 et 10, qui contiennent la majorité de l'argon expulsé, livrent des âges à $322,1 \pm 0,4$ et $316,5 \pm 0,3$ Ma.

Un âge plateau ne peut pas être défini ici. Toutefois, les paliers 6 et 10 correspondant à l'expulsion de 68 % de l'argon, permettent de donner une estimation de l'âge de refroidissement à 319 ± 3 Ma. Cet âge est discuté dans la synthèse géologique régionale au paragraphe « L'anomalie thermique fini-Carbonifère ».

δ. Amphibolite. Ces roches forment trois pointements sur la carte, l'un est situé à l'Ouest de Saint-Pardoux-le-Vieux (série d'Ussel), où sont présentes de nombreuses volantes ; l'autre est situé au Nord-Est de Savennes, quelques bons affleurements existent. Le dernier est situé au fond des gorges du Chavanon et est intercalé au sein du granite de Savennes. Notons que L. Raimbault (1984)

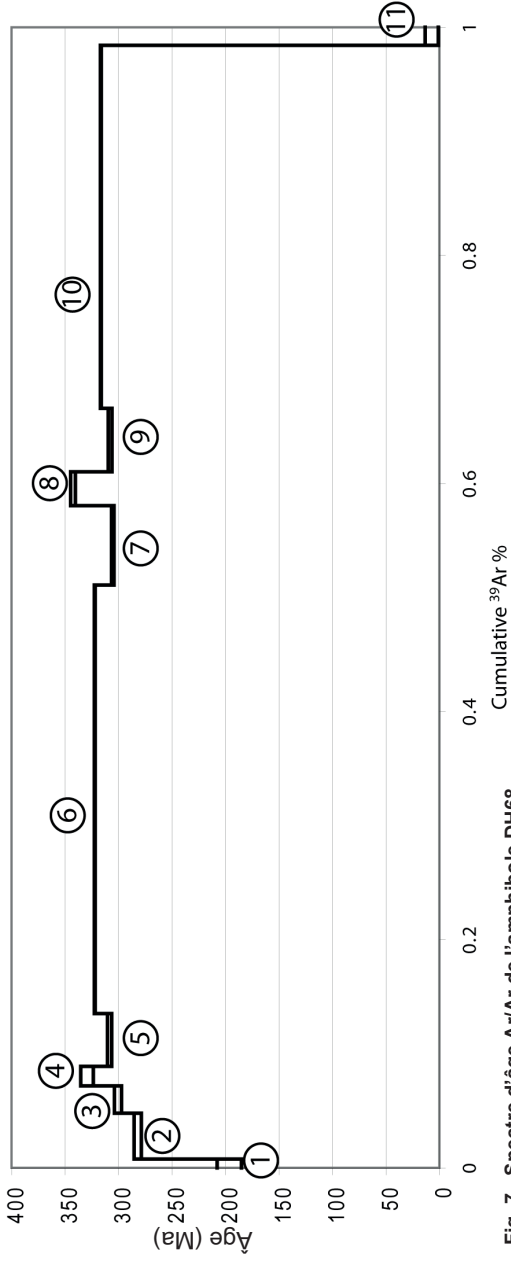


Fig. 7 - Spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DH68

avait décrit la présence d'un boudin d'amphibolite à antophyllite dans les gneiss métatectiques de la série d'Ussel au Nord de Saint-Germain-Lavolps.

L'amphibolite de Pradelles (DI35) est intercalée dans la zone de contact entre le granite de Savennes et les micaschistes du Chavanon. Sa puissance est au plus plurimétrique. C'est une roche très dense, sombre à grain millimétrique, à patine sombre, couverte de lichens, à cassure noire, à grain millimétrique. Le plan de foliation, parsemé de taches de couleur rouille, est bien marqué par l'alignement de petites amphiboles aciculaires de 1 à 3 mm de longueur maximum. Elles sont très brillantes, vert sombre à noires. Des fractures sont jalonnées de placages blanchâtres à aspect soyeux, il s'agit probablement de carbonates.

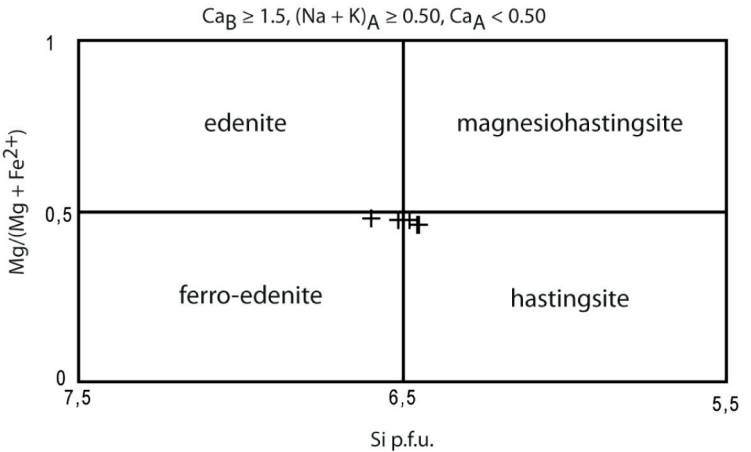
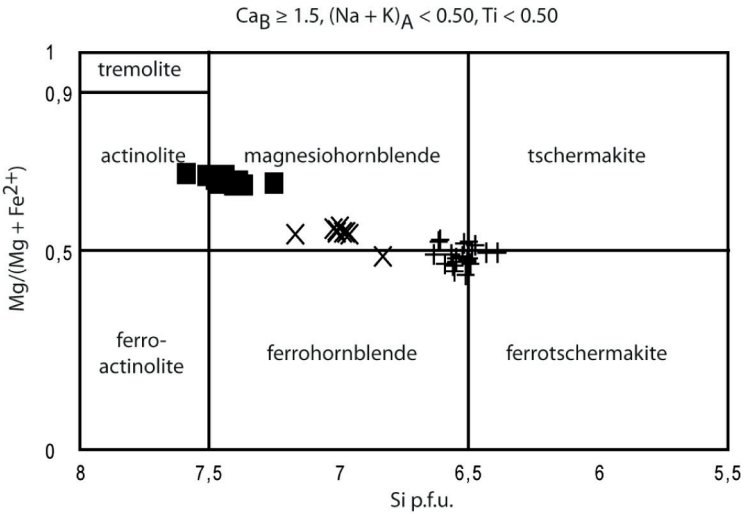
En lame mince, la foliation est marquée par des amphiboles étirées, qui constituent environ 50 % de la roche. Le plagioclase, xénomorphe et séricitisé, représente globalement l'autre moitié de la roche. La titanite est très abondante. On observe quelques rubans de quartz.

Caractérisation des phases minérales. Les formules structurales des amphiboles ont été calculées à l'aide de la feuille de calcul Microsoft Excel™ « Ampclass » (Esawi, 2004). Elles se projettent sur le joint entre magnésiohornblende et ferrohornblende (fig. 8). Elles sont groupées, il n'a pas été possible de mettre en évidence de zonation.

Structure. La roche présente une foliation faiblement pentée vers le Nord-Ouest portant une linéation d'étirement orientée en moyenne au N330. Sa déformation est beaucoup plus pénétrative que dans l'échantillon DH68. Le seul affleurement de cette roche n'autorise pas d'étude structurale approfondie.

Géochronologie. Un échantillon (DI35) de cette amphibolite a fait l'objet d'une datation par la méthode Ar/Ar sur amphibole. Cet échantillon présente une succession de paliers assez groupés (fig. 9).

Le palier 1 correspond vraisemblablement au dégazage de phases mineures telles que des minéraux d'altérations ou des impuretés restées lors de la préparation de l'échantillon. Le palier 2, qui contient environ 10 % de l'Ar expulsé, livre un âge de $328,9 \pm 2,8$ Ma. Les paliers 3, 4 et 5 qui contiennent à eux seuls environ 60 % de l'Ar expulsé ont des âges qui sont identiques aux barres d'erreur près : $352,3 \pm 0,3$; $351,6 \pm 0,7$ et $353,4 \pm 0,8$ Ma. Notons que le palier 9 livre la même information, avec un âge à $341,4 \pm 3,1$ Ma. Les paliers 6 et 7, qui contiennent environ 10 % de l'Ar expulsé, livrent des âges légèrement plus jeunes, $347,5 \pm 1,3$ et $348,9 \pm 1,4$ Ma respectivement. Enfin, le palier 8, qui contient environ 15 % de l'Ar expulsé, livre un âge plus ancien, de $367 \pm 0,5$ Ma.



- X Amphibolite de Pradelles ■ Amphibolite de Saint-Pardoux-le-Vieux
+ Métadorite orientée de Savennes

Fig. 8 - Classification des amphiboles d'amphibolites de la carte d'Ussel (Leake, 1978 ; Leake et al., 1997)

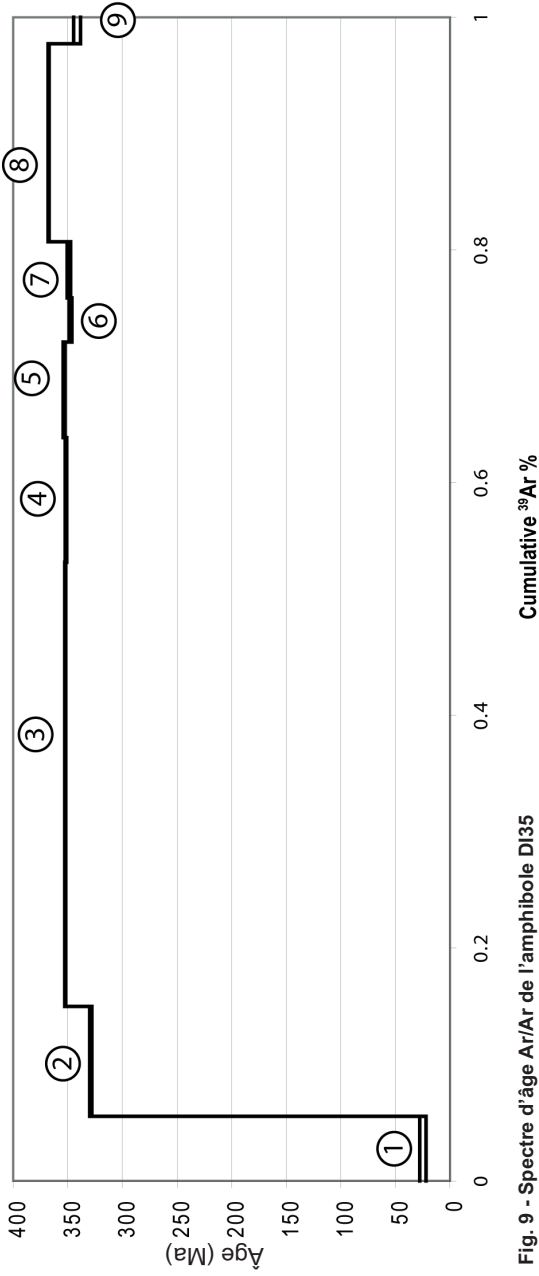


Fig. 9 - Spectre d'âge Ar/Ar de l'amphibole DI35

L'âge plateau est défini par les paliers 3 à 7, qui correspondent à l'expulsion de 65 % de l'argon et permettent de fixer un âge à 350,7 +3,5/-4,5 Ma.

L'amphibolite de Saint-Pardoux-le-Vieux est une roche qui se présente en blocs arrondis à patine sombre, à cassure vert sombre. Le grain est millimétrique, on observe un assemblage de cristaux d'amphibole.

En lame mince, l'amphibole prédomine. Celle-ci est vert clair, peu pléochroïque, en grands cristaux xénomorphes lobés, associée à du plagioclase séricitisé. Les opaques sont abondants mais les minéraux accessoires, et notamment la titanite, semblent quasiment absents.

Caractérisation des phases minérales. Selon la classification de l'IMA (Esawi, 2004 ; Leake, 1978 ; Leake *et al.*, 1997), les amphiboles de cette roche sont des actinolites et des magnésiohornblendes (fig. 5). Les analyses ponctuelles réalisées à la microsonde sur différents grains de feldspath montrent une gamme de variation importante, de An₅₁ à An₈₄. Comme ces valeurs correspondent à des mesures isolées sur de petits cristaux, il est impossible de préciser si elles reflètent une zonation ou plusieurs générations de plagioclases.

G. Gneiss à grenat-sillimanite-kyanite de Feyt. Ces roches affleurent au village de Feyt et dans ses alentours, où elles forment de petits septas ou boudins, d'échelle pluridécimétrique emballés dans un encaissant métatectique voire diatectique. Ce sont des roches non migmatitiques, à patine rouille et cassure assez claire. Elles sont grenues, à grain fin, équantes, et leurs minéraux sont peu aisés à identifier à la loupe. On distingue essentiellement de tous petits feldspaths et des grenats inframillimétriques.

En lame mince, le grenat est très abondant, subautomorphe, en contact avec le quartz, le plagioclase ou le feldspath potassique. Les plagioclases sont xénomorphes à subautomorphes, à inclusions de quartz, biotite et grenat. Le feldspath potassique, perthitique, forme des plages xénomorphes. Le quartz est xénomorphe, à contours lobés. La sillimanite prismatique est abondante, elle s'observe également sous forme de fibres et éclate fréquemment en gerbes. Elle est souvent associée à la biotite. Le kyanite est fréquent, en petits prismes parfois maclés. La biotite présente quelquefois des formes lobées, ce qui pourrait indiquer que ces roches ont subi une fusion partielle (Sawyer, 2001, 2008).

Caractérisation des phases minérales. Les grenats de ces gneiss sont faiblement zonés, ils correspondent à la composition moyenne Alm_{0,62}Pyr_{0,30}Sps_{0,02}Grs_{0,06}.

Géochimie. L'étude géochimique (voir au chapitre « géochimie ») de cette roche, couplée à l'étude pétrographique détaillée (Thiéry, 2010), suggère un caractère restitue vis-à-vis de l'anatexie.

Structures. Cette roche montre une foliation faiblement pentée portant une linéation d'alignement de minéraux, discrète, souvent absente de direction N320-140.

Géochronologie. Un échantillon (DG40, coordonnées en annexes) a fait l'objet d'une datation par la méthode isotopique U-Pb sur zircon (microsonde ionique SHRIMP, RSES, ANU, Canberra). Les zircons de cette roche sont nombreux et généralement de bonne qualité. Une majorité des zircons sont datés à 552 ± 5 Ma. Il existe une seule analyse conduisant à un âge Hercynien (338 ± 3 Ma). Cet âge est significatif car il est bien défini et parfaitement concordant (pas de Pb commun). Il a été obtenu sur un bord de grain recristallisé. Par ailleurs, des âges protérozoïques à archéens ont également été identifiés sur des analyses concordantes ou légèrement discordantes. L'interprétation est délicate, le caractère restitue de cette roche (Thiéry, 2010) vis-à-vis de l'anatexie rend impossible l'identification du protolithe et donc de la signification des âges hérités. L'âge à 338 ± 3 Ma rend vraisemblablement compte de l'enregistrement d'un épisode anatectique dans cette lithologie. Cet épisode est par ailleurs reconnu dans la série du Chavanon (diatexites leucocrates de type Cellette).

ζK. Volantes de gneiss à grenat-cordiérite-sillimanite de Bigoulette.

Ces roches n'ont qu'un gisement très limité autour du lieu-dit « Bigoulette », situé à environ 3 km au Nord d'Eygurande. Elles n'affleurent pas et n'ont été observées qu'en pierres volantes, mais sont figurées ici compte-tenu de leur minéralogie intéressante. Elles ont une patine rouille et une cassure sombre, ainsi qu'un grain assez grossier. Structuralement, ces gneiss se situent au niveau du contact entre les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite de l'unité de Guéret et les lames de Lamazière-Haute.

Elles se présentent sous forme d'un gneiss bien folié. La foliation, nette, est marquée par de la cordiérite associée à de la biotite xénomorphe millimétrique, en lits millimétriques. Celle-ci moule des grenats rouge sombre globuleux, localement abondants, de 1 mm de diamètre, pouvant atteindre 5 mm. Le quartz, xénomorphe, est difficile à distinguer à la cassure. Les feldspaths sont verdâtres, xénomorphes, étirés dans la foliation.

En lame mince, la foliation est à biotite xénomorphe et sillimanite prismatique, également marquée par de nombreux opaques. Les grenats sont arrondis, craquelés, à inclusions de biotites et d'opaques. Ils ont fréquemment un cœur trouble, riche en fines inclusions d'opaques, et une périphérie saine. Le plagioclase est subautomorphe le plus souvent, parfois xénomorphe. Le quartz forme des plages interstitielles xénomorphes assez peu recristallisées. Le

feldspath potassique est peu abondant, en plages perthitiques à inclusions de quartz globuleux, d'un peu de sillimanite, de biotite et d'opaques. La cordiérite est en plages étirées à inclusions de sillimanite.

Caractérisation des phases minérales. Les grenats de ces gneiss sont légèrement zonés. Ils sont composés à 75-85 % d'almandin, 5 à 17 % de pyrope, 2 à 5 % de spessartine et 2 à 5 % de grossulaire. Le cœur est plus riche en almandin et plus pauvre en pyrope que la périphérie, l'ordre de grandeur des variations est de 5 % (10 % au maximum).

Structure. La roche présente un débit planaire régulier.

M²Y. Complexe granito-migmatitique de la carrière des Combes. Cette entité géologique, située dans la série d'Ussel, est d'extension très réduite. Elle correspond peu ou prou à l'étendue de la carrière des Combes à Lignareix, 8 km au Nord d'Ussel. Les types pétrographiques sont étroitement imbriqués et ne permettent pas de distinction cartographique fine. D'autre part, la fraîcheur de la roche, du fait d'une exploitation intense, est inhabituelle pour cette région et se révèle perturbante. Structuralement, ce massif est situé dans la série d'Ussel à proximité de la limite nord-est du granite d'Ussel et de son encaissant gneissique, ainsi que des diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite.

On peut définir trois types pétrographiques au sein de ce massif :

– Un granitoïde gris à patine et cassure très claires, à aspect saccharoïde. On peut y observer des paillettes éparses de muscovite xénomorphe millimétrique. La biotite, xénomorphe, est peu abondante. Le quartz est en plages xénomorphes.

En lame mince, le quartz est xénomorphe, le plagioclase est xénomorphe, localement subautomorphe, séricitisé. Les biotites sont peu abondantes et séricitisées. On observe en abondance de tous petits grenats xénomorphes.

– Un ensemble de migmatites hétérogènes diatectiques. On peut mettre en évidence une multitude de leucosomes, évoquant des injections de granitoïdes en feuillets. Pris dans cet ensemble métatectique s'observent des schlieren allongés, de quelques millimètres de largeur, pouvant atteindre une dizaine de centimètres de longueur. Les leucosomes isolent localement des blocs anguleux de taille variable, de quelques centimètres à 20-30 cm, d'un matériel mélanocrate finement grenu (inférieur au millimètre). Le contact entre ces blocs et le leucosome est localement souligné par une fine bande surbiotitique. Enfin, mêlés à ces corps mélanocrates s'observent, un peu moins fréquemment, des « enclaves » ayant probablement valeur de protolithe : il s'agit de gneiss rubanés, finement grenus.

En lame mince, le matériel le plus mélanocrate est composé majoritairement d'amphibole. On peut mettre en évidence deux générations : l'une presque incolore (jaune pâle) et faiblement pléochroïque, l'autre orangée, polarisant en

gris-jaune-rouge. La trame est composée d'un minéral entièrement transformé en petits micas blancs, il s'agit probablement de plagioclase séricitisé.

– Imbriqués dans cet ensemble s'observent ponctuellement des granitoïdes d'anatexie à nodules de cordiérite (type « anatexites d'Aubusson »).

En lame mince, les nodules de cordiérite de ce type pétrographique sont similaires à ceux que l'on observe dans les migmatites de type Aubussonite : la cordiérite forme de grandes plages pœcilitiques à inclusions de quartz et d'un peu d'opaques.

Caractérisation des phases minérales. Les grenats du granitoïde sont constitués à 90 % d'almandin, un peu de pyrope et de spessartine, et très peu de grossulaire.

MŸ. Diatexite grenue, saccharoïde, de la Cellette-la Borie. Cette lithologie est commune aux séries d'Ussel et du Chavanon, c'est toutefois dans cette dernière qu'elle est la plus représentée et qu'elle affleure le mieux.

Quelques petits massifs épars sont présents dans la série du Chavanon. De très bons affleurements existent au niveau du centre hospitalier de la Cellette, situé à la limite est de la carte, à l'Est d'Eygurande, ainsi que le long de la petite route qui part de cet hôpital pour rejoindre le plateau. Concernant la série d'Ussel, une ancienne petite carrière située près du hameau de la Borie à l'ESE de Sornac (voir itinéraire) permettra de l'échantillonner. Enfin, cette roche est présente en forêt de Mirambel, mais uniquement sous forme de volantes.

Il s'agit d'une roche massive, très dure, à patine rose ou brune et à cassure rose. Macroscopiquement, l'aspect est grenu saccharoïde du fait d'un grain fin équant. La biotite est peu présente, étirée et marque plus ou moins une fabrique ; elle forme des lits très discontinus avec un aspect de pointillés espacés de 2-3 mm. Celle-ci est très délicate à lire, compte tenu de la patine très lisse de la roche et de la faible abondance des minéraux qui la marquent. Le grenat peut être présent, sous forme de petits cristaux globuleux inférieurs au millimètre. Localement, la roche se charge en schlieren biotitiques ainsi qu'en fragments résiduels du protolithe (« schollen » de métapélites). Enfin, l'imbrication avec d'autres migmatites est souvent visible, ce qui complique la cartographie.

En lame mince, le quartz, prépondérant, est assez sain. Il a des contours lobés. Le plagioclase est abondant, séricitisé, subautomorphe, à inclusions de quartz. Le feldspath potassique forme des plages perthitiques à inclusions de quartz. Les myrmékites sont rares. La muscovite peut être présente. Quelques petits grenats sont présents localement, ils sont globuleux et fréquemment à inclusions de biotite.

Géochronologie. Un échantillon (DG96, coordonnées en annexes) de cette diatexite a fait l'objet d'une datation par la méthode chimique U/Th/Pb sur

monazite (microsonde électronique CAMECA SX 50, BRGM) et par la méthode U/Pb sur zircon (microsonde ionique SHRIMP, RSES, ANU, Canberra).

La monazite est très abondante dans cette migmatite. les grains sont de très grande taille (souvent plus de 500 μm). Un âge moyen à 349 ± 4 Ma est déterminé, interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite.

Les zircons sont allongés et plutôt de grande taille (200 à 300 μm). Ils sont généralement limpides et de bonne qualité. 44 grains ont été montés en section polie. 19 analyses ont été effectuées sur 16 zircons différents. Ils ont une composition très variable (rapport Th/U de 0,01 à 1). Sept analyses donnent un âge **Ordovicien à 471 ± 5 Ma**, que l'on peut interpréter comme l'âge de mise en place du protolithe de cette diatexite. Neuf analyses effectuées sur des sommets de grains donnent un âge hercynien à **339 ± 3 Ma, interprété comme l'âge de mise en place de cette diatexite.**

Structures. Ces diatexites de type Cellette-la Borie sont différentes des autres migmatites de la formation du Chavanon par leur aspect grenu, à texture aplitique homogène, non ou peu folié. Leur foliation S1 et leur linéation Lm1 sont mal exprimées. C'est sur les schlierens que les mesures de la linéation, en moyenne N305, et de la foliation ont pu être réalisées. La foliation est orientée principalement selon une direction NW-SE, elle ondule cartographiquement soit vers le Nord soit vers le Sud. La linéation présente la même attitude que précédemment, elle n'est pas dispersée par le plissement post S1, certainement homoaxial. Ces roches forment de véritables massifs à bordure étroitement imbriquées avec les autres lithologies, ceci est observable dans de bonnes conditions d'affleurement sur la petite route qui surplombe le centre hospitalier de la Cellette.

M ζ ¹. Métatexites très phylliteuses de Bellechassagne. On observe ce type pétrographique dans la série d'Ussel. Elle forme des lentilles concordantes avec les gneiss qui l'encaissent. Ce sont des gneiss très fortement phylliteux (beaucoup plus phylliteux que les autres gneiss) à biotites millimétriques disposée dans une foliation fine. Des touffes de sillimanite sont localement abondantes et se démarquent bien des lits biotitiques. La muscovite peut être présente. De fines veines de leucosomes à grain fin (1 mm) sont présentes mais peu abondantes.

ζ _b¹-s. Gneiss à biotite-sillimanite (cordiérite) de Saint-Germain-Lavolps. Cette série monotone, située dans le quart sud-ouest de la feuille (série d'Ussel) consiste en des gneiss à biotite-sillimanite et parfois cordiérite. Nous n'avons pas pu mettre en évidence lors de nos levés toutes les différentes lithologies décrites par L. Raimbault (1984). Les contrastes entre roches altérées et roches saines (rarement rencontrées) ne facilitent pas la cartographie.

Il s'agit de gneiss phylliteux généralement à grain fin. Le quartz et les feldspaths sont millimétriques, il n'existe pas de faciès œillés. La foliation est biotitique, régulièrement espacée (2-3 mm).

Une surcharge a été ajoutée à la carte afin de représenter les **faciès anatectiques**. Très localement, on observe un passage à des intercalations métriques de diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite. Toutefois, celui-ci n'a jamais été observé très clairement sur une coupe continue.

De petits niveaux de skarn à grenat, pyroxène et opaques (pyrite ?) ont été observés dans la vallée de la Diège. Ils forment des boudins pluridécimétriques, massifs, denses et très durs. Ils n'ont pas été représentés sur la carte.

En lame mince, la foliation macroscopique apparaît fréquemment comme étant composée de cordiérite intégralement pinitisée, ce qui permet de compléter l'observation macroscopique car l'altération poussée entraîne une difficulté dans l'appréciation de ce minéral. Les opaques sont fréquents voire abondants dans la foliation. La biotite est très fréquemment chloritisée ; elle contient alors des inclusions de rutile sous sa forme sagénite.

Structures. La faible densité d'affleurements dans la série d'Ussel ne facilite pas l'étude macrostructurale. La foliation est globalement orientée selon une direction NW-SE et pend soit vers le Nord-Est, soit vers le Sud-Est.

$P_{\zeta_b-sM}^1$. **Paragneiss métatectiques à biotite-sillimanite de la Barricade**. Ces gneiss affleurent bien dans la vallée de la Barricade, ainsi que dans les gorges du Chavanon au Sud-Est de Monestier-Merlines. Ce sont des roches sombres qui se débitent selon les plans micacés. Elles sont souvent grossièrement rubanées ou présentent des lentilles très claires, étirées et boudinées, de longueur pluricentimétrique.

Le type pétrographique est constitué d'une trame quartzo-feldspathique et micacée à grain fin (1 mm). Les lits micacés sont continus et d'épaisseur variable, de 1 à 5 mm. La sillimanite est très abondante, en fines fibres soyeuses blanches voire rosâtres, associées à la biotite. Dans la foliation, elle peut former des lits d'un demi-millimètre de puissance et de plusieurs centimètres de longueur. Localement, elle forme de véritables amas pluricentimétriques, comme par exemple dans les gorges du Chavanon à l'Est de l'ancienne gare de Savennes. Les leucosomes sont irrégulièrement répartis et d'épaisseur très variable, allant de 1 cm à 2 m de puissance. Ceux-ci sont à grain très fin, quartzo-feldspathiques, à rares biotites et à fins grenats. Ils peuvent également prendre l'apparence d'un granitoïde à gros grain. Une surcharge a été ajoutée lorsqu'un secteur d'importance cartographique au sein duquel les leucosomes deviennent prépondérants (passage à un granite d'anatexie) a été observé.

En plus des marbres (voir ci-dessus), cette formation encaisse des couches métriques à plurimétriques de niveaux à silicates calciques. Il s'agit d'une roche massive, à grain très fin où les minéraux ne sont pas différenciables à l'œil nu hormis des biotites millimétriques. Cette roche, à débit en dalle, produit un son aigu au choc du marteau et est envahie de pyrite.

En lame mince, la sillimanite est abondante dans la foliation, sous forme de fibrolite, parfois microplissée, mais également sous forme de petits prismes dans les plagioclases. La cordiérite, lorsqu'elle est présente, est subautomorphe. Le quartz est globuleux ou en petites plages, peu recristallisé. Les feldspaths potassiques sont peu abondants et xénomorphes. Les opaques sont disséminés dans toute la roche.

Les niveaux à silicates calciques présentent un rubanement fruste, avec des niveaux à quartz et biotite baignant dans une trame entièrement séricitisée (il s'agit probablement d'anciens plagioclases). Le quartz est sous forme de grains, dans les niveaux plus épais il est rubané, à contours lobés. La titanite est assez abondante, disséminée mais concentrée dans certains niveaux. Les opaques sont abondants, parfois en assez gros granulés lobés, mais plutôt sous forme de tout petits grains formant des lits.

Structures. Ces roches sont localement intensément plissotées, en plis anisopaques d'amplitude centimétrique, décimétriques et métriques. Elles sont porteuses d'une linéation minérale d'alignement et d'étirement des minéraux principalement orientée au N315°-320°, faiblement pentée ; les axes de plis P2 post foliation sont sensiblement dispersés entre une direction 10° et N315 avec un pic de concentration plongeant de 30° au N340.

Au fur et à mesure que l'on s'approche de la zone de cisaillement de La Courtine, la foliation se verticalise et tend à s'orienter au N160, et des critères de cisaillement deviennent visibles. Une surcharge a été ajoutée sur la carte afin d'exprimer cette déformation.

ζ¹LM¹. Gneiss métatectiques à diatectiques leucocrates de Laroche-près-Feyt. Ces roches affleurent au Nord-Est de la feuille. Les conditions d'affleurement sont très médiocres, hormis dans les gorges de la Méouzette près de Laroche-près-Feyt. Ces gneiss correspondent aux gneiss de la Lignière sur la feuille de Felletin.

Ce sont des roches claires, de couleur beige ou gris clair, parfois rosée. Elles sont grenues, à débit planaire régulier, grossièrement litées. Elles se présentent sous forme d'un fond grenu fin dans lequel sont injectées des leucosomes quartzo-feldspathiques.

– *Le fond grenu* est essentiellement quartzo-feldspathique. Il présente une texture grenue isogranulaire qui donne aux gneiss l'apparence de

granitoïdes à grain fin (1 mm) à biotite orientée, et plagioclase parfois trapu 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 leucosomes quartzo-feldspathiques sont plus clairs que le fond grenu, car nettement moins biotitiques et à grain plus grossier (2 mm). De longueur pluridécimétrique 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 du Chavanon, sont intercalés dans ces gneiss leucocrates. On pourra observer ce phénomène le long de la petite route qui relie Feyt à Laroche-près-Feyt, au Nord des gorges de la Méouzette.

En lame mince, ces gneiss présentent une variabilité importante de compositions minéralogiques. 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.

Structures. 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 métatectique. 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, on observera le plus souvent des ondulations post foliales.

ζgM¹. **Gneiss gris métatectiques du Chavanon.** Cartographiés sous le nom de « gneiss gris de Chatonnier » sur la feuille de Felletin, ces gneiss prennent de l'importance sur la feuille Ussel. On trouvera de bons affleurements sur la plate-forme de l'ancienne voie ferrée Merlines-Bort, dans les gorges du Chavanon.

À l'affleurement, ces roches sont souvent couvertes d'une patine grise qui rend délicate l'observation des structures. Les types pétrographiques franchement quartzo-feldspathiques ont parfois une patine rosée, semblable à celle de la diatexite de la Cellette.

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 fruste et discontinue qui renferme parfois (rarement) des clastes de feldspaths potassiques de dimension pouvant atteindre 5 à 6 mm, supérieure 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 Laroche-près-Feyt par leur richesse en biotite (couleur plus grise de la roche), un grain plus grossier, la présence fréquente de clastes feldspathiques et l'abondance de petites veines de leucosome. Il faut toutefois noter que ces gneiss gris et les gneiss de Laroche-près-Feyt ne diffèrent pas fondamentalement l'un de l'autre et sont fréquemment imbriqués. Localement, on pourra observer des amas centimétriques à sillimanite-cordiérite dont la microtexture est assez semblable à celle des Aubussonites.

En lame mince, ces gneiss sont composées en quantité variable de quartz en cristaux xénomorphes engrenés, feldspath potassique en cristaux pœcilitiques avec quelques myrmékites, plagioclase en cristaux xénomorphes, biotite formant un litage fin discontinu, muscovite secondaire (rare), sillimanite (fréquente) en gerbes associées à la biotite, cordiérite en cristaux isolés ou en amas associés à la biotite et à la sillimanite avec lesquels elle constitue des amas réactionnels. Le grenat est fréquent en petites inclusions en gouttelettes dans le plagioclase. La biotite est fréquemment chloritisée.

Caractérisation des phases minérales. Le plagioclase des gneiss gris est un oligoclase An_{23-28} . Les grenats sont en moyenne composés à 75-80 % d'almandin, 8-16 % de pyrope, 7-12 % de spessartine et quasiment pas de grossulaire.

Structures. Ces roches montrent une foliation planaire très nette marquée par la disposition des minéraux, par leur étirement et par les leucosomes. Cette foliation est souvent replissée par des microplis anisopaques P2, parfois subisoclinaux et de direction mal réglée quoique préférentiellement orientée au Nord-Ouest, difficile à prendre du fait de la dureté de la roche (les charnières de plis n'apparaissent pas en relief sur l'affleurement). Une linéation minérale d'alignement et d'étirement de minéraux est parfois visible sur les plans de foliation. Elle est faiblement exprimée et de même direction que les plis P2.

M². Diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite (anciennement « Aubussonites ») – Série d'Ussel et série du Chavanon. Ces migmatites affleurent dans la série d'Ussel (où elles sont désignées sous le nom de « migmatites de Sornac » Martin, 1980) et en périphérie des granites du complexe magmatique de Guéret qu'elles encaissent.

Ce sont les mêmes roches observées dans les deux unités, elles feront donc l'objet d'une présentation unique. Elles occupent le sommet de l'édifice litho-structural de la région. On trouvera un historique sur ces roches dans J. Grolier, A. Lacour (1982).

Dans la série d'Ussel, ces roches affleurent bien le long de la D172 entre Sornac et La Courtine (anciennes carrières près de l'étang de Gioux). Dans l'extrémité méridionale de l'unité de Guéret qui se situe au Nord de la carte, les affleurements sont rares. À l'affleurement, ces anatexites présentent un aspect de granitoïde hétérogène équi-granulaire à grain fin (1,5 à 2 mm environ) localement assez sombre car très biotitique, et à plagioclase automorphe (trapus). Leur couleur est souvent rouille, parfois plus claire quand elle est moins biotitique. Leur aspect hétérogène est dû à la présence d'amas micacés plus ou moins abondants et surtout de nodules de cordiérite de forme ovoïde, bleu verdâtre, souvent noirâtre, de taille variable, allant de 5 mm à 2 cm. Dans ces nodules, la cordiérite est associée à un peu de biotite xénomorphe millimétrique. Pour un historique ainsi qu'une description illustrée de ces roches, voir V. Thiéry (2010).

En lame mince, la roche ressemble fortement à un granite à grain fin voire moyen (1 à 4 mm) : la texture est grenue, équi-granulaire, assez proche d'une texture magmatique. La paragenèse est principalement quartzo-feldspathique, à quartz très abondant en plages engrenées, à extinction roulante et localement sous grains), à plagioclase automorphe et trapu (de composition assez constante, An₂₀₋₂₁) et à feldspath alcalin peu abondant, sous forme de gros cristaux perthitiques ou de plages xénomorphes à inclusion de plagioclase. On y observe de la biotite millimétrique, plus ou moins abondante (elle peut être absente dans certains échantillons : on tend alors à des diatexites leucocrates saccharoïdes de type la Cellette). L'apatite et le zircon sont fréquents, et la sillimanite, rare, apparaît parfois imbriquée dans les amas biotitiques. **Les nodules de cordiérite** sont pœcilitiques, ils contiennent en abondance du quartz lobé, ainsi que de la biotite ; autour de ces minéraux, la cordiérite pœcilitique est disposée de manière « interstitielle ». La sillimanite a été (rarement) observée dans ces nodules. **La cordiérite automorphe** forme des prismes eux aussi pœcilitiques, englobant des grains de quartz et des plagioclases automorphes. Son habitus automorphe suggère son origine magmatique. De la biotite ceinture souvent la cordiérite ou est disséminée dans sa couronne. Du grenat, rare, est parfois présent en inclusions dans le plagioclase, il n'est pas en équilibre avec la paragenèse actuelle : il témoigne d'une paragenèse antérieure. Il se présente sous la forme de petites gouttelettes de 100 µm de diamètre environ. Ce grenat inclus dans le plagioclase présente la composition suivante : almandin 73-77 %, pyrope 8-14 %, spessartine 9-13 %, grossulaire 2 %.

Enfin, notons que l'altération de ces roches est en général assez poussée et s'observe bien en lame mince. La cordiérite n'est jamais fraîche, elle présente

fréquemment une teinte jaunâtre et est parfois même intégralement pinitisée. Les biotites sont chloritisées et contiennent alors des inclusions de sagénite.

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 bréchiques jalonnant le passage de failles.

Données géochronologiques : ces roches ont fait l'objet de plusieurs datations par A. Cocherie (BRGM) dans le cadre du levé des cartes géologiques de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2006) et d'Aubusson (Cartannaz *et al.*, 2007). Les échantillons proviennent des environs d'Aubusson. Les âges ont été obtenus par la méthode chimique U-Th-Pb total sur monazite. Ils sont relativement proches la formation de ces diatexites sur la période 379-363 Ma (Dévonien moyen-supérieur).

Lame granitique de Savennes, entre les gneiss et les micaschistes du Chavanon

γ^{3-4} . **Monzogranite à tendance granodioritique, localement folié, de Savennes.** Ce granitoïde affleure dans le quart sud-est de la feuille. Les affleurements sont pratiquement inexistant sur le plateau, hormis au plan d'eau du Béal des Roziers à Savennes. Pour trouver de bons affleurements, il faut emprunter des chemins forestiers au départ de Pradelles pour descendre dans les gorges du Chavanon.

Structuralement, cette intrusion marque le contact entre les micaschistes de la série du Chavanon au mur et les migmatites (type gneiss de la Barricade) au toit.

C'est une roche à patine sombre et à cassure bleutée qui forme des affleurements massifs sur les pentes de gorges du Chavanon. Quel que soit le faciès, le monzogranite de Savennes évoque systématiquement un granitoïde plus ou moins déformé. On peut subdiviser cette roche en trois types pétrographiques suivant la taille du grain :

- le type à grain fin, riche en biotite et d'aspect très sombre ;
- le type granitoïde grossier ;
- le type granitoïde porphyroïde.

Le type à grain fin a une patine marron et une cassure sombre. La biotite est abondante sous forme de paillettes xénomorphes millimétriques. La muscovite est abondante et très fine. Les cristaux de plagioclase et de quartz sont trop petits et xénomorphes pour être bien identifiables à l'œil nu.

En lame mince, ce type pétrographique montre une foliation à biotite et très fine fibrolite. De grosses muscovites peuvent être présentes. Le plagioclase est abondant, fortement zoné, en amandes. Le quartz forme des bandes nettement recristallisées localement, en sigma autour des blastes de plagioclase ; cette observation reste ponctuelle. Les biotites contiennent un peu de zircon et d'apatite.

Le type grossier a une patine et une cassure sombres. Le plagioclase est abondant, en petits cristaux de 1×2 mm. Le feldspath alcalin est un peu plus gros. Le quartz forme des bandes allongées. La biotite est xénomorphe, millimétrique. La muscovite, en fines paillettes, est abondante.

En lame mince, la foliation à biotite peut être chargée localement en muscovite. Les feldspaths potassiques sont moulés par la foliation ; ils contiennent en inclusion de la biotite chloritisée riche en sagénite, et du quartz. Les faciès très déformés montrent une intense recristallisation du quartz, des porphyroclastes de grenat, de la tourmaline pouvant être de bonne taille, ainsi que de la fibrolite dans le plan de foliation.

Le type porphyroïde est localement imbriqué avec les deux autres types définis ci-dessus. Le feldspath potassique forme de gros blastes centimétriques, présentant des queues de cristallisation allongées. Les plagioclases sont bien plus petits, automorphes, de 2×3 mm.

Structures. Ce granitoïde est peu déformé, hormis à son mur et à son toit où il montre une foliation régulière, orientée au N45°, pentée de 30-40° au Nord-Ouest, porteuse d'une linéation d'étirement NW-SE à N-S. Les critères de cisaillement associés à cette linéation (queues de cristallisation aux dépens des feldspaths alcalins) sont assez ambigus mais sont toutefois en faveur d'un cisaillement vers le Sud-Est ; des zones de cisaillement décimétriques peuvent également apparaître. Cette intrusion est également affectée d'une crénulation (plis d'amplitude plurimillimétrique) mais compte-tenu du grain assez grossier de la roche, celle-ci est peu marquée. La crénulation moyenne est de direction N345 avec un plongement moyen d'environ 20°.

Géochronologie. Un échantillon de ce granitoïde a fait l'objet d'une datation par la méthode U-Th-Pb sur monazite et xénotime (microsonde électronique CAMECA SX50, BRGM), et par la méthode isotopique U-Pb sur zircon (microsonde ionique SHRIMP, RSES, ANU, Canberra).

Les grains de monazite sont de grande taille, de 300 à 400 μm , dont beaucoup sont automorphes avec des bords bien nets. Les xénotimes sont automorphes et atteignent 300 à 400 μm , ils sont d'excellente qualité. Bien que d'aspect très homogène, ces monazites ont enregistré plusieurs événements. L'étape initiale de leur cristallisation se situerait à 369 ± 10 Ma ; l'étape la plus

récente semble datée conjointement par un grain de monazite et l'ensemble des grains de xénotime à $338 \pm 26/-22$ et 338 ± 32 Ma respectivement.

Les zircons sont très allongés et de grande taille (200 à 300 μm). Ils sont limpides et de bonne qualité. Trente-six grains ont été montés en section polie. 29 analyses ont été effectuées sur 12 zircons différents. D'un grain à l'autre, ils présentent une composition très variable (rapport Th/U variant de 0,02 à 1,2). On peut observer des cœurs protérozoïques : $1\ 889 \pm 29$ Ma, $2\ 204 \pm 22$ Ma. Les grains allongés dépourvus de cœurs et les extrémités de grains hérités donnent des âges hercyniens, mais l'on n'obtient pas d'âge unique. L'âge le plus représentatif est à 336 ± 3 Ma.

Unité du Millevaches

$g\gamma^{2L}$. **Leucogranite à biotite-muscovite du Millevaches (type Hyverneresse ou Lontrade)**. On observe ce type pétrographique en bordure de l'unité de Millevaches (il est également nommé « granite de Lontrade » dans la littérature) à l'extrême ouest de la carte. Les affleurements massifs de roche saine sont très rares. C'est un granite clair à deux micas allant du grain moyen au grossier, les variations de la taille du grain se font à l'échelle de l'affleurement. Le quartz se présente sous forme de grains moyens (2 à 5 mm) xénomorphes, plus ou moins globuleux de teinte grisâtre. Les feldspaths, principalement des orthoses, sont roses. Elles sont automorphes de taille moyenne à grossière allant de 3 mm à des phénocristaux pluricentimétriques dans les faciès porphyroïdes. Les plagioclases de taille moins importante (2 à 3 mm) sont subautomorphes et prennent une teinte blanchâtre à verdâtre à l'altération. La muscovite généralement subautomorphe est la plupart du temps de taille moyenne (2 à 4 mm), elle atteint exceptionnellement 1 cm. Son reflet brillant donne à la roche un aspect pailleté. La biotite est en quantité très variable dans ce granite et le plus souvent subautomorphe à automorphe (belles biotites hexagonales). Elle peut mesurer de 0,5 mm à 1 cm dans les faciès porphyroïdes. Son abondance variable donne naissance à des faciès plus sombres et des granites très clairs dans lesquels elle est extrêmement peu présente voire quasi absente. Les distinctions ne sont pas cartographiables du fait du manque d'affleurements.

En lame mince, la muscovite est fréquente, automorphe, parfois plus ou moins lobée. Le quartz est recristallisé en mosaïque. Les biotites sont peu abondantes et très altérées. De grosses orthoses maclées Carlsbad sont présentes, elles se présentent également en grandes plages, dans les deux cas elles sont très poëcilitiques : elles contiennent des lamelles de muscovite, des plagioclases abondants dont les plans de macle sont parallèles à l'allongement du cristal de FK qui les contient, des FK et des grains de quartz.

Structures. Sur la faible surface occupée par ce granitoïde sur la feuille Ussel, aucune étude structurale n'est envisageable, dans la mesure où les affleurements de ce granitoïde sont inexistant, la cartographie ayant été réalisée à l'aide des « pierres volantes ». Néanmoins, l'absence de déformation observée dans les pierres volantes ainsi que le passage brutal du granitoïde aux micaschistes suggèrent que celui-ci est intrusif dans la série d'Ussel. Cette hypothèse a déjà été formulée par L. Raimbault (1984).

ROCHES PLUTONIQUES

Lames granitiques de Lamazière-Haute, en relation avec la zone de cisaillement de La Courtine

Depuis les travaux de G. Bigonnet (1960) et ceux de D. Martin (1980), on désigne comme « granite de Lamazière-Haute » le massif polygranitique en « V » très ouvert qui affleure entre l'extrémité méridionale du massif de Guéret au Nord et la série du Chavanon au Sud.

Ce massif est complexe et assez difficile à cartographier du fait de la puissance fréquemment réduite des intrusions et d'un manque de continuité dans les affleurements. J.-C. Sudre (1959) mettait déjà en évidence plusieurs types pétrographiques, qui ont par la suite été simplement regroupés sous le vocable « Granite de Lamazière-Haute ». Des zones de mélange existent mais quatre types pétrographiques relativement tranchés peuvent être définis :

- la granodiorite du Puy Chabanier ;
- le monzogranite à tendance granodioritique du Bord ;
- le monzogranite mylonitique à grain moyen et porphyroïde de Grattadour ;
- le monzogranite à tendance granodioritique et à grain moyen, plus ou moins mylonitique, de Saint-Denis.

La lacune d'affleurements complique la vision des liens existant entre les intrusions granitiques et le couloir de mylonites.

γ_{3-4} My. Monzogranodiorite à grain moyen, mylonitique, de Saint-Denis.

Ce type pétrographique est défini d'après les affleurements de l'ancienne carrière de Saint-Denis au Nord-Ouest de La Courtinette, il prolonge la lame de monzogranite de Clairavaux – La Courtine sur la feuille de Felletin) ; il est très semblable au monzogranite mylonitique à grain moyen et porphyroïde de Grattadour sauf qu'il n'est pas porphyroïde et qu'il est beaucoup plus homogène. Sa patine et sa cassure sont claires.

Les plans C sont matérialisés par des lits de biotite inframillimétriques, régulièrement espacés tous les 1-1,5 cm. Les plans S sont plus ténus et sont

matérialisés par un mouchetage de biotite. Les porphyroblastes de feldspath potassique sont abondants. Ils ont une section carrée de 8 mm. Le quartz et le plagioclase sont xénomorphes et se présentent sous forme de petites bandes sigmoïdes au sein desquelles ils sont étroitement imbriqués.

En lame mince, le quartz est entièrement recristallisé, tout particulièrement dans les plans C. Un développement de muscovite s'observe, il paraît concerner d'avantage les plans S. Des queues de cristallisation se développent autour des FK.

Structures. Elles sont similaires à celles du monzogranite mylonitique de Grattadour (voir ci-dessus).

$\rho \gamma^{3-4}$. **Monzogranite porphyroïde mylonitique à grain moyen de Grattadour**. Ce type pétrographique affleure à La Courtine même (étang de Grattadour). À l'affleurement, il a une patine très sombre mais sa cassure est claire, avec un débit en écailles de poissons du fait d'une structuration en plans C et S. On observe des plans C très nets matérialisés par des lits de biotite inframillimétriques, irrégulièrement espacés tous les 5 mm - 1 cm, associés à des plans S plus ténus et matérialisés par un mouchetage de biotite. Les porphyroclastes de feldspath potassique sont de taille variable et irrégulièrement répartis dans l'échantillon. Ils mesurent dans l'ensemble de 5 mm à 1 cm, sont bien moulés par les plans S et peuvent atteindre 3 cm de longueur. Le quartz et le plagioclase sont xénomorphes et se présentent sous forme de petites bandes sigmoïdes au sein desquelles ils sont étroitement imbriqués.

En lame mince, la roche présente une trame grenue à clastes de plagioclases automorphes dans une matrice à quartz entièrement recristallisé en sous-grains, tout particulièrement dans les plans C. La cristallisation de muscovite secondaire est plus marquée dans les plans S. 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. La tourmaline, xénomorphe, est présente de manière accessoire.

Les conditions de déformation de cette roche se sont effectuées à haute température ($> 550^\circ$) 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. Les mesures des OPR du quartz par la méthode EBSD montrent que la température de la déformation se situe entre 700° et 400 °C (Gébelin, 2004).

Structures. Les plans de cisaillement verticaux C de direction N120 à N150°, d'espacement centimétrique, débitent facilement la roche en feuillets grossiers. La foliation S qu'ils recoupent a une direction N90 à 120. L'attitude globalement horizontale de la linéation dans ce granite déformé atteste d'un cisaillement dextre sans composante verticale.

γ^{3-4} . **Monzogranodiorite du Bord.** Ce type pétrographique affleure selon une bande étroite à l'Est de La Courtine, notamment au hameau du Bord. Il est très semblable au précédent. Cependant, il est moins sombre, du fait d'une teneur en biotite moins élevée. Les cordiérites sont nombreuses et se présentent en prismes trapus de 2 × 5 mm. Elles sont verdâtres à noires.

γ^4 . **Granodiorite porphyroïde orientée du Puy Chabanier.** Cette intrusion affleure au cœur de la zone de cisaillement de La Courtine ; cartographiquement elle forme une bande étroite et allongée mais prend de l'importance dans les environs de Lamazière-Haute. On peut également l'observer sous la forme de deux petites intrusions au Sud et au Sud-Ouest de La Courtine.

Ce type pétrographique est bleuté lorsque la roche est fraîche et présente un grain grossier, proche du centimètre. Sa texture est porphyroïde, les phénocristaux de feldspath potassique, beiges à blancs suivant l'altération de la roche, peuvent atteindre 1 à 2 cm. Les plagioclases sont plus petits (2 à 4 mm), blanc crème quand la roche est altérée. Le quartz est xénomorphe. Les biotites également xénomorphes sont fines, elles apparaissent en petites baguettes donnant un aspect de pointillés.

En lame mince, le quartz apparaît recristallisé en sous-grains. Le plagioclase est subautomorphe, à inclusions de quartz et biotite. Les biotites sont riches en inclusions de zircon et d'apatite. Le feldspath potassique forme de grandes plages perthitiques, à inclusions de plagioclase et biotites.

Structures. Les fabriques magmatiques mesurées dans les intrusions de ce type pétrographique sont concordantes avec la géométrie de ces intrusions, notamment dans le secteur d'Eygurande où la forme en « V » de la lame est soulignée par les trajectoires de fabriques. Toutefois, les deux branches du « V » sont caractérisées par un fort plongement de la foliation magmatique, qui pourrait suggérer un contact par faille compte-tenu également de l'aspect très linéaire de ce contact. Au Nord du « V », la foliation est modérément pentée vers le Nord.

Complexe magmatique de Guéret

γ_{bc}^M . **Monzogranodiorite porphyroïde à tendance granodioritique de Fréchamp.** On l'observe autour de ces deux villages, au Nord-Est de la carte, près du hameau des Allis du Haut, Fréchamp et Pierrefitte (4 à 5 km au Nord-Ouest d'Eygurande). Ce type pétrographique forme un massif linéaire (d'orientation NW-SE) intrusif dans les diatexites d'Aubusson qui prolonge le granite de Sainte-Feyre-la-Montagne appartenant au massif de Pontcharraud décrit sur la carte de Felletin (Rolin *et al.*, 2008). Ce granite est sombre à grain moyen voire fin et présente des phénocristaux d'orthoses gris automorphes atteignant 2 à 3 cm et donnant un aspect porphyroïde à la roche. Dans la trame de la roche, les feldspaths sont majoritairement des plagioclases qui sont généralement xénomorphes bien que parfois automorphes rectangulaires (1 à 2 mm). Le quartz est xénomorphe et les biotites abondantes sont xénomorphes et millimétriques. On distingue un peu de cordiérite subautomorphe assez altérée de 1 à 2 mm.

En lame mince, la cordiérite prismatique apparaît peu fréquente. La muscovite déchiquetée est abondante. Le plagioclase et le feldspath potassique sont porphyroïdes dans une trame où le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique sont xénomorphes, hormis le plagioclase qui peut parfois être cristallisé en baguettes.

Structure. Une fabrique planaire fruste de direction NW-SE, fortement pentée, marquée par l'orientation parallèle des minéraux plats est parfois discernable dans ce granite mais elle est souvent difficile à distinguer.

Massifs d'Ussel et de Meymac

Ces deux massifs affleurent dans le quart sud-ouest de la carte. Ils sont encaissés par les gneiss et micaschistes de la série d'Ussel ; sur la feuille « Meymac », le granite de Meymac est en contact avec le granite d'Égletons, qui est un granite porphyroïde qui lui est relativement similaire. Ils ont fait l'objet de nombreux travaux, et notamment le monzogranite de Meymac qui renferme des minéralisations à Bi, W et Sn.

Le granite de Meymac affleure en forme de demi-ellipse à convexité NE. Il apparaît en dépression sur la carte topographique, sa limite avec l'encaissant est soulignée par une rupture de pente assez importante. Le granite d'Ussel affleure en forme d'ellipse grossière orientée N140, au Centre Sud de la carte.

$m\gamma_{U}^{34}$. **Monzogranodiorite à grain moyen d'Ussel** (surcharge : type pétrographique porphyroïde). Notation ponctuelle $\hat{r}U$: type pétrographique « granite rose à grain fin ». Il a une patine assez sombre et une cassure bleue lorsqu'il est très frais (déblais de la mine des Farges). Il affleure bien dans la ville

d'Ussel même (quartier de Beauregard, rond-point de la N89 à la sortie sud-ouest de la ville).

C'est une roche à grain moyen (2 mm), riche en petites biotites xénomorphes de 1 mm de diamètre. Elle est riche en plagioclases, altérés en blanc crème, automorphes, de 2×3 mm voire 3×5 mm. Le quartz forme des petits globules millimétriques. Selon J.-F. Mezure (1980), la cordiérite peut être présente, mais nous ne l'avons jamais observée. Très localement à l'affleurement, on peut observer de grosses orthoses, à raison d'une tous les m^2 (la Tourette, 3 km au Nord d'Ussel).

Le **type pétrographique porphyroïde** a été représenté par une surcharge. Il forme localement des masses métriques au sein du massif, comme par exemple à la Tourette (3 km au Nord d'Ussel) mais il est localement d'extension telle que sa représentation cartographique est justifiée. Les différents auteurs ayant travaillé sur la région ont été confrontés au problème de la ressemblance entre le granite de Meymac et le type pétrographique porphyroïde du granite d'Ussel. Le quartz globuleux est caractéristique du granite de Meymac, c'est un critère fiable pour distinguer ces deux granites.

Le **type pétrographique « granite rose à 2 micas »** tel qu'il a été défini à la carrière du pont Tabourg au Sud d'Ussel, sur la feuille de Bort-les-Orgues, n'a été retrouvé qu'au sein d'une petite carrière artisanale abandonnée à Saint-Dézery. Il fait l'objet d'une notation ponctuelle sur la carte : *ſU*.

Les **enclaves** sont relativement abondantes, sous la forme de nodules surmicacés ovoïdes, de 2 à 10 cm (voir la description au granite de Meymac). L. Raimbault (1984) a échantillonné une enclave plurimétrique d'amphibolite (près du pont de chemin de fer sur la Diège à l'Ouest d'Ussel) qui se rattache géochimiquement aux amphibolites de la série d'Ussel.

En lame mince, la biotite est très riche en inclusions de zircon et fréquemment d'apatite, parfois de sagénite ; les clivages montrent fréquemment des cristallisations de prehnite. Le plagioclase est subautomorphe, zoné, séricité. Le feldspath potassique, perthitique, est peu abondant. Le quartz est xénomorphe, interstitiel. Rarement, on observe des cristallisations de muscovite secondaire.

Structurologie. Le granite d'Ussel étant relativement équant et assez finement grenu, l'orientation préférentielle des minéraux n'y est pas évidente à observer. Toutefois, la fabrique magmatique est localement bien marquée, notamment dans les secteurs nord et nord-est du massif. Elle souligne la forme de l'intrusion et est fortement pentée.

Référence	Méthode	Minéraux	Âge	Localisation
Bonhomme, Y. Vialette <i>in</i> Razafiniparany (1960)	Sr conv.	Biotite	339 Ma	
H. Faul, E. Jäger (1963)	Ar	Biotite	281 Ma	Carrière du Pont Tabourg, 2 km au Sud d'UsseI
Y. Vialette (1962)	Sr	Biotite	317 Ma	Route de Chaveroche à l'Ouest d'UsseI
			332 Ma	UsseI, quartier de Beauregard
			330 ± 3 Ma	Carrière de Saint-Dézéry
		Muscovite	391 ± 23 Ma	Carrière de Saint-Dézéry
Y. Vialette (1965)	Sr conv.	Biotite	330 ± 3 Ma 322 ± 8 Ma	
		Muscovite	392 ± 13 Ma	
M. Tourette (1967)	Sr par isochrone	Roche totale	459 Ma	
	Sr	Biotite	321 ± 14 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
	Sr	Muscovite	326 ± 8 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
	Sr par isochrone	Roche totale	319 Ma 459 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
	Sr	FK	430 Ma	
	Sr	Plagioclase	470 Ma	
J.-M. Cantagrel (1968)	Ar	Feldspath	295 ± 15 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
		Muscovite	317 ± 16 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
		Biotite	320 ± 16 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
		Roche totale	313 ± 16 Ma	Cataleau, Saint-Dézéry
Y. Vialette (1973)	Sr	Roche totale	395 Ma	
		Roche totale (granite rose)	325 Ma	Carrière du Pont Tabourg

Tabl. 2 - Synthèse géochronologique sur le granite d'UsseI, complété d'après M. Jébrak (1978)

Géochronologie. Un échantillon (DH60, coordonnées en annexes) a fait l'objet d'une datation par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite (microsonde électronique CAMECA SX 50, BRGM) et par la méthode isotopique U-Pb sur zircon (microsonde ionique SHRIMP, RSES, ANU, Canberra).

Pour la monazite, 22 grains ont pu être séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés). Ils sont de taille variable : de 150 à 250 μm . Presque tous sont corrodés en périphérie tout en conservant partiellement un caractère automorphe. Quatre-vingt-dix-huit analyses ont été effectuées selon des traversées sélectionnées. Cinq analyses conduisant à un total d'oxydes inférieur à 97 % ont été écartées. Trois analyses ont été statistiquement rejetées. Les 90 analyses restantes présentent des teneurs en Th relativement constantes entre 2,7 et 5,9 %, tandis que celles de U varient très largement entre 0,10 et 1,07 %. Ceci se traduit par une large variation du rapport Th/U et assure ainsi une bonne définition de la droite de régression dans le digramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$. Cette représentation graphique conduit à une droite de régression dont la pente est compatible avec celle de l'isochrone théorique, au moins dans la limite de l'incertitude sur cette pente, définie par l'enveloppe d'erreur. Les interceptes avec les axes sont comparables ($334 + 28-30$ et 368 ± 10 Ma) dans la limite des erreurs sur ces âges. La valeur du MSWD à 1,1 est inférieure à la limite théorique de 1,30 (Wendt et Carl, 1991) permettant de considérer cette population comme unique. L'âge moyen est calculé au barycentre des points, là où il est le mieux défini. Un âge moyen à 360 ± 5 Ma (2σ) est ainsi bien déterminé. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite.

Les zircons sont plutôt de grande taille (200 à 300 μm). 48 grains ont été montés en section polie. Ils sont très hétérogènes au niveau de leur forme : certains sont limpides et de bonne qualité malgré quelques inclusions, d'autres sont sombres et massifs. 15 analyses ont été effectuées sur 12 zircons différents. Les teneurs en U sont très variables : de 162 à 4 824 ppm et les rapports Th/U le sont également : de 0,06 à 1,87. Les analyses ne constituent pas une population homogène. De plus, elles sont très souvent affectées d'une contribution significative de Pb commun. **Statistiquement, on obtient deux populations distinctes** : l'une à 350 ± 4 Ma, l'autre à 328 ± 4 Ma. Deux hypothèses sont possibles : 1) l'âge à 328 Ma date la mise en place du granite et l'âge à 350 Ma est hérité, 2) la mise en place est datée à 350 Ma et les analyses autour de 328 Ma traduisent une perte partielle de Pb* radiogénique. Morphologiquement, les zircons allongés automorphes sont les plus jeunes, et traduiraient donc **la mise en place du granite à 328 \pm 4 Ma**. Enfin, notons des héritages à 595 ± 19 Ma, 1803 ± 20 Ma et $2\ 105 \pm 22$ Ma.

Rappelons que de nombreuses datations ont été effectuées sur le granite d'Ussel (tabl. 2). Celles-ci ont été effectuées par des méthodes parfois

abandonnées aujourd'hui (notamment les datations sur roche totale), mais il est intéressant de constater qu'un certain nombre d'entre elles est en accord avec la datation sur zircon. Signalons enfin des âges obtenus sur la lame de granite de Messeix, traditionnellement rattachée au granite d'Ussel, à 312 ± 14 Ma sur un granite gris et 265 ± 9 Ma sur un granite rose par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Bougnères & Vialette, 1970). Cette même lame de Messeix a été récemment datée à 326 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb sur zircon (Thiéry *et al.*, 2009).

$\rho\gamma\mathcal{M}$. **Monzogranite à grain grossier porphyroïde de Meymac.** Notations ponctuelles : type pétrographique à cordiérite, $r\gamma$ granite à texture Rapakivi. Ce granite affleure relativement bien mais est rarement frais compte tenu de sa taille de grain. De bons affleurements existent dans le secteur nord de Chaveroche. À l'affleurement, il est fréquemment recouvert de lichens. Sa patine est claire, les phénocristaux de feldspath potassique ressortent bien de la trame de la roche. Son grain est grossier. On constate qu'il est irrégulièrement porphyroïde : certaines passées sont très riches en feldspath potassique alors que d'autres en sont dépourvues. Cette variation s'observe à l'échelle de l'affleurement.

La taille des feldspaths potassiques est très variable, $8 \text{ mm} \times 2 \text{ cm}$, $1 \text{ cm} \times 2 \text{ cm}$, pouvant atteindre $1,7 \text{ cm} \times 6 \text{ cm}$. Exceptionnellement, des individus isolés peuvent atteindre une dizaine de centimètres. Ils sont généralement blancs, parfois roses. Ils baignent dans une trame à grain moyen, constitué de plagioclases automorphes de 3 mm d'allongement et de biotites fines, xénomorphes, de 1 à 2 mm de diamètre. Le quartz est globuleux, plurimillimétrique.

La cordiérite est peu fréquente (figurée en notation ponctuelle). Toutefois, sur de rares affleurements (Chaveroche, X = 593 966, Y = 2 064 264), elle est abondante et se présente sous forme de prismes verts de 2 mm d'allongement. La tourmaline est assez fréquente, semblant associée aux fractures. Elle peut pseudomorphoser les feldspaths potassiques, soit partiellement (miaroles de $3\text{-}4 \text{ mm}$), soit localement totalement. Il en résulte alors un granite dans lequel, à la patine, on observe des gerbes de tourmalines noires dans des fantômes de cristaux de feldspath potassique (box-work), ce qui donne un aspect tacheté à la roche (affleurements situés au niveau de la station de pompage au Nord-Ouest du cimetière d'Ussel). On la rencontre également en remplissage de fractures, qui peuvent atteindre plusieurs mètres de long et 5 cm d'épaisseur. Elle paraît spatialement associée aux pegmatites. L. Raimbault (1984) a analysé à la microsonde quelques tourmalines issues de poches intragranitiques, leur composition moyenne varie, de drav 55 schörl 45 à drav 43 schörl 57. Selon J.-F. Mezure (1980), il existe deux stades d'apparition de la tourmaline : un stade précoce où la schörlite cristallise de manière automorphe, et un stade tardif où elle cristallise aux dépens des feldspaths et de la biotite.

En lame mince, les biotites sont xénomorphes et très riches en zircon, elles contiennent également fréquemment de grosses apatites. Elles peuvent être chloritisées et contenir des inclusions de sagénite. Les plagioclases sont automorphes, zonés, séricitisés. Les feldspaths alcalins sont perthitiques, en grandes plages maclées Carlsbad, à inclusions de biotite, muscovite et parfois quartz globuleux. Les plagioclases présentent parfois une zonation concentrique, avec une extinction onduleuse. Des reliques de cordiérite peuvent être présentes sous forme de pinite, marquant la forme d'anciens prismes. Les opaques consistent en hématite et magnétite.

Les enclaves sont relativement abondantes. Les plus fréquentes sont des enclaves surmicacées qui apparaissent sous une forme elliptique, aux contacts tranchés avec l'encaissant. On observe également des enclaves dont le contact avec le granite de Meymac est diffus ; celles-ci se présentent sous une texture microgrenue porphyrique. L. Raimbault décrit des enclaves de plusieurs types :

- enclave quartzeuse (70-80 % de quartz) à biotite, plagioclase automorphe An₂₀, orthose, accessoires divers (zircon, monazites, ilménite, magnétite, tourmaline brune) ;
- gneiss alumineux rubanés ;
- nodules allongés de cordiérite, à inclusions de corindon et de sillimanite fibreuse.

En lame mince, les enclaves microgrenues se présentent sous la forme d'un assemblage de lattes de biotite, assez riches en inclusions d'oxydes, et de quartz globuleux, baignant dans une trame microgrenue à quartz et plagioclase (séricitisé). Les textures graphiques sont fréquentes. Les enclaves à texture microgrenue porphyrique sont à gros feldspaths potassiques à inclusion de biotite, dans une trame microcristallisée.

Faciès à texture Rapakivi $r\gamma$ (notation ponctuelle). Ce type pétrographique a été décrit par J.-F. Mezure (1980) et L. Raimbault (1984). Nous ne l'avons pas retrouvé à l'affleurement ; il a été observé à Mareilles (fig. 10) au Nord-Ouest d'Ussel et à Roumignac (au Sud d'Alleyrat). Une notation ponctuelle a été ajoutée sur la carte pour l'affleurement de Mareilles. Le cœur des feldspaths est constitué par du feldspath potassique perthitique, entouré d'une couronne d'oligoclase.

Géochronologie. Un échantillon (DH 63, coordonnées en annexes) a fait l'objet d'une datation par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite (microsonde électronique CAMECA SX 50, BRGM) et par la méthode isotopique U-Pb sur zircon (microsonde ionique SHRIMP, RSES, ANU, Canberra).

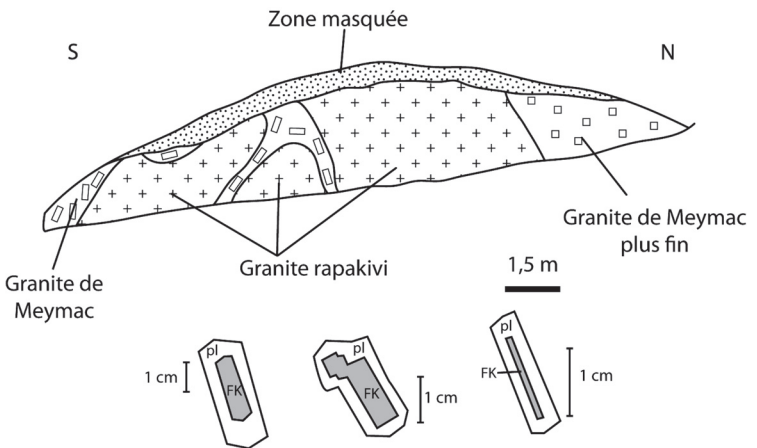


Fig. 10 - Affleurement de granite à texture Rapakivi de Mareilles et aspect des feldspaths, d'après Raimbault (com. perso.)

Les monazites sont de taille très variable : de 100 µm jusqu'à 500 µm pour les plus grosses. Elles sont automorphes à sub-automorphes avec des contours bien dessinés. Vingt grains ont été montés en section polie. Les contrastes de composition sont peu visibles à l'intérieur d'un grain, mais les différences de teneurs en U et Th sont importantes d'un grain à l'autre. Ainsi, on observe de grandes variations d'une analyse à l'autre : $0,06\% < U < 1,18\%$ et $1,8\% < Th < 9,7\%$. Cent-dix analyses ont été effectuées selon des traversées destinées à éviter tous défauts ou fractures identifiés au MEB sur 10 grains différents. Deux analyses conduisant à un total d'oxydes inférieur à 97 % ont été écartées. Deux autres analyses ont statistiquement été écartées. Les 106 analyses restantes sont hétérogènes en composition et permettent de bien contraindre la pente de la régression dans le diagramme isochrone $Th/Pb = f(U/Pb)$. La pente de la droite de régression est très proche de celle de l'isochrone théorique. Les interceptes avec les axes sont très voisins (346 ± 7 et $332 \pm 26-27$ Ma) dans la limite des erreurs sur ces âges. La valeur du MSWD à 1.1 est inférieure à la limite théorique de 1.27 (Wendt & Carl, 1991) calculée pour une population de 106 individus. On est donc en droit de considérer que la population des âges est unique malgré les importants écarts de composition chimique. L'âge moyen est calculé au barycentre des points, là où il est le mieux défini. On obtient donc un âge de 344 ± 3 Ma (2σ) interprété comme celui de la cristallisation de la monazite.

Les zircons sont de grande taille, 250 à 350 µm. Cinquante-quatre grains ont été montés en section polie. Douze analyses ont été effectuées sur 11 zircons différents. Les teneurs en U et Th sont parfois très élevées, pouvant notamment atteindre 3 755 ppm en U. Un grain hérité fournit, sur 2 analyses, un âge Ordovicien (475 ± 10 Ma). Deux analyses ont été écartées, l'une du fait d'une forte contribution en Pb commun, l'autre car elle s'écartait significativement de la population d'analyses. Les huit analyses restantes ont permis le calcul d'un âge bien défini à 324 ± 3 Ma, interprété comme l'âge de mise en place du granite.

Notons que le granite de Meymac avait fait l'objet d'une datation Rb-Sr sur roche totale à 295 ± 10 Ma (Talbert, Duthou, 1983). Les datations sur minéraux réalisées par Y. Vialette (1962) donnaient des biotites à 320 Ma, 322 ± 8 Ma et des muscovites à 323 ± 13 Ma, qu'il interprétait comme l'âge de cristallisation du granite (tab. 3).

Structurologie. Compte-tenu de sa richesse en grosses orthoses (MFK), le granite de Meymac a fait l'objet d'études structurales détaillées (Mezure, 1981) par analyse de l'orientation préférentielle des cristaux d'orthose : mesure de l'orientation de la face (010) des cristaux sur une centaine d'individus par affleurement. Les pendages sont relativement forts en bordure du massif et suggèrent des contacts granite-encaissant subverticaux. Les fabriques sont globalement parallèles aux limites du massif dans sa partie nord, mais au cœur il est difficile de reconnaître une organisation.

Référence	Méthode	Minéraux	Âge	Localisation
Y. Vialette (1962)		Biotite	320 Ma	Route de Saint-Angel à Chaveroche, 1 750 m au Nord de Saint-Angel
		Biotite	320 Ma	Carrière cote 618, vallée de la Diège, route de Chaveroche à Saint-Pardoux
		Biotite	322 ± 8 Ma	Route de Meymac à Alleyrat, carrière 200 m après le pont du chemin de fer
		Muscovite	323 ± 13 Ma	Id.
J.-C. Talbert, J.-L. Duthou (1983)	Rb-Sr	Roche totale	295 ± 10 Ma	Plusieurs échantillons répartis sur l'ensemble du massif

Tabl. 3 - Synthèse géochronologique sur le granite de Meymac

ROCHES EN FILONS OU EN MASSIFS D'EXTENSION LIMITÉE

γ^3 . **Syénogranite à grain fin, porphyroïde, à biotite et cordiérite, de Bécharias.** Ce type pétrographique affleure à quelques kilomètres à l'Est de La Courtine, dans le massif des Agriers (forêt de Châteauvert). Il est similaire au type pétrographique « syénogranite des Tours de Crocq », défini sur la feuille de Felletin.

C'est un granitoïde clair, porphyroïde, à grain très fin, équant. Il présente des orthoses automorphes de 2×4 mm, très abondantes, et des biotites subautomorphes pouvant atteindre un diamètre de 2 mm. La cordiérite est localement très abondante, sous forme de prismes subautomorphes de 2 mm de section et 5 à 6 mm d'allongement. Ces minéraux baignent dans une trame très fine (grain millimétrique à infra millimétrique) à biotite xénomorphe abondante, petits quartz globuleux inférieurs au millimètre.

En lame mince, ce type pétrographique présente de grandes plages d'orthose maclées Carlsbad, à inclusions de quartz et feldspaths plagioclases, ainsi que parfois de gros plagioclases zonés, automorphes, dans une trame grenue équante, riche en quartz globuleux. La muscovite, fine, est présente de manière éparse. La cordiérite forme des prismes pinitisés.

Peg. Pegmatites. Les occurrences de pegmatites, bien que réputées nombreuses dans le granite de Meymac, sont rares sur la feuille Ussel. Ces roches ont été observées entre Courteix et Lamazière-Haute, ainsi que dans les gorges du Chavanon, à la tête sud du tunnel de la Randonnière. Les principaux filons observés à l'affleurement ne dépassent pas 3 à 4 cm de puissance. Il s'agit d'une roche claire constituée de mégacristaux de muscovite subautomorphes pouvant atteindre 2 à 3 cm et des cristaux de feldspaths potassiques subautomorphes, ainsi que de grandes plages de quartz. La tourmaline est fréquente, en petits prismes automorphes, noirs, ne dépassant pas 1 cm.

ρ^2 . **Granite de Cousergues-Mareilles.** C'est un petit massif qui affleure au Nord-Ouest d'Ussel. Il présente deux types pétrographiques, l'un à grain fin, l'autre porphyroïde. Selon L. Raimbault (1984) qui en a réalisé l'étude, ce second type rappelle le granite apical de Neuf-Jours.

C'est une roche à grain fin équigranulaire, ou à phénocristaux de feldspath potassique dans le type porphyroïde, de quartz et de plagioclase (An_{20-16}). La biotite est peu abondante.

En lame mince, les minéraux accessoires sont : apatite, magnétite abondante, ilménite et arsénopyrite.

¶. Granite à grain fin du Cheix. Ce granite affleure sous forme d'un petit massif au hameau « le Cheix », 3 km à l'Ouest d'Ussel. Il a été rattaché au granite de la Védrenne (feuille « Meymac ») par L. Raimbault (1984) de par ses similitudes pétrographiques.

Le quartz est xénomorphe, le plagioclase (An_{20} à An_{24}) est zoné, la biotite chloritisée, le microcline perthitique. La cordiérite est automorphe ; la muscovite est primaire.

En lame mince, les minéraux accessoires sont magnétite, apatite, zircon, monazite et rutile.

¶. Granitoïde hydrothermalisé. Ces roches présentent généralement un gisement filonien de faible extension ; elles peuvent jalonner des failles. Elles ont une texture aplitique et une teinte blanchâtre. Elles sont fréquemment très altérées et se délitent facilement. Le quartz et le feldspath plagioclase sont les minéraux principaux. La biotite est millimétrique, xénomorphe, et fréquemment ceinturée d'une auréole de teinte rouille. Leur mode de gisement (association à des failles) est à l'origine de leur bréchification fréquente. Les fluides hydrothermaux ultimes sont, quant à eux, responsables de leur état d'altération.

¶. Microgranites porphyroïdes. Ces filons affleurent mal et ne sont bien souvent reconnus qu'en pierres volantes, toutefois, un bon affleurement existe à l'extrême sud-est de la carte, dans les gorges du Chavanon, où un tel filon a été mis à jour dans une grande carrière de micaschistes (carrière d'Arpiat).

Il s'agit de roches filoniennes à texture microgrenue porphyrique : des phénocristaux baignent dans une pâte aphanitique de couleur crème. On y distingue des quartz souvent automorphes de 2 à 4 mm, exceptionnellement 1 cm, des feldspaths potassiques automorphes de 3 mm à 1 cm, des plagioclases et quelques rares micas. Le filon d'Arpiat montre des feldspaths potassiques automorphes atteignant 2 cm de longueur. Le filon de Saint-Étienne-aux-Clos est riche en quartz xénomorphes à aspect macroscopique roulé.

En lame mince, on peut observer des phénocristaux de quartz subautomorphes, des feldspaths alcalins perthitiques subautomorphes, des plagioclases séricitisés automorphes, ainsi que des biotites très altérées. Dans le filon de Saint-Étienne-aux-Clos, on peut observer une texture sphérolitique.

¶. Aplites. Le granite de Meymac est assez riche en filons et petits massifs d'aprites, pas toujours représentables cartographiquement (filonnets de puissance décimétrique). Il s'agit de roches à grain très fin, à aspect saccharoïde, très claires. Elles peuvent contenir de la tourmaline, sous forme de tous petits cristaux millimétriques, qui donnent un aspect moucheté à la roche.

En lame mince, la tourmaline, quand elle est présente, est xénomorphe. La texture de la roche est grenue, à plagioclase automorphe et rare microcline.

Q. Quartz. Peu de grands filons sont présents sur la feuille « Ussel ». Le plus important est celui du Colomby, à l'Ouest de la feuille, jalonné de volantes de quartz sur environ 1,5 km. Des filonnets jalonnent le passage d'une faille importante au Sud-Ouest de Courteix ; enfin, des filons probablement importants existent en forêt de Mirambel, mais le couvert végétal limite leur appréciation. Ils se présentent majoritairement sous la forme de quartz laiteux bréchique non cristallisé ; toutefois, celui-ci est légèrement géodique en forêt de Mirambel. Les filons minéralisés n'ont pas pu être tous retrouvés (voir le paragraphe consacré aux gîtes minéraux).

ROCHES EFFUSIVES

H^a. Labradorite de Vedrine. Cette coulée est située à l'Est de la carte, et constitue le prolongement d'une effusion dont l'origine est à Messeix (feuille « Bourg-Lastic », Brousse, Tempier, 1981). Cette roche n'affleure pas et ne présente pas non plus de signature topographique marquée, mais elle est bien représentée par de nombreuses volantes, pouvant former éboulis dans les gorges du Chavanon. Macroscopiquement, elle se présente sous forme de boules décimétriques à patine bleu-gris. À la cassure, la roche est gris sombre ; d'abondants plagioclases en petites lattes baignent dans une trame où l'on ne discerne rien à l'œil nu.

En lame mince, la texture est microlithique porphyrique fluidale. De grosses lattes de plagioclase baignent dans une trame de petits plagioclases. Quelques olivines et pyroxènes sont présents. Les opaques sont surabondants.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

H. Formations sédimentaires d'âge indéterminé. Notation ponctuelle : blocs de quartz partiellement roulés. Ces formations ont été reconnues sur les précédentes éditions de la carte géologique à 1/80 000, ce qui nous a permis de nous guider dans leur localisation. Toutefois, de nouvelles localités ont été reconnues. Le contrôle sur le terrain a été effectué en avril 2008 par R. Wyns. Leur étendue est difficile à estimer compte tenu de la ponctualité des informations recueillies : les contours de la précédente édition de la carte à 1/80 000 ont été réutilisés. Notons que ces formations ne sont présentes qu'à l'Est de la carte.

Sur les très rares affleurements où ces formations ont pu être observées, elles se présentent comme un conglomérat polygénique à matrice argilo-sableuse

verdâtre à grise. La matrice contient de tout petits éléments quartzeux roulés ; les galets sont très altérés, de taille très variable (quelques centimètres à 20-30 cm), et de nature lithologique variée : granitoïdes, gneiss et quartz. Localement, de gros blocs de quartz (diamètre de 30-40 cm) vaguement émoussés ont été observés, mais jamais en place (accumulations en bordure de champs ou à la faveur de travaux) : Rastoix (X = 605 663, Y = 2 061 351), Pradelles (X = 613 318, Y = 2 063 570) et Confolent-Port-Dieu (X = 612 373, Y = 2 060 341). Ceux-ci ont été représentés sur la carte par un figuré ponctuel. Notons enfin que dans certains secteurs, ces formations semblent remaniées (mélange avec des altérites).

Une analyse DRX a été effectuée sur un échantillon provenant de la D105 à proximité de l'aérodrome d'Ussel-Thalamy (limite sud de la carte : X = 606 538, Y = 2 059 817). Les pourcentages estimés à l'aide des pics révèlent des teneurs de l'ordre de 59 % de smectite, 33 % de kaolinite et 8 % d'illite/micas. Cette dernière fraction est probablement héritée du socle. La kaolinite représente la fraction la plus dégradée, typique d'un profil d'altération et est donc pour cela probablement également héritée du socle. Toutefois, la smectite n'étant pas stable dans un profil d'altération, le sédiment étudié ici n'a donc pas subi d'altération notable et est ainsi postérieur au profil latéritique tertiaire.

Ces formations ont été rapportées au Stampien sur la carte géologique au 1/320 000 « Clermont-Ferrand » (Dhellemmes et Manivit, 1967), et à l'oligocène sur l'édition 1/80 000 (Roques *et al.*, 1965), sur la base de bois silicifiés et du spectre de minéraux lourds (zircons et monazites dominants).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

La mollesse des reliefs de la région couverte par cette coupure au 1/50 000, à laquelle se surimpose la rareté des cultures et donc des labours, est à l'origine d'une assez grande difficulté d'appréciation des formations superficielles. Celles-ci sont donc probablement largement sous-estimées.

Notons qu'en plusieurs secteurs des sables et argiles oligocènes étaient figurés sur la carte au 1/80 000 (Roques *et al.*, 1965), que nous avons réinterprétés en terme de formations sédimentaires H (voir ci-dessous) sans toutefois avoir obtenu d'arguments complémentaires.

RC. Colluvions quartzes résiduels. Ces formations se développent dans les zones où la roche saine est puissamment altérée et où les filons de quartz sont abondants. Leur désagrégation est à l'origine d'un vaste épandage de blocs anguleux de quartz laiteux, de toute taille (centimétrique à métrique). L'identification du substrat est souvent délicate, dans la mesure où les volantes sont constituées presque exclusivement de quartz. Cette formation est reconnue

en forêt de Mirambel, au Sud de la carte en limite de la carte de Bort-les-Orgues et dans le secteur du Colomby, où elle est alimentée par des filons de quartz semblant conséquents mais délicats à suivre.

E. Éboulis. Cette formation est limitée aux rares secteurs où le relief est prononcé : gorges du Chavanon, de la Barricade et bordure orientale du plateau de Millevaches. Il s'agit de blocs de tailles très variées (décimétriques à plurimétriques) pris dans une matrice meuble argilo-silto-caillouteuse. Ce type de terrain perturbe l'analyse structurale car il peut être parfois délicat de savoir si l'on est en présence de blocs en place ou éboulés. Les sols sont souvent assez bien développés sur ces terrains et sont alors couverts de forêts, on ne sait pas alors si on est sur le substrat ou sur des éboulis.

C. Colluvions de pente. Ces formations n'affleurent qu'à la faveur de talus récents ou de travaux forestiers, mais elles sont très bien développées. Il est délicat d'en estimer l'épaisseur ; celle-ci est au moins métrique, probablement supérieure en bas de pente. Quand l'épaisseur semblait faible (inférieure au mètre), ces formations n'ont pas été représentées.

On en observe dans la vallée de la Mazonne au Nord-Est de Courteix, ainsi qu'en bordure du Millevaches. Elles se manifestent sur les pentes, qu'elles soient bien prononcées ou non. On y observe des éléments centimétriques du socle pris dans une matrice argileuse ; ces formations sont sujettes à une lente reptation. Elles peuvent remanier des profils d'altération, des contacts colluvions/arène ont été observés (le Pradinas : X = 58 611, Y = 2 061 798).

Il est vraisemblable que l'abondance de ces formations ait été ici sous-estimée : ces formations affleurant très mal, il est risqué d'en envisager sur tous les versants.

FZ. Terrasses alluviales. Liées aux cours d'eau pérennes, elles sont fréquemment étroites mais bien exprimées dans les vallées du Chavanon et de la Diège. Elles se présentent sous forme de terrains très plats à proximité des rivières vives, parfois en petits îlots.

CF. Argiles et colluvions de fond de vallée. Il s'agit de formations résultant de la lente reptation du manteau d'arène des roches granitiques et cristallophylliennes, qui s'accumule dans le fond des vallées très ouvertes et mal drainées. Des rigoles au cours capricieux y circulent, elles ne sont pas toujours pérennes. Au début du printemps, de vastes zones sont alors plus ou moins inondées. Ces terrains sont ainsi presque constamment marécageux. Il paraît vraisemblable que des passées tourbeuses y existent dans la mesure où des forêts peuvent s'y développer, notamment dans la vallée de la Diège entre Sornac et Saint-Germain-Lavolps. Enfin, ces argiles peuvent parfois recouvrir et se mélanger avec les alluvions des terrasses alluviales.

FAILLES RÉGIONALES ET LINÉAMENTS

ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE DE LA COURTINE

Géométrie de l'accident

Sur la feuille « Ussel », la zone de cisaillement de La Courtine s'exprime sur le terrain comme un couloir de déformation de 2 à 4 km de large situé entre l'unité de Guéret (complexe magmatique de Guéret et son encaissant, la série du Chavanon), au Nord, et l'unité d'Ussel, au Sud ; il traverse en diagonale la carte et accole ces deux unités. Vers le Nord-Ouest, sur la carte de Felletin, cette zone de cisaillement bute contre le massif de Millevaches. Vers le Sud-Est, elle se poursuit sur la carte Bort-les-Orgues en direction du Sillon Houiller.

Dans les environs de Saint-Étienne-aux-Clos, la zone de cisaillement se scinde en deux branches : l'une est d'orientation N150-160, elle se poursuit en direction de Confolent-Port-Dieu et est ensuite masquée par les dépôts Oligocènes sur la feuille de Bort-les-Orgues (Talbert, 1988). Dans les environs de Monestier-Port-Dieu (toujours sur cette carte géologique), la jonction avec le Sillon Houiller est délicate à établir, compte-tenu des mauvaises conditions d'affleurement, de la présence d'un lac de barrage et d'un bassin houiller.

L'autre branche se vrille et les structures de cisaillement tendent à devenir moins fortement pentées : elle évolue en décrochevauchement. Celle-ci est jalonnée par l'intrusion du granite de Savennes, qui est faiblement structuré (déformation sub solidus). Sur la feuille « Bourg-Lastic » (Brousse *et al.*, 1989), cette intrusion n'est pas reconnue comme telle mais il faut noter que nos levés cartographiques font apparaître une continuité entre celle-ci et une bande de « gneiss grossiers », qui vient tangenter le Sillon Houiller dans les environs de Bourg-Lastic. Les repérages que nous avons pu effectuer sur le terrain vont en faveur du rattachement de cette bande de « gneiss grossiers » au granite de Savennes. Toutefois, des septa de gneiss et micaschistes du Chavanon de taille variable sont présents en enclaves cartographiques dans cette intrusion.

Cisaillement dextre symmétamorphe dans les gneiss de La Courtine

Le jeu cisailant de cette zone de cisaillement ductile affecte en contexte métamorphique (zone à biotite et sillimanite) : au Nord, essentiellement les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite, gneiss et micaschistes de la série du Chavanon ; au Sud, les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite qui sont situées dans la série d'Ussel. La déformation des diatexites est la plus facile à observer, ce qui confère à la roche un aspect grossièrement folié (*cf.* gneiss mylonitiques ζ my). La réduction de la taille du grain et

l'apparition de plans de cisaillement dextres qui recoupent le litage de manière de plus en plus pénétrative donnent à la roche une texture nettement mylonitique (cf. micaschistes ultramylonitiques rubanés $\zeta\xi^{1-2}$). La déformation est nette dans les feldspaths qui montrent des queues de cristallisation et une direction N120 à N150° et sont souvent très pénétratifs. L'attitude globalement horizontale de la linéation dans ces mylonites atteste d'un cisaillement sans composante verticale.

Les micaschistes ultramylonitiques $\zeta\xi^{1-2}$ apparaissent comme l'aboutissement ultime du cisaillement des gneiss mylonitiques rubanés ζ en contexte rétomorphique (faciès des schistes verts). Celui-ci est marqué par une forte diminution de la taille de grain et 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 linéations sub-horizontales ou pentées de 10 à 45° vers le Sud-Est) résultent d'une cinématique dextre de la zone de cisaillement en contexte rétomorphique.

Des brèches jalonnent sporadiquement l'axe de la zone de cisaillement, quelques plans striés ont été observés. Ils traduisent la poursuite du fonctionnement de cette faille à froid. La cinématique de cette dernière déformation est indéterminée.

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 de ces granites est diachrone par rapport au jeu du cisaillement. Certains granites déformés sont syn- ou tardi-cinématiques (par exemple le monzogranite à tendance granodioritique de Saint-Denis), tandis que d'autres, non déformés, sont post-cinématiques et scellent le jeu dextre du cisaillement, comme par exemple la granodiorite du Puy Chabanier. Aucun âge n'est disponible sur ces intrusions sur la présente carte, l'âge du cisaillement de La Courtine n'y est donc pas formellement établi. Toutefois, cet accident étant un segment d'une longue zone de cisaillement initialement continue du Nord Millevaches au Sillon Houiller. La fin du fonctionnement de ce cisaillement est daté à 352 Ma (Tournaisien) au Nord du Millevaches (Cartannaz *et al.*, 2006 ; Rolin *et al.*, 2007) grâce aux datations de granites syn-cinématiques (déformés par le cisaillement) et post-cinématiques (non déformés et le recoupant). Le jeu ductile principal de cette zone de cisaillement est rapporté au famenno-tournaisien.

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). La déformation se poursuit durant la rétomorphose jusqu'au faciès des schistes verts ; elle se localise sur deux étroites bandes dans l'axe du cisaillement. Des lames de granites se mettent en place et sont déformés par le jeu du cisaillement. D'autres, plus tardives, sont post tectoniques. Un rejeu de la faille de La Courtine provoque une bréchification dans la zone ultramylonitique et le soulèvement de l'Unité d'Ussel par rapport à l'Unité de Guéret (Rolin *et al.*, 2008).

CHEVAUCHEMENT DE SAVENNES

Géométrie de l'accident

Cet accident est avant tout un contact de nature lithologique, juxtaposant les migmatites du Chavanon (c'est-à-dire la partie supérieure de la série) sur les micaschistes de Confolent (c'est-à-dire la partie inférieure de la série). Ce contact est masqué par la lame granitique de Savennes sur la quasi-totalité de son parcours. Il présente une forme arquée à concavité nord, le changement d'orientation se produit au Sud de Saint-Étienne-aux-Clos. À l'Est de ce village, le chevauchement est orienté au Nord-Est, faiblement penté vers le Nord-Ouest, et il est jalonné par la lame de granite de Savennes.

La lame granitique de Savennes se biseaute immédiatement à l'Ouest de Saint-Étienne-aux-Clos. Sur cette partie du contact, les gneiss du Chavanon surmontent directement les micaschistes par l'intermédiaire d'une bande de déformation mylonitique.

Structures observées à proximité du chevauchement

La foliation régionale, qui est une S2 à proximité du chevauchement, aussi bien dans les micaschistes de Confolent qu'à la base des gneiss du Chavanon, est cartographiquement réorientée à proximité de l'accident. Le tracé du chevauchement est donc souligné par une bande 1 à 2 km de large de réorientation de la foliation S2. Cette foliation S2 réorientée est concordante aux limites lithologiques, à la fabrique du granite de Savennes, et est faiblement pentée de 30 à 40° vers le Nord-Ouest. Elle porte une linéation minérale faiblement pentée vers le Nord-Ouest, dont l'orientation est constante dans toute la bande de réorientation de la S2.

Les lames minces réalisées dans les micaschistes dans la zone du chevauchement montrent que les micaschistes présentent des critères de cisaillements. La dissymétrie des porphyroclastes feldspathiques atteste d'un

jeu inverse vers le Sud-Est de la zone de cisaillement, qui est donc un chevauchement.

Synthèse et interprétation des données structurales sur cet accident

Vers le Sud-Ouest, le chevauchement et la foliation S2 qui le souligne se réorientent selon une direction NW-SE et se verticalisent. Ils se confondent alors avec la foliation de la zone mylonitique dextre du cisaillement de La Courtine. Cet accident apparaît ainsi comme un chevauchement associé au cisaillement de La Courtine.

L'âge de mise en place syn à tardi-cinématique du granite de Savennes, daté à 336 ± 3 Ma par la méthode U-Pb sur zircon, suggère un jeu (ou rejeu ?) au Viséen moyen à supérieur du chevauchement.

ZONE DE CONTACT DE COUSSAT – LAMAZIÈRE-HAUTE, ENTRE LES DIATEXITES GRENUES À NODULES DE CORDIÉRITE ET LES GNEISS MIGMATITIQUES DU CHAVANON

N.B. : ces descriptions reprennent en grande partie les observations effectuées sur la feuille de Felletin dans la partie sommitale de la série du Chavanon.

Géométrie de la zone de contact

Les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiélite surmontent les gneiss migmatitiques de la série du Chavanon. La zone de contact entre les deux formations est très peu visible (voir également la carte de Felletin, Rolin *et al.*, 2008), étant située dans une zone de plateau où les roches sont fortement arénisées, sans vallée encaissée susceptible de fournir de bons affleurements. **Sur la feuille Felletin** l'orientation du contact est sensiblement SW-NE, aux décalages tardifs près ; **sur la feuille Ussel** le contact est N10-N20. Sur ces deux cartes géologiques, il est jalonné par des intrusions de granitoïdes appartenant aux « lames granitiques de Lamazière-Haute ».

Il est important de noter que ce contact ne représente pas une limite lithologique signifiant la disparition des migmatites de type Aubusson : on retrouve en effet cette lithologie étroitement imbriquée dans les gneiss migmatitiques de la série du Chavanon.

Structures observées à proximité de la zone de contact

À l'approche de la série du Chavanon, les diatexites grenues à cordiérite perdent leur texture grenue et acquièrent une foliation de plus en plus marquée, en concordance cartographique avec le contact entre les deux formations ; la foliation porte localement une exceptionnelle linéation minérale plongeant faiblement au Nord-Ouest, qui n'est pas associée à des critères rotationnels.

Dans les gneiss du Chavanon sous-jacents, l'attitude de la foliation métatectique apparaît sur le terrain en concordance avec le contact sur la feuille de Felletin, avec tout de même quelques discordances locales. Sur la feuille d'Ussel, les foliations sont légèrement obliques mais montrent un pendage faible à modéré.

Cette concordance semble correspondre à la réorientation de la foliation des gneiss à proximité du contact. Cette dernière, globalement fortement pentée dans la partie haute de la formation des gneiss du Chavanon, se couche et tend à se paralléliser au contact. Elle est faiblement pentée vers le Nord ou le Nord-Ouest (de 10 à 40°), **et plonge sous les diatexites à nodules de cordiérite**. Elle porte une linéation minérale (NW-SE) qui n'est pas plus pénétrative, ni mieux exprimée qu'ailleurs dans la partie haute de la formation gneissique, c'est même le contraire que l'on observe.

Dans les environs de Lamazière-Haute, au Nord du « V » dessiné par la granodiorite du Puy Chabanier, une branche de gneiss mylonitiques se sépare du cisaillement de La Courtine, où les foliations sont verticales, pour acquérir une foliation modérément pentée vers le Nord. Structuralement, la granodiorite et son encaissant (série du Chavanon) plongent sous les diatexites à nodules de cordiérite. Le passage entre les diatexites et les gneiss sous-jacents est, là aussi, graduel (voir ci-dessus). Là encore, les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas l'observation détaillée des phénomènes.

Synthèse et interprétation des données structurales

Aucune structure de cisaillement n'a été observée à proximité de cette zone de contact ni dans les diatexites à nodules de cordiérite, ni dans les gneiss dans la partie haute de la série du Chavanon. L'absence de déformation ductile ne permet pas d'adhérer à l'interprétation de D. Martin (1980) qui considérait ce contact comme un chevauchement syn-métamorphique amenant les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite à chevaucher les autres migmatites de la série du Chavanon.

La zone de contact de Coussat – Lamazière-Haute apparaît plutôt comme une zone d'aplatissement vertical post anatectique qui réoriente la foliation syn-

anatexie S1 des gneiss. Cette zone est très peu épaisse, quelques dizaines de mètres tout au plus en tenant compte des pendages.

*CONTACT ENTRE LE GRANITE D'HYVERNERESSE
ET LES MICASCHISTES DE LA SÉRIE D'USSEL, EN BORDURE
DU MASSIF DE MILLEVACHES*

Géométrie du contact

Le contact entre le massif de Millevaches et la série d'Ussel correspond au contact entre le granite à deux micas à grain moyen-grossier d'Hyverneresse et des micaschistes appartenant à l'unité d'Ussel. Le tracé N-S de ce contact est recoupé par des failles NW-SE qui le décrochent et décalent en senestre sur 1 à 2 km (secteur de Freyte notamment).

**Structures observées à proximité du contact,
et interprétation des données**

Faute d'affleurements (il n'existe aucun affleurement de granite d'Hyverneresse sur la feuille « Ussel ») et de données géophysiques, les relations structurales entre le granite d'Hyverneresse et les micaschistes qui le bordent à l'Est ne sont pas déterminables. Les seules données disponibles en bordure du Millevaches, montrent que les blocs de granite observés ne sont pas déformés, et que la foliation des micaschistes est moyennement et régulièrement pentée vers l'Est. En l'absence de déformation observée dans les pierres volantes ainsi que le passage brutal du granite aux micaschistes suggèrent que celui-ci est intrusif dans la série d'Ussel, ce qui a déjà été suggéré par L. Raimbault (1984). À partir des pendages dans les micaschistes, il nous paraît vraisemblable que la bordure du granite plonge avec un angle d'environ 50° sous les micaschistes, qui eux-mêmes plongent sous les gneiss de la série d'Ussel.

FAILLES

Ce paragraphe ne traite que des accidents cassants (fig. 11). Les accidents ductiles, et notamment la zone de cisaillement de La Courtine, ont été décrits ci-dessus.

Accidents N20-N30

Plusieurs accidents de cette orientation sont connus sur la feuille Felletin (au Nord). À jeu senestre, ils décalent la petite intrusion de Fréchamp (granite type « Sainte-Feyre-la-Montagne » de la feuille Felletin).

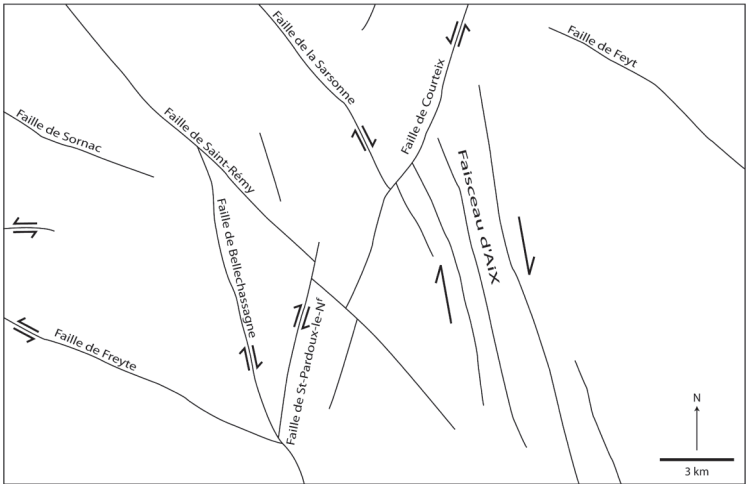


Fig. 11 - Carte des failles fragiles de la feuille « Ussel »

L'un de ces accidents a une grande importance sur la feuille Ussel, il s'agit de **la faille de Courteix**, qui est perpendiculaire au grand cisaillement de La Courtine. Elle a un rejet apparent sénestre d'environ 250 m, argumenté par le décalage du couloir de cisaillement de La Courtine dans les environs de Courteix. Au Sud-Ouest de ce village, elle est jalonnée d'importants affleurements plurimétriques de brèche (bien visibles en 2007), associée à des filonnets de quartz.

La faille de Saint-Pardoux-le-Neuf a un rejet apparent dextre bien illustré par le décalage sur environ 1 km de l'extrémité nord du granite d'Ussel. De la brèche, jalonnant le tracé de cette faille, a été observée en pierre volante.

Accidents N120-N140

La faille de Saint-Rémy se suit depuis la carte Felletin. Son tracé est assez rectiligne, hormis un décalage dextre d'environ 500 m par la faille de Saint-Pardoux-le-Neuf. Au Nord-Ouest de la carte, elle n'affecte que les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite, son tracé est suggéré par la vallée du ruisseau de Guillerin. En se poursuivant vers le Sud-Est, elle met en contact les gneiss et micaschistes de la série d'Ussel avec les Aubusonites. Son passage est bien marqué par d'abondantes brèches (puissance décamétrique) au Sud de Saint-Rémy. Elle se poursuit jusque sur la feuille Royère.

La faille de Sornac, provenant du Millevaches est à l'origine du contact brutal, net sur le terrain, entre les diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite et les migmatites de la série d'Ussel. Elle se perd ensuite dans les environs de Bellechassagne. Son rejet n'est pas estimable en l'absence de repères ; son tracé est jalonné d'un peu de brèche, essentiellement observée en pierres volantes.

La faille de Freyte a probablement un jeu vertical assez conséquent car son jeu apparent est aussi bien sénestre (à Freyte même : décalage sur environ 500 m de la bordure du leucogranite d'Hyverneresse et des micaschistes) que dextre (contact entre la série d'Ussel et le granite de Meymac au Nord-Est d'Alleyrat). Elle se poursuit jusque sur la feuille Royère.

Accidents N160

Le faisceau de failles d'Aix affecte le couloir de cisaillement de La Courtine et tend à en brouiller les structures. Le jeu dextre de ces failles est bien argumenté par le décalage des différents éléments du couloir de cisaillement (mylonites et granitoïdes), de même que le décalage de lambeaux de

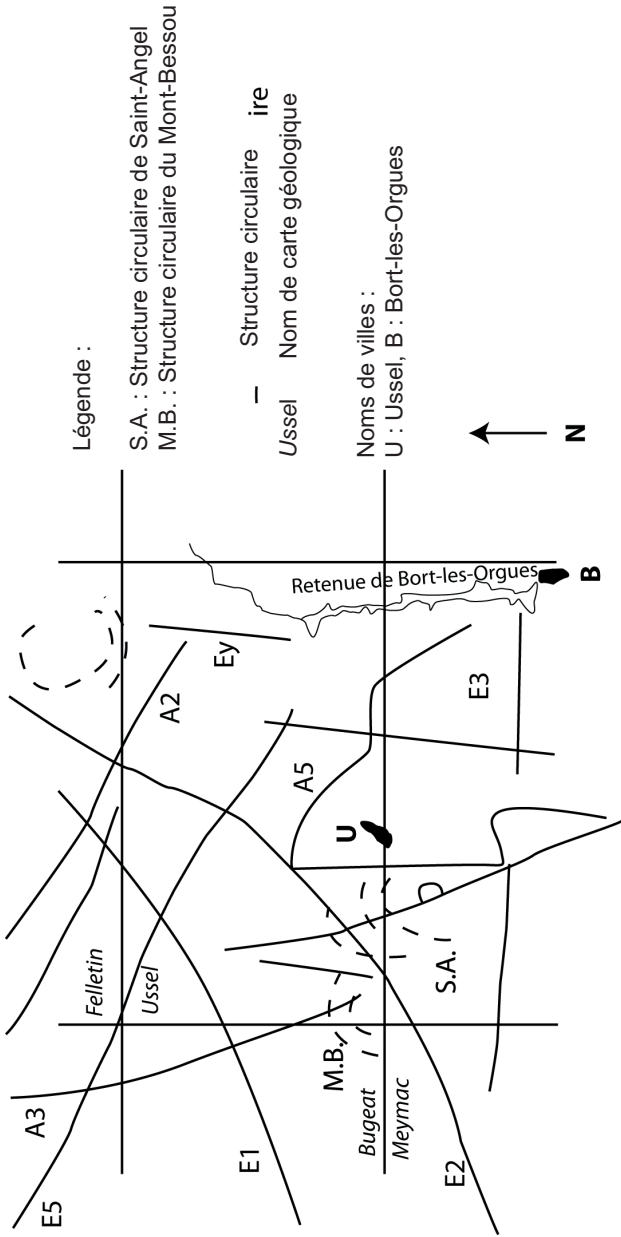


Fig. 12 - Carte des linéaments et structures circulaires repérés grâce à l'imagerie satellite

micaschistes du Chavanon dans les environs d'Aix et Saint-Étienne-aux-Clos. Une carrière à l'Ouest de cette dernière localité permet d'observer la brèche (puissance plurimétrique) jalonnant cette faille.

La faille de Bellechassagne a un jeu apparent dextre bien illustré au niveau de Saint-Pardoux-le-Vieux avec le décalage du granite d'Ussel sur plus de 500 m. Elle met en contact brutalement le granite de Meymac et la série d'Ussel au Nord-Est de Chaveroche.

TÉLÉDÉTECTION ET IMAGERIE SPATIALE. LINÉAMENTS TOPOGRAPHIQUES

La carte des alignements structuraux observés grâce à l'imagerie spatiale (Scanvic, 1975) a servi de base à plusieurs travaux d'interprétation géologique. Ces études sont un complément intéressant à la cartographie car elles mettent en évidence des structures pas toujours explicables à l'aide des seuls levés de terrain (fig. 12).

Les structures circulaires reconnues grâce à cette imagerie ont été détaillées et interprétées par P. Dutarte *et al.* (1982). Ils détaillent notamment les structures suivantes, dont le périmètre empiète sur la carte Ussel :

- la structure circulaire de Saint-Angel (S.A.), qui se poursuit au Sud sur la carte de Bort-les-Orgues (fig. 12). Elle tangente à l'Ouest l'agglomération d'Ussel. Cette structure correspond au contact gneiss-granite de Meymac et se superpose en partie à une anomalie en béryllium ;
- la structure circulaire du Mont Bessou (M.B.), qui se poursuit à l'Ouest sur la carte de Bugeat où elle est plus marquée. Topographiquement, elle s'exprime comme un anneau dont le centre est nettement déprimé, ainsi que deux cercles concentriques moins nets, marqués par des vallons. Cette structure paraît expliquée par la superposition d'éléments tectoniques (failles) et lithologiques (contact granite-migmatites), qui n'expliquent cependant pas la zone centrale déprimée.

Les interprétations géologiques découlant de l'observation des images Vizir et Visumat (Scanvic, 1978) montrent nettement un fort contraste sur l'imagerie entre le granite d'Ussel, gris clair, et son encaissant plus foncé.

Sur la base des mêmes données, M. Jébrak (1978) et D. Martin (1980) ont interprété différents linéaments, plus ou moins marqués dans la topographie, parfois seulement visibles en photographie aérienne, correspondant soit à des structures géologiques connues, soit sans explication :

- le linéament Ey (fig. 12) semble correspondre à la limite lithologique entre les gneiss métatectiques de la Barricade et les autres migmatites (type « gneiss

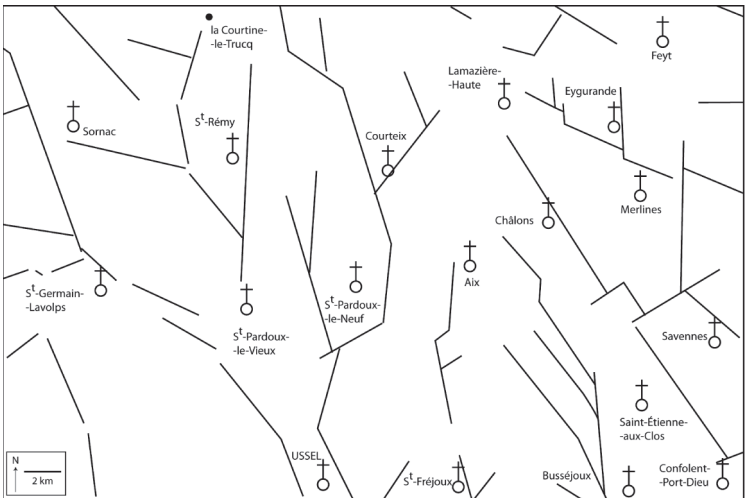


Fig. 13 - Carte des linéaments oro-hydrographiques de la feuille Ussel (Martin, 1980)

gris » et gneiss leucocrates de Laroche-près-Feyt) à l'Ouest d'Eygurande. Sur le terrain, aucune évidence de faille ne s'observe le long de cette structure linéaire. Notons que ce linéament correspond peu ou prou à la structure minéralisée « Nord-Eygurande » (voir au chapitre « ressources minérales ») ;

– le linéament E1 (terminologie de Martin, 1980) pourrait correspondre à un accident NE-SW ;

– le linéament E2 correspond à l'accident NE-SW qui borde la branche nord-est du granite de Lamazière-Haute et sépare, selon D. Martin (1980), les diatexites à nodules de cordiérite des migmatites du Chavanon. Cet accident ambigu est abordé dans ci-dessus, au paragraphe traitant du « contact de Coussat – Lamazière-Haute » ;

– le linéament E3, sur la feuille de Bort-les-Orgues, d'orientation E-W, est marqué topographiquement par une déviation des cours de la Diège et de la Dordogne. Cette orientation linéamentaire est peu exprimée sur la feuille « Ussel » mais on peut tout de même noter certaines inflexions de cours d'eau selon des directions E-W sur la feuille « Ussel » : le Chavanon à l'Est de Merlines, la Diège à Confolent ;

– le linéament E5 correspond à la zone de cisaillement de La Courtine (« zone linéamentaire » de Martin) ;

– le linéament A2 marque la limite entre le complexe magmatique de Guéret et les diatexites à nodules de cordiérite qui le ceinturent ;

– le linéament A3 correspond à la limite est du plateau de Millevaches ;

– le linéament A5 marque la bordure du granite d'Ussel ;

– le linéament N8 marque le Sillon Houiller. La signature topographique de cet accident est inégale, elle est flagrante à l'Est du lac de Bort-les-Orgues mais plus ténue dans le secteur de Messeix.

Certains alignements de cours d'eau, plus ou moins marqués dans la topographie, ainsi que certains alignements topographiques (thalwegs et versants) se font selon des directions structurales communes (fig. 13) mais aucune évidence de terrain ne permet d'affirmer qu'ils correspondent à des failles :

– le Chavanon coule, au Sud de la feuille, selon une direction NW-SE dans le prolongement de la Barricade (toutefois, la Barricade réalise une inflexion avant de se jeter dans le Chavanon). De plus, cet alignement se poursuit par le contact pratiquement rectiligne entre la granodiorite du Puy Chabanier (lames de Lamazière-Haute) et les migmatites de la série du Chavanon au niveau de Châlons. Celle-ci est identique à celle de la faille de Saint-Rémy (fig. 11) mais rien n'indique un passage de faille dans la vallée du Chavanon ;

– le Chavanon entre Merlines et son confluent avec le Béal du Mas – Béal des Roziers, coule selon une direction N20 qui s'aligne au Nord avec une inflexion du ruisseau de Feyt au Sud de Laroche-près-Feyt et avec un thalweg au Moulin de Laroche (Nord-Est de Laroche-près-Feyt).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

- Sur la feuille Ussel ont été distingués, du plus jeune au plus ancien :
- des roches volcaniques, largement postérieures à toutes les unités. Sur la feuille de Bourg-Lastic, elles sont postérieures aux dépôts oligocènes qu'elles scellent ;
 - des dépôts sédimentaires (sables et argiles) mal caractérisés ;
 - des intrusions, étagées dans le temps et dans l'espace ;
 - un socle métamorphique.

ROCHES VOLCANIQUES

Sur l'ensemble de son parcours dans le Massif central, le Sillon Houiller est jalonné de volcanisme (Magonthier, 1974, 1975). L'extrémité de coulée de labradorite qui figure sur la feuille « Ussel » provient de cette province volcanique. Celle-ci a été active au Tertiaire et est caractérisée par un volcanisme fortement sous-saturé. Selon R. Brousse *et al.* (1989), ces roches sont différenciées ; l'âge des coulées de cette province varie de 25 à 8 Ma.

ROCHES SÉDIMENTAIRES - DÉPÔTS OLIGOCÈNES

Les lambeaux de dépôts sédimentaires, attribués à l'Oligocène, sont sur la feuille Ussel orientés selon deux directions structurantes varisques majeures : N150 et N20. Les bassins N20 sont, plus à l'Est, alignés sur le Sillon Houiller et ont été abondamment étudiés du fait de leurs potentialités uranifères. Le gisement de Saint-Pierre-du-Cantal est situé au Sud, sur la feuille de Bort-les-Organes (Talbert, 1988).

Ces bassins sont localement relativement profonds, notamment à Puy-Saint-Gulmier où le socle a été rencontré à des profondeurs allant de 36 à 147 m (Hottin *et al.*, 1989).

Ces bassins alignés suivant des directions structurales varisques sont probablement contrôlés par des failles et installés dans des fossés d'effondrements oligocènes qui disloquent le socle. D'après J.-L. Carré (1979), le remplissage de ces bassins s'est effectué dans deux grands contextes sédimentologiques :

- un contexte de type mégachenal à dominante sableuse ;
- un contexte de type plaine d'inondation à tendance silto-argileuse.

ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS

Genèse des massifs rattachés au complexe magmatique de Guéret

Les granites rattachés au complexe magmatique de Guéret sont ceux, d'une part, qui forment l'alignement de petits massifs de monzogranodiorite porphyroïde de Fréchamp et d'autre part, les lames granitiques de Lamazière-Haute, en relation avec la zone de cisaillement de La Courtine (granodiorite du puy Chabanier, monzogranite du Bord, monzogranite de Grattadour et monzogranite de Saint-Denis). Ces granites présentent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques qui permettent de les rattacher au complexe magmatique de Guéret (Cartannaz, 2006).

Origine des granites

Ces granites ont fait l'objet d'une étude approfondie par C. Cartannaz (2006), qui a montré que ce sont des granitoïdes peralumineux (index de saturation en aluminium -ASI- supérieur à 1). La différence de peraluminosité entre les granites du complexe magmatique de Guéret et les diatexites grenues à nodules de cordiérite suggèrent celles-ci (qui encaissent souvent ces granites) ne sont pas à leur origine (ou du moins que ces derniers n'en dérivent pas par fusion complète).

Les éléments majeurs permettent de montrer que chaque intrusion est distincte chimiquement des autres et présente sa propre histoire de différenciation, bien que les diagrammes de Terres Rares montrent une grande homogénéité entre types pétrographiques. Bien qu'ils puissent être individualisés de manière structurale, géochimique, pétrographique et géochronologique, il existe entre ces granitoïdes un lien 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 variation de composition chimique constatée résulte d'après H. Downes *et al.* (1997) du mélange de magmas basicrustaux de compositions différentes, produits de la fusion de roches méta-sédimentaires et méta-ignées acides avec des roches méta-ignées basiques.

Mise en place des granites rattachés au complexe magmatique de Guéret

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. 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.

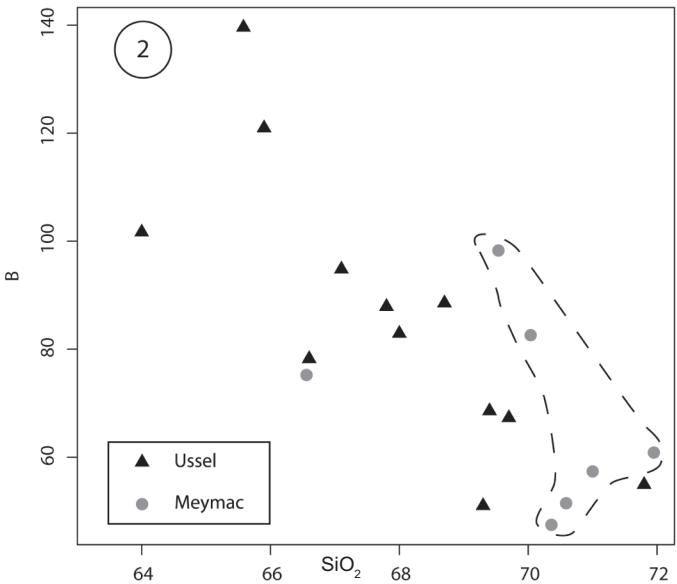
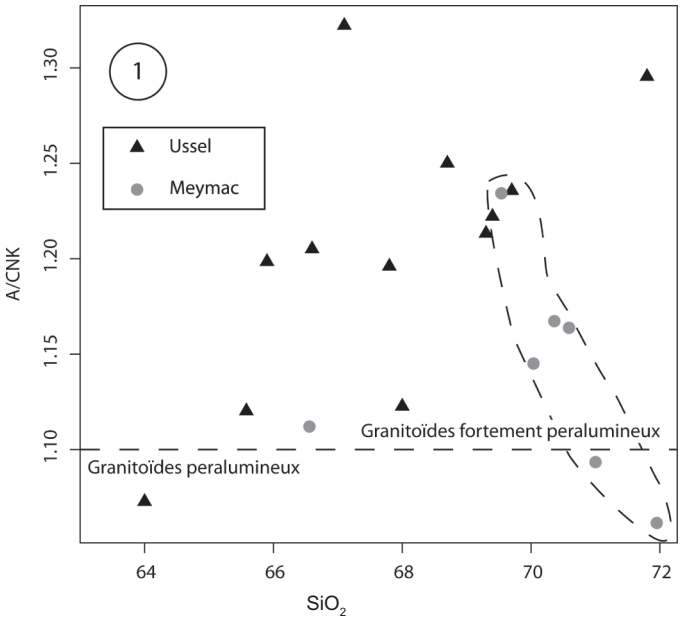


Fig. 14 - (1) Diagramme A/CNK en fonction de SiO₂ pour les granitoïdes d'Ussel et de Meymac. (2) Diagramme B-SiO₂ pour les granitoïdes d'Ussel et de Meymac

Dans l'alignement des massifs monzogranitiques de Fréchamp, la fabrique verticale est syn-solidus, car les minéraux sont souvent indemnes de déformation et parallèles à l'allongement des épontes des massifs. Ces massifs apparaissent cartographiquement comme des segments d'une même lame, tronçonnés par des failles NE-SW. À l'origine, celle-ci était probablement verticale de 1 à 1,5 km de puissance.

Les lames granitiques de Lamazière-Haute ne présentent pas toutes la même intensité de déformation : certaines présentent une déformation assez modérée (granodiorite orienté, porphyroïde du puy Chabanier), marquée surtout par une fabrique verticale syn- à tardi-solidus, tandis que d'autres sont plus déformées (granites de Saint-Denis et de Grattadour). Les conditions de déformation de ces roches traduisent d'après A. Gébelin (2004) leur mise en place syn-tectonique dans la Zone de Cisaillement de La Courtine.

Genèse des massifs d'Ussel et de Meymac

Géochimie des granites

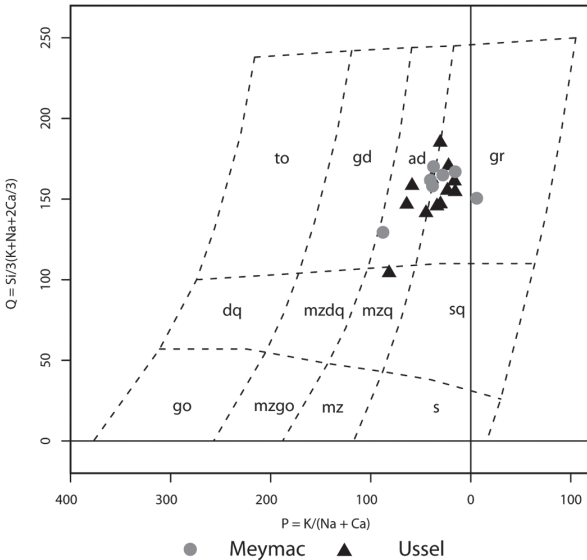
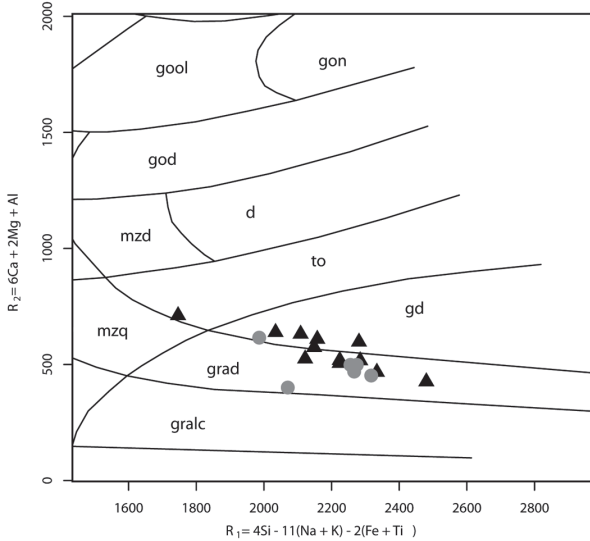
Ces deux massifs sont intrusifs dans les gneiss et migmatites de la formation d'Ussel, ils ont fait l'objet d'études géochimiques détaillées par J.-F. Mezure (1980), L. Raimbault (1984) et L. Raimbault *et al.* (1987). Celles-ci présentaient les aspects métallogéniques et génétiques des intrusions, et notamment le comportement de certains éléments au cours de la cristallisation fractionnée. Pour plus de précisions, nous renvoyons le lecteur vers ces documents, afin de ne présenter ici que les diagrammes usuels de classification des granitoïdes.

Ces analyses montrent accessoirement la similitude entre le granite de Meymac et celui de Gelles, situé à l'Est du Sillon Houiller (Mezure, Négroni, 1983). Ces auteurs notent que ces deux intrusions (Meymac et Gelles) représentent des termes très différenciés d'une lignée calco-alkaline à tendance potassique, dans lesquels le développement des minéralisations stannowolframifères peut être la conséquence directe de leur parenté d'origine.

Éléments majeurs. Peraluminosité. Classification géochimique

Les granitoïdes d'Ussel et de Meymac montrent une variation assez importante du paramètre alumineux A/CNK (fig. 14-1), variant de 1,05 à 1,35. Ce sont donc des granitoïdes peralumineux (Barbarin, 1999), et même fortement peralumineux pour les échantillons à A/CNK > 1,1 (Sylvester, 1998). C'est le granitoïde d'Ussel qui est le plus peralumineux, il s'agit de l'expression géochimique de la présence de muscovite dans ce granitoïde.

Le diagramme B-SiO₂ (fig. 14-2) peut être utilisé pour apprécier la qualité de l'échantillonnage (Cartannaz, 2006) dans la mesure où le paramètre B, dépendant



● Meymac ▲ Ussel

mzg : monzogranite ; d : diorite ; dq : diorite quartzique ; gd : granodiorite ; go : gabbro ; god : gabbrodiorite ; gon : gabbro à olivine ; gr : granite (syénogranite) ; grad : granite indifférencié (syénogranite, monzogranite) ; gralc : granite alcalin ; mz : monzonite ; mzd : monzodiorite ; mzdq : monzodiorite quartzique ; mzgo : monzogabbro ; mzq : monzonite quartzique ; s : syénite ; sq : syénite quartzique ; to : tonalite

Fig. 15 - Diagrammes PQ et R_1R_2 (De La Roche *et al.*, 1980) pour les intrusions d'Ussel et de Meymac

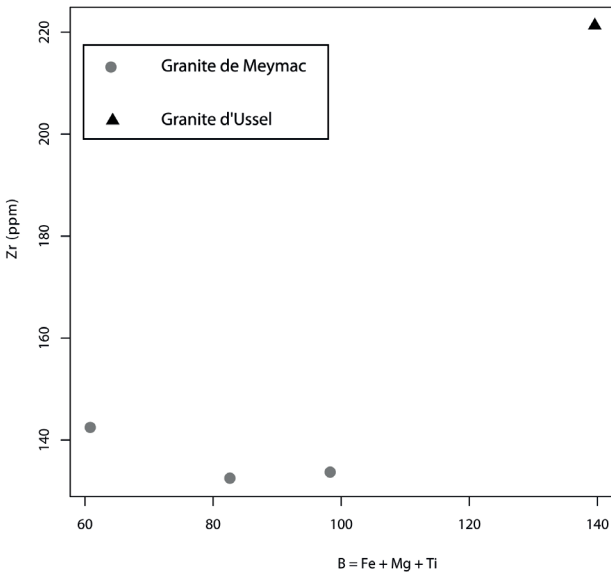
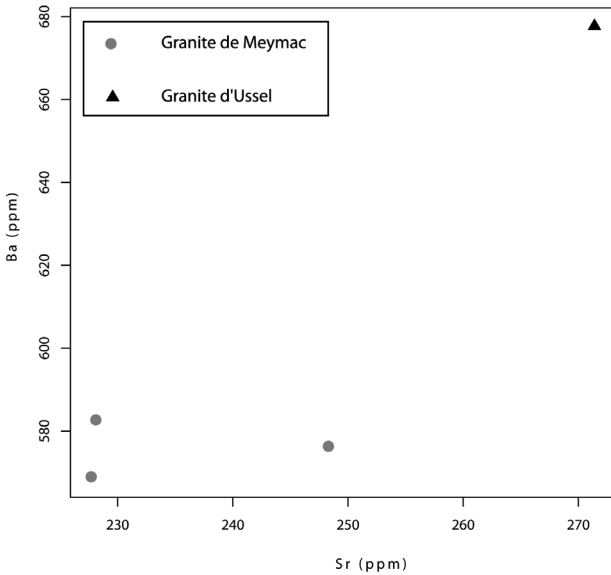


Fig. 16 - Diagrammes Ba-Sr et Zr-B pour les intrusions de granitoïdes de Meymac et d'Ussel

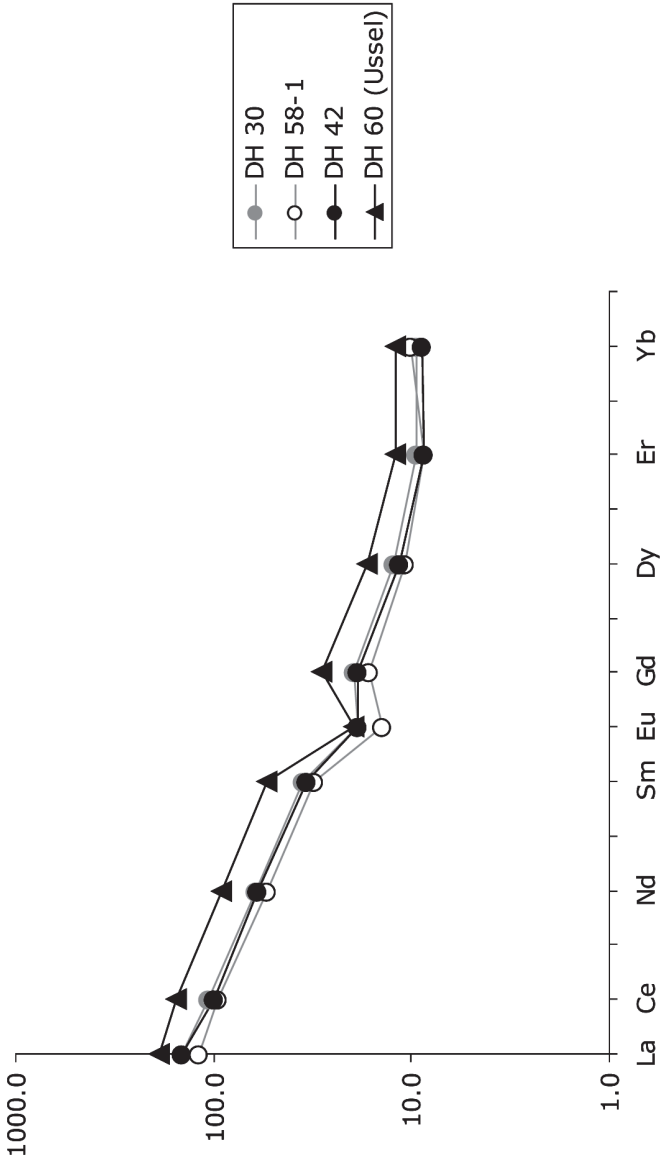


Fig. 17 - Spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) pour les intrusions de granitoïdes de Meymac et d'Ussel

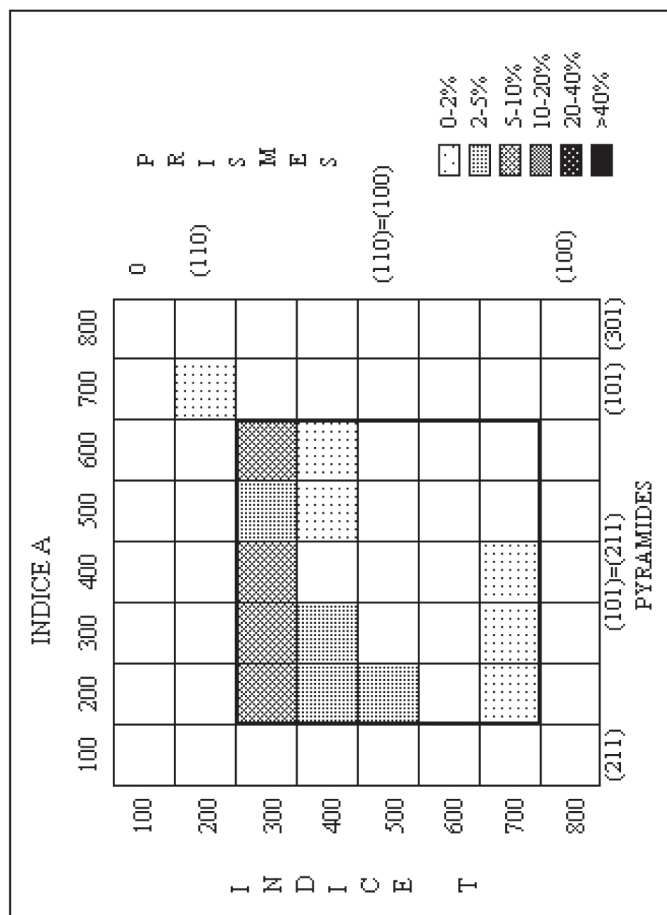


Fig. 18 - Classification des zircons selon la typologie de Pupin (1980) pour l'échantillon DH63 du granite de Meymac

de la teneur en minéraux ferromagnésiens, est moins affecté par l'altération de la roche. Le granitoïde d'Ussel montre une relation linéaire décroissante entre la valeur de B et la valeur de SiO₂. Cette particularité a été observée dans l'ensemble des granitoïdes de type Guéret. Le granitoïde de Meymac quant à lui ne montre pas de corrélation. Compte-tenu de sa taille de grain, il est plus sensible à l'altération ; d'autre part, sa richesse en SiO₂ pour certaines analyses (70-72 %) suggère des circulations de fluides hydrothermaux l'ayant enrichi en silice. Enfin, le granite d'Ussel présente un paramètre B globalement plus élevé que le paramètre B du granitoïde de Meymac (60-140 et 60-100 respectivement) : on retrouve là l'expression géochimique de la richesse en biotite du granite d'Ussel, qui est plus sombre (« granite gris ») que celui de Meymac.

Dans les diagrammes PQ (Debon, Lefort, 1988) et R1R2 (De La Roche *et al.*, 1980), les granitoïdes d'Ussel et de Meymac sont assez similaires (fig. 15). Cette remarque avait déjà été formulée par M. Jébrak (1978). Ils se répartissent dans le champ des granodiorites, toutefois, certains échantillons se distinguent et tendent vers les tonalites.

Éléments en traces

J.-F. Mezure (1980) a pu effectuer une comparaison des éléments en trace de ces deux granites, notamment le comportement de Rb, Ba et Sr. Le granite d'Ussel est faiblement différencié, avec une teneur en Rb assez constante avec l'augmentation de la teneur en SiO₂. Le granite de Meymac quant à lui montre clairement une corrélation positive de Rb en fonction de SiO₂. Dans le granite d'Ussel, Sr et Ba diminuent lorsque la différenciation augmente, on observe le phénomène inverse dans le granite de Meymac.

Dans les diagrammes Sr-Ba et Zr-B (fig. 16), les deux intrusions ont des différences bien marquées. Le granitoïde d'Ussel présente des teneurs en Ba et Zr, de même qu'un paramètre B, bien plus élevées que celui de Meymac.

Les spectres normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) sont peu différents pour ces deux intrusions (fig. 17), avec une anomalie en Eu assez peu marquée. Le granite d'Ussel présente toutefois des teneurs en Terres Rares légèrement plus élevées que le granite de Meymac.

Typologie des zircons

Granite de Meymac : Les grains de zircon sont souvent très sombres à opaques avec de nombreuses zonations concentriques et cœurs opaques visibles. Trente-neuf grains seulement ont été indexés et donnent une indication sur la répartition typologique de cette population. Les types S1 à S5 sont nettement majoritaires, c'est-à-dire dans le domaine des températures basses des granites d'anatexie (fig. 18).

Granite d'Ussel : L'indexation a été possible sur 75 % des grains. Les zircons sont souvent opaques en lumière transmise et montrent de nombreuses zonations concentriques ainsi que des dissymétries fréquentes. L'indice moyen de cette population est de $\bar{I\ddot{A}.I\ddot{T}} = 329,359$, ce qui la place dans le domaine 1, 2 et 3 de la répartition typologique des granites. Les types S1, S2 et S6 sont nettement majoritaires, c'est-à-dire dans le domaine des températures basses des granites d'anatexie (fig. 19).

Informations P-T apportées par le faciès à texture Rapakivi ($r\gamma$) pour la mise en place du massif de Meymac

En dépit de nombreux travaux, la formation de la texture Rapakivi n'est pas encore clairement élucidée (Axel, 2007). Ces roches singulières sont principalement Protérozoïques (1,7-1,0 Ga essentiellement), mais on en connaît à l'Archéen (2,8 Ga) et au Phanérozoïque (0,4-0,05 Ga). Chaque intrusion Rapakivi a ses caractères propres (Haapala, Rämö, 1999 ; Rämö, Haapala, 1995). Ces roches sont d'un grand intérêt métallogénique puisqu'elles sont associées à des dépôts à Sn (\pm W, Be, Zn, Cu, Pb) en greisen, filons et skarns et également des dépôts d'oxydes de Fe associés à Cu (\pm U, Au, Ag) (Haapala, 1995).

Des estimations des conditions P,T de formation de ces textures ont été formulées (Eklund, Shebanov, 1999). Ces auteurs obtiennent, pour les cœurs de FK, des conditions de 680-720 °C pour 5-6 kar, et pour la périphérie des FK ainsi que la couronne de plagioclase des conditions de 780 °C pour 1-3,5 kbar. Ils proposent qu'un magma saturé en cristaux (FK, Q, et Pl de l'ordre de 60 %), sous-saturé en volatiles, ait migré à T° constante depuis la croûte inférieure à moyenne vers la croûte supérieure. D'après les diagrammes de phase du système granitique, le quartz et les feldspaths potassiques ont été résorbés ; le plagioclase, devenu stable, a pu alors précipiter.

Modèles de mise en place des granitoïdes

J.-F. Mezure (1980) a proposé deux modèles de mise en place pour le massif de Meymac, compte tenu de ses observations pétrographiques, structurales et géochimiques :

- la mise en place de deux granitoïdes différents dans le massif de Meymac (fig. 20A) : le monzogranite de Meymac *s.s.* et un leucogranite sous-jacent, non affleurant, responsable des minéralisations ;
- une différenciation de la périphérie vers le cœur (fig. 20B). Dans ce modèle, la cristallisation fractionnée se poursuit en donnant un granite interne très évolué et une concentration des phases volatiles sous le toit.

Une structure annulaire apparaît au sein du massif de Meymac, dans le secteur de Chaveroye (fig. 12), surimposée (fig. 21) à une anomalie béryllifère (Burnol,

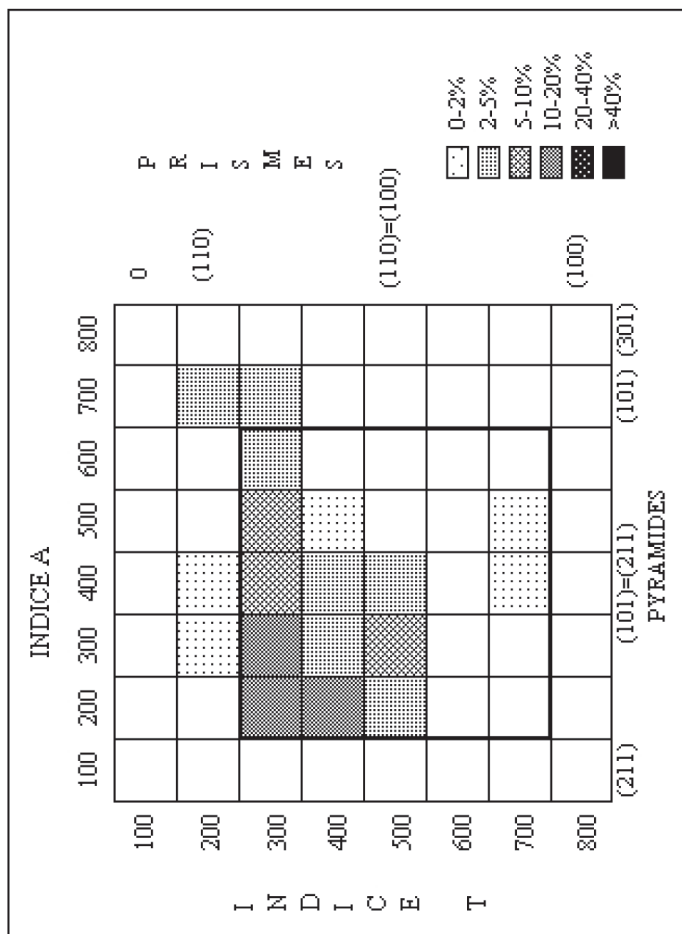


Fig. 19 - Classification des zircons selon la typologie de Pupin (1980) pour l'échantillon DH60 du granite d'Usseil

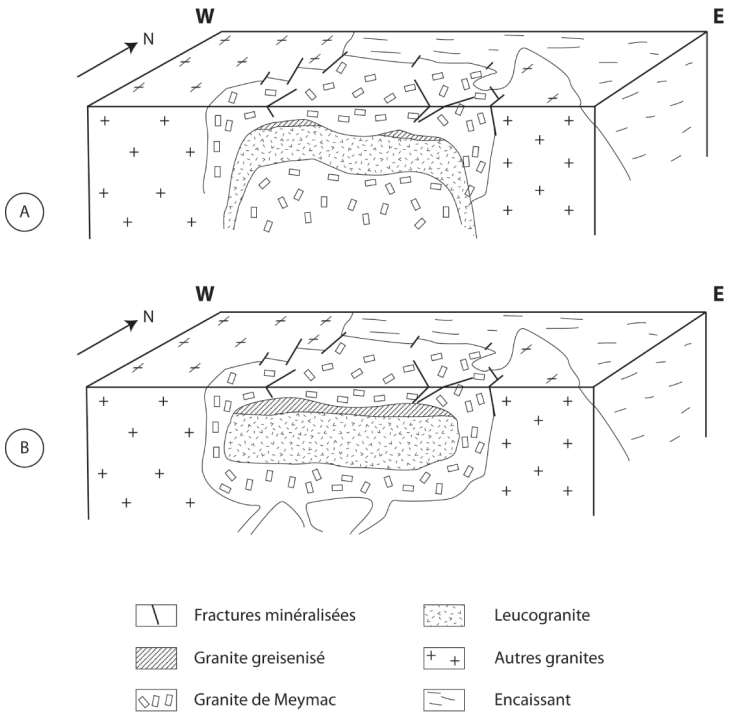


Fig. 20 - Modèles de mise en place du granite de Meymac d'après Mezure (1980)

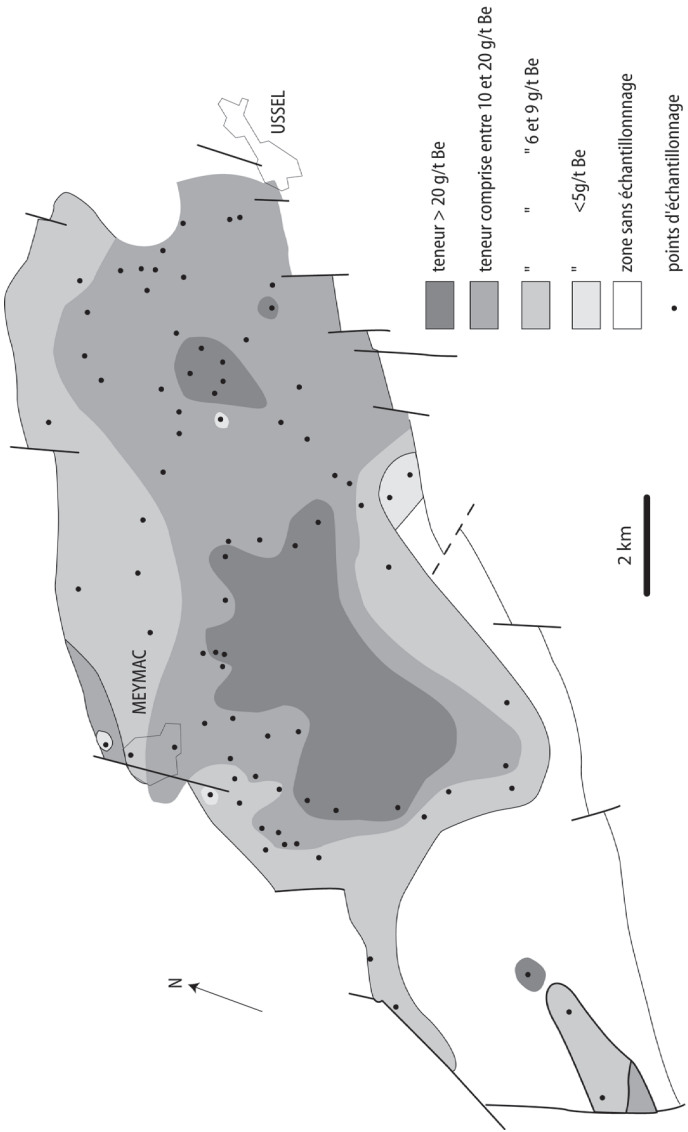


Fig. 21 - Teneurs en Be du granite de Meymac (Mezure, 1980)

1974). Cet auteur suggère que ce type de structure « reflète en surface un phénomène de “cauldron subsidence”, lié à la mise en place de leucogranites sous-jacents ». Notons de plus que les anomalies béryllifères correspondent peu ou prou aux zones de moindre déformation au sein du granite de Meymac (Mezure, 1981).

Lame granitique de Savennes

Ce massif forme une lame qui est étroitement associé au contact tectonique de Savennes entre les migmatites et les micaschistes du Chavanon. Cet accident semble avoir contrôlé la mise en place de cette lame.

Géochimie des éléments en traces

Les spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) sont assez plats (fig. 22-1). On note toutefois une légère anomalie négative en Eu pour l'échantillon DI 34. Les spectres de Terres Rares normalisés aux teneurs de la composition chimique moyenne de la croûte (Weaver, Tarney, 1984) sont très similaires pour les deux échantillons (fig. 22-2). Dans les deux cas, l'échantillon DI 34 est légèrement plus riche en Terres Rares que l'échantillon DH 92.

Typologie des zircons

Les grains de zircon sont petits avec souvent des zonations concentriques et parfois un cœur visible. L'indice moyen de cette population est de $I\bar{A}.I\bar{T} = 205,343$, ce qui la place dans le domaine 2 de la répartition typologique des granites (fig. 23). Le type dominant, S1 (anatie crustale) se situe dans le domaine des basses températures. Une origine purement crustale du matériel à l'origine de granite est retenue.

Mise en place du granite de Savennes

Ce massif forme une lame d'épaisseur kilométrique constituée d'un granite affecté d'une fabrique planaire qui n'est pas pénétrative dans toute sa masse. Cette fabrique planaire, faiblement à modérément pentée vers le Nord-Ouest, est plus ou moins marquée par l'orientation des minéraux, et a été imprimée par les déformations subies par le magma lors de sa mise en place. La nature partiellement syn-solidus de la fabrique est probable car souvent les phénocristaux ne sont pas déformés ; toutefois, la fabrique tardi- à post-solidus atteste de la déformation du granite après sa mise en place.

Le gisement du granite, l'attitude de la fabrique qui le déforme, la présence d'une linéation d'étirement de minéraux plongeant faiblement au NW, et les critères rotationnels observés (voir plus haut) suggèrent une mise en place de ce

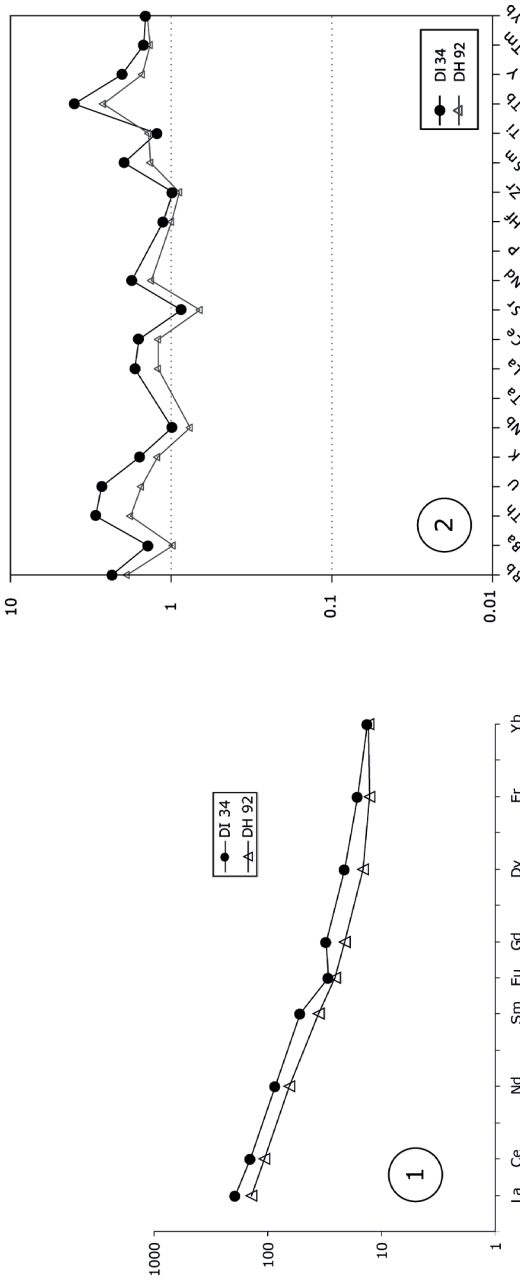


Fig. 22 - Diagrammes de Terres Rares pour le granitoïde syn-cisaillement de Savennes. (1) Spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites (Evensen et al., 1978) ; (2) Spectre de Terres Rares normalisé aux teneurs de la composition chimique moyenne de la croûte (Weaver et Tarney, 1984)

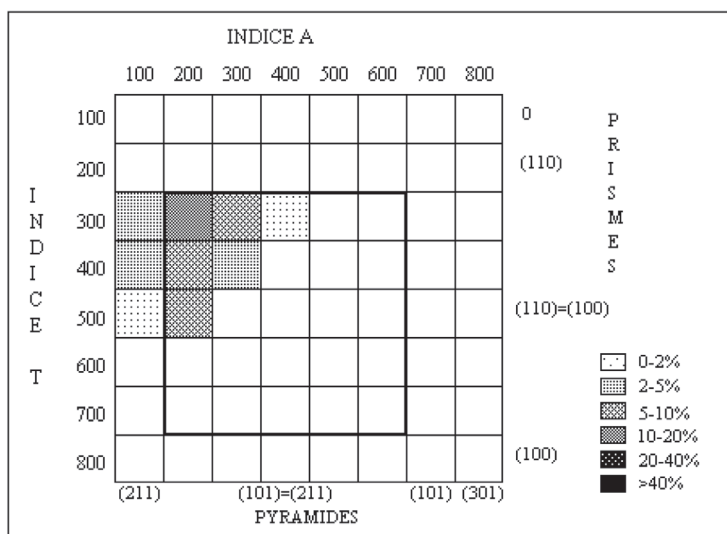


Fig. 23 - Classification des zircons de l'échantillon DI 34 du granite syn-cisaillement de Savennes selon la typologie de Lupin (1980)

granite contrôlée par le chevauchement, et sa déformation syn- à tardi-solidus par un jeu en cisaillement inverse vers le SE de cet accident.

ORIGINE DES ENSEMBLES MÉTAMORPHIQUES

Genèse des diatexites grenues à cordiérite

Géochimie

Ces roches ont fait l'objet d'analyses chimiques lors des levés des cartes de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2007) et d'Aubusson (Cartannaz, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2007). Nous repreneons ici l'essentiel des données acquises.

Ces roches sont moyennement acides (SiO_2 entre 64,1 % et 72,8 %, moyenne = 67,4 %) et très fortement alumineuses (Cartannaz, 2006). 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). Toutefois, l'anatexie (voir ci-dessous) a remobilisé intensément ces roches : leur chimie ne reflète pas celle de leur protolithe. Cette remarque est valable pour l'intégralité des migmatites (White, Powell, 2002) Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement d'attribuer un âge au protolithe de ces roches.

L'anatexie à l'origine de ces roches

L'histoire anté anatectique de ces roches reste mal connue. Les structures antérieures à l'anatexie ont totalement disparu du fait de la fusion poussée du protolithe, ce qui entraînera, lors du refroidissement, la cristallisation de minéraux automorphes à l'origine de la texture magmatique. À l'aide des géothermobaromètres grenat-biotite et grenat-cordiérite, M. Chenevoy et J. Ravier (1989) estiment les conditions de l'anatexie à 680 °C et 5 kb (soit une profondeur d'environ 18 km). Cette estimation est à prendre avec précaution car le grenat est rare et n'est pas en équilibre avec la paragenèse principale de la roche (Thiéry, 2010). Au sein des grenats, N. Le Breton *et al.* (1986) décrivent également corindon, staurolite et probable kyanite. Ces observations sont très ponctuelles puisqu'elles ne concernent que des échantillons provenant de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson.

À l'échelle de l'échantillon, les anatexites présentent une répartition hétérogène des nodules de cordiérite, 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 (minéraux automorphes). L'aspect de granitoïde et surtout le caractère automorphe du plagioclase (voire de la cordiérite) permettent de rattacher cette roche à la famille des migmatites étant

donné que ces deux caractéristiques de roches ignées indiquent une présence de bain silicaté (Vernon, Collins, 1988). Toutes ces caractéristiques poussent à considérer ces migmatites comme issues de la fusion partielle presque totale de roches métamorphiques dont les minéraux reliques témoignent de l'existence. Ils ont valeur de restites.

Ces roches ont fait l'objet de plusieurs datations par A. Cocherie (BRGM) dans le cadre du levé des cartes géologiques de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2006) et d'Aubusson (Cartannaz *et al.*, 2007). Les échantillons proviennent des environs d'Aubusson. Les âges ont été obtenus par la méthode chimique U-Th-Pb total sur monazite. Ils sont relativement proches : 373 ± 5 Ma, 375 ± 2 Ma et 371 ± 8 Ma. On situe donc l'anatexie responsable de la formation de ces diatexites sur la période 379-363 Ma (Dévonien moyen-supérieur).

Relations entre les diatexites (séries du Chavanon et d'Ussel) et les autres migmatites

Compte-tenu de la lithologie particulière des diatexites grenues (roches non foliées ou alors très vaguement) qui tranche nettement avec les gneiss sous-jacents, les relations entre les diatexites et les gneiss ont souvent été envisagées comme anormales. Ces relations seront discutées essentiellement dans la série du Chavanon car dans la série d'Ussel, le contact entre les diatexites à nodules de cordiérite et les gneiss sous-jacents est faillé.

À l'échelle cartographique, les métatexites -indifférenciées- de la série du Chavanon sont fréquemment associées ou imbriquées à diatexites grenues à nodules de cordiérite. Cette imbrication est surtout visible au sommet structural de la formation des gneiss du Chavanon, mais pas seulement puisque l'on en trouve à des niveaux plus bas (Thiéry, 2010). Cette imbrication se fait à l'échelle de l'affleurement aussi bien qu'à l'échelle cartographique. De telles imbrications ont également été observées dans la série d'Ussel, notamment à la carrière des Combes (voir le caisson « complexe granito-migmatitique de la carrière des Combes » où l'on observe des masses des diatexites grenues au sein d'un ensemble de migmatites complexes. Ces observations suggèrent l'étroite imbrication de ces faciès qui ont été souvent rattachés à des unités tectoniques différentes. D'autre part, nous avons décrit le contact de Coussat – Lamazière-Haute entre les diatexites à nodules de cordiérite et les migmatites dans la partie haute de la série du Chavanon comme une zone d'aplatissement vertical post anatexique, qui réoriente la foliation syn-anatexie S1 des gneiss, et non comme une zone de cisaillement. Nous considérons donc que les diatexites grenues appartiennent à la même unité tectonique que les gneiss de la série du Chavanon. Il n'y a aucune raison de penser qu'il en soit différemment au sein de la série d'Ussel. Les diatexites constitueraient la partie haute des séries, plus fortement fondues que la partie inférieure gneissique.

Genèse des formations gneissiques et micaschisteuses des séries du Chavanon et d'Ussel

Protolithes des formations gneissiques et micaschisteuses de la série du Chavanon. Descriptions et comparaisons chimiques des formations du Chavanon

Les données géochimiques acquises dans le cadre du levé de cette carte couvrent l'ensemble des formations de la série du Chavanon, l'échantillonnage a été effectué de manière à ce que chaque formation (gneiss et micaschistes) soit représentée par deux ou trois analyses. Celles-ci ont été réalisées par le service d'analyse des roches et minéraux du CNRS à Vandœuvre-lès-Nancy. Les échantillons prélevés pesaient chacun de l'ordre de 5 kg pour les roches présentant un grain assez grossier, les quantités prélevées étaient moindres pour les roches finement grenues (amphibolites). Malgré le soin apporté dans l'échantillonnage, il a souvent été délicat de prélever des échantillons très frais, et notamment en ce qui concerne les micaschistes de Confolent et les gneiss de la Barricade, qui montrent par conséquent des pertes au feu assez conséquentes. Les analyses chimiques réalisées dans le cadre du levé de cette carte géologique sont présentées en annexe, ainsi que celles provenant de travaux antérieurs.

Éléments majeurs

Les différentes lithologies de la série du Chavanon ont été séparées sur des critères macroscopiques de terrain : taille du grain, teneur en mica, présence ou absence de certains minéraux... Cette séparation arbitraire se retrouve dans la comparaison géochimique des unités.

La diatexite de la Cellette, caractérisée par trois analyses, est très homogène chimiquement. Deux analyses ont été effectuées au cœur du massif et une troisième sur un faciès similaire qui présente un gisement plus isolé (gorges du Chavanon), ce qui prouve qu'il s'agit du même matériel. Les teneurs en Al sont de l'ordre de 13 % ; les teneurs en Si sont de l'ordre de 77 %, il s'agit d'un matériel fortement acide (confirmé par la richesse en quartz) ; de tous les gneiss de la série du Chavanon, seuls les gneiss gris atteignent une teneur aussi élevée, sur une analyse seulement. Ce sont les roches les moins riches en TiO_2 (de l'ordre de 0,1 %) et en FeO_t (1 %) de la série, avec les gneiss gris (qui sont eux tout de même légèrement plus riches : 0,3 % en moyenne, sauf une analyse, très pauvre).

Deux faciès cartographiquement différenciés présentent beaucoup de similitudes géochimiques : les gneiss de la Barricade et les micaschistes de Confolent. Compte tenu de leurs propriétés pétrographiques (micas prédominants), cela semble cohérent. Les gneiss de la Barricade ont des teneurs en SiO_2 de l'ordre de 60 % et en Al_2O_3 de 20-21 %. Avec les micaschistes de

Confolent, il s'agit des gneiss les plus alumineux de la série. Ces deux faciès sont nettement isolés des autres de par leur nature très faiblement sodique (1-1,5 %).

Les marbres occupent une place à part dans l'étude géochimique de la série du Chavanon. Nous n'avons pas effectué d'analyses chimiques sur ces carbonates, nous utiliserons les travaux de P. Debrabant (1967 ; 1970). Ils présentent des teneurs en SiO_2 globalement très faibles (0-2 %), avec toutefois des teneurs pouvant être supérieures (8 à 30 %), ce qui correspond aux observations macroscopiques de variation de teneur en quartz. Ils sont légèrement magnésiens (2 à 5 %). Les teneurs en K_2O et TiO_2 sont très faibles (< 0,1 % dans la plupart des cas). Les teneurs en CaO sont de l'ordre de 48 %, ce qui indique que ces marbres sont impurs, ce que révèle l'examen pétrographique.

Éléments en traces

Les comparaisons entre éléments en traces ont été également réalisées par l'étude des rapports entre la teneur en un élément et la teneur en SiO_2 de la roche.

Les concentrations en Ni, Cr et Co (ppm) dans des roches paradérivées peuvent être le reflet d'une source basique présente à l'affleurement, dont les produits d'érosion ont alimenté un bassin qui a pu donner naissance à la série du Chavanon. Ainsi, les amphibolites se démarquent des autres gneiss par des teneurs en Co plus élevées (26 ppm contre des teneurs variant de 0 à 20 ppm pour les autres). Elles sont également très riches en Sr, avec des teneurs de l'ordre de 800 ppm (rapport Sr/SiO_2 de 15-17), alors que les autres roches de la série du Chavanon ont des teneurs allant de 36 à 434 et des rapports Sr/SiO_2 de l'ordre de 1 à 6. Elles se caractérisent également par des teneurs en V élevées (le rapport V/Si en % poids d'oxyde est de l'ordre de cinq alors qu'il ne dépasse que rarement 1 dans les autres gneiss). Pour ces trois éléments, ce sont toutefois les micaschistes et les gneiss de la Barricade qui présentent les teneurs les plus élevées (Cr : 70-80 ppm, Co : 15-25 ppm, Ni : 30-40 ppm), hormis la granulite de Feyt, qui présente une teneur en chrome nettement supérieure aux autres termes de la série (plus de 100 ppm)

Certaines Terres Rares présentent des teneurs relativement similaires au sein de chaque unité, ce qui permet de les grouper entre elles. C'est le cas par exemple de V, Yb, Cr, Be pour la diatexite de la Cellette ou de U, V, W, Co, Gd, Ge... pour les gneiss de la Barricade.

Nous n'avons pas réalisé de nouvelles analyses sur les marbres, et les données de P. Debrabant (1967 ; 1970) sont malheureusement peu fournies en analyses d'éléments en traces. Toutefois, nous pouvons tout de même noter que ces roches sont dans l'ensemble nettement plus riches en Sr (jusqu'à 2 380 ppm)

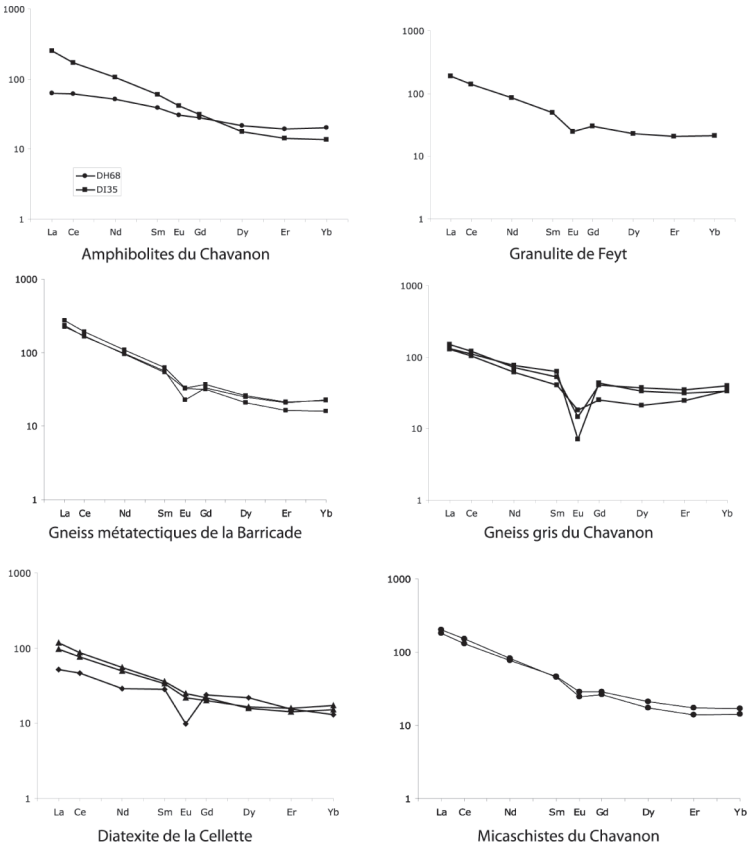


Fig. 24 - Diagramme de Terres Rares pour les différentes lithologies de la série du Chavanon

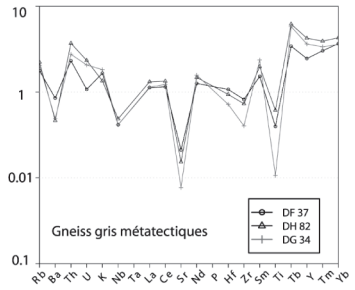
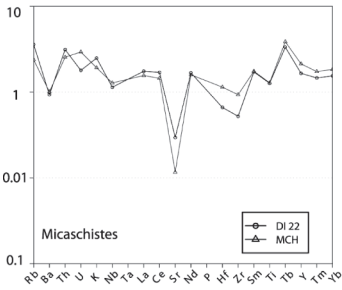
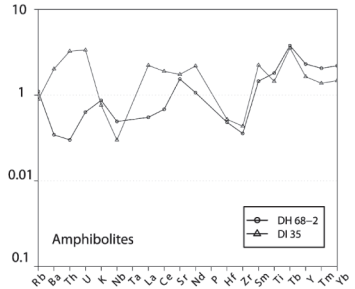
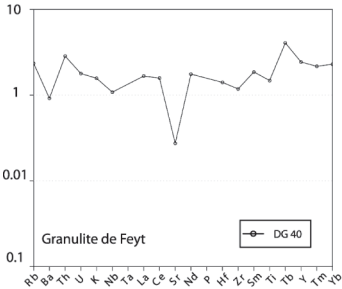
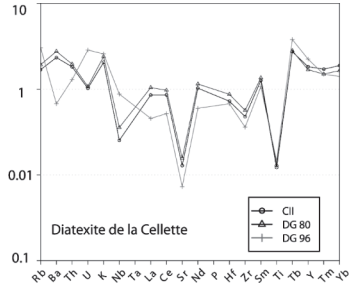
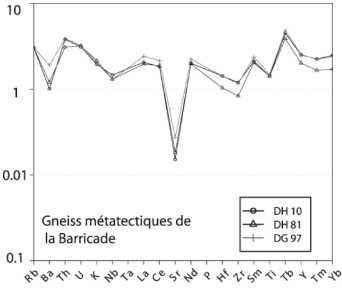


Fig. 25 - Diagrammes de Terres Rares normalisés à la composition moyenne de la croûte (Weaver et Tarney, 1984) pour les différentes lithologies de la série du Chavanon

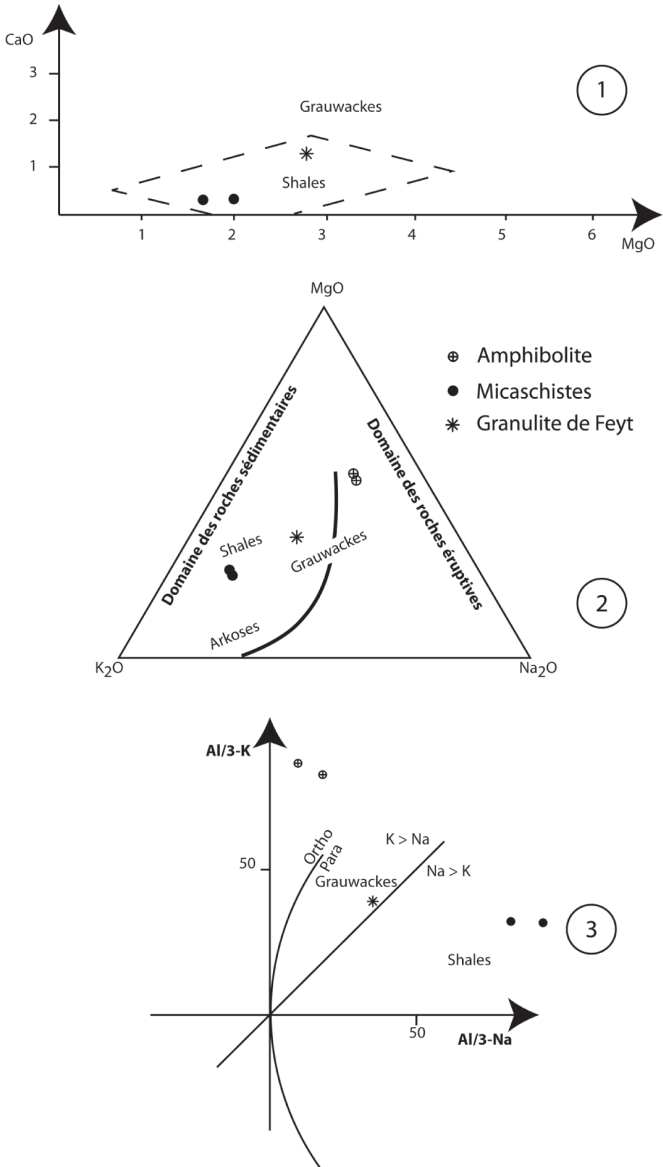


Fig. 26 - Diagrammes géochimiques pour les roches non métatectoniques de la série du Chavanon. (1) Diagramme CaO/MgO de Fonteilles (1976) individualisant les shales et les grauwackes, (2) triangle K₂O-MgO-Na₂O de De la Roche (1968) séparant les roches paradérivées des roches orthodérivées et (3) diagramme Al/3-K en fonction de Al/3-Na de De la Roche (1974) séparant les roches orthodérivées des roches paradérivées

que les autres lithologies de la série du Chavanon (teneurs autour de 100 ppm, avec un maximum à 800 ppm pour les amphibolites). On ne note pas de spécificité géochimique pour les éléments analysés par rapport aux autres unités.

Diagrammes de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) (fig. 24)

Les diagrammes de Terres Rares, normalisés aux valeurs de la chondrite de N.-M. Evensen *et al.* (1978) montrent pour toutes ces roches, hormis les amphibolites, une anomalie marquée en Eu, et tout particulièrement dans les gneiss gris ainsi que pour un échantillon de la diatexite de la Cellette. Les amphibolites sont assez différentes entre elles : l'amphibolite de Pradelles est enrichie en Terres Rares légères et appauvrie en Terres Rares lourdes par rapport à celle de Savennes. Les gneiss métatectiques de la Barricade et les micaschistes sont très similaires.

Diagrammes de Terres Rares normalisés à la composition chimique moyenne de la croûte (Weaver, Tarney, 1984)

Les différents gneiss ne présentent pas entre eux de différences très marquées (fig. 25). Ils montrent tous une anomalie négative en Sr plus ou moins marquée. Les diatexites de type Cellette et les gneiss gris du Chavanon ont une anomalie négative en Ti qui est bien plus marquée que dans les autres lithologies migmatitiques.

Les **micaschistes** ont un spectre assez similaire aux migmatites de type Barricade, ce qui a déjà été mis en évidence par le spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) présenté ci-dessus (fig. 24). Ils présentent une anomalie négative bien marquée en Sr.

Les **amphibolites** ont des spectres très différents des autres lithologies et de plus différents entre elles. L'amphibolite DI35, qui se situe au niveau de la zone de cisaillement à la faveur de laquelle le granite de Savennes s'est injecté, montre une anomalie positive en Ba, Th, U, La et Ce alors que l'échantillon DH68 présente une anomalie négative en ces éléments.

Origine du matériel

Plusieurs diagrammes sont adaptés à la distinction géochimique des protolithes et sont par conséquent utilisés fréquemment. Nous ne les utiliserons ici que pour les roches qui n'ont pas été affectées par l'anatexie. En effet, celle-ci modifie de manière irréversible la chimie du protolithe (White, Powell, 2002). Deux diagrammes (fig. 26) permettent une discrimination entre les domaines ortho- et paradérivés : le triangle K_2O - MgO - Na_2O en % de poids d'oxydes (De La Roche, 1968) et le diagramme Al/3-K en fonction de Al/3-Na, en millimoles (De La Roche *et al.*, 1974). Un complément intéressant est fourni par

l'utilisation du diagramme CaO/MgO (fig. 26), individualisant les domaines des shales et des grauwackes (Fonteilles, 1976). **Les micaschistes du Chavanon ont un chimisme de shale**, exprimé dans les trois diagrammes. **Les gneiss de Feyt se situent entre les shales et les grauwackes**, avec toutes les réserves que l'on peut émettre quant à la représentativité d'une telle classification pour des roches à caractère restitique. **Les amphibolites sont nettement orthodérivées** et pourraient provenir de coulées basaltiques.

• **Protolithes des formations gneissiques et micaschisteuses de la série d'Ussel**

Aucune nouvelle analyse géochimique n'a été acquise lors de ces nouveaux levés sur cette série, hormis une diatexite leucocrate (échantillon DG69, voir en annexe). Nous reprenons ci-après des données géochimiques extraites de la thèse de L. Raimbault (1984). Cet auteur a réalisé une étude chimique détaillée de cette série (sur la base de données géochimiques sur roche totale et sur minéraux), qui lui ont permis de discuter de l'origine des formations lithologiques de la série d'Ussel.

À partir de diagrammes géochimiques des éléments majeurs ainsi en traces, cet auteur propose une origine sédimentaire pour ces roches, en faisant ressortir différents pôles : métashales et métagrauwackes pour l'essentiel, ainsi que des coulées de basalte, éventuellement remaniées. D'un point de vue strictement sédimentaire, cet auteur conclut que les protolithes des divers faciès lithologiques de la série d'Ussel dérivent d'anciennes argiles, probablement marines, entrecoupées d'apports terrigènes grossiers, avec des produits de remaniement de roches magmatiques acides et basiques.

Les inclusions des grenats des micaschistes du Chavanon

Les inclusions réparties selon une seule direction préférentielle peuvent être des reliques d'une foliation antérieure. Ceci est fréquent au sein des roches métamorphiques ; les observations réalisées dans les grenats des micaschistes du Chavanon montrent que cette foliation présentait un fort angle avec la foliation actuelle, en l'absence de critères de rotation du grenat. Ceci n'explique toutefois pas les agencements complexes observés (présence de deux voire trois directions d'orientation des inclusions, présence de plusieurs types d'agencements). Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- l'agencement selon deux ou trois directions est texturalement assez proche des exolutions de rutile et/ou d'ilménite décrites dans des roches de ultra haute pression (Hwang *et al.*, 2007b ; Perchuk, 2008) ;
- les microfractures dans les minéraux peuvent être cimentées par des produits de réactions métamorphiques (« crack-healing »). Plus particulièrement, S.-L. Hwang *et al.* (2007a) décrivent des inclusions dans des grenats liées à la réaction GRAIL (Bohlen *et al.*, 1983) : $\text{almandin} + 3 \text{ rutile} \rightarrow \text{Al}_2\text{SiO}_5 +$

3 ilménite + 2 quartz. Celles-ci se présentent comme des agrégats polycristallins dont la minéralogie est caractéristique de cette réaction ;

– il peut s’agir d’inclusions fluides « pseudosecondaires » (Roedder, 1984) se répartissant préférentiellement selon des directions cristallographiques lors de phénomènes de « crack healing » lors de la décompression. Toutefois, aucune texture d’éclatement typique d’inclusions fluides n’a été observée (voir par exemple Stöckhert *et al.*, 2009).

Toutefois, texturalement, les inclusions présentes dans les micaschistes du Chavanon sont nettement plus grosses que les exsolutions décrites par ailleurs. En effet, dans les travaux de R.-Y. Zhang *et al.* (2003) par exemple, les exsolutions ont une largeur micrométrique et font quelques dizaines (voire centaines) de micromètres de longueur. Dans les grenats des micaschistes de la série du Chavanon, les ilménites sont nettement plus grosses. Toutefois, F. Giacomini *et al.* (2008) décrivent des aiguilles de rutile de taille comparable dans des grenats éclogitiques.

Les inclusions des grenats des micaschistes de la série du Chavanon révèlent ainsi probablement un épisode antérieur de métamorphisme de haute pression mais celui-ci reste à caractériser (Thiéry, 2010).

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE RÉGIONALE

SUCCESSION DES ÉVÈNEMENTS MÉTAMORPHIQUES

Le bâti métamorphique a subi une évolution métamorphique polyphasée, qui débute par un stade de haute pression, suivie d’une évolution rétrograde. Le découpage en stades successifs est effectué ici par commodité, ces stades appartenant certainement à un continuum d’une évolution rétrograde du métamorphisme depuis un stade de granulitisation (M1), suivi du développement d’une anatexie (M2), puis d’une fin d’évolution rétrograde dans le faciès amphibolite (M3). Un échauffement tardif aurait induit un dernier métamorphisme de BP-MT (M4).

M1 - Stade de haute pression reconnu uniquement en reliques

Des reliques ou des traces de métamorphisme de HP ont été observées dans toutes les lithologies de la série du Chavanon et dans les diatexites à nodules de cordiérite mais elles n’ont pas été observées dans la série d’Ussel.

Dans les diatexites grenues à nodules de cordiérite, N. Le Breton *et al.* (1986) décrivent des rares grenats relictuels renfermant un grain de corindon, un grain de staurotide et un grain de kyanite. Ces observations, très ponctuelles puisqu’elles ne concernent que des échantillons provenant de la carrière du Puy-

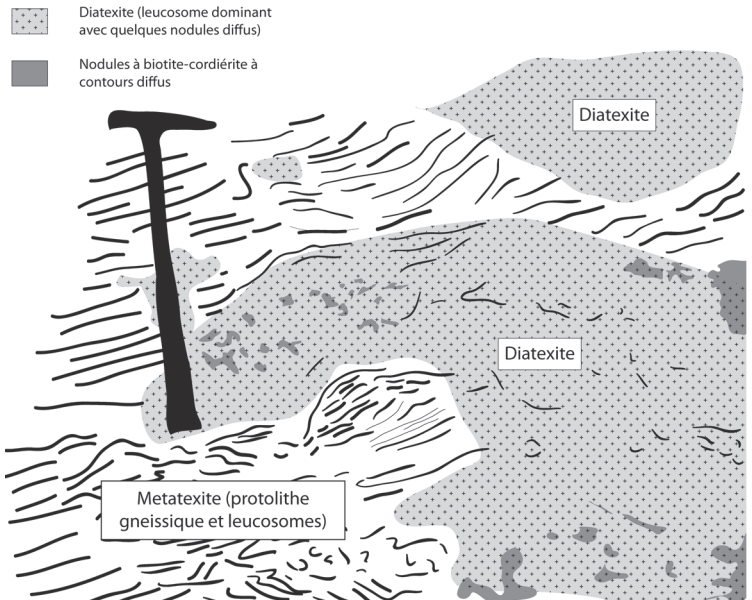


Fig. 27 - Imbrication entre des diatexites de type Cellette et des métatexites de type gneiss gris du Chavanon, carrière de Fayat, carte de Felletin

du-Roi à Aubusson, suggèrent que le protolithe de ces diatexites grenues a subi un métamorphisme de HP.

Les gneiss de Feyt, emballés dans les métatexites du Chavanon, possèdent un assemblage minéralogique à quartz + biotite + plagioclase + feldspath-k + grenat + kyanite + sillimanite, représentatif du faciès granulite. D'autre part, l'absence de zonation dans le grenat de ce gneiss, peut indiquer la formation de ce minéral en contexte métamorphique de haut grade (Yardley, 1977). Sur ces données, ces gneiss sont interprétés par V. Thiéry (2010) comme des granulites résiduelles emballées dans les gneiss métatectiques du Chavanon.

M2 - Une anatexie synchrone du développement d'une S1

Suite à la remontée du bâti qui se traduit par une baisse de pression, celui-ci subit une évolution rétrograde dans les conditions métamorphiques de haute température - moyenne pression dans la zone à sillimanite : ce minéral est présent dans toutes les formations des séries. La décompression entraîne l'anatexie.

L'abondance de cette dernière est croissante en montant dans la série du Chavanon. Cette observation n'a pas été réalisée dans la série d'Ussel où les contacts entre les gneiss métatectiques et les diatexites à nodules de cordiérite sont faillés, et surtout du fait de l'absence d'une coupe continue. Dans les gneiss du Chavanon, il apparaît que l'importance des leucosomes augmente vers le haut de l'édifice lithostructural, ce qui se traduit par une foliation S1 qui tend localement à s'estomper. Le gneiss passe sans limite nette à des diatexites puis à des diatexites grenues à cordiérite (type Aubusson) où la S1 est conservée sous forme de schlieren diffus. D'autre part, la texture de granitoïde des diatexites (présence de cordiérite et de plagioclase automorphes), ainsi que la présence de schlieren biotitiques, révèle que ces roches sont passées par un fort taux de fusion avec une rhéologie magmatique (voir par exemple Vanderhaeghe, 2009).

On observe fréquemment des imbrications entre les métatexites et les diatexites grenues. Ce type d'imbrication est spectaculaire au sein des diatexites de type Cellette (fig. 27).

Il n'apparaît pas de contraste métamorphique net entre les métatexites et les diatexites grenues à cordiérite. Les conditions métamorphiques sont sensiblement similaires de part et d'autre de la limite cartographique entre ces roches.

Il existe dans les grenats des micaschistes du Chavanon des inclusions d'agrégats polycristallins (quartz et biotite aux contours lobés) montrant des textures magmatiques (et notamment des textures graphiques) typiques (Thiéry, 2010). À partir des travaux de B. Cesare (2008) et de B. Cesare *et al.* (2009),

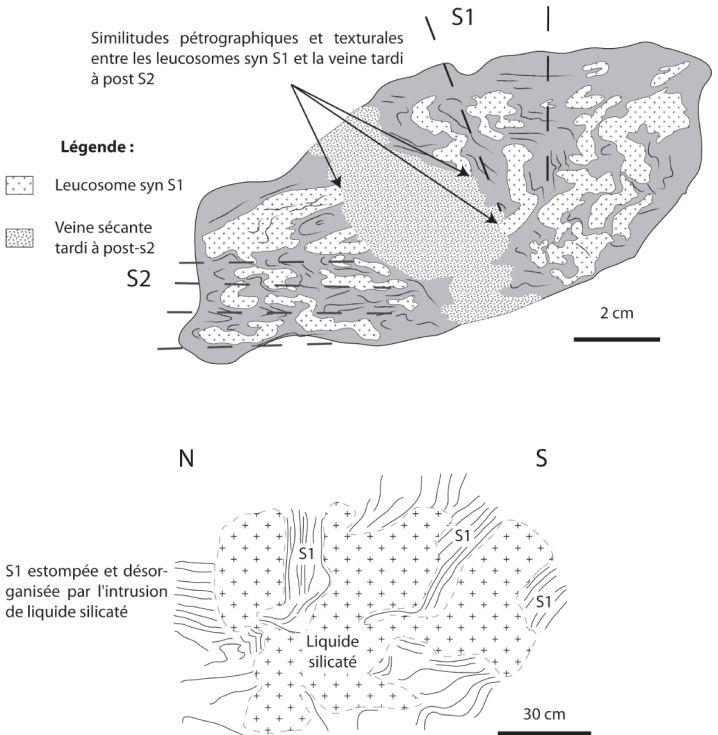


Fig. 28 - Migmatites du sommet de la série du Chavanon (Thiéry, 2010).
La S1 peut être complètement estompée par l'anatexie

V. Thiéry (2010) a interprété ces inclusions d'agrégats polycristallins comme des liquides anatectiques piégés lors de la cristallisation des grenats. Ces inclusions suggèrent qu'une anatexie se serait également développée dans ces micaschistes.

M3 - Le métamorphisme de faciès amphibolite syn S2

La déformation D2 est accompagnée du développement d'un métamorphisme de faciès amphibolite dans les micaschistes et dans la partie basale des gneiss. Elle se traduit dans les gneiss par une muscovitisation sur une grande puissance. Localement se développe lors de ce stade métamorphique une deuxième génération de leucosome, sécant sur les structures de phase D1 voire même sur les plans axiaux des plis P2 (fig. 28).

La paragenèse syn S2 la plus fréquente dans les micaschistes est à quartz + plagioclases + biotite + muscovite très abondante. Le grenat est parfois abondant dans certains lits. La sillimanite est fréquente sous forme fibreuse (fibrolite) ; elle présente un tronçonnement perpendiculaire à son allongement interprété par M. Tegye (BRGM, com. orale) comme la trace relique des plans de séparation [001] du kyanite : l'origine de la sillimanite au dépend de prismes de kyanite semble probable. Ces micaschistes renferment également du staurolite (Brousse *et al.*, 1990) et de l'andalousite, en gros prismes centimétriques, rapporté à la fin du stade rétrograde, en condition de plus basse pression et température (Thiéry, 2010).

Toute cette évolution métamorphique, de faciès amphibolite, est contemporaine du développement de la foliation S2. La transposition de la foliation S1 (syn anatexie dans les gneiss) par cette S2 (syn faciès amphibolite) atteste que le faciès amphibolite se développe à la base de la pile lithologique après l'anatexie.

La paragenèse à l'équilibre dans les micaschistes du Chavanon (muscovite, biotite, plagioclase, grenat, sillimanite, quartz et ilménite) révèle un métamorphisme de faciès amphibolite, dont les conditions P-T ont été modélisées à 3-3,5 kbar et 570-620 °C sur un échantillon (Thiéry, 2010) à l'aide du logiciel PERPLE_X'07 (Connolly, 2005), et grâce aux tracés des isoplèthes à partir des compositions des minéraux obtenus par microsonde électronique. Le champ P-T modélisé suggère que le métamorphisme s'est déroulé en conditions de croûte moyenne vers 10-11 km.

M4 - Un évènement thermique tardif dans les micaschistes ?

Des occurrences de biotite ceinturant une génération précédente de biotite chloritisée dans les micaschistes du Chavanon suggèrent qu'un réchauffement a affecté la base de ce bâti postérieurement à la fin du trajet rétrograde qui a été décrit ci-dessus. Cette génération est sécante sur la foliation régionale S2 et donc

nettement tardive. Cet évènement est décrit par ailleurs dans le Haut-Allier (Van Hinsberg *et al.*, 2007) dans un contexte géologique relativement similaire (proximité d'une grande faille et d'un bassin houiller). Notons que dans le bassin houiller de Messeix, qui jouxte la série du Chavanon, a été décrit un phénomène d'hyperthermie (Copard, 2002 ; Copard *et al.*, 2000). Cet évènement est discuté ci-dessous au paragraphe « Évolution tardi- et post-varisque régionale ».

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES SUR LE MÉTAMORPHISME

Datation de l'anatexie syn D1 : les datations par la méthode U-Pb-Th sur monazite et U-Pb sur zircon acquises sur les diatexites grenues à nodules de cordiérite (373 ± 5 Ma, 375 ± 2 Ma et 371 ± 8 Ma, Cocherie *in* Cartannaz *et al.*, 2007), ainsi que sur une diatexite grenue à cordiérite enclavée dans les métatexites du Chavanon (diatexite de Ribiéras, 362 ± 6 Ma, Cocherie *in* Rolin *et al.*, 2008), suggèrent que l'anatexie syn D1 dans la série du Chavanon s'est produite entre 375 et 360 Ma.

Datation du métamorphisme de faciès amphibolite syn D2 : les données géochronologiques acquises par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, à 352 ± 4 Ma sur un échantillon de micaschiste (Gébelin, 2004), et sur amphibole, à $351 + 3/4$ Ma sur l'amphibolite de Pradelles (Thiéry, 2010) permettent de situer la fin du métamorphisme amphibolitique syn D2 vers 350 Ma.

Les diatexites leucocrates de la Cellette livrent un âge isotopique U-Pb-Th moyen sur monazite à 349 ± 4 Ma qui suggère le développement d'une anatexie en base des gneiss du Chavanon plus tardive que celle syn S1. Cette anatexie pourrait correspondre à la deuxième génération de leucosome post S1 et même S2 que nous avons observé et serait sub contemporaine du métamorphisme de faciès amphibolite des micaschistes.

SYNTHÈSE DES DONNÉES STRUCTURALES

Pour une présentation plus générale des évènements tectonométamorphiques à l'échelle du Massif central, nous renvoyons le lecteur vers les publications de P. Ledru *et al.* (1989), M. Faure *et al.* (2005) ainsi que M. Faure *et al.* (2009), qui présentent une synthèse complète.

La phase D1

La première déformation enregistrée dans la région se produit en contexte anatectique, elle se traduit par une foliation S1 d'attitude actuellement fortement redressée voire verticale, de direction fréquemment NW-SE, qui est la structure principale des gneiss métatectiques.

Vers le haut de la formation métatectique, et localement dans cette dernière, l'anatexis conduit à une réhomogénéisation partielle de la roche et à l'occultation de la foliation primaire S1 qui devient nébuleuse. Des masses de toutes tailles (métrique à plurihectométriques) de diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite et de diatexites leucocrates et saccharoïdes apparaissent dans la masse des métatexites et aux sommets des édifices métamorphiques. Dans ces diatexites grenues la foliation S1 correspond à l'alignement de schlieren dont l'orientation est conforme à celle S1 des gneiss métatectiques environnants. Elle est fortement pentée et orientée principalement selon une direction NW-SE.

Dans les micaschistes, la foliation S1, totalement transposée par la S2, apparaît sous forme de rubans quartzeux recristallisés conservés dans les têtes de plis P2 synschisteux (syn S2). Aucune linéation L1 associée à cette S1 n'a pu être observée.

La phase D2

Lors de la phase D2, la foliation S1 des gneiss métatectiques est plissée par des petits plis P2 ouverts à moyennement fermés et anisopaques, de direction moyenne NW-SE (fig. 29).

Dans la partie inférieure des formations métatectiques, ces plis P2 sont de plus en plus fermés et une schistosité S2 de plan axial apparaît graduellement : la S1 est alors transposée par la schistosité S2 sub horizontale, plan axial des plis P2. Cette schistosité devient graduellement une foliation S2 qui transpose totalement la S1 (fig. 30).

La foliation S2, plan axial des P2, est très pénétrative dans les micaschistes. Elle transpose presque complètement la S1, qui n'est visible qu'en têtes de plis sous la formes de rubans quartzeux (fig. 31). Elle porte une linéation minérale Lm2 très marquée, d'orientation moyenne NW-SE, marquée par l'alignement de la muscovite, parfois de la biotite ou des baguettes d'ilménite. Peu de données permettent de discuter son origine : direction d'étirement des roches ou direction de transport à proximité d'un cisaillement ? Quelques structures rotationnelles parallèles à la linéation sont en faveur de la deuxième éventualité, au moins localement. Elles indiquent un cisaillement à vergence sud-est. Toutefois, cette linéation Lm2 est homoaxiale des plis P2 syn S2, ce qui incite à retenir la première éventualité.

Les plis P2 synschisteux (syn S2) des micaschistes et de la partie basale des métatexites sont anisopaques et isoclinaux (fig. 31). Leurs axes s'orientent globalement selon une direction WNW-ESE.

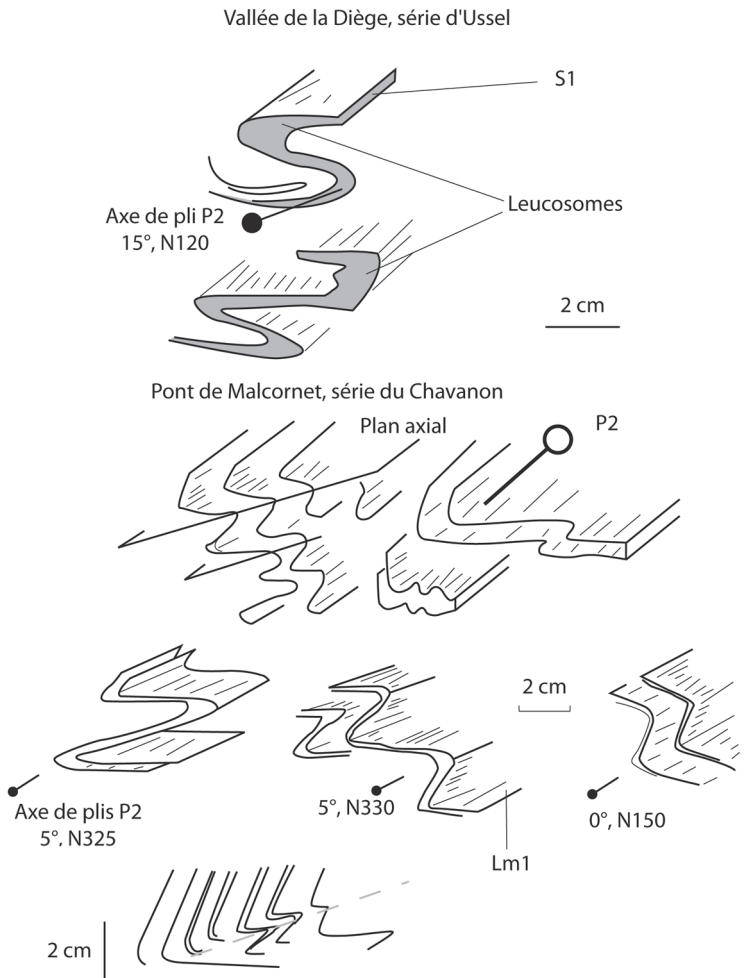


Fig. 29 - Aspect des plis P2 dans les séries d'Ussel et du Chavanon dans la partie sommitale des gneiss métatectiques

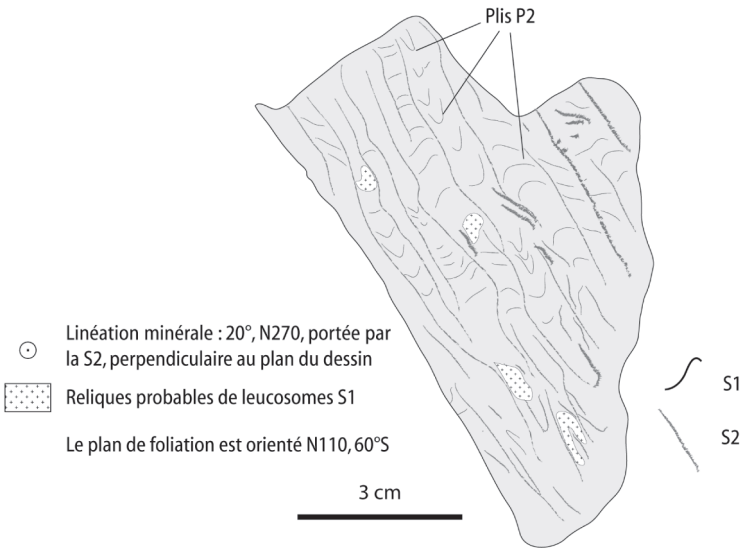


Fig. 30 - Transposition totale de la S1 par une S2 à biotite-cordiérite, série d'Ussel (Nord-Est du hameau du Vert)



Fig. 31 - Aspect des plis P2 dans les micaschistes de la série du Chavanon (carte de Bort-les-Orgues, en rive droite du lac du barrage, au bord de l'eau sous le hameau de Bourrière). Les axes des plis P2 sur cet affleurement sont globalement d'orientation NW-SE

Le cisaillement de La Courtine, ses relations avec la phase D2

Le jeu cisailant dextre ductile de ce cisaillement se traduit par la formation, en contexte métamorphique (faciès amphibolite), d'un large couloir de mylonites aux dépends des diatexites et des gneiss de la série du Chavanon au Nord, des diatexites de la série d'Ussel au Sud.

Les données géochronologiques sur la fin du métamorphisme dans la zone de cisaillement de La Courtine (352 Ma, Gèbelin, 2004), la fin du jeu ductile du cisaillement du Nord-Millevaches – La Courtine (351 ± 5 Ma, Cartannaz *et al.*, 2006 ; Rolin *et al.*, 2007) et sur la fin du métamorphisme syn S2 dans les micaschistes du Chavanon autour de 350 Ma (352 Ma, Gèbelin, 2004 ; $351 \pm 3/-4$ Ma, Thiéry, 2010) suggèrent que le jeu ductile dextre syn métamorphique de la zone de cisaillement de La Courtine est synchrone de la structuration S2 des micaschistes, et se rapporte à la phase D2.

Le jeu du chevauchement de Savennes

Le chevauchement de Savennes est jalonné par une zone mylonitique, très développée à l'Ouest de Saint-Étienne-aux-Clos. Ces mylonites sont présentes dans la partie sommitale des micaschistes du Chavanon ainsi qu'à la base de l'intrusion du granite. Elles réorientent la foliation S2 des micaschistes du Chavanon. La linéation portée par les plans de foliation de ce granite déformé suggère une mise en pace selon un axe de raccourcissement NW-SE. L'âge de cette intrusion syn tectonique est de 336 ± 3 Ma (Zr) ce qui atteste de son jeu (ou rejeu) au Viséen moyen-supérieur. Ce jeu est contemporain du jeu du Sillon Houiller, tout proche, dont le fonctionnement ductile anté Viséen supérieur est scellé par les tufs du bassin de Pontaurum à 325 ± 3 Ma et par l'intrusion du granite de Messeix à 326 ± 4 Ma (Thiéry *et al.*, 2009). Le jeu majeur du Sillon Houiller, séparant les deux séries métamorphiques (Sioule et Chavanon), est acquis à cette période.

Les phases D3 et D4

Deux phases de plissement post S2 affectent les formations métatectiques et micaschisteuses. Ces plis sont droits, centimétriques à décimétriques et accompagnés d'une microcraquelure : l'une des phases est de direction moyenne NNE-SSW (N30-210), l'autre de direction moyenne E-W (N80 à 120) dans les séries du Chavanon et d'Ussel. Ces deux directions de plis peuvent être présentes sur le même affleurement, mais leur chronologie relative reste douteuse.

ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTÉ TECTONIQUE

Les roches qui constituent la série du Chavanon sont fortement alumineuses et siliceuses, avec des variations sensibles de chimisme (plus ou moins alumineux et siliceux) qui traduisent les variations de chimisme du matériel sédimentaire : les micaschistes de Confolent ont un chimisme de shale. Les amphibolites pourraient provenir de coulées basaltiques et les marbres sont d'anciens niveaux calcaires.

La puissance de ces dépôts essentiellement sédimentaires n'est pas connue, ni leur âge : Protérozoïque supérieur et/ou Paléozoïque inférieur (Cambrien – Ordovicien). Le substratum de ces anciens sédiments a disparu au cours de la tectonique varisque, il n'est pas documenté.

Du fait de l'absence de structures anté-métamorphiques dans les séries étudiées, nous ne savons rien sur l'évolution historique précoce de la région. Les terrains, affectés d'un fort métamorphisme ayant atteint l'anatexie, n'ont pas conservé de structures sédimentaires. Notons que F.-H. Forestier *et al.* (1973) ont décrit dans une métadolomie du Haut-Allier des traces organisées qu'ils rapportaient à un fossile d'algue d'âge inconnu, ayant été préservées malgré un métamorphisme granulitique.

TECTONIQUE DE CONVERGENCE DÉVONO-DINANTIENNE

Durant le Siluro-Dévonien inférieur à moyen, la dynamique de convergence provoque un épaississement crustal qui induit dans toutes les formations lithologiques un métamorphisme de haute pression et moyenne température (faciès granulite de haute température ou éclogitique), dont les traces sont rarement conservées dans le Massif central.

Au Dévonien supérieur (vers 370-360 Ma), la décompression du bâti, en relation avec son ascension en contexte de désépaississement crustal, est accompagnée une évolution rétrograde dans les conditions métamorphiques de moyenne pression - haute température, dans la zone de stabilité de la sillimanite-cordiérite-grenat. Cette décompression entraîne l'anatexie dans les gneiss, synchrone du développement de la foliation S1, dont l'attitude verticale est probablement héritée de son attitude initiale (voir au chapitre « Succession des événements métamorphiques »). Le champ de stabilité de ces minéraux suggère que cette anatexie syn D1 s'est déroulée dans des conditions P-T de 5 à 6 kb et 680-720°, en contexte de croûte moyenne (16-19 km). L'importance que prennent les leucosomes vers le haut de l'édifice métamorphique, ainsi que l'atténuation graduelle de la foliation S1, montre soit une anatexie croissante vers le haut de cet édifice, soit une zone de collecte des liquides silicatés (Kisters *et al.*, 2009 ; Vanderhaeghe, 2009). D'autre part, la texture de granitoïde de ces

diatexites et la présence de minéraux automorphes d'origine en partie magmatique (cordiérite et plagioclase), ainsi que de schlieren, attestent d'un taux de fusion important à l'origine de ces roches au sommet de l'édifice.

Vers la fin du Dévonien et au Tournaisien (vers 350 Ma), le bâti poursuit sa décompression (phase D2). Dans sa partie haute (partie supérieure des gneiss métatectiques et diatexites), l'évolution métamorphique rétrograde s'achève. La phase D2 a été datée dévonienne dans le Limousin (Faure *et al.*, 2008 ; Melleton *et al.*, 2009) ainsi que dans les Monts du Lyonnais (Duthou *et al.*, 1994). Par contre, la base de ce bâti évolue encore dans les conditions métamorphiques de moyenne à basse pression et moyenne température, dans la zone de stabilité de la muscovite, biotite, plagioclase, grenat, sillimanite. Le champ de stabilité de ces minéraux suggère que ce métamorphisme de faciès amphibolite s'est déroulé dans des conditions P-T de 3-3,5 kbar et 570-620 °C en contexte de croûte moyenne (environ 10 km).

Cette évolution métamorphique dans la partie inférieure du bâti est contemporaine du développement de la foliation S2 (phase tectonique D2) qui transpose la S1. Une linéation minérale Lm2 est portée par cette S2 de direction NW-SE. Des critères non coaxiaux syn S2 sont parfois associés à cette linéation, ils indiquent un cisaillement préférentiel du haut vers le Nord-Ouest, mais parfois du haut vers le Sud-Est également. L'interprétation de ces critères rotationnels est ambiguë. Les plis P2, qui replissent la S1 sont syn S2, ils sont de petite taille et de direction NW-SE.

Les datations sur monazite du pic du métamorphisme amphibolitique syn D2 et les âges argon sur amphibole et biotite permettent d'attribuer à cette tectonique syn métamorphique un âge tournaisien (355-350 Ma), cohérent avec les âges obtenus par J. Melleton *et al.* (2009) dans le Limousin.

L'inversion lithologique apparente dans les séries régionales est ici expliquée par une anatexie syn S1 croissante vers le haut de l'édifice litho-structural, suivie d'un refroidissement rapide de la partie sommitale de l'édifice, tandis que sa partie basale subissait une deuxième déformation syn S2 en conditions toujours métamorphique dans le faciès amphibolite.

La zone de Cisaillement du Nord-Milleval – La Courtine de direction N130, qui disloque cette partie du Massif central et isole la série métamorphiques du Chavanon de celle d'Ussel apparaît vers 360-350 Ma, et déforme les formations régionales en contexte métamorphique du faciès amphibolite. Son jeu est contemporain de la tectonique D2.

ÉVOLUTION TARDI- ET POST-VARIQUE RÉGIONALE

Déformations plicatives tardives

Les déformations tardives se produisent en contexte non métamorphique et correspondent au développement de deux générations de petits plis post S2, à plans axiaux raide, de direction NW-SE et NE-SW. Ces deux phases de plissement ne sont pas datées.

Jeu du Sillon Houiller

Présentation de l'accident et du jeu ductile

Ce grand accident crustal est situé à proximité immédiate de la feuille Ussel, il affecte la bordure est de la série du Chavanon. Les récents travaux de V. Thiéry *et al.* (2009) ont montré que cet accident a connu une activité polyphasée complexe. Son jeu précoce senestre s'est produit en conditions ductile-fragile, dans la croûte supérieure. Il conduit à la formation d'une étroite zone ultramylonitique de moins de 200 m de puissance nommé « Proto-Sillon Houiller » par A. Joly (2007). Son activité résulte en un coulissement de 70 km (Grolier, Letourneur, 1968).

Des ouvertures apparues dans des zones en transtension le long du Proto-Sillon Houiller permettent l'ascension de magmas acides au Viséen supérieur (Joly *et al.*, 2007 ; Joly *et al.*, 2008). Ces magmas forment soit des lames granitiques, soit des dépôts volcaniques conservés dans des bassins viséens supérieurs encadrés en bordure du Sillon Houiller (bassin de Pontaurmur par exemple). Ces magmas scellent le couloir ultramylonitique du Proto-Sillon Houiller et post-datent son jeu ductile senestre, qui est anté Viséen supérieur (Viséen moyen - inférieur).

Le jeu cassant

La réactivation du Proto-Sillon Houiller en conditions fragiles conduit à la formation d'une faille soulignée d'une zone de brèche de puissance pluri décamétrique. Sur tout son parcours, le Sillon Houiller est jalonné de bassins houillers stéphaniens interprétés comme des pull-aparts (Bonijoly, Castaing, 1983). Dans le secteur, la série du Chavanon est ainsi en contact avec le bassin houiller de Messeix (carte de Bourg-Lastic, Brousse *et al.*, 1989) et le petit bassin de Puy-Saint-Gulmier (carte de Pontgibaud, Hottin *et al.*, 1989).

Jeu du chevauchement de Savennes

Ce chevauchement à cinématique vers le Sud-Est, met en contact les gneiss du Chavanon sur les micaschistes de Confolent. La mise en place syn-cinématique de la lame granitique de Savennes (datée à 336 ± 3 Ma par la méthode U-Pb sur zircon) dans l'accident, permet de rapporter son jeu, ou rejeu, au Viséen moyen-supérieur. Ce jeu est contemporain du fonctionnement ductile du Sillon Houiller.

Anomalie thermique fini-Carbonifère

À l'échelle du Massif central, une anomalie thermique tardi-carbonifère est responsable d'un haut degré de houillification dans les bassins (Copard, 2002 ; Copard *et al.*, 2000 ; Golitsyn *et al.*, 1997 ; Robert *et al.*, 1988) et d'une intense activité hydrothermale à l'origine de dépôts métallifères (Au, Sb...) sur tout le Massif central (Bellot, 2004 ; Bellot *et al.*, 2003 ; Bouchot *et al.*, 1997 ; Marignac, Cuney, 1999 ; Roig *et al.*, 2002 ; Van Hinsberg *et al.*, 2007). Dans la région, celle-ci a été décrite dans le bassin de Messeix (Robert *et al.*, 1988) ; signalons également le gisement polymétallique (Sn, Pb, Zn, Ag, Cu) des Borderies (au Nord-Est de Singles, sur la feuille « Bourg-Lastic »), jouxtant le Sillon Houiller, daté à 313 ± 5 Ma par la méthode K/Ar (Marcoux *et al.*, 1988), les minéralisations du secteur de Labessette (Brousse *et al.*, 1990)... Rappelons également que la datation sur amphibole de la métadiorite de Savennes n'a pas permis l'établissement d'un âge plateau, toutefois, la majorité de l'argon expulsé livre un âge à 319 ± 3 Ma. Cet âge, bien plus jeune que celui de la structuration de la série, pourrait traduire la réouverture du système isotopique de l'amphibole lors de l'évènement thermique fini-Carbonifère.

Le Massif central au Mésozoïque et au Cénozoïque

À la fin des temps hercyniens, il est classiquement admis que la chaîne a été puissamment érodée, pour donner naissance à une pénéplaine, même si ce concept mérite d'être revu (voir ci-dessous). À l'échelle du Massif central, les datations de profils d'altérations livrent des âges fini-Jurassique - Crétacé inférieur (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010 ; Ricordel, 2007 ; Ricordel *et al.*, 2005 ; Thiry *et al.*, 2004). Comme le notent R. Simon-Coinçon *et al.* (2005), la préservation d'aussi vieilles topographies pose problème. Ces auteurs posent notamment la question de l'enfouissement de ces profils d'altération anciens et de leur exhumation postérieure. Ceci repose le problème, toujours débattu, de l'existence d'une couverture sédimentaire généralisée sur le Massif central, entièrement érodée par la suite.

Extension des glaciations du massif du Mont-Dore

Si elles ne sont pas connues sur la feuille Ussel, les formations liées aux glaciations ayant recouvert le massif du Mont-Dore affleurent au Sud sur la carte de Bort-les-Orgues (Talbert, 1988), au Sud-Est sur la carte de La Tour-d'Auvergne (Brousse *et al.*, 1990) et à l'Est sur la carte de Bourg-Lastic (Brousse *et al.*, 1989). De nombreux auteurs se sont attardés sur ces glaciations et leur rôle dans la topographie ainsi que dans les dépôts glaciaires, limno-glaciaires et fluvio-glaciaires (Boisse De Black Du Chouchet, 1951 ; Glangeaud, 1917 ; Veyret-Mekdjian *et al.*, 1988 ; Veyret, 1972, 1978). L'extension du lac glaciaire de Bort-les-Orgues présente une surface de remblaiement à 620 m d'altitude qui témoigne d'apports considérables venus du plateau d'Artense (Brousse *et al.*, 1990).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

GÉOMORPHOLOGIE

Généralités sur la morphologie limousine

À l'échelle du Limousin, on observe un étagement de surfaces (Demangeon, 1910 ; Flageollet, 1977 ; Freytet *et al.*, 1985). Trois écoles s'opposent pour en expliquer la genèse :

- une **interprétation dite « cyclique »**, faisant appel à un étagement de surfaces d'érosion successives (Baulig, 1928 ; Demangeon, 1910 ; Perpillou, 1940) .
- une **interprétation tectonique**, mettant en jeu une surface initiale unique découpée par des failles (Beaujeu-Garnier, 1954 ; Derruau, 1952 ; Freytet *et al.*, 1985). À l'échelle du Massif central, ces surfaces s'abaissent en pente douce vers l'Ouest (Demangeon, 1910) ;
- enfin, une interprétation prenant en compte les **différences de lithologie** (Derruau, 1952 ; Flageollet, 1977) : les points hauts sont « exclusivement façonnés dans les affleurements de leucogranites [...] tandis que plateaux et dépressions se développent sur roches métamorphiques et granites à tendance mélanocrate et granodioritique, très sensibles à l'altération » (Winckell, 1971). Notons que B. Valadas (1984) reprend cette conclusion pour expliquer la forme des versants, dans un relief de type « montagne » qu'il fait correspondre aux granites, et dans un modelé de type « plateau » qu'il fait correspondre aux terrains métamorphiques.

L'interprétation géomorphologique à l'échelle du Limousin est controversée, la description de chaque hypothèse sort du cadre de cette notice. Nous renvoyons le lecteur aux ouvrages et articles cités ci-dessus, ainsi qu'aux

ouvrages de A. Le Griel (1991), B. Valadas (1984) et à l'article de J. Désiré-Marchand, C. Klein (1986).

Notons toutefois que le concept classique de « pénéplaine post-hercynienne » tend à être abandonné au profit d'un paysage avec escarpements de faille, inselbergs... (Duguet *et al.*, 2006 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2005 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000; Thiry *et al.*, 2004).

Géomorphologie de la feuille « Ussel » (voir carte oro-hydrographique en annexe)

La feuille « Ussel » présente des spécificités géomorphologiques intéressantes. Elle se situe en effet à la limite est de la « montagne », c'est-à-dire du plateau de Millevaches des géographes et géomorphologues. Le territoire couvert par cette coupure est entaillé par les profondes gorges du Chavanon (qui se jette dans la Dordogne, dont un bras apparaît dans le coin sud-est de la feuille) et de la Barricade, à l'Est. Ces rivières ont creusé leur cours dans un plateau oscillant entre 720 et 780 m d'altitude. L'enfoncement des rivières pourrait être lié à un bombement régional à moyen rayon de courbure, proposé par A. Winckell (1971) et précisé comme datant de la limite Crétacé-Tertiaire (Simon-Coinçon *et al.*, 2000 ; Wyns, 1991). Les reliefs prennent de l'importance au Nord et surtout au Sud-Ouest de la carte, c'est dans ces secteurs que les formations d'altération sont le plus représentées.

Les plateaux du Chavanon et de la basse Diège forment une même unité qui s'abaisse lentement vers la Dordogne, malgré la présence de quelques bombements discrets (Le Griel, 1991).

Bordure du plateau de Millevaches

C'est dans ce secteur que l'étagement des surfaces est le plus nettement marqué car le dénivelé atteint quasiment 250 m sur 3 km. C'est sur ces reliefs prononcés que se trouvent en abondance des colluvions de pente.

On retrouve ainsi une surface aux alentours de 950 m d'altitude (le point culminant du Limousin -Mont Bessou, 976 m- est situé juste à l'Ouest de la limite de la carte), une surface périphérique à 830-850 m, et un plateau développé sur le granite de Meymac à 750 m. Celui-ci présente quelques petits reliefs, de faible amplitude par rapport au Plateau de Millevaches. On retrouve cette morphologie à l'Ouest du plateau de Millevaches, et dès 1910, A. Demangeon avait proposé de l'expliquer par un étagement de surfaces d'altération. Nous avons vu ci-dessus les controverses qui existent à ce sujet, nous nous limiterons à décrire les surfaces et leurs relations sans chercher à interpréter.

Les différentes surfaces étagées sont reliées entre elles par des talus de raccordement. Ceci est net au niveau du Pradinas où une mince lanière d'altérites développée sur une surface à 750 m vient buter sur un talus de socle.

Le haut bassin de la Diège entaille fortement la « montagne » : les talus qui le limitent forment une ligne brisée. Ainsi, la bordure du plateau de Millevaches est composée d'une succession de courts tronçons N160 et N30 (D30 E2 au Sud de Freyte).

Plusieurs auteurs ont travaillé sur ces reliefs, ils rattachent la surface d'érosion de « la montagne Limousine » (plateau de Millevaches) au Paléogène (Désiré-Marchand, Klein, 1986). Les versants, fréquemment recouverts de colluvions, correspondent à des talus de raccordement entre des surfaces d'altération d'âge différent. Toutefois, les changements de lithologie n'excluent pas des contrastes morphologiques (Flageollet, 1977). Cependant, sur la feuille « Ussel », il est évident (à l'Ouest, près de Pradinas) que la surface d'altération développée à 830 m est indépendante de la lithologie dans la mesure où elle est sécante sur les formations métamorphiques et granitiques.

Centre-nord de la carte

Deux surfaces sont bien développées vers 800 m (forêt de Mirambel) et 900 m (massif des Agriers), sur lesquelles on trouve de l'arène. Toutefois, celle-ci a été localement décapée, ce qui implique que les altérites ne sont pas systématiquement présentes ou épaisses sur ces surfaces. Notons que localement (forêt de Mirambel notamment), le couvert végétal très dense rend difficile l'appréciation de l'épaisseur des altérites. Selon J. Désiré-Marchand, C. Klein (1986), le relief du camp de La Courtine et de la forêt de Châteauvert forment un inselberg (c'est-à-dire un inselberg constituant un massif compact) qu'ils interprètent comme une apophyse de la Montagne. Le knick entre le plateau et le relief manque de vigueur, ce qui, toujours selon ces auteurs, n'a rien d'étonnant compte-tenu qu'il s'agit de formes héritées d'un passé lointain. Notons de plus que le relief sur lequel le camp de La Courtine est établi (limite entre la feuille « Ussel » et la feuille « Felletin ») marque la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Creuse au Nord et le bassin de la Dordogne au Sud.

Est de la carte

La rivière Chavanon naît sur la feuille « Bourg-Lastic » du confluent entre la Méouzette et la Ramade. Elle coule dans des gorges qui s'approfondissent au fur et à mesure de son parcours. Ainsi, l'encaissement est de 120 m à la Cellette et atteint 250 m au confluent du Chavanon et de la Dordogne. Les affluents du Chavanon forment également des gorges encaissées : Barricade, Béal des Roziers, Béal du Mas. Les versants des gorges sont fréquemment recouverts d'éboulis.

OCCUPATION DU SOL

La pauvreté des sols acides de la région est à l'origine de la quasi-absence des cultures sur le territoire couvert par cette coupure. Les zones fortement humides, voire marécageuses (colluvions de fond de vallée) ont une végétation assez caractéristique à prèles, joncs et carex. Plus rarement, on observera des droseras dans les zones vraiment tourbeuses.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

La roche saine est à rechercher dans les fonds de vallées, les plateaux étant couverts d'une pellicule d'altération localement importante. La construction sur les zones de colluvions de fond de vallée ne pourra se faire qu'après avoir étudié l'éventuelle présence de passées tourbeuses. Pour plus de précisions sur les aspects géotechniques en zone de socle, nous renvoyons le lecteur vers J. Wojtkowiak (1982).

RISQUES NATURELS

Risques sismiques

L'ensemble de la région Limousin était, en 2009, classée en zone 0 : « sismicité négligeable mais non nulle ». Pour la partie de la carte située dans le Puy-de-Dôme, par conséquent dans la région Auvergne, il faut noter que celle-ci est à proximité du massif du Mont-Dore, qui est quant à lui classé dans sa partie occidentale en zone 1a : « sismicité très faible mais non négligeable ».

Aucun séisme n'est recensé directement sur le périmètre de la feuille « Ussel » mais le Limousin et l'Auvergne ont été affectés de secousses sismiques au cours des temps historiques. Notons le séisme du 1^{er} mars 1490, dont l'épicentre est estimé près de Riom (63), et dont l'intensité (échelle MSK) a été estimée à 8. Plus proche de la carte d'Ussel, un séisme dont l'épicentre était localisé à proximité de Pionsat (63) a eu lieu le 16 octobre 1913. Son intensité a été estimée à 6 sur l'échelle MSK. Rappelons pour mémoire une crise sismique à la fin du XIX^e siècle (Vogt, 1981), ressentie dans tout le Massif central.

Pour plus de précisions, nous renvoyons le lecteur vers la base de données de la sismicité de la France (<http://www.sisfrance.net>), ainsi que vers les DIREN des régions concernées.

Chutes de blocs, glissements de terrain

Les gorges du Chavanon sont encaissées dans des roches souvent altérées et fortement anisotropes du fait de leur débit en feuillet. Ainsi, nous avons pu mettre en évidence un certain nombre d'éboulements récents au fond des gorges, le long de l'ancienne voie ferrée. Ces éboulements génèrent des blocs de taille variable, décimétriques à métriques. Notons que les têtes de tunnel de l'ancienne voie ferrée sont presque toutes effondrées du fait d'éboulements massifs. L'alternance gel/dégel, souvent brutale dans cette région au climat rude, peut être à l'origine de ces désordres.

Notons dans les années 70 un important glissement de terrain au fond des gorges du Chavanon à proximité de l'ancien pont d'Arpiat (communes de Singles et de Confolent-Port-Dieu), et plus récemment un éboulement sur la RD159 sur la commune de Confolent-Port-Dieu (route menant au fond des gorges du Chavanon) (Aubié, Ballereau, 2006 ; Maillard, Restituito, 1990 ; Renault *et al.*, 2006). Une chute de blocs a eu lieu le 1^{er} octobre 2005 sur la commune de Monestier-Merlines (Aubié, Ballereau, 2006).

NÉOTECTONIQUE

Aucun indice néotectonique n'est recensé sur la carte Ussel ni dans les environs proches. Nous renvoyons le lecteur vers la base de données Néopal (<http://www.neopal.net>) pour davantage de précisions.

RESSOURCES EN EAU

Sur la feuille « Ussel », l'immense majorité des terrains est constituée de roches cristallines (plutoniques et métamorphiques). Les seules exceptions concernent une petite coulée volcanique de l'Est de la carte (labradorite de Védrine) et les terrains sédimentaires qui forment de petits placages épars sur la carte. Les ressources vont concerner les eaux de surface ; les aquifères sont contenus dans l'arène, plus rarement dans le socle fracturé. Pour davantage de précisions, nous renvoyons le lecteur vers les rapports BRGM consacrés à l'inventaire des points d'eau de la Corrèze (Bourdier, Constans, 1981), de la Creuse (Bourdier, 1980) et du Puy-de-Dôme (Bertin, Rouzaire, 2004).

Présentation générale

N.B. : les valeurs des surfaces des bassins versants ont été obtenues auprès de la DIREN Limousin.

L'ensemble des cours d'eau présents sur la carte appartient au bassin versant de la Dordogne (qui couvre en Limousin une surface de 4 837 km²), qui se jette dans l'océan Atlantique. Les rivières les plus importantes sont la Diège (BV de 500 km², affluents compris), la Liège (BV de 104 km²), la Triouzoune (BV de 159 km²), la Sarsonne (BV de 111 km²), le Dognon (BV de 69 km²), le Chavanon (BV de 473 km²) et la Dordogne qui effectue un court passage sur la carte après son confluent avec le Chavanon, à la limite avec la carte de Bourg-Lastic. Celle-ci est tributaire du niveau de la retenue du barrage de Bort-les-Orgues, en aval, dont l'influence est nette sur la hauteur d'eau.

Climatologie et hydrologie

Climatologie

Les stations météorologiques les plus proches du territoire de la feuille « Ussel » sont celles de Brive-la-Gaillarde (75 km au Sud-Ouest d'Ussel) pour la partie corrézienne de la carte et celle de Clermont-Ferrand (70 km à l'ENE d'Ussel) pour la partie appartenant au Puy-de-Dôme. Le département de la Creuse ne possède actuellement pas de station météo.

La pluviométrie est assez importante : sur la période 1951-1970, les valeurs suivantes ont pu être mesurées (stations n'étant pas situées dans le périmètre strict de la carte d'Ussel mais toutefois suffisamment proches pour livrer une donnée représentative) : Bugeat (700 m) : 1 593 mm ; Égletons (638 m) : 1 381 mm ; Meymac (702 m) : 1 285 mm et Millevaches (915 m) : 1 408 mm (Bourdière, Constans, 1981). Les hautes surfaces autour de La Courtine et d'Ussel reçoivent annuellement plus de 1 200 mm de précipitations (Estienne, 1956).

À La Courtine, la moyenne annuelle des températures est de 8,4° (Estienne, 1956). Dans toute la région, la moyenne du mois le plus froid reste positive ; la moyenne du mois le plus chaud dépasse 16°.

Hydrologie

Peu de données sont disponibles sur la région. Le débit de la Liège à La Courtine a été mesuré en 1986 ; il était de 0,2 m³/s (Constans, 1986). Une station de mesure du débit est implantée sur la Diège à Chaveroy, toutefois, celle-ci est trop récente pour qu'un retour permette une statistique sur l'évolution des débits. En 2008, le débit moyen de ce cours d'eau était de 5,02 m³/s (source : DIREN Limousin).

Ressources en eau des altérites

Le manteau d'altérites a une épaisseur et une extension très variable ; celles-ci sont délicates à estimer uniquement à l'aide des levés de terrain. Les nappes contenues dans ces altérites ne sont jamais très importantes, elles donnent toutefois naissance à de nombreuses sources et zones humides à l'interface entre l'horizon fissuré et l'horizon feuilleté des altérites.

Un piézomètre, implanté récemment près de Saint-Germain-Lavolps, est suivi par le BRGM (point BSS 0715 5X 0016/P1). Le forage est resté dans l'arène gneissique jusqu'à 3 m, de 3 à 7 m il a rencontré un gneiss fracturé, pour finalement se poursuivre jusqu'à 13 m dans du gneiss sain. Pour plus de renseignements sur le réseau piézométrique géré par le BRGM en Limousin, nous renvoyons le lecteur vers le rapport de F. Touchard *et al.* (2008).

Les eaux contenues dans les aquifères d'altérites sont généralement peu minéralisées.

Ressources profondes ou liées aux fractures

Lors du levé de la carte et de la notice, aucun forage profond destiné à l'exploitation de l'eau n'était en activité sur le périmètre de la carte.

Ressources en eau des alluvions

Ces ressources sont relativement peu exploitées compte-tenu de l'absence de villes importantes. D'autre part, une rivière comme le Chavanon coule au fond de gorges encaissées : exploiter l'eau nécessiterait un pompage sur plus de 200 m de dénivelé. Notons tout de même le pompage de Charlusset-Lastouillas, dans la Diège au Nord-Ouest d'Ussel (point BSS 0715 6x 0005/HY), qui pompe 75 m³/h pour l'alimentation en eau de la ville d'Ussel.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Argile

Signalons l'existence d'un lieu-dit « la Tuilerie » à Eygurande sur la carte à 1/80 000 (Roques *et al.*, 1965). Ce lieu-dit vraisemblablement éponyme se situait au Nord-Ouest de la ville, là où est figurée une lentille de sables et argiles oligocènes (voir l'introduction du paragraphe « formations superficielles »).

Empierrement – Construction

De nombreuses carrières artisanales abandonnées, notamment dans les granites des lames de Lamazière-Haute, témoignent d'une activité importante d'extraction de pierre de taille et de tout venant utilisé pour l'empierrement des routes et chemins, notamment au début du XX^e siècle. Actuellement, seules les carrières du Puy Chabanier (Sud de La Courtine) et des Combes (hameau de Linarzeix, à l'Est de Saint-Pardoux-le-Vieux) sont en activité. Elles exploitent respectivement un granite et une migmatite, concassés sur place.

Cipolins

Les bancs de cipolins intercalés dans la série du Chavanon ont donné lieu à des exploitations souterraines. Certains vestiges sont encore bien visibles, notamment à la gare de Savennes. La roche était utilisée pour la fabrication de chaux. D'autres exploitations existent également : le Mas (importantes galeries) et la Randonnière (vestiges de galeries).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Un tableau récapitulatif des indices BSS est présenté en annexe en plus de la description détaillée des indices, certains n'étant pas référencés.

Le district minéralisé d'Ussel, encaissé essentiellement dans le granite d'Ussel, a fait l'objet d'études et exploitations importantes entre la fin du XIX^e siècle et les années 1980. Toutefois, sur la feuille « Ussel », seule la structure minéralisée (galène et barytine) des Farges a donné lieu à une exploitation minière conséquente. La région de Meymac, plus à l'Ouest (feuille « Meymac »), a été le cadre de prospections et d'exploitations pour bismuth (Mezure, 1980, et références incluses) et tungstène. À l'Est, dans le granite d'Ussel bordant le Sillon Houiller (feuille « Bourg-Lastic »), la mine de fluorine du Beix a été exploitée de 1906 à 1977.

Minéraux alluvionnaires

Outre les minéraux habituels que l'on trouve en abondance dans des terrains métamorphiques (grenats, zircons...), on peut noter la présence de quelques anomalies remarquables. Autour de Roumignac (7 km à l'Ouest d'Ussel) se trouvent quelques points présentant des teneurs assez élevées en topaze (10-100 g/m³). Ceci peut correspondre à un greisen, dans la mesure où de telles roches sont connues en d'autres points (Neuf-Jours notamment). Cette zone est également très riche en tourmaline (> 100 g/m³).

Nom du gîte et n° d'archivage	X	Y	Minéralisations	Travaux
Les Farges	600,3	60,2	Galène, barytine, blende, pyromorphite, cérusite, quartz, fluorine	Exploitation 1973-1982 après nombreux travaux de reconnaissance. Tonnage extrait : 3 200 t Pb.
La Chaussade-Lambrenet 715-4x-4002	610,5	73,7	Barytine blanche, fluorine violette	Exploitation 1940 en carrière, production 200 tonnes
Chez Brillaud	610,95	72,75	Barytine	Reconnaissance 1940
La Garde	610,7	70	Barytine	Travaux BRGM 1963
Le Fraisse	613	69	Barytine	
Gioux 715-8x-4003	610,8	68,7	Barytine, galène, cuivres gris, pyromorphite.	Exploitation 1914-1918, 1940, travaux BRGM 1963 et 1979 Tonnage extrait : 100 t BaSO ₄

Tabl. 4 - Indices à barytine-plomb

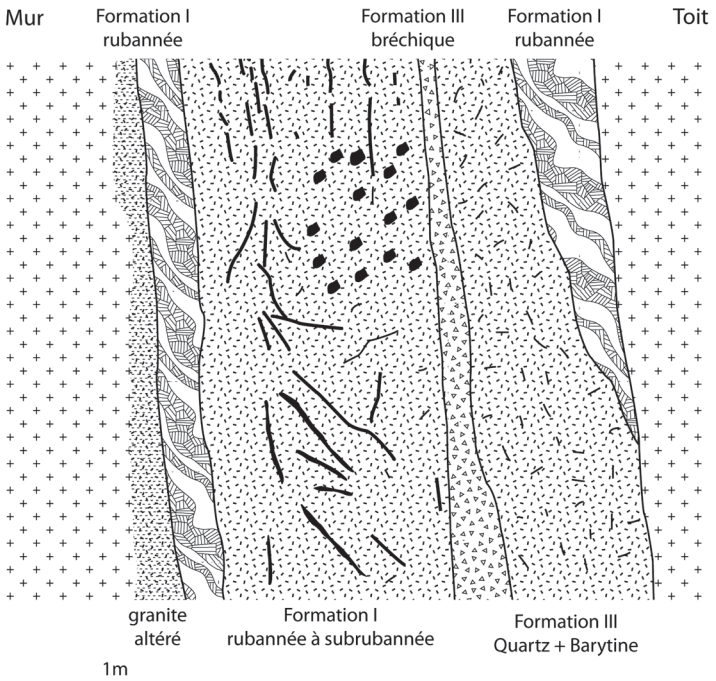


Fig. 32 - Coupe du Filon des Farges au niveau -130 m selon Jébrak (1978)

Les migmatites à cordiérite correspondent à une anomalie à zircon (fréquentes teneurs $> 100 \text{ g/m}^3$) et à ilménite (fréquentes teneurs $> 1\,000 \text{ g/m}^3$). Celle-ci est centrée sur la zone de cisaillement de La Courtine, notamment en ce qui concerne l'ilménite. Notons également une petite anomalie à xénotime à l'Est de Saint-Pardoux-le-Neuf (Bonfond Cigale). Le disthène est abondant dans les alentours de Laroche-près-Feyt.

Barytine – Plomb

Les indices sont abondants dans la région (tabl. 4), l'un d'eux a donné lieu à une exploitation importante décrite ci-dessous.

Le filon des Farges

La mine de plomb des Farges, située immédiatement à l'Est d'Ussel, a fait l'objet d'une thèse de 3^e cycle par M. Jébrak (1978).

Des traces de grattage en surface sur le filon ont été mises en évidence, il pourrait s'agir de travaux gallo-romains pour l'exploitation de la galène argentifère (étymologiquement, « Farges » proviendrait de « forges »). Un puits aurait été creusé dans la première moitié du XIX^e siècle, puis un travers-banc vers 1922 (Jébrak, Marcoux, 2009). Les travaux de recherche du BRGM ont eu lieu dans les années 1960 ; les premiers forages en 1963 et 1967 ont montré un enrichissement en Pb et Ag à partir de 100 m de profondeur. Un premier test minier a eu lieu en 1971 avec le creusement d'un puits de 150 m. L'exploitation a débuté en 1972. Celle-ci se faisait par la méthode des tranches montantes avec remblayage de sable ou par la méthode des tranches descendantes cimentées, suivant la tenue des épontes, en général mauvaise du fait d'abondantes infiltrations. Les travaux ont eu lieu jusqu'à une profondeur de 250 m environ. L'exploitation a cessé en 1984 et les travaux ont été remblayés, seules subsistent quelques haldes ; les bâtiments ont désormais une vocation agricole.

Il s'agit d'une importante structure filonienne, de 8 km de long, à cheval sur les feuilles « Ussel » et « Bort-les-Orgues ». Son orientation est N20° au Nord et devient méridienne au Sud. Le panneau exploité mesure 650 m de long et a été reconnu jusqu'à 370 m de profondeur. Selon E. Marcoux et M. Jébrak (1987), la minéralisation s'est déposée dans un laps de temps très court (de l'ordre de 100 000 ans) à partir d'un fluide d'origine profonde. La source de la minéralisation est à rechercher dans le socle métamorphique encaissant le granite d'Ussel.

Le filon, de puissance moyenne de 2 à 2,5 m, variait sensiblement : il pouvait se réduire à moins d'un mètre ou au contraire dépasser les 3 m. La coupe du filon (fig. 32), effectuée du mur au toit, donnait la succession des unités suivantes :

- éponte altérée avec mouches de galène ;
- galène, quartz et barytine en rubans centimétriques ;
- quartz et barytine dans une gangue de galène ;
- barytine en lattes blanches et quartz ; cette unité présentait un caractère bréchique et était le siège de circulations d'eau, elle contenait pyromorphite, argiles et oxydes de fer ;
- quartz et barytine ;
- unité rubannée barytine-quartz-galène semblable à la première ;
- éponte du toit franche, sans salbande.

Les cristaux de pyromorphite des Farges sont célèbres auprès des collectionneurs du monde entier et ornent les vitrines des plus grands musées d'histoire naturelle (Jébrak, Marcoux, 2009).

Antimoine

Les nombreux indices d'antimoine de la région (tabl. 5), et plus particulièrement ceux du secteur d'Eygurande ont fait l'objet d'une description précise dans la thèse de D. Martin (1980).

Des études complémentaires ont été menées sur le prospect d'Eygurande nord (4 × 4007) au début des années 1980 suite à la mise en évidence d'une anomalie à Sb très allongée N-S entre Eygurande et Malcornet, matérialisée sur le terrain, par un alignement de volantes de quartz et de brèches quartzo-gneissiques. La géophysique (VLF) a également mis en évidence cette structure. La minéralisation consiste en stibine, antimonocres, pyrite, mispickel et or.

Uranium

Les gîtes uranifères encaissés dans le granite d'Ussel sont peu nombreux et de faible intérêt (Cariou *et al.*, 1964). Un seul a fait l'objet de travaux de reconnaissance par puits et galeries, il s'agit du gîte des Salles, situé à la limite des feuilles « Bort-les-Orgues » et « Ussel », 1 km à l'Ouest d'Ussel.

Il a été reconnu au niveau -20 m (fig. 33) une brèche de direction NNW, subverticale, de 0,2 m à 1,5 m de puissance. La minéralisation, très dispersée, consistait en produits noirs, autunite et chalcopite (torbernite), avec présence de mispickel, marcasite, pyrite, galène, blende, barytine et fluorine. La teneur moyenne était inférieure à 0,1 %.

Nom du gîte	X	Y	Minéralisations	Travaux
Chez Senniac 1	610,6	73,1	BTH à berthiériste, stibine et pyrite	Recherche par puits avant 1914, travaux de reconnaissance 1950-1960
Chez Senniac 2	610,8	73,5	Mispickel, berthiériste, stibine, pyrite dans gangue quartzreuse	Recherches BRGM 1963
Chez Senniac 3	610,6	73,5	Berthiériste, Stibine, blende, melnikovite, limonite, kermésite, pyrite	Recherches BRGM 1963
Chez Ribbes	611,3	72,8	Pyrite, limonite, stibine, berthiériste dans gangue quartzreuse	Recherches BRGM 1963
Deux-Ponts	611,5	72,45	BTH à berthiériste, stibine, antimoine natif, pyrite, melnicovite.	Travaux du service des poudres 1914-1918, Recherches BRGM 1963
Passage à niveau 1	611,5	71,9	Berthiériste, Stibine, melnikovite, pyrite	Travaux du service des poudres 1914-1918, Recherches BRGM 1963
Passage à niveau 2	611,3	71,8	BTH à pyrite et blende	
Passage à niveau 3	611,35	71,8	BTH à pyrite et blende, mispickel, goethite	
Passage à niveau 4	611,4	71,7	BTH à pyrite et blende, mispickel, goethite	
Passage à niveau 5	611,5	71,5	BTH à stibine	
Ruère 0715-8x-4004	612,9	66,2	Filon N 10, gangue quartzreuse à stibine, berthiériste, kermésite.	Travaux 1832, 1894, 1908, BRGM en 1963 ; Fouille, traçage.
Le Mas 0715-8x-4002	612,2	68,3	Filon N70 quartzeux à stibine, berthiériste, antimoine natif, kermésite pyrite, chalcopyrite, rutile	Travaux de recherche 1915, 1932 puis BRGM 1958 et 1953 (fouille, puits)

Tabl. 5 - Indices à Sb

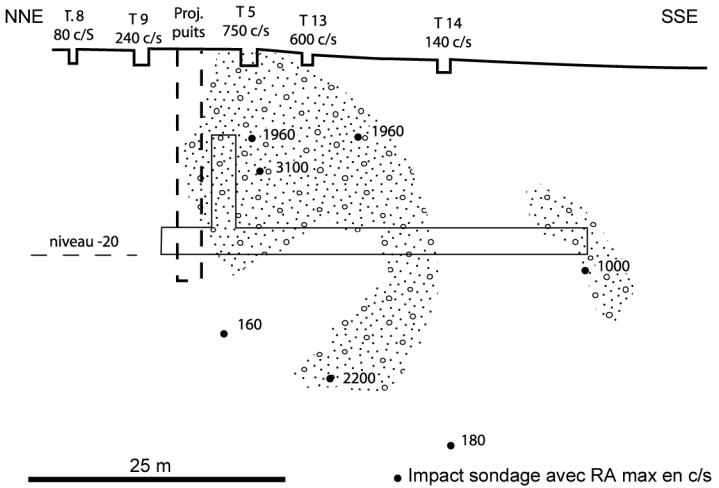


Fig. 33 - Minéralisation uranifère des Salles d'après Cariou *in* Roubault (1964)

Nom du gîte	Substance	X	Y	Minéralisations	Travaux
Amarot 715 2x 4002	W	596,95	75,45	Wolframite, Scheelite	Reconnaisances terrain 1986
Neuf-Jours 715 5x 4002	W, Mo, Sn, Bi	593	66,45	Wolframite, Scheelite, Mispickel, Pyrite, chalcopyrite, cassitérite, blende, pyrrhotite, löllingite, molybdénite, stannite, bismuth, uraninite	Géochimie et prospection alluvionnaire 1972-1976 ; tranchées et sondages carottés 1977-1979

Tabl. 6 - Indices à W-Sn

Nom du gîte	Substances	X	Y	Minéralisations	Travaux
Encognéras 7 x 4005	Au, As, Sb	601,55	369,9	Mispickel, Pyrite, Stibine	Prospection marteau 1976, échantillonnage et VLF 1985-1986
Le Marchandon 7 x 4005	As, Sb, Au	599,54	369,42	Mispickel, Pyrite, Stibine, Or	1980, 1985 : prospection marteau
Le Passelergue 6 x 4004	As, Au	598,7	369,97	Mispickel, Pyrite, Or	Prospection marteau 1980
Le Malcornet	Au	610,63	378,69	Pyrite, Mispickel, Or	Prospection marteau 1981

Tabl. 7 - Indices à Au

Tungstène – Étain

Outre l'indice de Neuf-Jours (voir le chapitre « formations non affleurantes »), signalons l'indice du Colomby (0715-5x-4001). La prospection stratégique a mis en évidence une zone présentant une anomalie en étain (80 à 600 g/t) de 600 m d'allongement, selon une direction NNE-SSO. De plus, on observe des éboulis de granite à filets quartzeux centimétriques, minéralisés en wolframite, scheelite et cassitérite. L'indice a fait l'objet d'un forage incliné de 257,75 m de profondeur, qui a recoupé des gneiss jusqu'à 92,7 m puis est ensuite resté dans le leucogranite du Millevaches (annexe). Une anomalie à tungstène a été mise en évidence sur Saint-Martial-le-Vieux, seule la structure d'Amarot s'est révélée encourageante pour justifier des reconnaissances plus détaillées (tabl. 6).

Or

Des prospections menées par le BRGM au cours des années 1980 ont mis en évidence la présence d'or alluvial dans l'ensemble des gneiss situés au Sud de la zone de cisaillement de La Courtine. Les prospections tactiques (resserremements géochimiques, prospection marteau et géophysique par VLF) n'aboutirent pas à des résultats encourageants. Ces travaux ont toutefois permis d'attirer l'attention sur le potentiel aurifère de ce district : nombreuses structures potentielles (tabl. 7) d'extension plurikilométrique et de puissance plurimétrique, minéralisations de type shear-zone liées au jeu de failles ductiles, présence de faciès quartzeux favorables, à sulfures fins disséminés (BRGM, 1986).

Notons qu'une grande tranchée située à l'Ouest de Saint-Pardoux-le-Neuf (les Plats) correspond vraisemblablement à une aurière d'âge inconnu.

Enfin, un indice isolé est connu au Nord-Est de la carte (Malcornet) dans une carrière sous la forme d'une brèche quartzreuse d'environ 40 cm de puissance, sur laquelle des analyses ont donné 1,075 et 1,277 g/t d'or.

D'autres structures ont été reconnues sur Gouze, La Vedrenne, Trioux, le Passelergue... Il s'agit de brèches quartzreuses, BTH et zones broyées minéralisées en sulfures (pyrite, galène, blende, jamesonite...).

Fer

Signalons l'indice de Sornac (Rochefort) 1 x 4002, Fe Zn et Mn, découvert fortuitement en 1892, qui n'a pas donné lieu à davantage de travaux de reconnaissance. Il ne s'agit probablement que d'un simple indice sans intérêt économique.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'inventaire complet des vestiges archéologiques recueillis sur la carte d'Ussel serait trop lourd pour être envisagé ici, nous ne donnerons donc que les éléments principaux. Le lecteur intéressé pourra se référer aux inventaires archéologiques de la Gaule consacrés aux départements de la Creuse et de la Corrèze, respectivement par D. Dussot (1989) et G. Lintz (1992).

Toutes les structures archéologiques n'ont pas été représentées sur la carte, le plus souvent par défaut de localisation précise. Enfin, la plus grande partie des sites a livré des fragments de tuiles, ou *tegulae*, qui ne seront donc pas systématiquement cités.

À Vénard, commune d'Aix, un tumulus a livré un bracelet en bronze. La voie romaine Clermont-Périgueux est bien conservée dans le bois de Precey. On a également pu y découvrir des tombes gallo-romaines. À Eygurande, 1 km au Sud du village, subsistent d'importantes substructions romaines, de 45 m de long par 30 m de large. Elles ont livré une épée, des monnaies et de la céramique. Présence de sépultures gallo-romaines. À Feyt, fragments de meules, ainsi que dolmen du Brasseix (au coin nord-est de la carte). À Laroche-près-Feyt, 500 m au Nord de Meymont, un éperon entre le Chavanon et la Méouzette est défendu par une levée de terre de 100 m de long et 2 m de haut, avec à l'intérieur un fossé de 4 m de large. Une motte féodale est présente dans le bourg. À Merlines, une motte féodale existe au hameau de Lagarde. À Monestier-Merlines, à 300 m à l'Est de l'église, au lieu-dit « le pré du Mas », 20 sarcophages en pierre blanche ont été mis à jour en 1856. À Saint-Pardoux-le-Neuf, hameau de la Doulange, une sépulture gallo-romaine a livré une grande quantité de céramique commune. Dans cette même commune, notons le village médiéval du Grancher. Des tumuli existent au Sud-Ouest de la carte, 500 m au Sus-Est de Pradinas (2) et 500 m au Sud-Est de Goualle. Des fragments de meules ont été découverts à La Bachellerie, commune de Saint-Germain-Lavolps. Dans le bourg de Saint-Rémy subsiste une substruction de 60 × 30 m à la surface du sol. À Saint-Étienne-aux-Clos, 700 m à l'Est de Fontzaloux, un éperon barré domine les gorges du Chavanon. Un rempart de 4 à 5 m de haut, précédé d'un fossé, délimite une plate-forme de 230 m de long et de 100 à 130 m de large. À Chaveroy, présence d'un tumulus, ainsi que les vestiges d'un château. À Aix, ruines d'un château fort médiéval. Enfin, à Saint-Martial-le-Vieux, au lieu-dit « les Mottes », présence de trois mottes castrales.

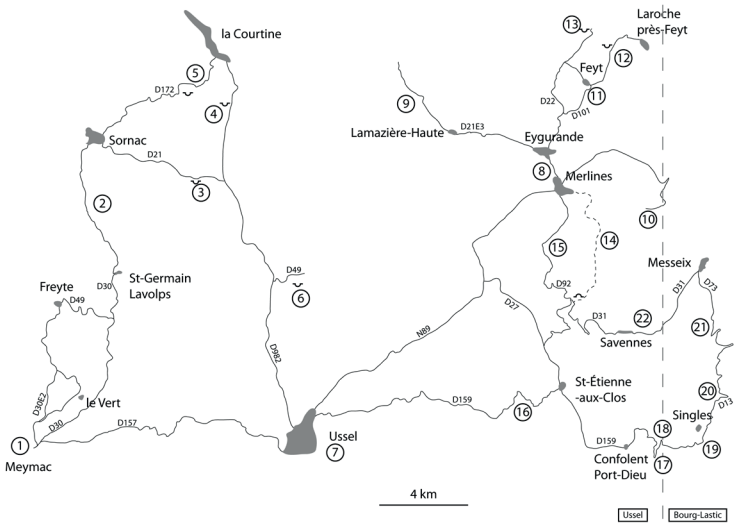


Fig. 34 - Itinéraire géologique proposé

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Compte tenu des médiocres conditions d’affleurement régnant sur la feuille « Ussel », il est très délicat de proposer un itinéraire permettant d’observer dans de bonnes conditions les formations géologiques. Le géologue intrépide pourra effectuer à pied la coupe des gorges du Chavanon. Des itinéraires intéressants un périmètre plus large que cette feuille sont présentés dans la thèse de M. Jébrak (1978). L’itinéraire proposé ici (fig. 34) s’effectue au départ de Meymac, sur la carte géologique du même nom, cette ville étant située au coin sud-ouest de la présente coupure. Les affleurements décrits dans cet itinéraire étaient valables en 2009, si les affleurements situés dans des gorges ou carrières semblent pérennes, la végétation et le colluvionnement peut rapidement masquer des talus routiers. Quelques affleurements ne sont pas situés sur la carte d’Ussel mais ils apportent un complément géologique intéressant (étude du Sillon Houiller).

Un arrêt pré-itinéraire peut être effectué au mont Bessou, point culminant du Limousin (976 m, feuille « Bugeat »). On y trouve un petit sentier géologique avec différents granites de la région, et une tour panoramique, culminant à 1 000 m, d’où le panorama permet un bon aperçu de la morphologie de la région.

Arrêt 1

Les premiers affleurements situés le long de la D30 à la sortie de Meymac permettent d’observer le granite porphyroïde de Meymac. La petite route passant par le Pradinas (variante de la D30E2) permet de se rendre compte des phénomènes de colluvionnement en bordure du plateau de Millevaches. En allant vers le hameau du Vert, possibilité d’échantillonner du granite de Meymac et des gneiss de la série d’Ussel.

Arrêt 2

Les talus de la RD 30 entre Saint-Germain-Lavolps et Sornac permettent d’observer des migmatites dans de bonnes conditions et montrent les complexités inhérentes à ce genre de roches, avec des imbrications entre des types pétrographiques diatectiques à nodules de cordiérite et des migmatites foliées.

Arrêt 3

Prendre la D21 à l’Est de Sornac jusqu’au carrefour avec la D30 (ancien passage à niveau de la ligne La Courtine-Ussel), une petite carrière abandonnée permet d’échantillonner des diatexites leucocrate à grenat de type la Cellette (carrière de la Borie), en intercalations avec d’autres migmatites de la série d’Ussel.

Arrêt 4

Carrière du Puy Chabanier (en exploitation, autorisation nécessaire), en remontant vers La Courtine par la D982. On pourra observer dans de bonnes conditions le faciès granodioritique des lames de granite associées au cisaillement de La Courtine. À La Courtine même, il existe de bons affleurements à l'étang de Grattadour, permettant d'observer des granites mylonitisés porphyroïdes à structures C/S.

Arrêt 5

À 2 km au Sud-Ouest de La Courtine, le long de la D172, il est possible d'échantillonner des migmatites à nodules de cordiérite (diatexites grenues hétérogènes à nodules de cordiérite) dans deux petites carrières abandonnées, quelques affleurements et boules issues de l'altération.

Arrêt 6

Prendre la D982 en direction d'Ussel, se rendre à Linarzeix par la D49, qui mène à la carrière des Combes (en exploitation, autorisation nécessaire), où l'on pourra observer les différents faciès de ce complexe migmatitique. Dans les environs proches (talus de la D49 à l'Ouest), existent d'anciennes petites carrières artisanales dans lesquelles on pourra échantillonner des migmatites et du granite d'Ussel.

Arrêt 7

Se rendre à Ussel au quartier de Beauregard, où existent de bons affleurements du granite gris d'Ussel (petites carrières artisanales abandonnées). C'est de ce secteur que provient l'échantillon DH60 qui a fait l'objet de datations sur monazites (360 ± 5 Ma) et zircons (328 ± 4 Ma, avec des âges hérités à 350 ± 4 Ma).

Arrêt 8

Depuis Ussel, prendre la N89 jusqu'à Merlines, puis prendre la route d'Eygurande. Un bon affleurement de skarn (grosses plages de grenats centimétriques) se situe à la queue nord-ouest de l'étang de l'Abeille.

Arrêt 9

Se rendre dans le massif des Agriers d'où le panorama est intéressant (puy du Vareyron, 915 m, accessible uniquement à pied). Revenir sur Merlines en passant par Lamazière-Haute, où de nombreuses boules de granite libérées de leur arène sont visibles.

Arrêt 10

De Merlines, partir en direction de Bourg-Lastic par la RN89. Au fond des gorges (feuille Bourg-Lastic), prendre la direction du centre hospitalier. Parvenu à celui-ci, continuer jusqu'au bout de la route (cul-de-sac). On pourra observer les diatexites de la Cellette dans de bonnes conditions.

Arrêt 11

Depuis Eygurande, partir vers le Nord par la 22 puis prendre la D101. À l'entrée de Feyt se trouve un affleurement de granulites à grenat-kyanite-sillimanite.

Arrêt 12

La route allant de Feyt à Laroche-près-Feyt livre quelques bons affleurements (ancienne carrière artisanale au pont de La Queuille) de migmatites leucocrates de type Laroche-près-Feyt, au sein desquelles on pourra observer des variations lithologiques vers des types pétrographiques plus phylliteux.

Arrêt 13

Au pont de Malcornet, de bons affleurements dans le talus routier, ainsi qu'une ancienne carrière, permettent d'échantillonner des gneiss gris métatectiques (indice 7154 x 4011 dans la carrière : or).

Arrêt 14

Emprunter, depuis Merlines, la plate-forme de l'ancienne voie ferrée (praticable en voiture de ville). Les affleurements sont nombreux et de bonne qualité, ils permettent d'observer les différents gneiss de la « Série du Chavanon » et de se rendre à l'ancienne exploitation de marbre.

Arrêt 15

Reprendre la direction de Merlines par la D92 qui serpente dans les gorges de la Barricade. L'affleurement situé sur la droite après le second pont sur la Barricade permet d'observer les « gneiss de la Barricade », dans lesquels sont intercalés des niveaux à silicates calciques. Les affleurements le long de cette route sont abondants. On pourra également observer, en place, une couche de marbre.

Arrêt 16

De Merlines, se rendre sur Saint-Étienne-aux-Clos par la N89 puis la D27. Avant de poursuivre l'itinéraire vers le Sud, prendre la D159 à l'Ouest. Des affleurements de mylonite épars permettront d'observer la branche du cisaillement de La Courtine qui évolue en décrochevauchement. Le filon de

microgranite situé 2 km à l'Ouest du village est riche en quartz de 0,5-1 mm d'aspect roulé.

Arrêt 17

De Confolent-Port-Dieu, prendre la D159 qui descend au fond des gorges du Chavanon, le long de laquelle les micaschistes affleurent dans d'excellentes conditions. Presque au fond des gorges, un virage serré en épingle à cheveux (situé en fait sur la feuille de Bort-les-Orgues, à la limite entre les deux cartes) se situe au niveau d'un affleurement de microgranite porphyrique. On peut observer le contact entre le filon et les micaschistes, qui se rebrousse sur quelques dizaines de centimètres.

À partir de ce virage, il y a possibilité de prendre une piste forestière (carrossable en voiture, cul-de-sac) descendant en pente douce vers la retenue du barrage de Bort-les-Orgues, le long de laquelle existent de bons affleurements de micaschistes (feuille de Bort-les-Orgues).

Arrêt 18

Arrivé au fond des gorges, prendre à gauche avant la digue d'Arpiat, où un sentier carrossable (pouvant être inondé en fonction des fluctuations du niveau de la retenue de Bort-les-Orgues) mène à une grande carrière abandonnée (risque important de chutes de blocs) qui exploitait un filon de microgranite porphyroïde. De l'autre côté de la Dordogne (carte de Bourg-Lastic) se trouve une carrière de micaschistes au bord de la route, accessible par tout temps (front de taille instable).

Les arrêts 19 à 21 inclus sont situés sur la feuille de Bourg-Lastic mais permettent le retour sur la feuille Ussel pour l'arrêt 22.

Arrêt 19

À 1 km au Sud de Singles (carrefour de la D73a et de la D73), affleurement d'une alternance de bancs gréseux et de bancs charbonneux.

Arrêt 20

La carrière du Moulin des Borderies entaille des formations limno-glaciaires, rattachées à un ancien lac occupant la vallée de la Dordogne à l'amont de Bort-les-Orgues (Brousse, Tempier, 1981).

Arrêt 21

La D73 entre Chalameyroux et Messeix fournit une bonne coupe du Sillon Houiller sur ses faciès sédimentaires (charbons, grès...) et sur le couloir de cisaillement affectant le socle (Joly, 2007 ; Rolin, 1987 ; Thiéry *et al.*, 2009).

Arrêt 22

Revenir sur Savennes par la D31. Depuis le hameau, prendre le chemin qui part vers le Nord-Est (non praticable en voiture sur toute sa longueur) pour se rendre à l'affleurement d'amphibolite, qui se situe dans le thalweg juste avant de franchir le ruisseau. Le gîte 7158 x 4004, prospecté pour antimoine, se trouve peu au Nord.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional (SGR Limousin, ESTER Technopôle, BP 6932, 87069 Limoges Cedex ; BRGM Auvergne, 12, avenue des Landais, 63170 Aubière), soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

GLOSSAIRE

Tuf : ce terme local est utilisé pour désigner un sol sableux ou plus généralement l'arène.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBIÉ S., BALLEREAU D. (2006) - Inventaire départemental des mouvements de terrain de Corrèze. Rapport final BRGM/RP-54965-FR, 57 p.
- AXEL M. (2007) - Rapakivi granites. *Geology Today*, **23** (3), p. 114-120.
- BARBARIN B. (1999) - A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46** (3), 605 p.
- BAULIG H. (1928) - Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique, 591 p., Paris.
- BEAUJEU-GARNIER J. (1954) - Essai de morphologie limousine. *Revue de géographie alpine*, **XLII**, p. 269-302.
- BELLOT J.-P. (2004) - Shear zone-hosted polymetallic sulfides in the south Limousin area, massif central, France: remobilized sulfide deposits related to variscan collisional tectonics and amphibolite facies metamorphism. *Economic geology*, **99**, p. 819-827.

- BELLOT, J.-P., LEROUGE C., BAILLY L., BOUCHOT V. (2003) - The biards Sb-Au-bearing shear-zone (Massif central, France): an indicator of crustal scale transcurrent tectonics guiding late variscan collapse. *Economic geology*, **98**, p. 1427-1447.
- BENAOUDA N. (1982) - Greisenisation dans la coupole aveugle de Neuf-Jours (Corrèze, Massif central français). 161 p., université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BERTIN C., ROUZAIRE D. (2004) - État des lieux des connaissances sur les ressources en eau souterraine du Puy-de-Dôme. Rapport BRGM RP-53143-FR, 47 p.
- BESSE A., EZANNO P., LAMBOLEZ B. (1979) - Essais géophysiques méthodologiques sur le batholite de microgranite greisenisé de Neuf-Jours (près Meymac - Corrèze). Polarisation provoquée - résistivité. Rapport BRGM 79 SGN 779 GPH, 7 p.
- BESSE J., COURTILLOT V. (2002) - Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 myr. *J. Geophys. Res.*, **107** (B11), 2300.
- BIGONNET G. (1960) - Étude géologique du plateau d'Ussel – Eygurande (Corrèze). *Mémoire du diplôme de géologue pétrographe, Clermont-Ferrand*, 51 p.
- BOHLEN S.-R., WALL V.-J., BOETTCHER, A.-L. (1983) - Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American mineralogist*, **68**, p. 1049-1058.
- BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y. (1951) - Les glaciations de l'Auvergne. Massifs du Cantal, Cézallier, Mont-Dore. Étude géographique et géologique. Imprimerie moderne, Aurillac. 135 p.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1983) - Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, **103**, p. 187-199.
- BOUCHOT V., MILÉSI J.-P., LESCUYER J.-L., LEDRU P. (1997) - Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma. *Chronique de la recherche minière*, **528**, p. 13-62.
- BOUGNÈRES L., VIALETTE Y. (1970) - Un granite d'âge autunien sur le flanc occidental du sillon houiller à Messeix (Puy-de-Dôme). *C. R. Acad. Sci.*, série D, **274**, p. 634-636.
- BOURDIER G. (1980) - Inventaire des points d'eau utilisés pour l'alimentation en eau potable dans le département de la Creuse. Rapport BRGM 80-SGN-916-LIM, 36 p.
- BOURDIER G., CONSTANS J. (1981) - Inventaire des points d'eau utilisés pour l'alimentation en eau potable dans le département de la Corrèze. Rapport BRGM 81-SGN-403-LIM, 59 p.

- BROUSSE R., RANÇON J.-P., LE GARREC M.-J., TEMPIER P., SUIRE J., VEYRET-MEKDJIAN Y., D'ARCY D., PÉRICHAUD J.-J. (1990) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille La Tour-d'Auvergne (740) - Orléans : BRGM, 68 p. Carte géologique par Brousse R., Suire J., Le Garrec M.-J., Veyret-Mekdjian Y., Medhizadeh H., Mervoyer B., Musenghi M. (1990).
- BROUSSE R., TEMPIER P. (1981) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-Lastic (716) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Brousse R., Tempier P., Rançon J.P., Veyret-Mekdjian Y. et coll. (1989), 78 p.
- BROUSSE R., TEMPIER P., RANÇON J.P., VEYRET-MEKDJIAN Y., coll. (1989) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-Lastic (716) - Orléans : BRGM. Carte géologique par Brousse R., Tempier P. (1981).
- BURNOL L. (1974) - Géochimie du beryllium et types de concentrations dans les leucogranites du Massif central français. Relations entre les caractéristiques géochimiques des granitoïdes et les gisements endogènes de type départ acide (Be, Sn, Li) ou de remaniement tardif (U, F, Pb et Zn). *Mémoire BRGM n° 85*.
- BURNOL L., DE VAUCORBEIL H. (1980) - Inventaire du territoire métropolitain - découverte et prospection du gîte de tungstène de Neuf-Jours (Corrèze). Rapport BRGM 80 RDM 044 FE, 36 p.
- BURNOL L., PERONNE Y., DE VAUCORBEIL H. (1980) - La coupole cachée de leucogranite de Neuf-Jours (Corrèze) et les minéralisations en tungstène associées. *Chron. Rech. Min.*, **455**, p. 93-116.
- CAMPY M., MACAIRE J.-J. (1989) - Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation. Masson, 433 p.
- CANTAGREL J.-M. (1968) - Mesures sur roches totales par la méthode à l'argon des âges de quelques granites du Massif central français/argon dating measurements on whole rock of granite specimens from french Massif central. *C. R. Acad. Sci.*, **266** (17), p. 1687-1690.
- CARIOU L., LE CAIGNEC P., ETIENNE P. (1964) - Les minerais uranifères français et leurs gisements. 291 p. Institut national des sciences et techniques nucléaires. Presses universitaires de France. Publié sous la direction de M. Roubault.
- CARRE J.-L. (1979) - Les minéralisations uranifères des dépôts oligocènes de Saint-Pierre dans leur cadre géologique régional et local. Thèse de 3^e cycle, Nancy. 121 p.
- CARTANNAZ C. (2006) - Magmatismes et déformations polyphasés : exemples des massifs de Guéret et de Millevaches (Massif central français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse, université de Franche-Comté, Besançon, 317 p.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., LE MÉTOUR J., FABBRI O. (2006) - Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the Frech Variscan belt. *C. R. Geoscience*, **338** (3), p. 214-221.

- CARTANNAZ C., ROLIN P.-A.-C., HENRY P., ROSSY M. (2007) - Notice explicative de la carte géologique d'Aubusson (n° 667). Carte géologique par Cartannaz C., Rolin P., Sonnet R., Emonin Y., Juillerat M., Thiéry V., Deprez J., Binetruy J.-C., Montaz N., Rot J., BRGM, Orléans.
- CESARE B. (2008) - Crustal melting: working with enclaves. Working with migmatites. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 38, p. 37-55.
- CESARE B., FERRERO S., SALVIOLI-MARIANI E., PEDRON D., CAVALLO A. (2009) - "Nanogranite" and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, **37** (7), p. 627-630.
- 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 (V, n° 2), p. 295-307.
- CONNOLLY J.-A.-D. (2005) - Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and planetary science letters*, **236** (1-2), p. 524-541.
- CONSTANS J. (1986) - Analyse des données géologiques et hydrogéologiques relatives aux dépôts d'hydrocarbures du service des essences des armées. Dépôt de La Courtine (Creuse). Rapport BRGM 86-SGN-490-LIM, 14 p.
- COPARD Y. (2002) - Altération diagénétique et post-diagénétique (thermicité, oxydation) des charbons carbonifères du Massif central français (Saint-Étienne, Graissessac et autres lieux). 247 p., Orléans.
- COPARD Y., DISNARD J.-R., BECQ-GIRAUDON J.-F., BOUSSAFIR M. (2000) - Evidence and effects of fluid circulation on organic matter in intramontane coalfields (Massif central, France). *International Journal of Coal Geology*, **44**, p. 49-68.
- De BOUCHEPORN B. (1848) - Carte géologique de la Corrèze, Tulle.
- De La ROCHE H. (1968) - 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.*, série D, **267**, p. 39-42.
- De La ROCHE H., AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) - Études géologiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50 000 Bourgneuf et Ambazac (Massif central français). *Bulletin du BRGM* (2), sect. 4 (2), p. 109-124.
- De La ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, **29**, p. 183-210.

- De LAUNAY L., GAUTIER P., MICHEL-LEVY A., LACROIX A. (1904) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 - feuille « Ussel » (n° 165), 1^{ère} édition.
- Debon F., Le Frt P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, 111 (5), p. 493-510.
- DEBRABANT P. (1967) - Contribution à l'étude géochimique des calcaires métamorphiques du Massif central français. *Chemical geology*, **2**, p. 331-360.
- DEBRABANT P. (1970) - Typologie géochimique des calcaires. Application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques des massifs hercyniens français. Thèse, Lille, tome 1 (texte) : 521 p., tome 2 (annexes) : 175 p.
- DEMANGEON A. (1910) - Le relief du Limousin. *Ann. géo.*, **19**, p. 120-149.
- DERRUAU M. (1952) - Les caractères différentiels des roches du socle dans l'Ouest et le Sud-Ouest du Massif central français. Publications de la faculté de lettres de Clermont-Ferrand, fascicule 6, 55 p.
- DÉSIRÉ-MARCHAND J., KLEIN C. (1986) - Le relief du Limousin. Les avatars d'un géomorphotype. *Norois*, **33**, p. 23-49.
- DHELLEMMES R., MANIVIT J. (1967) - Carte géologique de la France au 1/320 000, feuille « Clermont-Ferrand », 2^e édition, Éditions BRGM, Orléans.
- DOWNES H., SHAW A., WILLIAMSON B.-J., RHIRLWALL M.-F. (1997) - Sr, Nd al36 (1997) 99-122. Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif central, France. *Chemical geology*, **136** (1-2), 99 p.
- DUGUET M., BOGDANOFF S., TURLAND M., NEHLIG P., LEBRET P., RICORDEL C., SIMON-COINÇON R., THIRY M., avec la collaboration de BOUCHOT V., TALBOT J.-Y., DOCHE B., BERTIN C. (2006) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Entraygues-sur-Truyère (836). Orléans : BRGM, 173 p. Carte géologique par Goër de Herve A., Bogdanoff S., Couturié J.-P. (2006).
- DUSSOT D. (1989) - Carte archéologique de la Gaule, publiée sous la responsabilité de Michel Provost : la Creuse. *Académie des inscriptions et Belles-Lettres*, Paris. 205 p.
- DUTARTRE P., MARTIN P., SCANVIC J.-Y., GROS Y. (1982) - Méthodologie de la recherche par télédétection des coupoles non affleurantes. Rapport BRGM 82-SGN-692-GEO.
- DUTHOU J.-L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) - Âge Rb/Sr dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, **319** (ii), p 91-796.
- EKLUND O., SHEBANOV A.-D. (1999) - The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian research*, **95** (1-2), p. 129-146.

- ESAWI E.-K. (2004) - AMPH-CLASS: an excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendations of the international mineralogical association. *Computers and geosciences*, **30**, p. 753-760.
- ESTIENNE P. (1956) - Recherches sur le climat du Massif central français. Mémorial de la météorologie nationale. Imprimerie nationale, Paris, 242 p.
- EVENSEN N.-M., HAMILTON P.-J., O'NIONS R.-K. (1978) - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48** (8), p. 1199-1212.
- FAUL H., JÄGER E. (1963) - Ages of Some Granitic Rocks in the Vosges, the Schwarzwald, and the Massif central. *Journal of geophysical research*, **68** (10), p. 3293-3300.
- FAURE M., BE MÉZÈME E., COCHERIE A., ROSSI P., CHEMENDA A., BOUTELIER D. (2008) - Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif central and Massif armoricain. *Tectonics*, **27** (2), p. 1-19.
- FAURE M., BE MÉZÈME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the French Massif central and Massif armoricain. *Journal of the Virtual Explorer*, **19** (5), p. 1-25.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif central. *C. R. Acad. Sci.*, **341** (2-3), p. 202-213.
- FLAGEOLLET J.-C. (1977) - Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. *Sciences de la Terre*, Nancy, n° 35, 461 p.
- FONTEILLES M. (1976) - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales), 275 p.
- FORESTIER F.-H., LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973) - Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif central français et le Massif armoricain, de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5-6), p. 562-582.
- FREYTET P., LEROUGE G., QUÉNARDEL J.-M., BOGDANOFF S., BOUVIER P., COHEN-JULIEN M., LEMAIRE D., ROLIN P., SCHMITT P. (1985) - Esquisse néotectonique des pays limousin, marchois et bourbonnais (Nord du Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, **301** (15), p. 1163-1168.
- GAUTHIER P. (1981) - Sur le gîte lenticulaire de calcaire métamorphique, avec amas de calcite blanche, de gioux, commune de Merlines (Corrèze) et de Savennes (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. Lett., Sci. Arts de la Corrèze*, **LXXXIV**, p. 5-23.

- GÉBELIN A. (2004) - Déformation et mise en place des granitoïdes (360-300 Ma) dans un segment de la chaîne varisque (plateau de Millevaches, Massif central). Thèse, université de Montpellier, 324 p.
- GIACOMINI F., DALLAI L., CARMINATI E., TIEPOLO M., GHEZZO C. (2008) - Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of south-eastern Corsica (France). *J. metam. geol.*, **26**, p. 403-436.
- GLANGEAUD P. (1917) - Les anciens glaciers du massif volcanique du Mont-Dore. Les trois périodes glaciaires sur le versant nord-ouest du Sancy. *C. R. Acad. Sci.*, **164**, p. 1011-1014.
- GOLDISH S.S. (1938) - A study of rock weathering. *J. Geol.*, **46**, p. 17-58.
- GOLITSYN A., COUREL L., DEBRIETTE P. (1997) - A fault-related coalification anomaly in the Blanzy-Montceau Coal Basin (Massif central, France). *Internation. J. Coal Geol.*, **33**, p. 209-228.
- GROLIER J., LACOUR A. (1982) - La naissance du concept de « gneiss d'Aubusson ». *Rev. Sci. nat. Auvergne*, **48**, p. 31-38.
- GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968) - Évolution tectonique du grand sillon houiller du Massif central français. *XXIII Internation. geol. congress*, 1, p. 107-116.
- HAAPALA I. (1995) - Metallogeny of the rapakivi granites. *Mineralogy and Petrology*, **54** (3), 149 p.
- HAAPALA I., RÄMÖ O.-T. (1999) - Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *precambrian research*, **95** (1-2), p. 1-7.
- HOTTIN A.-M., CAMUS G., BESSON J.-C., MICHAELY B., MARCHAND J., PÉRICHAUD J.-J., D'ARCY D. (1989) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Pontgibaud (692) - Orléans : BRGM, 103 p., carte géol. par Hottin A.-M. *et al.* (1989).
- HWANG S.-L., SHEN P., YUI T.-F., CHU H.-T. (2007a) - TiO₂ nanoparticle trails in garnet: implications of inclusion pressure-induced microcracks and spontaneous metamorphic-reaction healing during exhumation. *J. Metamorph. Geol.*, **25** (4), p. 451-460.
- HWANG S.-L., YUI T.-F., CHU H.-T., SHEN P., SCHERTL H.-P., ZHANG R.-Y., LIU J.-G. (2007b) - On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites. *J. Metamorph. Geol.*, **25** (3), p. 349-362.
- JÉBRAK M. (1978) - Le filon des Farges et les minéralisations à barytine, fluorine et galène du district d'Ussel dans leur cadre géologique (Massif central français), 306 p., Orléans.
- JÉBRAK M., MARCOUX E. (2009) - La mine des Farges. Le règne minéral (H.S. 2009), p. 17-38.

- JOLY A. (2007) - Relations plutons et discontinuités lithosphériques. Approche pluridisciplinaire de la mise en place de plutons granitiques le long du sillon houiller (Massif central français). Apports des études de terrain et des données gravimétriques, magnétiques et ASM pour des modélisations 3D. 307 p., Orléans.
- JOLY A., CHEN Y., FAURE M., MARTELET G. (2007) - A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller fault in the Variscan French Massif central: 1. geochronology, mineral fabrics, and tectonic implications. *J. geophys. Res.*, **112** (10).
- JOLY A., MARTELET G., CHEN Y., FAURE M. (2008) - A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller fault in the Variscan French Massif central: 2. gravity, aeromagnetic investigations, and 3-d geologic modeling. *J. geophys. Res.*, **113** (1).
- KISTERS A.-F.-M., WARD R.-A., ANTHONISSEN C.J., VIETZE M.E. (2009) - Melt segregation and far-field melt transfer in the mid-crust. *J. geolog. soc.*, **166** (5), p. 905-918.
- LACROIX A. (1898) - Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-mer : description physique et chimique des minéraux, étude des conditions géologiques de leurs gisements.
- 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.
- LE GRIEL A. (1991) - L'évolution géomorphologique du Massif central français - essai sur la genèse d'un relief, 3 vol., Saint-Étienne, 659 p.
- LEAKE B.-E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16** p. 501-520.
- LEAKE B.-E., WOOLLEY A.-R., ARPS C.-E.-S., BIRCH W.-D., GILBERT M.-C., GRICE J.-D., HAWTHORNE F.-C., KATO A., KISCH H.-J., KRIVOVICHEV V.-G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.-A., MARESCH W.-V., NICKEL E.-H., ROCK N.-M.-S., SCHUMACHER J.-C., SMITH D.-C., STEPHENSON N.-C.-N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.-J.-W., GUO Y. (1997) - Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35** (1), p. 219-246.
- LECOQ H., BOUILLET J.-B. (1830) - Vues et coupes des principales formations géologiques du département du Puy-de-Dôme, accompagnées de la description et des échantillons des roches qui les composent.

- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUÉNARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Ou sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, p. 605 -618.
- LINTZ G. (1992) - Carte archéologique de la Gaule, publiée sous la responsabilité de Michel Provost : la Corrèze. *Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*, Paris, 223 p.
- MAGONTHIER M.-C. (1974) - Les roches volcaniques du Sillon Houiller (Massif central français). Étude minéralogique de deux types de basanites à leucite. 133 p., Paris VI.
- MAGONTHIER M.-C. (1975) - Les basanites à leucite tertiaires de la partie nord du Sillon Houiller (d'Herment à Pontaumur, Puy-de-Dôme). Comparaison avec deux autres provinces à caractère potassique du Massif central français (Sioule et Sillon Houiller Sud). *Bull. Soc. Franç. Minéral. Cristall.*, **98**, p. 245-253.
- MAILLARD J., RESTITUITO J. (1990) - Actualisation du recensement des communes exposées à des risques de mouvements de terrain dans le département du Puy-de-Dôme. Rapport BRGM/RR-30783-FR, 14 p.
- MARCOUX E., JÉBRAK M. (1987) - Approche géochimique de l'origine et de la durée des dépôts hydrothermaux dans le district d'Ussel (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, **305**, p. 377-381.
- MARCOUX E., MOËLO Y., PICOT P., BAUBRON J.-C. (1988) - Évolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré complexe des Borderies (Massif central français). Implications métallogéniques. *Mineralium deposita*, **23**, p. 58-70.
- MARÉCHAL J.-C., WYNS R., LACHASSAGNE P., SUBRAHMANYAM K., TOUCHARD F. (2003) - Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'altération vertical anisotropy of hydraulic conductivity in fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *C. R. géosc.*, **335** (5), 451 p.
- MARIGNAC C., CUNEY M. (1999) - Ore deposits of the French Massif central: insight into the metallogensis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita*, **34**, p. 472-504.
- MARTIN D. (1980) - Étude structurale, pétrologique et gîtologique de la série du Chavanon (Massif central français). 140 p., Clermont-Ferrand.
- MELLETON J., FAURE M., COCHERIE A. (2009) - Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **180** (3), p. 283-292.
- MEZURE J.-F. (1980) - Étude structurale des granites d'Égletons, Meymac et Ussel (Nord) - « Contribution à l'estimation quantitative de la déformation », pétrographie et géochimie. Thèse, Clermont-Ferrand, 200 p.

- (1981) - Orientation préférentielle des mégacristsaux de feldspath potassique dans les granites : application à l'étude structurale des granites d'Égletons et de Meymac (Corrèze, Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XXIII** (6), p. 641-649.
- MEZURE J.-F., NÉGRONI J.-M. (1983) - Relations structurales, pétrographiques et géochimiques de deux intrusions magmatiques à potentialité métallogénique : les granites de Gelles et de Meymac (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XXV** (1), p. 71-82.
- PAVILLON M.-J. (1969) - Évolution structurale, granitique et métallogénique dans la partie médiane du massif de Millevaches. *Bull. BRGM*, 2^e série section 1, **4**, p. 47-95.
- PERCHUK A. (2008) - Unusual inclusions in garnet from the diamond-bearing gneiss of the Erzgebirge, Germany. *Geochemistry international*, **46** (3), 296 p.
- PERPILLOU A. (1940) - Le Limousin. Étude de géographie physique régionale. Hachette, 257 p.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, p. 207-220.
- RAIMBAULT L. (1984) - Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute Corrèze, France). Thèse, université nationale supérieure des Mines de Paris, 482 p.
- RAIMBAULT L., MEYER G., TREUIL M. (1987) - Comportements différenciés de W, Sn, U, Ta, Nb dans quelques complexes granitiques du Massif central français. *Bull. Minéral.*, **110**, p. 591-601.
- RÄMÖ O., HAAPALA I. (1995) - One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, **52** (3), p. 129-185.
- RAZAFINIPARANY A. (1960) - Étude des massifs granitiques de Meymac et d'Égletons et de leurs enclaves. D.G.P. Clermont-Ferrand, 56 p.
- RENAULT O., LOMBARD M., MONOY C., ROUZAIRE D. (2006) - Inventaire départemental des mouvements de terrain du Puy-de-Dôme. Rapport final BRGM/RP-54546-FR, 87 p., 19 ill., 4 ann., 1 carte h-t.
- RICORDEL-PROGNON C., LACROIX F., MOREAU M.-G., THIRY M. (2010) - Lateritic paleoweathering profiles in French Massif central: Paleomagnetic datings. *J. geophys. Res.*, **115** (b10104, doi: 10.1029/2010jb007419).
- RICORDEL C. (2007) - Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. 170 p., École nationale supérieure des Mines de Paris.
- RICORDEL C., THIRY M., MOREAU M.-G., THÉVENIAUT H. (2005) - Paleomagnetic datings on "Siderolithic" paleoweathering profiles along French Massif central, european geosciences union, 24-29 avril, Vienne, Autriche. *Geophysical Research Abstracts*, 7 p.

- ROBERT P., BERQUER C., COUREL L., KUBLER K., ROBERT P. (1988) - Anomalie thermique précoce dans le bassin houiller stéphanien de Messeix-Singles. Massif central français. *Bull. Sci. géol.* (3-4), p. 333-349.
- ROEDDER E. (1984) - Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. *Mineralogical society of America*, n° 12, 644 p.
- ROIG J.-Y., FAURE M., MALUSKI H. (2002) - Superimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the western French Massif central: a structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova*, **14**, p. 25-32.
- ROLIN P. (1987) - Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la meseta marocaine septentrionale. Thèse, université de Paris-Sud, 470 p.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B., MAUROUX B. (2006) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orléans : BRGM, 178 p. carte géologique par Cartannaz C., Rolin P., Salen F., Delwaulle B., Thalouarn N. (2006).
- ROLIN P., THIÉRY V., DUMONT N., CHOLET F., MAVEL J. (2008) - Carte géol. France (1/50 000), feuille de Felletin (n° 691). Orléans : BRGM 157 p. Notice explicative par Rolin P., Thierry V., Cartannaz C., Cocherie A., Rossy M., Henry P., Constant J.
- ROQUES M., JUNG J., RAVIER J., BROUSSE R. (1965) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 - feuille « Ussel » (n° 165) - 2° édition.
- SAWYER E.-W. (2001) - Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *J. metam. geol.*, **19** (3), p. 291-309.
- SAWYER E.-W. (2008) - Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist special publication*, n° 9, 371 p.
- SCANVIC J.-Y. (1975) - Apport de l'imagerie spatiale multispectrale à la compréhension tectonique du Massif central français et de son environnement sédimentaire. *Bull. BRGM* (deuxième série), section 2 (4), p. 313-319.
- SCANVIC J.-Y. (1978) - Problèmes cartographiques et structuraux posés par l'interprétation géologique des images landsat du Massif central et étude comparative des images améliorées de type Vizir et Visumat. Rapport BRGM 78-SGN-004-GEO.
- SIMON-COINÇON R., BRUXELLES L., RICORDEL C., THIRY M. (2005) - The continental French Massif central during Late Jurassic and Early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 24-29 avril. *Geophys. Research Abstracts*, **7**, 07929.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., QUESNEL F. (2000) - Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). Siderolithic palaeolandscapes and palaeoenvironments in the northern Massif central (France). *C R. Acad. Sci.*, series IIA - *Earth and Planetary Science*, **330** (10), 693 p.

- STÖCKHERT B., TREPMANN C.-A., MASSONNE H.-J. (2009) - Decrepitated UHP fluid inclusions: about diverse phase assemblages and extreme decompression rates (Erzgebirge, Germany). *J. Metam. Geol.*, **27** (9), p. 673-684.
- STURM R. (2002) - PX-NOM - An interactive spreadsheet program for the computation of pc analyses derived from the electron microprobe. *Computers and geosciences*, **28**, p. 473-483.
- SUDRE J.-C. (1959) - Étude géologique de la région de Felletin – La Courtine (Creuse). Mémoire DES, Clermont-Ferrand, 16 p.
- SYLVESTER P.-J. (1998) - Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45** (1-4), 29 p.
- TALBERT J.-C. (1983) - Étude géologique des massifs granitiques d'Égletons, d'Ussel et de Meymac. Utilisation de leurs arènes dans le domaine du génie civil. Thèse de l'université de Clermont-Ferrand. 310 p.
- TALBERT J.-C., DUTHOU J.L. (1983) - Âge carbonifère supérieur (Rb-Sr) du granite de Meymac (Massif central français). *C. R. geosc.*, **296** (17), 1321 p.
- TALBERT J.-C., FEYS R. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bortles-Orgues (739) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Talbert J.C. et coll. (1989) 58 p.
- TEMPIER P. (1967) - Étude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de la moyenne Dordogne (Massif central français), *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, 311 p.
- THÉVENIAUT H. (2003) - Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete): theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe. *In: Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region—Preizerdaul, Luxembourg, 14-17 mai 2003. Géologie de la France* (1), p. 89-90.
- THIÉRY V. (2010) - Métamorphismes et déformations des séries cristallophylliennes du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel (Massif central français). Discussion du modèle de nappes du Massif central. Thèse, 315 p., Besançon.
- THIÉRY V., ROLIN P., MARQUER D.-A.-C., FANNING C.-M., ROSSI P. (2009) - Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif central: Late Variscan tectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **180** (6), p. 513-528.
- THIRY M., MOREAU M.-G., SIMON-COINÇON R., RUELLAN P.Y. (2004) - Datation des paléoaltérations et des événements géodynamiques continentaux. II - paléoaltérations, paléoreliefs et datation des formations « sidérolithiques » du Lembron. Rapport Armines/École des Mines, LHM/RD/2004/03, 76 p.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R., SCHMITT J.-M. (1999) - Paléoaltérations kaoliniques : signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *C. R. Acad. Sci.*, séries IIA - *Earth and Planetary Science*, **329** (12), 853 p.

- TOUCHARD F., SUBRA P., DEVOUCOUX V. (2008) - Gestion du réseau piézométrique régional Limousin, année 2007. Rapport final BRGM/RP-56315-FR, 128 p., 12 ill., 3 tabl., 4 ann.
- TOURETTE M. (1967) - Étude géochronologique par la méthode au strontium de la série de la moyenne Dordogne et de quelques migmatites de type Aubusson dans le Massif central français. *Ann. fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, **36**, p. 77-108.
- VALADAS B. (1984) - Les hautes terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. 2 vol., 927 p., université de Paris I, Panthéon, Sorbonne.
- VAN HINSBERG V.-J., ZINNGREBE E., DE WIJS H., VRIEND S.-P. (2007) - Thermochronology of the Barlet metamorphic basement unit: evidence for a Stephanian thermal event linked to Sb mineralization in the Haut-Allier, France. *J. geol. Soc. London*, **164**, p. 393-404.
- VANDERHAEGHE O. (2009) - Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, **447** (3-4), p. 119-134.
- VERNON R.-H., COLLINS W.-J. (1988) - Igneous microstructures in migmatites. *Geology* (16), p. 1126-1129.
- VEYRET-MEKDJIAN Y., VALADAS B., VITTE P., JAMOT C. (1988) - Auvergne. Guides géographiques régionaux. Masson, 225 p.
- VEYRET Y. (1972) - Morphologie glaciaire de la région de Saint-Sauves (Haute-Dordogne). *Bull. Ass. fr. Et. Quaternaire*, **1**, p. 21-31.
- VEYRET Y. (1978) - Formes et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. Problème de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse d'État, 2 tomes, 783 p.
- VIALETTE Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif central français. *Ann. Fac. sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 6, géologie et minéralogie, 6^e fascicule, 88 p.
- VIALETTE Y. (1965) - Granitisation hercynienne dans le Massif central français. Colloque international de géochronologie absolue, Nancy.
- VIALETTE Y. (1973) - Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, n° XV (3-4), p. 260-270.
- VILLOUTREIX M. (2002) - Les noms de lieux du Limousin, témoins de l'histoire d'une région. Association des antiquités historiques du Limousin, supplément 6 à la revue régionale « Travaux d'archéologie Limousine », 231 p.
- VOGT J. (1981) - La crise sismique de fin août 1892 dans le Massif central. Mise au point de sismicité historique. Rapport BRGM 81-SGN-845-GEG, 51 p.

- WEAVER B.-L., TARNEY J. (1984) - Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310** (5978), 575 p.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology*, **86**, p. 275-285.
- WHITE R.-H., POWELL R. (2002) - Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *J. Metam. Geol.*, **20**, p. 621-632.
- WINCKELL A. (1971) - Rôle respectif de la tectonique récente et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée nord-ouest de la montagne Limousine, 164 p., Clermont-Ferrand.
- WOJTKOWIAK J. (1982) - Inventaire des formations de schistes et gneiss. Annexe géotechnique. Sélection sur documents de formations métamorphiques de type schistes et gneiss. Rapport BRGM 82-SGN-1042-GEO, p. 15-32.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France* (3), p. 11-42.
- WYNS R. (1999) - Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est (Finistère nord). Rapport BRGM R40519. 35 p.
- WYNS R. (2002) - Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bull. inform. géol. bas Paris*, **39** (2), p. 5-16.
- YARDLEY B.-W.-D. (1977) - An empirical study of diffusion in garnet. *American mineralogist*, **62**, p. 793-800.
- ZHANG R.-Y., ZHAI S.-M., FEI Y.-W., LIU J.-G. (2003) - Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet. *Earth and planetary science letters*, **216**, p. 591-601.

ANNEXES

*ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES SUR DES FORMATIONS
DE LA FEUILLE « USSEL » D'APRÈS LES DONNÉES
DE LA LITTÉRATURE ET DONNÉES ACQUISES LORS DES LEVERS
POUR CETTE ÉDITION DE LA CARTE*

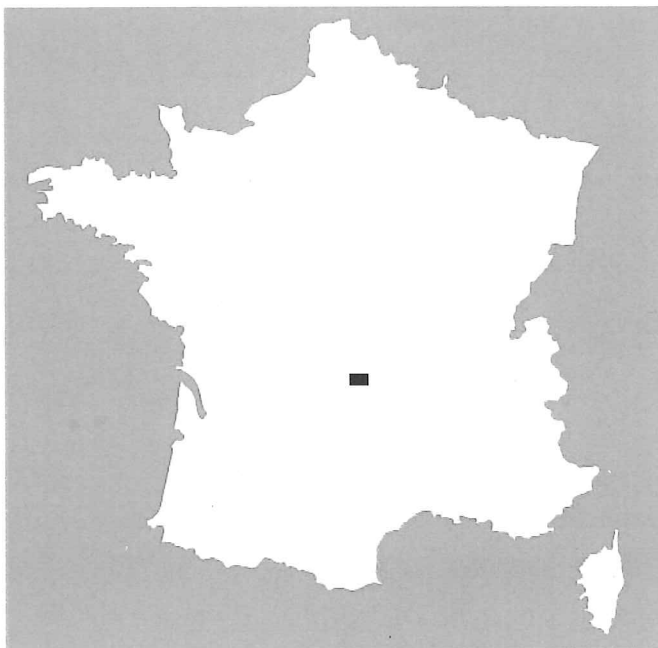
Réf.	Nature	X	Y	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O*	CO ₂
424 C	Mezure			70,36	15,02	1,56		1	0,53	3,38	5,86	0,25	0,04			
éch 259	Mezure			70,59	15,24	1,91		0,98	1,14	3,66	4,62	0,26	0,04	0,14		
M41	Mezure			71	15	0,47	1,38	1,1	1,4	3,6	4,85	0,4	0,05		0,91	
éch 182	Mezure			66,56	16,48	3,06		1,28	2,14	4,09	3,88	0,41	0,03	0,15		
U4	Ussel	598,14	2 065,105	69,3	15,9	1		1,4	1,2	3,35	5	0,3	0,05			
U5	Ussel	598,635	2 065,825	65,9	16,1	0,88	3,08	2,35	1,9	3,5	3,9	0,7	0,07		1,23	
U7	Ussel	599,16	2 065,165	69,4	15,9	0,82	1,69	1,2	1,4	3,4	4,5	0,4	0,05		1,01	
U8	Ussel	598,64	2 064,47	68	15,6	1,2	1,62	1,6	1,8	3,2	4,95	0,45	0,05		0,89	
U19	Ussel	598,74	2 062,76	68,7	15,8	1,08	1,91	1,7	1,2	3,1	4,95	0,5	0,04		1,59	
U26	Ussel	597,41	2 064,485	67,1	16,4	0,96	2,2	1,8	1,1	3,1	4,9	0,6	0,05		1,7	
U32	Ussel	599,61	2 064,515	69,7	15,15	1,03	1,32	1,25	1,06	3,2	4,7	0,4	0,05		1,2	
U46	Ussel			66,6	16,2	0,99		2,3	1,7	3,2	4,7	0,7	0,06			
UP15	Ussel	596,5	2 064,5	64	17,2	1,19	2,53	1,8	2,7	3,9	4,35	0,55	0,04		0,73	
B04	Mezure			67,8	16	1	1,98	1,7	1,9	3,4	4	0,45	0,04		0,87	
B06	Mezure			71,8	15,3	0,98	1,1	0,9	0,8	3,4	4,4	0,4	0,04		1,04	
301	Rainbault gneiss			81,09	6,68	3,62		0,66	0,14	0	1,65	0,54		0		
237A	Rainbault amphibolite			52,16	15,48	10,88		5,22	7,25	2,6	1,17	2,18			1,55	
237C	Rainbault amphibolite			52,07	15,29	10,79		5,35	7,25	2,54	1,19	2,17			1,75	
167	Debrabant marbre	610,1	2 067,2	1,2	3,1	0,4	0,11	3,83	49,28	0,11	0,2	0,16	0,01	0,23	40,65	40,6
267	Debrabant marbre	610,1	2 067,2	1,56	1,22		0,42	4,03	48,72	0,82	0,09	0,02	0	0,17	42,69	42,4
367	Debrabant gneiss	609	2 067,5	70,23	13,17	1,79	2,99	1,97	0,05	1,75	4,5	0,64	0,07	0,13	2,25	0,37
467	Debrabant gneiss	609	2 067,5	68,45	12,94	0,55	2,93	2,66	1,96	3,4	3,16	0,65	0,06	0,21	2,54	0,5
567	Debrabant marbre	609	2 067,5	8,76	2,85	0,87	0,26	2,82	44,24	0,42	0,15	0,02	0,02	0,21	38,82	38,6
667	Debrabant marbre	609	2 067,5	3,85	1,96	0,67	0,24	2,41	47,6	0,25	0,11	0,02	0,04	0,17	42	40,6
767	Debrabant marbre	609	2 067,5	0,3	0,35	4,54	0,17	2,82	48,72	0,13	0,04	0,02	0,01	0,15	42,68	42,4
867	Debrabant marbre	609	2 067,5	2,41	0,35	0,4	0,07	5,64	48,16	0,11	0,04	0,02	0,01	0,13	42,21	41,8
967	Debrabant gneiss	609	2 067,5	68,12	13,4	1,75	2,16	2,59	1,4	4,65	2,2	0,59	0,07	0,13	1,81	0,3
1067	Debrabant gneiss	609	2 067,5	66,98	13,4	2,31	2,01	2,82	1,12	4,75	3	0,56	0,03	0,22	1,56	0,5
1167	Debrabant gneiss	609	2 067,5	41,38	13,35	2,15	1,58	3,1	15,68	1,5	3,5	0,45	0,05	0,32	16,5	9,2
1267	Debrabant marbre	609	2 067,5	1,87	0,81	0,23	0,08	4,03	48,72	0,08	0,05	0	0,01	0,09	43,54	43,5
1367	Debrabant marbre	609	2 067,5	33	3,89	0,91	3,09	3,61	27,44	0,08	0,04	0,1	0,07	0,38	26,6	24,9
1467	Debrabant gneiss	609	2 067,5	67,56	15,49	0,4	3,26	2,29	0,11	3,75	3,05	0,5	0,04	0,12	1,98	0,2

		x	y	As ppm	Ba ppm	Be ppm	Bi ppm	Cd ppm	Ce ppm	Co ppm
DH 30	Granite de Meymac	592.5	2062.3	44,16	576.3	8,465	0,834	<L.D.	67,04	5,588
DH 58-1	Granite de Meymac	596.9	2061,4	101	569	15,45	0,265	<L.D.	60,2	3,377
DG 80	Dialexite de la Celliette	613.3	2071.5	<L.D.	1944	1,033	<L.D.	<L.D.	55,19	<L.D.
DG 96	Dialexite de la Celliette	610.5	2065.2	3,054	477.2	1,657	0,298	<L.D.	29,46	<L.D.
DH 42	Granite de Meymac	587.3	2061.3	2,073	582.7	8,819	0,19	<L.D.	62,92	5,2
DH 60	Granite d'Ussel	598.5	2060,9	4,194	677.7	4,525	0,339	0,236	98,3	9,07
DI 22	Micaschistes	613,9	2060,4	<L.D.	660,1	3,4	<L.D.	<L.D.	96,94	20,18
DF 37	Gneiss	610,9	2070,6	<L.D.	601,7	2,966	<L.D.	0,316	65,72	2,747
DH 82	Gneiss	611,3	2070	<L.D.	329,7	1,712	<L.D.	<L.D.	76,43	6,007
DH 63	Granite de Meymac	593.5	2065.3	8,288	531.4	13,81	0,549	<L.D.	59,41	4,977
DH 68-2	Amphibolite	612.8	2066,1	3,856	243,5	1,44	0,346	0,289	39,01	26,85
DG 69	Dialexite de type Celliette	592.9	2072.4	<L.D.	639	1,667	<L.D.	0,263	71,42	7,711
DG 34	Gneiss gris	611.8	2078.5	2,502	346,2	1,978	0,103	<L.D.	70,1	0,564
DH 92	Granitoïde déformé	611,9	2063,3	4,006	688	2,606	0,188	0,199	68,38	10,12
DG 85	Granitoïde clair	597,7	2067,5	14,94	541,9	2,771	0,216	0,197	62,07	8,59
DH 81	Gneiss de la Barricade	608,6	2068,1	3,85	850,7	3,937	0,484	0,17	106,2	14,32
DH 10	Gneiss de la Barricade	610,2	2066	<L.D.	713,7	2,968	0,201	0,422	104,3	16,42
DG 85e	Enclave	597,7	2067,5	<L.D.	507,4	2,671	<L.D.	0,158	22,17	36,39
MCH	Micaschiste	613,2	2061,2	8,842	712,4	3,061	0,229	0,232	82,44	8,882
DG 97	Gneiss de la Barricade	610	2065,8	<L.D.	1340	4,041	0,624	0,292	122,5	17,52
DI 35	Amphibolite	612	2063,2	1,988	1428	1,015	0,29	0,185	108,1	27,11
Cil	Dialexite de la Celliette	612,9	2069,9	<L.D.	1649	1,081	<L.D.	<L.D.	48,72	<L.D.
DG 40	Granulites a disthène	610,8	2076,4	<L.D.	649,7	1,427	<L.D.	0,318	89,9	14,39
B 29 (=DI 34)	Orthogneiss	612,1	2063,3	<L.D.	988,3	2,574	0,162	0,212	90,51	11,9

	Ca		Cu		Dy		Er		Eu		Ga		Gd		Ge		Hf		Ho		In		La		Lu		Mo		Nb		Nd		Ni		Pb		Pr		Rb		Sb	
	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm	pmi	ppm		
DH 30	35.83	26.48	3.137	1.557	1.945	25.72	3.954	1.667	3.804	0.573	<L.D.	35.61	0.232	15.57	25.19	15.12	43.9518	6.072	259.7	0.288																						
DH 31	36.25	27.08	3.176	1.577	1.965	26.24	3.986	1.680	3.836	0.586	<L.D.	36.13	0.237	15.70	25.49	15.24	44.0816	6.104	262.7	0.293																						
DG 80	3.061	<L.D.	4.060	2.136	1.446	17.18	4.513	1.449	4.078	0.811	<L.D.	20.14	0.39	4.834	26.34	2.731	13.1273	7.031	117.4	0.119																						
DG 86	3.47	<L.D.	5.512	2.857	1.517	20.61	4.829	1.517	3.165	1.005	0.103	12.73	0.29	0.844	11.37	13.74	2.231	34.4677	3.609	195	0.765																					
DH 62	27.22	<L.D.	2.843	1.438	1.071	29.02	3.846	1.738	3.875	0.918	<L.D.	35.61	0.205	<L.D.	10.55	28.3	15.27	52.1101	7.863	281.4	0.223																					
DH 100	19.99	16.79	4.238	2.008	1.133	25.877	5.934	1.934	6.194	0.797	<L.D.	48.3	0.207	0.768	13.88	42.87	16.98	39.3041	11.439	236.5	0.19																					
DH 102	28.2	<L.D.	3.133	1.566	1.975	26.24	3.986	1.680	3.836	0.586	<L.D.	36.13	0.237	15.70	25.49	15.24	44.0816	6.104	262.7	0.293																						
DH 107	4.005	<L.D.	5.361	4.08	1.681	16.43	5.126	1.574	5.05	1.224	<L.D.	31.84	0.819	<L.D.	5.415	29.06	6.048	14.1858	7.063	108.3	0.348																					
DH 62	4.340	<L.D.	6.957	5.835	0.851	17.86	8.244	1.95	4.415	1.931	<L.D.	36.95	1.02	<L.D.	6.341	34.13	6.468	9.4624	8.971	136.4	0.261																					
DH 63	27.08	<L.D.	2.676	1.321	0.956	26.24	3.246	1.788	3.066	0.473	<L.D.	29.92	0.209	<L.D.	12.05	24.07	17.07	54.9073	6.096	326.6	0.238																					
DH 64	27.08	<L.D.	2.676	1.321	0.956	26.24	3.246	1.788	3.066	0.473	<L.D.	29.92	0.209	<L.D.	12.05	24.07	17.07	54.9073	6.096	326.6	0.238																					
DH 62	7.65	6.078	6.146	3.459	1.333	20.25	6.117	1.646	5.076	1.223	0.138	15.8	0.33	0.483	10.56	31.8	12.8	12.7028	8.043	147.2	0.181																					
DH 62	7.65	6.078	6.146	3.459	1.333	20.25	6.117	1.646	5.076	1.223	0.138	15.8	0.33	0.483	10.56	31.8	12.8	12.7028	8.043	147.2	0.181																					
DG 34	1.266	<L.D.	8.52	5.214	0.411	19.67	8.945	1.776	3.385	1.753	0.114	31.93	0.841	0.841	5.419	36.24	4.768	16.7674	9.151	124.9	0.31																					
DH 62	7.75	14.61	3.69	2.091	1.478	22.44	4.313	1.324	4.872	0.695	0.098	33.68	0.326	0.575	9.891	30.53	11.77	29.799	8.034	114.6	0.325																					
DG 15	28.2	19.31	4.253	2.252	0.973	19.98	4.678	1.471	4.048	0.794	0.059	30.52	0.337	0.609	9.743	24.28	17.82	12.971	7.173	137.3	3.888																					
DH 100	10.2	<L.D.	6.146	3.459	1.333	20.25	6.117	1.646	5.076	1.223	0.138	15.8	0.33	0.483	10.56	31.8	12.8	12.7028	8.043	147.2	0.181																					
DH 10	10.2	<L.D.	6.146	3.459	1.333	20.25	6.117	1.646	5.076	1.223	0.138	15.8	0.33	0.483	10.56	31.8	12.8	12.7028	8.043	147.2	0.181																					
DG 86	21.58	<L.D.	3.927	2.205	0.81	16.56	3.34	2.124	2.24	0.793	0.119	9.932	0.348	0.6	5.261	13.29	148.2	3.0261	3.103	162	2.819																					
MC4	6.078	34.08	5.381	2.881	1.661	29.94	5.877	1.998	5.371	1.941	0.077	43.78	0.447	<L.D.	16.63	36.62	50.39	21.8923	9.668	146.6	6.819																					
DG 17	8.013	36.04	4.268	2.492	1.039	24.92	6.207	2.103	5.076	0.767	0.086	87.58	0.358	1.071	13.88	42.87	16.98	28.653	19.39	45.8	5.119																					
CH 9	4.364	<L.D.	4.234	2.639	1.271	16.17	4.108	1.743	3.394	0.893	<L.D.	23.9	0.451	<L.D.	3.283	23.53	<L.D.	12.4662	8.21	102.7	1.358																					
DG 40	8.87	19.27	5.888	3.422	1.426	22.43	6.141	1.731	6.022	1.185	0.106	46.76	0.444	<L.D.	14.09	46.47	33.13	9.6913	10.89	143.3	1.273																					
8.291(=3.34)	10.75	22.83	5.528	2.665	1.71	25.63	6.317	1.928	5.264	1.055	0.074	47.11	0.338	0.583	12.83	46.43	22.64	38.591	10.89	142.3	0.477																					

	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
DH 30	5.415	22.51	248.3	1.891	0.583	17.44	0.232	4.825	33.05	87.06	17.6	1.562	56.71	133.7
DH 58-1	4.746	14.89	227.7	3.177	0.505	20.54	0.232	12.22	17.49	23.81	15.94	1.66	33.76	142.5
DG 80	5.548	1.414	78.46	0.248	0.673	11.14	0.359	1.392	1.467	0.444	23.54	2.512	32.18	118.5
DG 96	4.385	5.561	36.63	0.736	0.908	7.35	0.357	3.709	0.657	2.09	31.3	2.151	84.16	75.51
DH 42	5.197	13.28	228.1	2.153	0.548	17.05	0.213	3.463	26.42	4.82	16.65	1.444	48.47	132.5
DH 60	8.262	8.456	271.4	1.459	0.807	22.66	0.295	9.307	47.86	0.932	22.02	2.002	77.78	221.3
DI 22	7.056	5.393	148.5	1.362	0.801	17.84	0.351	2.329	93.17	4.054	23.18	2.364	108.9	109.8
DF 37	6.25	3.946	106.6	0.48	0.824	13.22	0.728	1.4	19.99	0.797	34.42	5.624	42.09	172.7
DH 82	8.119	4.269	77.12	0.569	1.489	21.16	0.943	3.045	49.43	0.511	59.65	6.575	53.66	153.6
DH 63	4.515	15.91	201.2	2.91	0.483	15.82	0.205	4.345	26.31	1.327	14.66	1.38	50.12	112.9
DH 68-2	5.964	5.092	774.3	0.367	0.909	17.17	0.494	0.826	292.2	0.658	32.28	3.364	96.27	75.09
DG 69	6.745	4.444	98.52	0.732	1.014	13.35	0.533	2.231	51.73	1.843	36.13	3.543	82.89	177.3
DG 34	9.695	3.831	38.73	0.385	1.394	15.73	0.81	2.698	3.443	0.603	50.94	5.489	39.47	84.72
DH 92	5.501	3.059	332.3	0.892	0.634	10.19	0.324	1.992	98.07	0.691	21.17	2.157	82.95	186.5
DG 85	5.377	4.06	134.6	1.394	0.729	11.45	0.335	4.353	60.99	1.26	24.08	2.258	65.74	142.9
DH 81	8.306	5.164	91.99	1.636	0.933	17.53	0.396	4.169	97.23	1.373	28.13	2.617	110.4	174.3
DH 10	8.632	4.751	76.22	1.572	1.079	21.73	0.539	4.021	83.16	1.499	35.03	3.779	126.6	250.3
DG 85e	3.25	3.547	52.45	0.392	0.882	2.315	0.33	200.6	200.6	0.946	23.1	2.219	80.16	80.94
MCH	7.184	4.649	68.59	1.474	0.927	14.56	0.416	3.816	75.78	4.042	29.89	2.813	90.74	195.9
DG 97	9.86	5.794	137.3	1.368	1.155	22.1	0.535	4.208	96.51	1.621	35.36	3.645	96.29	242.9
DI 35	9.174	3.51	876.9	0.306	0.853	18.52	0.33	4.364	262.7	0.906	22.96	2.26	83.52	91.22
CI1	5.162	2.2	64.36	0.265	0.654	10.34	0.409	1.325	1.377	0.916	25.54	2.876	20.68	100.2
DG 40	7.639	5.243	137.7	1.192	0.976	16.25	0.52	2.322	109	1.765	34.06	3.51	116.4	248.1
B 29 (=DI 34)	8.061	5.369	434.6	1.175	0.963	16.81	0.356	3.521	75.12	0.916	28.3	2.205	80.41	204.8

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
DH 30	69.54	15.24	2.64	1.84	0.06	1.42	1.11	3.41	4.36	0.35	0.18	1.60	99.89
DH 56-1	71.95	14.15	1.66	1.04	0.05	0.89	1.22	3.28	5.28	0.28	0.21	1.23	100.19
DG 80	76.21	13.03	1.39	0.92	0.03	0.07	0.46	3.10	5.04	0.08	0.02	1.01	100.42
DG 96	76.18	12.93	1.55	0.81	0.02	0.12	0.31	2.78	5.39	0.09	0.10	1.19	100.66
DH 42	70.04	14.94	2.29	1.42	0.05	1.21	1.35	3.28	4.80	0.32	0.19	2.02	100.50
DH 60	65.58	15.72	3.72	2.76	0.06	1.91	2.24	3.10	4.49	0.58	0.23	1.68	99.31
DH 22	57.76	21.42	7.77	3.69	0.11	1.99	0.13	1.40	5.23	0.76	0.08	3.53	100.18
DF 37	72.24	14.42	2.82	1.83	0.09	0.48	2.01	3.37	3.48	0.24	0.12	1.19	100.45
DH 82	69.85	14.72	3.71	2.63	0.07	1.44	2.18	3.68	2.84	0.37	0.12	1.10	100.07
DH 63	69.09	15.48	2.17	1.53	0.05	1.12	1.56	3.57	4.75	0.29	0.19	1.16	99.40
DH 66-2	48.99	18.68	10.25	7.75	0.21	5.28	7.67	3.50	1.83	1.09	0.23	2.36	100.07
DG 69	70.14	14.62	4.00	2.44	0.05	1.36	0.75	2.36	3.84	0.46	0.12	2.48	100.18
DG 34	76.29	12.86	1.51	0.79	0.03	0.08	0.72	3.68	3.64	0.06	0.03	0.85	99.95
DH 92	63.54	16.86	5.16	3.63	0.07	1.94	3.33	3.40	2.55	0.83	0.26	1.60	99.53
DG 85	68.34	15.04	4.42	3.54	0.08	1.58	1.05	2.77	2.74	0.44	0.13	2.45	99.03
DH 81	58.55	20.59	6.84	4.88	0.08	1.75	0.33	1.56	4.50	0.85	0.13	3.87	99.03
DH 10	60.89	18.97	7.37	5.40	0.18	1.97	0.37	1.15	4.09	0.85	0.12	3.55	99.51
DG 85e	51.80	14.39	9.60	7.60	0.17	9.99	5.43	0.51	3.90	0.76	0.07	3.28	99.89
MCH	64.87	17.63	5.98	2.86	0.04	1.64	0.11	0.98	4.04	0.77	0.17	4.03	100.25
DG 97	59.89	20.13	7.36	5.05	0.13	2.06	0.50	1.28	4.28	0.89	0.11	2.98	99.60
DH 35	50.55	17.34	9.19	7.26	0.16	4.89	9.96	2.96	1.60	0.87	0.26	2.19	99.97
ClI	76.91	13.03	1.35	0.87	0.03	0.12	0.43	3.55	4.30	0.07	<L.D.	0.96	100.74
DG 40	65.19	16.27	6.63	4.86	0.09	2.82	1.22	2.20	3.30	0.89	0.16	1.99	100.76
B 29 (DI 34)	64.20	17.15	5.02	3.68	0.06	2.42	2.86	3.32	3.31	0.74	0.21	1.55	100.84



USSEL

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

Royère	Felletin	Pontgibaud
Bugeat	USSEL	Bourg-Lastic
Meymac	Bort-les- Orgues	Latour