

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

par

**P. ROLIN, P. HENRY, M. ROSSY, A. COCHERIE,
N. DUMONT, B. NICEY**

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* : ROLIN P., COURVOISIER E., ROBBE N., DUMONT N., NICEY B. (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Royère (690) Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Henry P., Rossy M., Cocherie A., Dumont N., Nicey B., 151 p.

– *pour la notice* : ROLIN P., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., DUMONT N., NICEY B. (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Royère (690). Orléans : BRGM, 151 p. Carte géologique par Rolin P., Courvoisier E., Robbe N., Dumont N., Nicey 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 : 978-2-7159-1690-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	16
Édifrice litho-métamorphique régional	16
Encaissant métamorphique des granites de la partie nord du Millevaches	17
Zone de cisaillement ductile du Nord-Millevaches et de La Courtine	17
Complexe magmatique de l'unité de Guéret (massif de Guéret)	18
Granites de l'unité du Millevaches (massif de Millevaches)	18
Fractures qui affectent le Millevaches	19
Modèles structuraux sur le Millevaches	21
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	23
Localisation tectonique de la carte, et travaux cartographiques antérieurs	23
Unités lithostructurales régionales présentes sur la carte	23
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE SA NOTICE</i>	26
DESCRIPTION DES TERRAINS	26
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	26
Formations métamorphiques de l'unité du Millevaches	26
Formations métamorphiques des unités de Guéret et d'Ussel	30
<i>INTRUSIONS MAGMATIQUES</i>	33
Granitoïde appartenant à l'unité de Guéret	33
Granitoïdes de l'unité du Millevaches	35
Filons	49
Formations conglomératiques d'âge incertain (Stéphanien ?)	50
Quaternaire et formations superficielles	51
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	56

<i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES</i>	56
Formations sédimentaires du Protérozoïque au Paléozoïque inférieur	56
Formations sédimentaires stéphaniennes (kasimoviennes – gzheliennes)	56
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES UNITÉS MÉTA SÉDIMENTAIRES</i>	57
Formations des anatexites à cordiérite des unités de Guéret et d’Ussel	57
Formations micaschisto-gneissiques	57
Formations kinzigitiques (âge incertain, probablement viséen supérieur)	59
Aires de répartition des schistes cristallins sur la carte de Royère	59
<i>MISE EN PLACE ET DÉFORMATION DES GRANITES</i>	59
Granodiorite-tonalite de Saint-Quentin-la-Chabanne et des Rieux	60
Granites orientés à biotite	61
Granites équants encaissés dans les granites orientés à biotite du massif de Pontarion – Royère	64
Leucogranites orientés de chaîne périphérique de Gioux – Saint-Setiers	67
FAILLES RÉGIONALES ET LES CHAMPS FILONIENS	70
<i>FAILLES DEXTRES N150-160 A JEUX PRÉCOCES</i>	70
<i>FAILLES DEXTRES N20</i>	72
<i>FAILLES TARDIVES N120-150 A JEUX APPARENT SENESTRES</i>	73
<i>FAILLES N00 ET N90-100</i>	74
<i>FAILLES NORMALES D’AUDOUZE-VERGINAS</i>	74
<i>DIVERS CHAMPS FILONIENS</i>	75
Champ filonien N00-N30°	75
Champ filonien de direction N130-N160°	75
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	75
<i>TECTONIQUE CASSANTE POST-HERCYNienne</i>	75
<i>NÉOTECTONIQUE</i>	75
<i>SISMICITÉ</i>	76
HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION	76
<i>UNITÉS MÉTAMORPHIQUES REGIONALES ET MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DÉVONO-TOURNAISIE</i>	76

<i>FIN DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET MISE EN PLACE DU COMPLEXE MAGMATIQUE DE GUERET</i>	77
<i>CISAILLEMENT DUCTILE DU NORD-MILLEVACHES ET DE LA COURTINE</i>	79
<i>KINZIGITES DU MILLEVACHES ET MÉTAMORPHISME VISÉEN SUPÉRIEUR</i>	80
<i>ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLUTONIQUES DU MILLEVACHES</i>	80
Genèse des différents magmas	80
Mise en place des granites de l'unité de Millevaches	84
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES STÉPHANIENNES</i>	93
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	94
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	94
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	94
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	94
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	96
Carrières sporadiquement exploitées	96
<i>GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	96
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	97
<i>VESTIGES ARCHÉOLOGIQUES ET HISTORIQUES</i>	97
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	97
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	108
ANNEXES	117
<i>GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES DU NORD-MILLEVACHES</i>	119
<i>TABLEAU D'ANALYSES GÉOCHIMIQUES DES GRANITOÏDES DU NORD-MILLEVACHES</i>	148

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte schématique des formations magmatiques et métamorphiques affleurant sur la carte de Royère	14-15
Fig. 2 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)	52
Fig. 3 - Carte structurale de la partie Nord du massif de Pontarion – Royère, avec représentation schématique des différentes structures de cisaillements décrites dans le texte	62

Fig. 4 - Carte structurale du massif de Chasselines-Goutelle et de l'extrémité nord du massif d'Hyverneresse, et structurogramme des mesures de plans de cisaillement « C1 » et de stries relevées dans les granites. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur	66
Fig. 5 - Le Cisaillement ductile du Nord-Millevaches et de La Courtine au Famenco-Tournaisien (370-345 Ma)	78
Fig. 6 - Modèle de mise en place des granites du Millevaches au Viséen moyen-supérieur (335 à 325-322 Ma)	86
Fig. 7 - Schéma d'évolution du Millevaches au Namurien (<i>Serpukhovien-Bashkirien inférieur</i>) de 325-322 Ma à 315 Ma	88
Fig. 8 - Hypothèse sur l'origine des décrochements senestres observés en bordure orientale du Millevaches	92

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la carte de Royère appartient presque intégralement à l'Unité du Millevaches et très peu aux unités de Guéret et d'Ussel (en bordure orientale de la feuille). Le Millevaches (appelé improprement massif de Millevaches) est une unité tectonique limitée par failles, constituée de massifs granitiques, enclavant des septas de gneiss métatectiques.

L'histoire régionale débute au Paléozoïque inférieur voire dès la fin du Protérozoïque supérieur, par le dépôt de sédiments alumineux, grauwackeux et argileux, à l'origine des protolithes des séries métamorphiques.

Au Dévonien, ces anciens sédiments sont impliqués dans le domaine orogénique hercynien, et subissent un métamorphisme de haute température et moyenne pression (à sillimanite-cordiérite-grenat), bien avant la mise en place des granites du Millevaches et de l'Unité de Guéret. Ce métamorphisme entraîne une anatexie, vers 375-360 Ma (Dévonien supérieur), synchrone d'une déformation D1, marquée par le développement d'une foliation S1 et d'une linéation minérale NW-SE. L'anatexie croît du bas vers le haut dans les séries métamorphiques de Guéret et d'Ussel, et culmine avec des diatexites grenues (présentes en bordure orientale de la carte). Les parentés lithologiques et pétrographiques nous incitent à rattacher les gneiss du Millevaches aux gneiss de la série d'Ussel.

Au Tournaisien vers 360-350 Ma les séries métamorphiques de Guéret et d'Ussel subissent une deuxième déformation D2, marquée par des microplis P2 et une schistosité S2 qui transposent totalement la S1 à la base de ces séries. Cette déformation D2 se produit en contexte rétromorphique du faciès amphibolitique et est à l'origine de la transformation de la partie basale des gneiss en micaschistes. Cette évolution tectono-métamorphique D2 n'est pas reconnue dans les gneiss du Nord-Millevaches couverts par cette carte.

Un fort flux de chaleur, probablement en relation avec un sous plaquage de magmas d'origine mantellique, fait fondre la croûte, et génère un magmatisme peralumineux à l'origine du complexe magmatique du Guéret, dont la mise en place s'effectue sur plus de 40 Ma, du Tournaisien (355 Ma) au Namurien supérieur (*Bashkirien*) (315 Ma). Ce magmatisme génère une vingtaine de plutons différents, intrusifs dans la série métamorphique inverse de l'unité de Guéret. Les premiers plutons à se mettre en place sont syncinématiques du jeu de la vaste zone de cisaillement du Nord-Millevaches - La Courtine. Cette dernière affecte au Faménno-Tournaisien la bordure septentrionale du Millevaches, la marge méridionale de l'Unité de Guéret, et également l'Unité d'Ussel. Parmi les plutons, seul le massif de Saint-Quentin-la-Chabanne est concerné par cette carte. Les gneiss des séries cristallophylliennes de la région, et ceux du Nord-Millevaches, sont déformés par cette zone de cisaillement en

contexte encore métamorphique, dans le faciès amphibolite, puis schistes verts. Les granites plus récents du complexe magmatique de Guéret recoupent la zone de cisaillement, dont ils post-datent le jeu.

Au Viséen, ce flux de chaleur génère, dans le Millevaches, des granites et un deuxième épisode métamorphique à l'origine de gneiss kinzigitiques, rapportés au Viséen supérieur. Ces granites sont soit des monzogranites à biotite qui constituent l'ossature du Millevaches (les principaux étant les granites porphyroïdes de type Pontarion et les granites à grenat cordiérite de type Royère), soit des leucogranites qui jalonnent les zones de failles en périphérie de l'unité, soit des leucogranites intrusifs dans les granites à biotite. La plupart de ces granites se mettent en place du Viséen moyen au Namurien inférieur (*Serpukhovien*), vers 335-320 Ma ; à l'exception des magmas de type Pontarion dont les mises en place, plus précoces, s'effectuent de 345 à 330 Ma environ.

Ce magmatisme résulte d'une fusion partielle de la base de croûte, probablement toujours par sous plaquage de magmas basiques d'origine mantellique. Les granites de type Pontarion sont issus de la fusion partielle d'un ancien orthogneiss acide, et les granites de type Royère de la fusion de métapélites. Ils ne sont pas cogénétiqes et ont suivi des modalités de différenciation différentes. Une fois extrait des kinzigites de base de croûte, les granites de type Royère se seraient imbriqués dans les granites de type Pontarion qu'ils auraient télescopé lors de leurs ascensions.

Les leucogranites semblent provenir du même protolithe métapélitique. Les volumes de leucogranites dans le Nord-Millevaches supposent une fusion partielle généralisée de la croûte inférieure.

La mise en place de ces granites est contrôlée par les jeux des failles qui bordent le Millevaches. Nous interprétons cette unité comme un vaste « pull apart » apparu entre deux systèmes de failles dextres de direction N150-160 : au Nord-Est de l'unité, le système de failles de la Creuse, au Sud-Ouest les failles de Pradines et de Treignac. Sous l'action d'un raccourcissement régional Z N15-20, le jeu dextre de ces failles N150-160° amène l'ouverture des failles bordières N10-20° du Millevaches, en position de fente de tension. La dynamique extensive crée, en bordure NE et E du Millevaches, des ouvertures dans lesquelles se met en place un cortège de dykes de leucogranites. Tandis qu'en bordure SW de l'unité le jeu dextre des failles de Treignac-Pradines, relayé au NW par le jeu en extension de la faille N20-10° d'Argentat-Bourganeuf, ouvre un espace occupé par les leucogranites de la chaîne corrézienne.

Au Namurien inférieur (326-320 Ma, *Serpukhovien*), la rotation horaire de la direction de raccourcissement principal Z en direction NE-SW, fait rejouer en dextre les failles N20 de la bordure orientale du Millevaches. Elles décrochent l'ancienne zone de cisaillement du Nord-Millevaches – La Courtine, et

également les failles N150-160 du système faillé de la Creuse. Ce raccourcissement induit le rejeu inverse - senestre de la faille de Saint-Michel-de-Weisse qui accompagne le soulèvement en horst du Millevaches par rapport aux unités environnantes. Lors de ce serrage, des ouvertures NNE-SSW apparaissent dans le Millevaches et guident la mise en place de leucogranites tardifs.

Après le Namurien (*post-Bashkirien*), la totalité des failles N20 de la bordure orientale du Millevaches et les limites lithologiques sont décrochées par les failles N130-150° avec un jeu apparent senestre.

Durant une longue période, sans dépôt ni intrusion connue, la région est émergée, et elle est soumise à une érosion continentale. Probablement au Stéphanien (*Pennsylvanien supérieur*), des dépressions, peut-être contrôlées par failles, se créées. Elles sont occupées par des lacs comblés par des sédiments fluviaux et torrentiels charriant du sable et des galets à l'origine des bassins de La Vaud-Gelade et de Mijoie.

La réactivation post-Cénomaniens des failles régionales, se traduit par les rejets verticaux recoupant la surface de la pénéplaine, ils sont probablement très récents (Quaternaire) si l'on se base sur les ressauts topographiques induits.

ABSTRACT

The area covered by the Royère map is almost entirely underlain by the Millevaches Unit and, along the eastern boundary of the map area, over a small area by the Guéret and Ussel units. The Millevaches (wrongly called Millevaches Massif) is a fault-bounded tectonic unit, formed by granite massifs enclosing meta-tectonic gneiss.

The regional geologic history starts in the Early Paleozoic or even the latest Proterozoic, with the deposition of aluminous, greywacke-like and clayey sediments that were the original protoliths of the metamorphic rocks.

During the Devonian, these ancient sedimentary rocks were involved in the Hercynian orogenic domain, where they underwent high-temperature and medium-pressure metamorphism (with sillimanite-cordierite-garnet), well before the Millevaches and Guéret Unit granites were emplaced. This metamorphism was accompanied by anatexis around 375-360 Ma (Late Devonian), synchronous with D1 deformation that is marked by the development of S1 foliation and a NW-SE mineral lineation. The anatexis increased in an upward direction through the metamorphic Guéret and Ussel series, culminating in coarse-grained diatexite found along the east edge of the

map area. Lithologic and petrographic similarities indicate that the Millevaches gneiss is the same as the gneiss of the Ussel series.

During the Tournaisian, around 360-350 Ma, the metamorphic rocks of Guéret and Ussel were affected by a second D2 deformation, marked by P2 micro-folds and an S2 cleavage that completely transposed the S1 foliation at the base of his series. This D2 deformation occurred in a retromorphic context of the amphibolite facies and transformed the basal part of the gneiss into micaschist. This tectono-metamorphic D2 evolution has not been recognized in the North-Millevaches gneiss within the map area.

Strong heat flow, probably connected to the under-plating of magma of mantle origin, melted the crust and generated peraluminous magmatism that was at the origin of the magmatic Guéret complex. The emplacement of this complex took over 40 Ma, from the Tournaisian (355 Ma) to the Late Namurian (Bashkirian, 315 Ma). This magmatism generated about twenty different plutons that intruded the overturned metamorphic Guéret Unit. The first plutons to be emplaced were synkinematic with movement along the vast North-Millevaches/La-Courtine shearzone. During the Famennian-Tournaisian, the latter affected the northern border of the Millevaches, the southern margin of the Guéret Unit as well as the Ussel Unit. Among the plutons, only the Saint-Quentin-la-Chabanne massif is concerned by this map. The gneisses of the regional crystallophyllic series and of the North-Millevaches, were deformed by this shearzone in a metamorphic setting that retrograded from amphibolite to greenschist facies. The more recent granites of the magmatic Guéret complex intersect the shearzone, and thus post-date the movement along it.

During the Visean in the Millevaches, heat flow generated granites and a second metamorphic episode that was at the origin of kinzigitic gneiss of Late Visean age. The granite is monzogranite with biotite that forms part of the backbone of the Millevaches, the main ones being porphyroid granite of the Pontarion type and garnet-cordierite granite of the Royère type. Other granite types that were generated include leucogranite along the fault zones that bound the unit, or leucogranite that intruded the biotite granite. Most of these granites were emplaced during the Middle Visean to the Early Namurian (Serpukhovian), around 335-320 Ma; an exception is formed by Pontarion-type magmas that were emplaced earlier, around 345 to 330 Ma.

This magmatism resulted from partial fusion at the base of the crust, probably still because of the underplating of basic magma with a mantle origin. The Pontarion-type granite originated from partial fusion of a former acid orthogneiss, and the Royère-type granite from the fusion of metapelite. They are not co-genetic and did not follow the same differentiation paths. Once they were extracted from the kinzigite at the base of the crust, the Royère-type granites were imbricated in the Pontarion-type granite during their ascension.

The leucogranites probably derive from the same meta-pelitic protolith, and their volumes in the North Millevaches seem to indicate a generalized partial fusion in the lower crust. The emplacement of these granites was controlled by movement along the faults bounding the Millevaches. We interpret this unit as a vast “pull apart” domain that appeared between two dextral fault systems with a N150°-160° direction; to the northeast, this was the Creuse fault system and to the southwest these were the Pradines and Treignac faults. Under the action of regional N015°-020° ‘Z’ shortening, the dextral movement along these N150°-160° faults caused the opening of the N010°-020° Millevaches boundary faults, like tension gashes. Along the northeast and east boundaries of the Millevaches, these extensional dynamics created openings in which a swarm of leucogranite dykes was emplaced. Along the southwest border of the unit, however, the dextral movement along the Treignac-Pradines faults, taken up to the northwest by extensional movement along the N020°-010° Argentat-Bourganeuf fault, opened a space filled by the leucogranite of the Corrèze chain.

During the Early Namurian (326-320 Ma, Sepukhovian), clock-wise rotation of the main ‘Z’ shortening in a NE-SW direction reactivated the N020° faults of the eastern Millevaches boundary in a dextral sense. They offset the former North-Millevaches/La-Courtine shearzone, as well as the N150°-160° faults of the Creuse system. This shortening induced a reverse, sinistral, movement along the Saint-Michel-de-Veisse fault that accompanied the uplift of the Millevaches horst compared to surrounding units. During this crustal tightening, NNE-SSW openings appeared in the Millevaches, guiding the emplacement of the late leucogranites.

After the Namurian (post-Bashkirian), all N020° faults of the eastern Millevaches boundary and the lithological boundaries there, were offset by N130°-150° faults with an apparently sinistral movement.

During a long period without known deposition or intrusion, the region was above baselevel and subject to continental erosion. Depressions, possibly controlled by faults, were created probably during the Stephanian (Late Pennsylvanian). These were occupied by lakes filled with fluvatile and torrential sediments containing pebbles and sand, which were at the origin of the La Vaud-Gelade and Mijoie basins.

A post-Cenomanian reactivation of regional faults is shown by vertical offsets that intersect the peneplain surface; when judging by their topographic expression, they are probably very recent, *i.e.* Quaternary.

INTRODUCTION

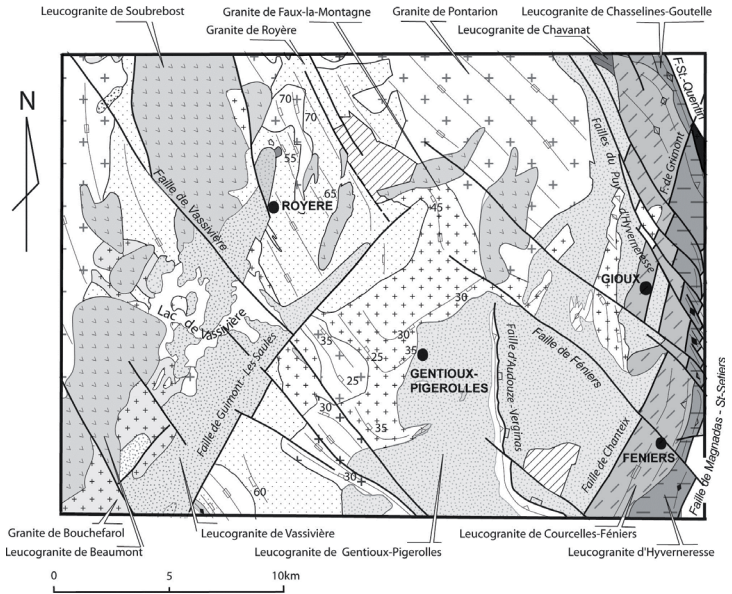
SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la carte de Royère appartient pour l'essentiel au département de la Creuse et pour une petite partie méridionale au département de la Corrèze. Il s'étend sur le plateau du Millevaches et sur sa retombée orientale. Le Millevaches (en occitan *Miuvachas*) est un grand plateau granitique du Massif central dont le nom est tiré de celui d'une commune de moins de 50 habitants.

C'est une région de plateau, légèrement vallonnée, caractérisée par l'alignement de molles collines, séparant de larges vallées peu profondes et mal drainées, encombrées de colluvions, et parfois occupées par des lacs artificiels (Vassivière, La Vaud-Gelade, Faux-la-Montagne et Chammet). Sur sa bordure orientale, ce plateau est fortement entaillé par les profondes vallées étroites du Gourbillon et la Gioune, deux affluents de la Creuse. Les sommets des collines correspondent, à peu de chose près, à la surface d'une ancienne pénéplaine, légèrement inclinée du Sud-Est vers le Nord-Ouest. C'est dans la partie SE de la carte que se trouvent les sommets les plus élevés de la région, qui dépassent 850 m voire 900 m (le point culminant : le puy de la Mijoie est à 949 m), et c'est dans la partie NW que l'on rencontre les sommets les moins hauts où ils dépassent rarement 600 m, sauf dans le massif granitique de Soubrebost (fig. 1) où le relief dépasse nettement 800 m. La surface de la pénéplaine a subi un long processus d'altération à l'origine d'une puissante couverture d'altérites qui couvraient tout le plateau, et dont les lambeaux sont soit conservés en place aux sommets des collines, soit glissés sur les flancs de ces dernières, masquant ainsi la lithologie du sous-sol.

Le paysage est parsemé de forêts installées sur les collines et de prairies occupant les larges vallées, drainées par de petits ruisseaux. Ces derniers appartiennent aux réseaux hydrographiques de La Maulde (rivière qui alimente le lac de Vassivière) et du Thaurion (qui alimente le lac de La Vaud-Gelade). Les cours d'eau principaux prennent naissance dans la partie sud-est de la carte et s'écoulent en direction du Nord-Ouest ; ils appartiennent au vaste bassin hydrographique de la Vienne.

L'habitat est dispersé, sous forme de maisons individuelles, de petits hameaux et de petits villages espacés d'à peine deux ou trois kilomètres. Aucune agglomération n'est importante, Royère-de-Vassivière, le bourg le plus peuplé de cette région, ne compte qu'à peine 800 habitants, les autres localités notables ne dépassent guère 400 habitants, y compris Saint-Quentin-la-Chabanne, Faux-la-Montagne et Gentioux-Pigerolles. Région pauvre, à l'écart des grandes voies de communication, elle est en cours de dépeuplement malgré le fait que de nombreuses bâtisses soient rachetées et parfois rénovées par des parisiens natifs



Légende

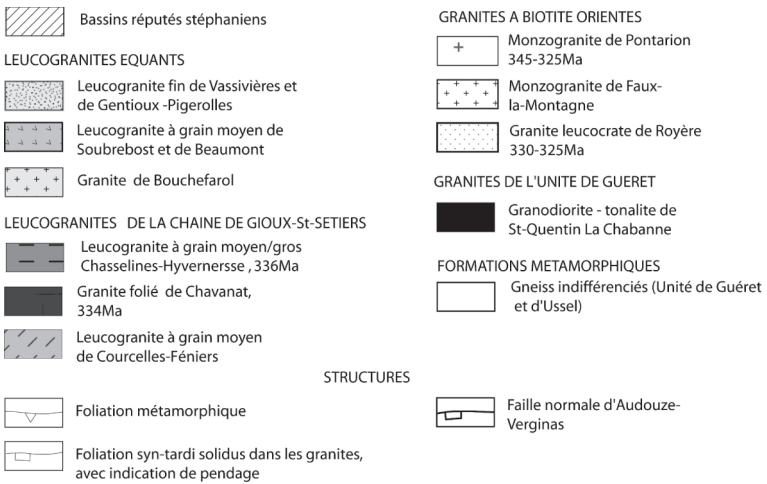


Fig. 1 - Carte schématique des formations magmatiques et métamorphiques affleurant sur la carte de Royère. La carte s'étend sur l'extrémité septentrionale de l'Unité du Millevaches, et effleure l'Unité de Guéret (gneiss au nord-est de la carte) et l'Unité d'Ussel (gneiss au sud-est de la carte)

de la région, ou par des anglais. Faute d'un sol propice, l'agriculture est rare, la ressource première est l'élevage.

Cette partie du Limousin est soumise à un climat océanique. Pour le plateau de Millevaches, c'est un climat humide, dégradé par les reliefs de cette moyenne montagne, qui font obstacles aux perturbations venant de l'Atlantique. Les précipitations sont très abondantes, avec une moyenne pluviométrique à Royère-de-Vassivière de 1 550 mm/an. Les chutes de neige hivernales sont significatives et tiennent au sol. Les températures basses sont régies par le relief. La moyenne annuelle journalière est de 8 °C.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Édifice litho-métamorphique régional

L'Ouest du Massif central français est découpé par des failles en une mosaïque de grandes unités tectoniques, dont l'unité de Millevaches (*cf.* massif de Millevaches) occupe une position centrale. Cette unité est bordée au nord par l'unité de Guéret (*cf.* massif de Guéret), à l'Ouest par le Limousin et à l'Est par l'unité d'Ussel.

Les granites des unités de Guéret et du Millevaches sont intrusifs dans un édifice métamorphique dont la continuité est fortement occultée par les granites et par des failles d'échelle crustale.

À l'Est du Millevaches, cet édifice comprend, du haut vers le bas : une puissante formation d'anatexites (diatexites d'Aubusson dans l'unité de Guéret, et de Sornac dans l'unité d'Ussel). Elle repose sur un complexe de gneiss métatectiques ortho et paradérivés (série du Chavanon dans l'unité de Guéret et série d'Ussel dans l'unité d'Ussel), qui ont subi un métamorphisme dans le faciès granulite puis amphibolite, et une anatexie d'intensité décroissante vers la base du complexe (Thiery, 2010). À la base de ce complexe gneissique, les gneiss ont été rétrotransformés en micaschistes (métapélites et métaquartzites) en conditions métamorphiques du faciès amphibolite ou schistes verts.

Dans le Limousin, à l'Ouest du Millevaches, le sommet de l'édifice litho-tectonique (Ledru *et al.*, 1989) est constitué d'une formation gneissique (l'unité supérieure des gneiss, Ledru *et al.*, 1989) à lentilles de méta basaltes et métagabbros d'affinité tholéiitique (Briand et Piboule, 1979 ; Santallier *et al.*, 1988), qui a subi un métamorphisme éclogitique, avant d'être rétrotransformée dans le faciès amphibolite avec développement local d'une anatexie. Cette formation n'a pas d'équivalent à l'Est du Millevaches. Elle repose sur un complexe de gneiss orthodérivés et paradérivés à disthène-sillimanite qui renferment de rares

reliques granulites (l'unité inférieure des gneiss, Ledru *et al.*, 1989). Ces gneiss ont subi un métamorphisme dans le faciès granulitique de basse pression (Ledru et Autran, 1987) puis dans le faciès amphibolite (Dubuisson *et al.*, 1989 ; Floc'h, 1983) accompagné d'une anatexie (Floc'h, 1983). Ils auraient comme équivalent à l'Est du Millevaches le complexe gneissique des séries du Chavanon et d'Ussel. La base de l'édifice du Limousin est occupé par une formation de métapélites et métaquartzites (l'unité micaschisteuse parautochtone du Limousin) métamorphisés dans le faciès amphibolite (Floc'h, 1983 ; Ledru et Autran, 1987 ; Santallier, 1981).

En définitive, l'édifice litho-métamorphique situé de part et d'autre du Millevaches est caractérisé par une inversion des faciès métamorphiques : les formations les moins métamorphiques étant situées à la base de l'édifice, et les plus métamorphiques au sommet. Il n'est pas dans l'objectif de cette présentation de discuter les hypothèses sur l'origine de cette inversion, car les gneiss sont peu développés sur la carte de Royère et forment des septas discontinus qui ne permettent pas de reconstituer la série métamorphique.

Les granites du complexe magmatique de Guéret sont intrusifs dans les diatexites d'Aubusson, ceux du Millevaches le sont dans des gneiss métatectiques et dans des micaschistes comparables à ceux de l'édifice litho-métamorphique de Guéret, d'Ussel ou du Limousin.

Encaissant métamorphique des granites de la partie nord du Millevaches (présent sur la carte de Royère)

Il ne reste pratiquement plus rien des schistes cristallins qui occupaient l'emplacement du Nord-Millevaches avant la mise en place des granites, si ce n'est des septas de schistes métamorphiques enclavés dans les granites, ou coincés entre des granites et des failles bordières de l'unité. Ils ont été partiellement digérés par les granites. Ces schistes cristallins sont : soit des gneiss métatectiques et des micaschistes (Rolin *et al.*, 2007) ; soit des gneiss kinzigitiques métatectiques.

Zone de cisaillement ductile du Nord-Millevaches et de La Courtine

La structure majeure de cette région est la zone de cisaillement dextre du Nord-Millevaches – La Courtine, qui se prolonge jusqu'au sillon houiller (Cartannaz *et al.*, 2006, 2007 ; Rolin *et al.*, 2009). Elle n'est pas présente sur la carte de Royère, mais a une incidence sur l'évolution géodynamique des terrains qu'elle couvre. Ce couloir de cisaillement dextre a déformé au Famenno-Tournaisien les gneiss de la bordure nord du Millevaches sur 3 à 6 km, en

conditions métamorphiques du faciès amphibolitique (*cf.* carte de Saint-Sulpice-les-Champs, et schéma structural de cette carte). La poursuite de la déformation en conditions rétomorphiques du faciès des schistes verts se traduit par une ultramylonitisation des gneiss le long de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Ultérieurement, les ultramylonites qui jalonnent cette faille ont été déformées par un jeu inverse-dextre de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, accompagnant le soulèvement du Millevaches par rapport à l'unité de Guéret (Rolin *et al.*, 2007).

Complexe magmatique de l'unité de Guéret (massif de Guéret)

L'édifice litho-métamorphique de l'unité de Guéret encaisse un complexe magmatique formé d'une vingtaine d'intrusions (Cartannaz, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2008), dont la mise en place est hétérochrone, et s'effectue après le métamorphisme régional sur une quarantaine de millions d'années (entre 355 et 315 Ma). Ce magmatisme peralumineux est précédé, de l'ascension de magmas mantelliques basiques, tonalitiques, dévono-tournaisiens, abondants au Nord de l'unité de Guéret (Bouvier, 1985 ; Cartannaz, 2006), et à l'Ouest dans le Confolentais (Rolin *et al.*, 1999 ; Bertrand *et al.*, 2001 ; Cuney *et al.*, 2001).

La mise en place des premiers granites peralumineux du complexe magmatique de Guéret est contemporaine du fonctionnement de grands cisaillements dextres ductiles N100 à N130 qui affectent l'unité de Guéret : la zone de cisaillement de la Marche-Combrailles au Nord, (Lerouge *et al.*, 1983 ; Cartannaz *et al.*, 2007 ; Rolin *et al.*, 2009), et la zone de cisaillement du Nord-Millevaches – la Courtine au Sud. Les derniers granitoïdes de l'unité de Guéret à se mettre en place sont peu ou pas déformés par ces cisaillements.

Granites de l'unité du Millevaches (massif de Millevaches)

Depuis les travaux de E. Mallard (1869), G. Mouret (1898), L. de Launay (1932), E. Raguin (1938), M. Donnot (1956 et 1965), J. Lameyre (1966 et 1982), J.-F. Mezure, (1980), O. Jover (1986), N. Razafimahefa (1987) et de J.-M. Stussi et M. Cuney (1990) le Millevaches est décrit comme un vaste complexe magmatique d'orientation nord-sud, dont le centre (*cf.* schéma structural et fig. 1) est occupé par des granites porphyroïdes orientés à biotite (appelés granites de Pontarion ou d'Égletons) et un granite leucocrate à biotite, grenat et cordiérite (granite de Royère). Ces granites à biotite sont intrusifs dans des schistes cristallins (voir ci-dessus) préservés sous forme de long septas et de panneaux (*cf.* schéma structural).

Cet ensemble de granites à biotite forme l'ossature axiale du Millevaches, ceinturée de leucogranites, disposés soit en massifs circonscrits intrusifs dans les

granites à biotite, soit en longues chaînes périphériques en bordure du Millevaches. Citons en particulier, la chaîne corrézienne (en bordure occidentale du Millevaches (Donnot, 1956 et 1965), la chaîne de Gioux – Saint-Setiers (en bordure orientale du Millevaches) et la chaîne que nous appellerons du Thaurion en bordure nord du Millevaches.

Les données structurales et les variations pétrographiques et géochimiques, suggèrent que les granites porphyroïdes (de type Pontarion-Egletons) et les granites à grenat-cordiérite (de type Royère) sont deux magmas différents, non cogénétiques, de mise en place synchrone et donc co-structurés (Mezure, 1980 ; Jover, 1986 ; Razafimahefa, 1987 ; Stussi et Cuney, 1990), les contacts entre les deux magmas peuvent être lobés (contacts à l'état visqueux). Les intrusions de leucogranites à deux micas (à grain moyen ou fin) équants ou orientés ne sont pas cogénétiques des granites à biotite (Stussi, 1977 ; de La Roche et Marchal, 1977 ; Leymarie et Isnard, 1977 ; Razafimahefa, 1987) : leurs mise en place sont plus récentes que les granites à biotite, qu'ils recoupent.

Fractures qui affectent le Millevaches

Le Millevaches est un bloc tectonique, soulevé en horst, limité par failles et traversé dans son axe par la vaste zone de cisaillement de Pradines. Il est limité : à l'Ouest par la faille normale dextre d'Argentat de direction N20 à N160 ; au Nord, par la faille inverse dextre Saint-Michel-de-Veisse, et à l'Est, par deux familles de failles, de direction N130° à 160° du système de failles de la Creuse, recoupées par le système de failles dextres de Felletin – Ambrugeat de direction N15°-N20°. C'est l'interférence de toutes ces failles qui explique la forme sinueuse, complexe, de la bordure orientale du Millevaches (*cf.* schéma structural sur la carte).

La faille d'Argentat (non directement concernée par la carte) sépare le Millevaches des séries métamorphiques du Limousin (Floch', 1983). Deux étapes sont distinguées dans son fonctionnement. La première correspond à une gneissification des granitoïdes du Millevaches dans le faciès schistes verts (Floc'h, 1983). Pour M. Mattauer *et al.*, (1988), la faille d'Argentat aurait alors joué en faille normale. Pour P. Ledru et A. Autran (1987), M. Faure (1995) et J.-Y. Roig (1997), c'est une faille normale dextre responsable du glissement gravitaire et de l'enfoncement du Limousin par rapport au Millevaches. Son jeu, synchrone de la mise en place de leucogranites, est daté au Viséen moyen (Roig, 1997). Un profil sismique a ainsi montré que le compartiment limousin est détaché du Millevaches par un faisceau de failles normales qui descend jusqu'à plus de 20 km de profondeur, se confondant ensuite dans la croûte litée inférieure (Bitri *et al.*, 1999). Lors de la deuxième étape, les structures ductiles sont recoupées par une large zone de cataclases, induite par un jeu normal senestre de la faille (Labernardière, 1970 ; Labernardière *et al.*, 1992).

La faille inverse dextre Saint-Michel-de-Veisse (non directement concernée par la carte) assure le contact entre les unités de Guéret et du Millevaches. Située entre les intrusions granitiques du complexe magmatique de Guéret et les gneiss mylonitiques du couloir de cisaillement du Nord-Millevaches – La Courtine, elle est jalonnée d'une zone d'ultramylonites (de 200 à 300 m de puissance) en relation avec le jeu dextre du cisaillement du Nord-Millevaches, et d'une étroite zone de cataclasites de 10 à 30 m de puissance, en relation avec le soulèvement du Millevaches par rapport à l'unité de Guéret (Rolin *et al.*, 2007), la faille de Saint-Michel-de-Veisse jouant alors en faille inverse-dextre.

Les failles N150-160 du système de la Creuse découpent l'unité de Guéret et convergent en bordure nord-est du Millevaches. Fragiles dans l'unité de Guéret, ces failles sont ductiles dans le Millevaches. Ces failles ont fonctionné au Viséen moyen-supérieur d'après C. Cartannaz *et al.*, (2006), C. Cartannaz *et al.*, (2007) et P. Rolin *et al.*, (2007). Elles décrochent la zone de cisaillement du Nord-Millevaches et la faille de Saint-Michel-de-Veisse de la zone de cisaillement de La Courtine (Rolin *et al.*, 2008), qui assure la limite entre l'unité de Guéret et celle d'Ussel. Ces deux puissantes zones de cisaillement sont deux segments d'une même dislocation initialement continue, qui se raccordait vers l'Ouest et au-delà du Massif central aux failles de la zone de cisaillement Sud-Armoricaine (Cartannaz *et al.*, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2007 ; Rolin *et al.*, 2009).

Les failles N15-40 du système de Felletin – Ambrugeat forment un réseau de failles sub parallèles qui recoupent les failles N150-160 du système de la Creuse (Cartannaz *et al.*, 2007) et la bordure Est du Millevaches (Rolin *et al.*, 2007). Ce sont des failles fragiles jalonnées de brèches de puissance localement hectométrique (Cartannaz *et al.*, 2008 et Rolin *et al.*, 2008). Leur cinématique décrochante dextre est attestée par des stries sub-horizontales et par le décalage de repères structuraux.

L'une de ces failles, la faille N20 de Magnadas – Saint-Setiers, assure en partie la limite tectonique orientale de l'unité de Millevaches, et recoupe en biseau la chaîne leucogranitique de Gioux – Saint-Setiers (*cf.* carte de Bugeat). C'est une faille fragile jalonnée de mylonites et cataclasites.

La faille de Pradines (non directement concernée par la carte) est une faille ductile de direction N160, jalonnée de bandes de granites fortement gneissifiés en dextre (plans C et S verticaux) qui recoupe en diagonale le massif, depuis Peyrat-le Château en bordure NW du Millevaches jusqu'aux schistes cristallins de moyenne Dordogne, en bordure SE du Millevaches.

Pour G Monier (1980), G Monier *et al.*, (1980) et A. Gébelin (2004) cet accident est un élément structural majeur de l'unité du Millevaches séparant un domaine septentrional où prédominent les granites porphyroïdes à biotite

(granites d'Egleton-Pontarion), encaissés dans les gneiss appartenant à un niveau structural profond, d'un domaine méridional constitué de leucogranites (chaîne corrézienne de Donnot, 1956, 1965) intrusifs dans des micaschistes et des gneiss, appartenant à un niveau structural moyen. Le compartiment nord serait donc remonté par un jeu de la faille de Pradines à forte composante verticale. Les orthogneiss de leucogranites et granites à biotite présentent une foliation mylonitique verticale, porteuse d'une linéation d'étirement sub-horizontale. Les critères C/S de cisaillement dans ces orthogneiss indiquent un cisaillement dextre, qui se traduit également par la torsion de la fabrique magmatique dans les granites porphyroïdes à biotite du compartiment septentrional de la faille.

Cette faille ductile disparaît vers le Nord-Ouest, sur la carte de Royère, à proximité des massifs granitiques de Beaumont – Boucheferol, mais le large couloir de granites foliés, à foliation verticale, centré sur la faille se prolonge au-delà de ces massifs granitiques jusqu'à la faille d'Argentat. Les granites semblent avoir totalement oblitéré la faille.

Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites et biotites ont été obtenus dans un leucogranite déformé à haute température dans la zone de cisaillement de Pradines (Gébelin, 2004), et ils sont bien groupés entre 315 et 310 Ma (310 ± 3 , 313 ± 8 , 310 ± 5 Ma) et datent le refroidissement du granite et donc la fin de la déformation à haute température du leucogranite le long de la faille de Pradines vers 315 Ma.

La faille de Vassivière, d'orientation N140-150, traverse le Millevaches depuis Bourgneuf. Les données de O. Jover (1986) montrent qu'elle n'a pas d'influence sur la structuration des différents faciès granitoïdiques tant à l'état magmatique que ductile. Elle serait essentiellement fragile. Cependant, elle se présente comme une limite de lithologie jalonnée d'enclaves de micaschistes plus ou moins assimilées par les granites (Virlogeux, 1984). Les mouvements de cette faille ne sont pas connus.

Modèles structuraux sur le Millevaches

Les interprétations sur l'architecture d'ensemble du Millevaches s'articulent autour de deux modèles : (1) structure anticlinale à granitisation monophasée, (2) structure en horst à granitisation polyphasée.

• Le Modèle d'anticlinal à granitisation monophasée

U. Le Verrier (1897), puis E. Raguin (1938), décrivent le Millevaches comme une vaste antiforme dans laquelle se sont injectés de puissants feuillets intrusifs syn-cinématiques de granites lors des mouvements qui l'ont bombé. Pour J. Jung et M. Roques (1936) ces granites auraient été injectés dans la série

métamorphique du Millevaches en suivant les plis, pendant ou après la phase de plissement.

Selon M. Donnot (1956, 1965), le Millevaches présenterait une structure anticlinale à axe N160 articulée sur l'axe des granites porphyroïdes d'Égletons. Il comprendrait une superstructure métamorphique conservée dans les septas et enclaves métamorphiques, enveloppe des granitoïdes.

Une structure similaire est considérée par M.-J. Pavillon (1960, 1969) mais dans laquelle les granites porphyroïdes orientés et hétérogènes d'Égletons constituent la superstructure plissée avec l'enveloppe métamorphique. Les leucogranites à deux micas constituent l'infrastructure, tandis que les leucogranites à grain fin sont post-tectoniques. Le plissement de la série métamorphique relatif à une phase de compression N20, amorcerait le fonctionnement dextre du cisaillement de Pradines.

• ***Le modèle de horst à granitisation polyphasée***

Très tôt, de nombreux auteurs (Mallard, 1869 ; Mouret, 1898 ; Masclani, 1949) mettent clairement en évidence le caractère intrusif, en plusieurs venues successives, des leucogranites à deux micas (des « granulites ») dans les métamorphites. L'intrusion de ces leucogranites à deux micas, sous formes de diapirs, se fait dans les granites porphyroïdes à biotite, mis en place antérieurement (Lameyre, 1966). Pour cet auteur, les métamorphites périphériques sont mises en accordance structurale avec l'encaissant du Millevaches lors de l'ascension diapirique des granitoïdes.

Les zones périphériques à déformation ductile et fragile amènent J. Lameyre (1982, 1984) à considérer le Millevaches comme une structure en horst-fenêtre. Les leucogranites diapiriques recourent, avec mise en accordance structurale, la pile métasédimentaire limousine considérée comme allochtone et charriée sur un autochtone relatif.

Pour P. Rolin (1987), les accidents N-S à déformation ductile/fragile le long des zones périphériques du Millevaches (faille senestre d'Argentat à l'Ouest, faille dextre de la Creuse à l'Est) auraient contrôlé la remontée vers le nord du Millevaches, qui vient poinçonner et chevaucher le massif de Guéret le long de la faille inverse de Saint-Michel-de-Veisse. Le jeu inverse de cette faille soulève le Millevaches en horst.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Localisation tectonique de la carte, et travaux cartographiques antérieurs

Le territoire couvert par la carte de Royère (fig. 1) appartient pour l'essentiel à la partie nord de l'unité de Millevaches, et pour une très faible partie à l'unité de Guéret et à l'unité d'Ussel à l'Est. L'unité de Guéret affleure sur 3 km² dans le coin NE de la carte ; l'unité d'Ussel apparaît à peine en bordure de la vallée de la Creuse et vers Crabanat.

Jusqu'à présent les cartes 1/80 000 de Limoges et Ussel étaient les seules cartes géologiques disponibles publiées couvrant la région de Royère. Les premières éditions de ces deux 1/80 000 ont été établies par U. Le Verrier (1897) pour la carte de Limoges et par L. de Launay *et al.*, (1905) pour la carte d'Ussel. La deuxième édition de la feuille de Limoges, a été établie par E. Raguin *et al.*, (1936) et celle d'Ussel par M. Roques *et al.*, (1965). En 1969, une troisième édition de la carte de Limoges (Chenevoy, 1969) a été réalisée à partir des levés de M. Chenevoy (1958).

Unités lithostructurales régionales présentes sur la carte

• L'unité de Millevaches

Cette unité est constituée d'un patchwork de massifs granitiques plus ou moins étendus et imbriqués les uns dans les autres où dominent des leucogranites à deux micas. Il est difficile de dégager de cette imbrication une logique cartographique nette et claire à l'échelle de la carte (fig. 1). On distingue néanmoins 1) des granites orientés à biotite appartenant à l'ossature du Millevaches, globalement cantonnés à l'Ouest d'une diagonale allant du coin NE de la feuille au lac de Chaumet au Sud ; 2) des granites équants à biotite seule ou à deux micas (leucogranites), imbriqués dans ces granites orientés ; 3) des leucogranites orientés et gneissifiés de la chaîne périphérique de Gioux – Saint-Setiers, coincés entre les granites précédents et la faille bordière du Millevaches (faille de Magnadas – Saint-Setiers) ; 4) enfin, des septas plus ou moins importants de schistes cristallins, enclavés dans tous les granites et dispersés sur toute la carte. Ils témoignent de l'encaissant métamorphique dans lequel se sont mis en place les granites.

1 - Les granites orientés à biotite de l'ossature du Millevaches comprennent trois faciès (fig. 1) : le monzogranite sombre et fortement porphyroïde de Pontarion ($^{op}\gamma_{P}^{3M}$), le granite plus clair à petits phénocristaux du barrage de Faux-La-Montagne ($^o_m\gamma_{F}^{3M}$), et enfin le granite leucocrate orienté à biotite, grenat et cordiérite de Royère ($^{oy}\gamma_{g}^3$). Ils sont fortement imbriqués, déformés de façon

similaire, et probablement de mise en place sub contemporaine. Ce sont des intrusions différentes d'un même complexe magmatique qui forme le massif de Pontarion – Royère.

2 - Les granites équants encaissés dans les granites orientés à biotite du massif de Pontarion – Royère sont de deux types (fig. 1) : soit des granites à biotite, et soit des leucogranites.

Les granites équants à biotite forment de petites masses encaissées dans le massif de Pontarion – Royère (fréquentes dans la partie SW de la carte). Ils sont probablement plus jeunes que les granites orientés du massif de Pontarion – Royère car non déformés et s'équant sur les trajectoires de foliation magmatique de ces premiers. On distingue : le monzogranite à grain moyen de Bouchefarol ($m\gamma_B^{3M}$), et un monzogranite à grain très fin ($f\gamma^{3M}$).

Les leucogranites équants forment les massifs de plus grandes dimensions, fréquemment d'allongement N-S à N20°. On distingue : les leucogranites à grain moyen de Beaumont-du-Lac et de Soubrebost ($m\gamma_{S-B}^2$), et les leucogranites à grain très fin de Vassivière et de Gentioux-Pigerolles ($f\gamma^2$). Ils sont probablement intrusifs dans les granites orientés du massif de Pontarion – Royère dont ils recoupent les trajectoires de foliation magmatique.

3 - La chaîne périphérique leucogranitique de Gioux – Saint-Setiers est constituée des trois massifs linéaires, très étroits, de leucogranites orientés et/ou très déformés (fig. 1), ce sont les massifs de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse ($mg\gamma_{Hyv}^2$), de Chavanat ($\gamma_{Ch}^{3,2}$) (qui n'apparaît que très peu en bordure NE de cette carte, mais il s'étend plus largement sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs), et enfin de Courcelles – Féniers ($m\gamma_{C-F}^2$).

4 - Les nombreux petits panneaux de schistes cristallins actuellement enclavés dans les granites à biotite et les leucogranites de cette carte forment des septas plus ou moins importants : les plus étendus sont enclavés dans le leucogranite de Gentioux-Pigerolles (fig. 1). Ils témoignent des terrains présents avant la mise en place des granites et constituent leur encaissant initial.

Dans la moitié orientale de la carte, les schistes cristallins sont de deux types : principalement des gneiss ou micaschistes métatectiques ($\zeta\xi^{1-2}$), et des micaschistes ultramylonitiques ($\zeta\xi^{1-2}my$) en bordure est du Millevaches.

Dans la moitié occidentale de la carte, les schistes cristallins sont exclusivement des gneiss kinzigitiques (K), enclavés dans le granite à biotite de Royère.

• **Les unités de Guéret et d'Ussel**

Les formations des unités de Guéret et d'Ussel couvertes par la carte sont uniquement constituées d'anatexites grenues à cordiérite (M_2^2). Les anatexites de l'unité de Guéret (faciès « gneiss d'Aubusson ») encaissent partiellement le massif linéaire granodioritique de Saint-Quentin-la-Chabanne (faciès (γ^4)). Les diatexites grenues à cordiérite de la série d'Ussel (« gneiss de Sornac ») apparaissent dans la vallée de la Creuse et vers Crabanat (Sud-Est de la carte) et intéressent très peu cette feuille.

Les micaschistes mylonitiques ($\zeta\xi^{1-2}my$) qui apparaissent en bordure du Millevaches, vers Saint-Quentin-la-Chabanne et dans la vallée de la Creuse au Nord des Rieux, sont similaires aux micaschistes mylonitiques de Villesourde impliqués dans la zone de cisaillement du Nord-Millevaches, et sont comparables aux micaschistes de la base de la série d'Ussel.

• **Les magmas divers et filons**

Les nombreuses failles qui disloquent la région sont souvent jalonnées d'intrusions diverses en petits massifs étroits linéaires ou en filons, que l'on ne peut rattacher à aucune unité, bien qu'ils soient exclusivement intrusifs dans les différents faciès de l'unité de Millevaches. Nous avons distingué : des filons de quartz (Q), de rhyolite (p), de microgranite à biotite et muscovite ($\mu\gamma^2$), et enfin des filons de leucomonzogranite fin à biotite et muscovite ($f\gamma^{2-3}$) en volume très importants.

• **Les failles régionales**

Deux grandes directions de failles fragiles disloquent la région couverte par la carte. La plus exprimée est constituée de nombreuses failles de direction N135° à N160° (rapportées au système de failles de la Creuse) qui traversent souvent le secteur et qui disloquent la bordure orientale du Millevaches. Les plus importantes sont : la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, qui assure la limite NE de l'unité de Millevaches ; et la faille de Vassivière qui traverse le massif en diagonale. La seconde direction de faille, N20 à N40, est rapportée au système de failles de Felletin – Ambrugeat. Peu de ces failles intéressent toute la carte, la plus importante est la faille de Magnadas – Saint-Setiers qui assure la limite orientale de l'unité de Millevaches. Ces failles sont parfois jalonnées d'intrusions linéaires de granitoïdes. Il existe d'autres directions de failles : proche de N00 et de N90, elles sont de faible extension : 2 à 4 km.

• **Les formations sédimentaires et superficielles**

Les formations magmatiques et métamorphiques qui participent au socle cristallophyllien hercynien du Massif central sont recouvertes d'une couverture détritique, d'âge stéphanien incertain (h5), préservée dans les bassins de Mijoie et La Vaud-Gelade, et d'une couverture d'altérites (α) provenant d'une longue

dégradation en climat humide de ce socle, fortement dégagé par l'érosion. Les fonds de vallées sont occupés par des formations résiduelles et alluviales assez variées. Notons l'importance des tourbières (Fzt) et des landes tourbeuses (FzLt) sur le plateau de Millevaches, particulièrement mal drainé.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE SA NOTICE

Les levers cartographiques ont été réalisés entre 2000 et 2009 par P. Rolin (maître de conférences à l'université de Franche-Comté) avec l'aide d'E. Courvoisier et N. Robbe (étudiants en maîtrise de sciences et technique de l'université de Franche-Comté) durant les mois d'avril à août 2000, et par N. Dumont et B. Nicey (étudiants en troisième année de licence en géosciences de l'université de Franche-Comté) durant les mois de juillet et août 2006.

P. Rolin a assuré la coordination des travaux, l'encadrement des étudiants sur le terrain, en partie l'échantillonnage géochimique ainsi que l'étude pétrographique des différentes roches. Les échantillons pour la chimie ont été traités au CRPG-CNRS de Vandœuvre-les-Nancy et les échantillons de géochronologie ont été analysés au BRGM à Orléans, par A. Cocherie. P. Henry a réalisé une partie de l'échantillonnage et l'étude géochimique et, avec P. Rolin, l'étude pétrographique.

Un manteau d'altérites masque en grande partie le sous-sol (même sur les secteurs où les altérites n'ont pas été cartographiées car semblent peu épaisses). Les affleurements sont donc rares dans cette région, et les pierres volantes dans les pâturages n'aident pas beaucoup à préciser les limites lithologiques, car ce sont souvent des blocs colluvionnés avec les altérites. De plus, parfois le faible contraste entre les faciès granitiques a nettement compliqué la tâche sur le terrain.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Formations métamorphiques de l'unité du Millevaches

Divers schistes cristallins apparaissent en enclaves dans les granites du Millevaches. Ce sont principalement des micaschistes ultramytonitiques à ocelles feldspathiques jalonnant la bordure orientale du massif, des gneiss ou plus rarement des micaschistes métatectiques, et des gneiss kinzigitiques en septas uniquement dans le granite de Royère.

ξ ¹⁻² *my.* **Micaschistes ultramylonitiques à ocelles feldspathiques (zone de cisaillement Nord-Millevaches – La Courtine).** Ils affleurent en discontinu en bordure orientale de l'unité de Millevaches, entre le leucogranite d'Hyvermeresse et les diatexités grenues à cordiérite des unités de Guéret et d'Ussel.

À l'affleurement ces roches sont finement feuilletées, de couleur brunâtre, aux reflets mordorés ou argentés, ou gris verdâtre. Elles sont formées de feuillets phylliteux millimétriques qui alternent irrégulièrement avec des feuillets quartzeux. Ils moulent des ocelles feldspathiques millimétriques. Deux structures planaires sont souvent visibles à 10-30° l'une de l'autre, découpant la roche en lentilles.

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

Structures. Ces roches sont affectées d'un débit en « poisson » du à deux structures planaires faiblement obliques, l'une est une schistosité de flux S1 moulant les ocelles feldspathiques, de direction N130° à N170°, qui est reprise et tordue en dextre par des plans de cisaillement « C » (deuxième structure planaire) de direction N160° à 180°, portant des stries à pitch faible essentiellement pentées vers le sud. Ces plans « C » sont dextres, globalement fortement pentés vers l'Est ou Nord-Est (de 45 à 90° en moyenne) sur l'ensemble de la bande.

Datations géochronologiques. Un âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur population de biotite synfoliale (disposée dans la foliation mylonitique) à 316 ± 3 Ma a été obtenu sur un échantillon de micaschistes mylonitiques prélevé au Nord des Rieux (Gébelin, 2004 [échantillon 40]) et impliqué dans le cisaillement dextre N20 le long de la bordure du Millevaches (faille de Magnadas – Saint-Setiers). Cet âge fini Namurien (*Bashkirien*) cale la fin de l'épisode thermique (franchissement de l'isotherme 400° par la muscovite) dans les micaschistes mylonitiques en bordure du granite d'Hyvermeresse.

Origine du matériel. Les structures de cisaillement observées et la déformation des minéraux dans les roches montrent que ces mylonites

proviennent de la mylonitisation ductile en conditions mésozonales (zone à sillimanite), puis épizonales (chloritisation de la biotite) d'un gneiss plagioclasiq (riche en oligoclase à l'origine de ocelles). La datation disponible suggère que cette dernière étape s'est achevée à la fin du Namurien (= *Bashkirien*).

ζ_5^{1-2} . **Gneiss et micaschistes métatectiques (similaires à ceux de la série d'Ussel)**. Des gneiss et des micaschistes métatectiques forment des septas de taille variable, métrique à fréquemment pluri kilométrique. Ils sont presque exclusivement enclavés dans le leucogranite fin à muscovite dominante de Gentioux-Pigerolles ; mais on en trouve également, de taille métrique à pluri hectométrique (et cartographiés) dans le granite monzonitique de Faux-la-Montagne.

Trois septas sont remarquables par leur dimension : le plus important, le septa de Malsagne-Verginas forme une longue bande N-S continue de métatexites, du hameau de Malsagne (où le septa est arqué à concavité NE) à celui de Paillier en passant par Verginas. Les schistes cristallins présentent une foliation en accordance avec les limites du septa, moyennement pentée, soit vers le Nord-Est (à La Caux) soit vers l'Est (vers Verginas et Paillier). Le septa des Farges a une forme irrégulière et les métatexites présentent une foliation N-S subverticale en accordance avec les bordures de l'enclave. Plus au Nord, et dans le prolongement du septa des Farges, le septa de Magnigne a une extension N-S, mais la foliation des métatexites est orientée NW-SE oblique à la bordure de l'enclave et présente un pendage variable.

Ces roches sont des gneiss phylliteux, généralement à grain fin, ou des micaschistes, à foliation très fine et très biotitique. Dans cette foliation, s'insinuent des veines granitiques (leucosome) de puissance millimétrique (1 à 5 mm) à contours extrêmement flous et d'extension pluri centimétrique à décimétrique, à grain fin (1 à 2 mm), qui confère à la roche un aspect vaguement rubané. Ces schistes cristallins ressemblent aux gneiss de Saint-Germain-Lavolps, appartenant à la série d'Ussel (*cf.* carte et notice d'Ussel, Thiéry *et al.*, à paraître) et aux gneiss métatectiques de Saint-Hilaire-le-Château – Banize et de La Pouge en bordure nord du Millevaches (*cf.* carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2007).

En lame mince. La composition minéralogique commune aux gneiss comporte du quartz ; oligoclase dans la foliation biotitique, et andésine dans le leucosome ; orthose (peu fréquente) ; biotite abondante très fréquemment chloritisée (à inclusions de rutil) ; sillimanite (fibrolite) ; muscovite tardive ; cordiérite intégralement pinitisée et souvent dans les leucosomes. Les opaques sont fréquents dans la foliation. Ces gneiss et micaschistes métatectiques étant souvent très altérées, et affleurant mal, il n'est pas certain que la description pétrographique présentée soit représentative de ces roches sur toute la carte ; les

échantillons étudiés viennent de Verginas (septa de Malsagne-Verginas) et du Mas-Crépaud (septa de Maignie).

Structures. Ces schistes cristallins présentent une foliation micaschisteuse ou un rubanement métatectique, d'attitude généralement sub verticale, sauf dans le septa de Malsagne-Verginas où la foliation est pentée de 40 à 75° vers l'Est ou le Nord-Est. Quand elle est verticale, la foliation porte une linéation minérale Lm1 pentée de 0 à 40° vers le Sud ou le Sud-Est dans la direction de la foliation. Quand elle est moins pentée, la linéation plonge vers l'Est ou l'Est-Sud-Est (direction N100 à N130). Cette foliation est contemporaine de la paragenèse métamorphique majeure à biotite sillimanite qui affecte la roche, avec localement développement d'un début d'anatexie.

Localement, dans le septa de Malsagne-Verginas, des plans de cisaillement mylonitique peu pentés de 30 à 50° vers l'Est, recoupent (avec un angle faible) la foliation de la roche et déforment les veines de leucosome. Ils portent une linéation caractérisée par l'alignement de minéraux, et des stries, de direction N100-130°. La torsion de la foliation traduit leur cinématique en faille normale : haut vers l'Est ou le Sud-Est.

Les structures planaires sont déformées par des ondulations centimétriques (pas vraiment des plis) de direction axiale préférentiellement N140°. Ces structures post schisteuses sont similaires aux plis P3 post schisteux (post S2) mis en évidence dans les séries d'Ussel et du Chavanon (Thiéry, 2010 et Thiéry *et al.*, 2011).

Origine du matériel. Ces gneiss et micaschistes métatectiques sont des témoins du socle métamorphique occupant la région avant la mise en place des granites de la partie orientale du Millevaches. Ils sont probablement issus d'une ancienne séquence shales-grauwackes affectée d'un métamorphisme de MP-HT avec un début d'anatexie.

K. Gneiss kinzigitiques (enclavés dans le granite de Royère). Ils forment des septas de toutes tailles (pluridécimétrique à plurikilométrique) et de forme allongées, exclusivement dans le granite de Royère, dont ils soulignent la fabrique (accordance de leur foliation fruste et de leur allongement avec la fabrique du granite). Ces kinzigites sont fréquemment concentrées vers la limite entre ce granite et le granite porphyroïde de Pontarion.

Elles sont grossièrement foliées, et montrent des veines de leucosomes à composition quartzo-feldspathique, de puissance centimétrique, ou plus, insinuées dans une trame fine gneissique à quartz, feldspaths, biotite et sillimanite visibles à l'œil nu. Les leucosomes renferment des nodules vert-bleu de cordiérite ainsi que des nids ovoïdes à sphériques de petits grenats associés à du quartz et parfois de la cordiérite.

En lame mince. Les kinzigites présentent une alternance de rubans ténus et assez fins à quartz, plagioclase, biotite et sillimanite, qui séparent des bandes leucocrates à composition quartz, feldspath potassique, plagioclase, grenat, cordiérite, sillimanite et rare biotite. Ces roches montrent une paragenèse minérale du faciès granulite de moyenne pression, ne dépassant pas 6 kb (présence de cordiérite). Les conditions d'équilibre et de déformation de ces granulites ont été estimées par A. Gebelin (2004) entre 700° et 850 °C.

Chimie. Cinq analyses de ces kinzigites ont été publiées dans la notice de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2006). Pour ces gneiss rubanés, le résultat de l'analyse dépend fortement de la prise d'échantillon, mais on peut cependant signaler les concentrations en SiO₂ comprises entre 51 et 67 %, et celle en Al₂O₃ entre 16 et 29 %. Les faibles pourcentages en CaO (0,2 à 0,7 %) et ceux élevés en K₂O (4,7 à 5,8 %), associés aux fortes concentrations en aluminium, attestent d'une origine pélitique.

Datation géochronologique. Nous rappelons qu'un échantillon de la kinzigite a fait l'objet d'une datation (carte de Saint-Sulpice-les-Champs) par la méthode U/Pb sur monazite à 315 ± 4 Ma (Gébelin, 2004). Cet âge namurien supérieur (*Bashkirien*) est plus jeune que l'âge du granite de Royère, 327-323 Ma (fini viséo-namurien inférieur : *viséo-sepukhovien*) qui enclave le septa de kinzigite. Il paraît donc trop jeune pour être retenu comme l'âge du métamorphisme granulitique du gneiss, mais suggère nettement que ce métamorphisme appartient au même événement thermique responsable de la formation du granite de Royère.

Xénolithes de gneiss fins non assimilés par le granite de Pontarion. Ce sont des masses de petite taille, rarement supérieure au décimètre, de forme ovoïde, uniquement observées dans le granite de Pontarion. La foliation de ces gneiss est parallèle à l'allongement de l'enclave. Elle est en accordance avec la fabrique magmatique du granite encaissant qu'elle souligne. Les xénolithes ont l'aspect d'un gneiss très sombre (fortement biotitique) à grain fin, marqué d'une foliation très fine.

Ils sont constitués de quartz très abondant, de biotite également abondante et disséminée dans le fond très quartzeux et soulignant la foliation, et de petite muscovite rare et tardive, oblique à la foliation, de plagioclase (albite-oligoclase) parfois peu développé, de microcline assez rare, de sillimanite parfois.

Formations métamorphiques des unités de Guéret et d'Ussel

Couvrant presque exclusivement l'unité du Millevaches, cette carte effleure sur sa bordure orientale les unités de Guéret et d'Ussel. Les terrains rattachés à ces deux unités sont des anatexites grenues à cordiérite (diatexites d'Aubusson

vers Saint-Quentin-la-Chabanne et diatexites de Sornac vers Crabanat). La granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne et des Rieux est encaissée dans les anatexites d'Aubusson en bordure du Millevaches.

M^c. Anatexites grenues à cordiérite (faciès « Aubusson »). Ces migmatites affleurent dans l'extrémité NE de la carte (anatexites d'Aubusson) aux environs des hameaux de Verminier et la Villate, où elles encaissent la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne, et à l'Est de Crabanat (anatexites de Sornac).

Ce sont des diatexites, légèrement hétérogènes, isogranulaires à grain fin (1 à 1,5 mm environ) localement assez sombres car très biotitiques, et à plagioclase automorphe (trapus). Leur couleur est souvent rouille, parfois plus claire quand elles sont moins biotitiques. Leur aspect hétérogène est du à la présence d'amas micacés plus ou moins abondants et aux nodules de cordiérite de forme ovoïde, bleu verdâtre, souvent noirâtre, pouvant atteindre 1 cm.

En lame mince. La roche ressemble fortement à un granite à grain fin (1 à 2 mm), à texture finement grenue équi-granulaire et montre de nombreuses textures magmatiques comme des limites de grains triples ou des minéraux automorphes.

Elle présente une mésostase composée de minéraux à l'équilibre appartenant à la paragenèse syn-anatexie de composition principalement quartzofeldspathique, à quartz très abondant en plages engrenées, déformées (extinction roulante, bandes de déformation, et localement sous grains), à plagioclase souvent automorphe et trapu (de composition assez constante, An₂₀₋₂₅) et à feldspath alcalin peu abondant, sous forme de gros cristaux poecilites déformés à extinction ondulante, et parfois sous forme de cristaux automorphes centimétriques également déformés ductilement. On y observe de la biotite millimétrique orientée, plus ou moins abondante, soit isolée dans la mésostase, soit associée avec la cordiérite (elle peut être rare voire exceptionnellement absente dans certains échantillons). L'apatite et le zircon sont fréquents, la sillimanite est rare, et apparaît parfois imbriquée dans les amas biotitiques. La cordiérite est le minéral typique et abondant des anatexites d'Aubusson. Quand elle n'est pas interstitielle elle se présente habituellement sous trois habitus : en grands cristaux (de 1 à 5 cm) poecilites, en nodules de 1 à 3 cm, et plus rarement en cristaux (1 cm) tendant à être automorphes.

Les nodules de cordiérite sont poecilites, ils contiennent en abondance du quartz au contour lobé, ainsi que de la biotite. La sillimanite a rarement été observée dans ces nodules. De la biotite ceinture souvent la cordiérite ou est disséminée dans sa couronne. Elle semble provenir de sa destruction. Il apparaît ainsi deux étapes dans la cristallisation de la biotite : une biotite ante cordiérite pouvant avoir nourri ce minéral, et une biotite post cordiérite pouvant provenir de sa destruction.

La cordiérite automorphe forme des prismes englobant des grains de quartz et des plagioclases automorphes. Son habitus automorphe suggère son origine magmatique.

Du grenat (très rare) est parfois présent en inclusions dans le plagioclase, il n'est pas en équilibre avec la paragégnèse actuelle. 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 %.

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

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

Structures. Elles sont rares. Ces migmatites ne présentent pas de foliation bien marquée, excepté une légère orientation des nodules et des minéraux (micas surtout). Localement la roche est impliquée dans des couloirs bréchiques jalonnant le passage de failles. Nous n'avons pas retrouvé de structure protomylonitique ou mylonitique.

Données géochronologiques. Les anatexites d'Aubusson ont fait l'objet d'une datation à 356 ± 8 Ma (Le Breton *et al.*, 1986) par la méthode Rb-Sr sur roche totale, avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,715. Elles ont été datées de nouveau par A. Cocherie sur trois échantillons prélevés à proximité d'Aubusson (*cf.* notice de la carte Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2007). Les âges obtenus par la méthode U-Th-Pb sur monazites sur ces trois échantillons sont relativement proches : 373 ± 5 Ma ; 375 ± 2 Ma ; 371 ± 8 Ma et permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des anatexites d'Aubusson un âge moyen vers 375 Ma (377-373 Ma en tenant compte des fourchettes d'erreurs). Ces âges sont en accord avec les datations (Rb-Sr) obtenues sur les migmatites équivalentes du Thaurion et de Saint-Léonard-de-Noblat dans le Limousin voisin, migmatites respectivement datées par J.-L. Duthou (1977) à 362 ± 6 Ma et 380 ± 30 Ma. Ces âges fini dévonien datent la fin de l'anatexie.

Chimie. Les compositions chimiques acquises sur ces roches dans le cadre du levé de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2007) montrent que

ce type de roche est chimiquement assez homogènes, moyennement siliceuses : $64,1 < \text{SiO}_2 < 68 \%$ (moyenne 66,1 %) et fortement alumineuses : $15,8 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17,1 \%$.

Ces anatexites sont des paragneiss silico-alumineux, modérément potassique ($\text{K}_2\text{O} : 2,37 \text{ à } 4,73 \%$) et pauvre en CaO ($0,55 < \text{CaO} < 1,11 \%$). Elles possèdent un caractère cafémique élevé du à leur richesse en fer : $4,04 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 7,14 \%$ (moyenne de 5,6 %), en MgO (1,35 à 2,96 %, moyenne de 2 %) et en TiO_2 (0,51 à 0,83 %, moyenne de 0,61 %). Leur chimisme ne les différencie pas des kinzigites analysées dans le Millevaches. L'homogénéité des teneurs en éléments en traces peut résulter de la monotonie de la série sédimentaire relevant de l'homogénéité remarquable des faciès pétrographiques dans ces roches.

Comparées à des granites, *vu leur fort taux de fusion et leur homogénéisation*, ces migmatites se distinguent par un fort paramètre ACNK compris entre 1,6 et 3,2. Les paramètres A et B du diagramme F. Debon et P. Le Fort (1983, 1988) les éloignent de composition commune de granite.

Origine du matériel. Ces anatexites proviennent très probablement de l'anatexie au Dévonien moyen accompagnée d'une recrystallisation totale d'une série sédimentaire argileuse homogène, très épaisse.

INTRUSIONS MAGMATIQUES

Granitoïde appartenant à l'unité de Guéret

Υ^4 . **Granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne et des Rieux.** La granodiorite affleure en deux endroits sur la carte, à Saint-Quentin-la-Chabanne et aux Rieux, au contact entre le Millevaches et l'unité de Guéret. Cette granodiorite appartient à l'extrémité occidentale de la longue bande de granodiorite connue de Clairavaux (carte de Felletin) à Lamazière-Haute (carte d'Ussel). Des failles dextres d'orientation N20 la décrochent et sa continuité initiale est probable. Ces roches affleurent bien et sont relativement fraîches.

De couleur bleu sombre, riche en biotite, rarement porphyroïde, cette roche une fois altérée prend une couleur marron à orange foncé. La taille du grain est comprise entre 2 et 5 mm. Le plagioclase bleuté est toujours dominant par rapport au feldspath potassique. Elle prend une extension notable sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs où elle est décrite sous le nom de « faciès type Villatange ».

En lame mince, ce granite sombre, présente une composition minéralogique de granodiorite ou de tonalite : le plagioclase est le minéral dominant de la roche, le feldspath potassique forme des cristaux de grande taille (8 mm) mais il est

peu abondant (moins de 10 %) et peut être quasiment absent (tonalite). Le quartz est globuleux en plages engrenées avec des limites de grain suturées, il est recristallisé en mosaïque. Les phénocristaux de feldspaths potassiques sont déformés de manière ductile, avec une extinction roulante. La biotite est très abondante, responsable par sa teneur élevée de l'aspect très sombre du faciès, elle commence à se détruire en petit cristaux de biotite secondaire. De la muscovite secondaire apparaît parfois. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. La mylonitisation de ce type pétrographique en bordure du Millevaches se traduit par une réduction significative de la taille du grain, et l'apparition d'un fond grenu fin dans lequel baignent des porphyroclastes. Ce fond grenu est composé d'un agrégat de quartz, de plagioclase émiété, de muscovite et de biotite/chlorite dans lequel apparaissent des rubans de quartz entièrement recristallisés suivant la foliation. Les porphyroclastes sont constitués de feldspaths éclatés (plagioclase et feldspath potassique) dont les bordures tendent à s'émousser par fragmentation, ces minéraux prennent alors une forme ovoïde.

Structure. La granodiorite est toujours déformée sur une dizaine de mètres de puissance à proximité de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, elle présente une fabrique magmatique fruste marquée par une orientation des biotites, des cristaux de feldspaths et parfois du quartz. Généralement cette fabrique magmatique évolue en une foliation tectonique marquée par l'orientation, l'étirement de plus en plus marqué des minéraux, notamment des cristaux de feldspaths et de quartz, non brisés. La déformation plastique de ces minéraux atteste d'une déformation de la granodiorite à haute température. Cette foliation est généralement recoupée par des plans de cisaillement dextres qui confèrent à la roche une texture mylonitique. Localement, elle est de plus en plus pénétrative et moule parfois de gros porphyroclastes feldspathiques centimétriques. Elle est accompagnée d'une fragmentation de plus en plus intense des biotites, d'une granulation et recristallisation du quartz, ainsi que d'une fragmentation des feldspaths ; cette fragmentation marquée des minéraux résulte de la poursuite de la déformation post-solidus.

Les plans de cisaillement sont moyennement à fortement pentés vers le Nord-Est de 70 à 50°, de direction N150 et N130°, et portent des stries plongeant vers le Nord-Ouest ou le Nord. Ils jalonnent la faille et expriment sa cinématique dextre avec une composante inverse. Vers Les Rieux, la foliation est verticale.

Données géochronologiques. Une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur population de muscovite synfoliale a été obtenue sur la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne (Gébelin, 2004). Les datations varient depuis 367 Ma à 305 Ma, avec toutefois un maximum entre 325 et 330 Ma. La grande variation des âges (de 367 Ma à 305 Ma) obtenus sur les mylonites de ces faciès pourrait refléter l'ensemble des déformations subies par ce granite depuis sa mise en place. Notons qu'en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Weisse, la granodiorite de

Villatange (Cartannaz, 2006 ; Rolin *et al.*, 2007), semblable à celle et de Saint-Quentin-la-Chabanne, est datée à 353 ± 6 Ma sur monazite (Cocherie). Cet âge U-Th-Pb total est proche de celui argon de 367 Ma obtenu par A. Gebelin sur ce granite.

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

Granitoïdes de l'unité du Millevaches

• *Les granites orientés, à biotite (massif de Pontarion – Royère)*

^{op} γ ^{3M}**P.** **Granite monzonitique porphyroïde orienté de Pontarion.** C'est un granite à biotite, gris, à grain moyen ou grossier (3 à 7 mm), à grands cristaux de feldspaths potassiques en prismes allongés (de 2 à 10 cm) et alignés. Le pétrotype est défini à Pontarion (feuille Saint-Sulpice-les-Champs). Il présente une fabrique planaire marquée par l'orientation des phénocristaux de feldspath et de la biotite, et se distingue nettement des granites environnants par ses gros phénocristaux de feldspath et sa couleur foncée due à la biotite très abondante. Il renferme çà et là des enclaves décimétriques à plurimétriques d'un gneiss fin riche en biotite (voir ci-avant) et des masses de toutes tailles, métrique à plurikilométrique, de granite leucocrate à biotite, grenat et cordiérite de type Royère. C'est le plus important, en surface, des granites du Nord-Millevaches. Il affleure dans les vallées encaissées ou en boules dans les champs et les bois.

En lame mince, le granite de Pontarion est un granite porphyroïde à grands cristaux de feldspaths potassiques (MFK) qui sont des orthoses ou des orthoses perthitiques. Ces MFK contiennent en inclusions toutes les autres phases minérales du granite. Les compositions modales (pour ce type de faciès porphyroïde, ce ne sont que des ordres de grandeur) fournissent un pourcentage de feldspaths potassiques d'environ 35 à 45 %. Une autre génération de feldspaths potassiques existe sous la forme de petites orthoses xénomorphes et interstitielles. Le plagioclase, le plus souvent automorphe, est un oligoclase (An₁₅ à An₂₅) et représente 20 à 25 % de la roche. La séricitisation des plagioclases est très variable. Le quartz, environ 25 à 30 %, forme soit des plages xénomorphes d'aspect globuleux ou des cristaux plus petits. Selon les échantillons, les contacts entre les quartz montrent des joints triples, des contacts sinueux, lobés, parfois la présence de sous grains. La biotite, environ 8-12 %, est automorphe, très riche en inclusions de petits zircons. La chloritisation des biotites est variable mais elle reste généralement faible et s'accompagne du développement de belles sagénites. Des cristaux primaires de muscovite ou de cordiérite (le plus souvent pinitisées) ou plus rarement de sillimanite en

inclusions dans les orthoses, ont été observés dans quelques échantillons. Notons que pendant nos travaux, le grenat n'a jamais été observé dans le granite de Pontarion. Les minéraux accessoires sont classiquement des zircons (petits zircons dans les biotites et quelques zircons plus gros hors les biotites), des apatites, des opaques et des monazites, pour un total d'environ 1 à 2 %. On observe fréquemment de grosses apatites xénomorphes de diamètre moyen 500 µm. Les cristallisations secondaires font apparaître des myrmékites (plagioclases recristallisant au contact de quartz). Les cristaux de quartz possèdent souvent une extinction par bande ou onduleuse. Certains secteurs sont plus déformés avec développement de sous-grains.

Structures. Une fabrique et un litage magmatiques plus ou moins net, sont toujours visibles dans ce granite, et reflètent sa déformation à l'état magmatique. La fabrique magmatique planaire est marquée par l'orientation des biotites et surtout des phénocristaux d'orthose non déformés. Le litage, plus ou moins marqué, apparaît sous forme de veines décimétriques à métriques de granites à compositions minéralogiques légèrement contrastées et à contacts souvent francs. Ce sont des veines de magmas de composition minéralogique assez proche, mais montrant une variation de teneur en phénocristaux de feldspaths potassiques, et en biotite, injectées parallèlement les unes aux autres selon la fabrique actuelle.

Ce granite est mité par des enclaves de granites leucocrates de type Royère et par des leucogranites. Si l'on fait abstraction de ces corps étrangers au granite porphyroïde, la fabrique planaire présente trois attitudes différentes : N130-150 et fortement pentée sur la plus grande partie de la carte, N-S et également fortement pentée sur la bordure ouest de la carte, et sub-horizontale dans la région de Lachaud (est du lac de Vassivière) et de Faux-la-Montagne. Il ne s'agit pas de fabriques différentes, mais de la même fabrique orientée différemment. On observe nettement, en bordure ouest des leucogranites de Soubrebost et de Beaumont, la réorientation (torsion) de la fabrique verticale d'une direction N-S à une direction N130-150.

Il est hasardeux de lire une linéation d'alignement de minéraux sur les plans de fabrique magmatique, tant elle se devine très difficilement. Cependant, une direction de fluidalité magmatique (DFM) assimilée à une linéation d'alignement de minéraux est mise en évidence par l'ASM (Jover, 1986 ; Gébelin, 2004 ; et cf. plus loin). Cette DFM est faiblement pentée et globalement horizontale de direction NW-SE, aussi bien sur les plans de fluidalité magmatique N130-150 sub-verticaux que sur les plans sub-horizontaux. Par contre les trop rares mesures de directions de fluidalité magmatique (DFM) mesurées en bordure ouest de la carte (Jover, 1986 ; Gébelin, 2004) indiquent une DFM fortement pentée vers le Nord-Ouest sur les plans de fluidalité magmatique (PFM) N-S à pendage très fort, pour cette partie de la carte.

Datations géochronologiques. Trois âges U-Th-Pb sur monazite ont été obtenus sur ce granite porphyroïde: 329 +8/- 6 Ma et 342 ± 5 Ma par A. Gébelin (2004) ; 348 ± 5 Ma par A. Cocherie (*in* Rolin *et al.*, 2007). Ces âges sont assez discordants (348-329 Ma) suggèrent que le magmatisme de type Pontarion s'est effectué sur toute la durée du Viséen (345-325 Ma, d'après l'IUGS, 2006).

Chimie. Les analyses chimiques, quatre analyses nouvelles (tabl. I) et celles publiées par N. Razafimahefa (1987), H. Downes *et al.*, (1997) et P. Rolin *et al.*, (2007), se dispersent dans le champ des adamellites (analyses avec moins de 4,5% de K₂O) ou dans celui des granites (plus de 5 % de K₂O) dans le diagramme de classification QF (de La Roche 1964 ; Debon et Lefort 1983, fig. A1). Les rapports ACNK (rapport molaire Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)) varient de 1,04 à 1,18, ce granite est donc nettement peralumineux (fig. A2). Le caractère cafémique est illustré (fig. A3) par les rapports CaO/(Na₂O + K₂O) compris entre 0,13 à 0,33, associés aux concentrations en MgO variant de 0,78 à 1,93 %. Cette caractéristique chimique s'explique par la richesse en biotite et elle constitue une différence chimique nette entre le granite de Pontarion et le granite leucocrate de Royère, confirmant les différences pétrographiques. Les teneurs en SiO₂ des granites du type Pontarion sont régulièrement dispersées entre 67,0 et 72,5 %.

^o_m ^{3M} **Granite monzonitique orienté à grain moyen du barrage de Faux-la-Montagne.** Ce faciès est imbriqué avec le granite de Pontarion et de Royère, avec lesquels il montre des contacts flous, lobés ou persillés, suggérant une mise en place synchrone.

C'est un granite gris clair, à grain moyen de 2-3 mm, à biotite, à petits feldspaths souvent blancs parfois jaunes. Il est faiblement porphyroïde avec des phénocristaux d'orthose trapus et blancs de dimension centimétriques, dépassant souvent peu 3 cm. Parfois le quartz est globuleux et gros (5-8 mm). Ce granite se distingue nettement du granite de Pontarion par sa couleur plus claire, car il est moins biotitique, par la taille des phénocristaux, plus petits et plus trapus que dans le granite de Pontarion (où les orthoses sont en baguettes allongées), et par des phénocristaux nettement moins nombreux, mais toujours présents. Localement le granite est gris très clair, leucocrate à biotite seule, sans phénocristaux, à grain moyen-fin et se rapproche du granite de Royère (mais il ne renferme pas de grenat, ni de cordiérite).

En lame mince, ce granite présente une texture grenue légèrement porphyroïde. Les phénocristaux de feldspaths potassiques (environ 30 % de la roche dans le faciès porphyroïde) sont des orthoses et des perthites. Ces orthoses peuvent contenir toutes les autres phases en inclusions. Le plagioclase (environ 25 %) est un oligoclase, souvent très séricitisé. Les myrmékites peuvent être nombreuses. Le quartz (30 à 40 %) est de forme et de taille variables. Les contacts entre les grains sont, selon les échantillons, soit fortement engrenés, soit

rectilignes avec des joints triples. La biotite (4 à 8 %) contient beaucoup de petits zircons. Les autres minéraux accessoires sont l'apatite et la monazite. La muscovite primaire est toujours présente et subordonnée à la biotite. La cordiérite existe dans certains échantillons, les observations ont toujours concerné des cordiérites totalement transformées en pinrites.

Structures. Comme pour le granite de Pontarion et de Royère ce faciès présente une fabrique magmatique plus ou moins nette, soulignée par l'orientation des phénocristaux, non déformés, qui reflète la déformation du granite à l'état magmatique. Il est co-structuré avec les granites de Pontarion et de Royère, avec lesquels ses relations sont magmatiques (contacts persillés et lobés). Au Nord-Ouest de Gentioux, où ce faciès affleure largement, la foliation est sub-horizontale, mais elle se redresse à la verticale à proximité de la faille de Vassivière, dans la région de Faux-la-Montagne. Aucune linéation minérale n'a pu être relevée, mais une direction de fluidalité magmatique (DFM) assimilée à une linéation d'alignement de minéraux est mise en évidence par les mesure d'ASM (Jover, 1986 ; Gébelin, 2004) dans le secteur NW de Gentioux. Elle est faiblement pentée et globalement horizontale et de direction NW-SE.

Chimie. Deux analyses du granite de Faux-la-Montagne (tabl. I) se placent dans le champ des granites dans le diagramme QF (de La Roche, 1964 ; Debon et Lefort 1983, fig. A1). Tout comme le granite de Pontarion, c'est un granite peralumineux (rapport ACNK de 1,11 et 1,12, fig. A2) mais il est plus acide (SiO_2 de 71,6 et 73,6 %) et moins cafémique avec des valeurs du rapport $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de 0,16 et 0,12 et des concentrations en MgO de 0,70 et 0,50 (fig. A3).

³ γ_{CG} . **Granite leucocrate à biotite, grenat et cordiérite de Royère, souvent orienté.** Ce granite très clair, blanc à rose ou parfois gris, possède un grain homogène moyen (3 mm) à grossier (7 mm). Il a parfois tendance à être porphyroïde avec des feldspaths potassiques de 1 à 2 cm. De structure grossièrement foliée, il est pauvre en biotite, ce qui lui confère son caractère leucocrate. Il est souvent riche en grenat, soit dispersé dans la roche, soit en amas, et renferme également des nodules centimétriques de cordiérite. La biotite apparaît parfois en amas ou septas orientés. De nombreuses enclaves de gneiss (métatectiques ou kinzigitiques) sont localement disséminées dans la roche, le plus fréquemment à proximité du contact avec le granite de Pontarion.

Le contact sur le terrain entre ces kinzigites et le granite est rarement franc, il existe une zone de transition marquée par une croissance de l'importance des veines de granite leucocrate par rapport aux gneiss en allant du gneiss au granite. Est-ce dû à une assimilation des gneiss par le granite ou bien ces derniers ont-ils valeur de restites du protolithe du granite ?

Il se différencie sur le terrain assez nettement du granite de Pontarion par sa couleur plus claire, sa minéralogie à grenat et/ou cordiérite, (parfois absents) disposés soit en nodules soit en cristaux automorphes, sa pauvreté en biotite (critère pour le reconnaître sur le terrain), ses nombreux plagioclases trapus quadrangulaires, la couleur souvent rose de ses feldspaths.

En lame mince, le faciès dominant montre une texture grenue à gros grain. Parfois la taille des feldspaths potassiques est supérieure à celles des autres phases et la texture devient porphyroïde. Les feldspaths potassiques (30 à 40 %) sont majoritairement perthitiques et contiennent les autres phases en inclusions (petites orthoses, plagioclases, quartz, biotite et muscovite). Les contacts entre ces orthoses et les autres grains sont souvent le siège de recristallisations de sous-grains. Il existe aussi des orthoses en position interstitielle. Le plagioclase (15 à 20 %) est un oligoclase de composition An_{15} et il est moyennement séricitisé. Il contient des inclusions de biotite et de quartz et forme des cristaux trapus à tendance subautomorphe, avec de fréquentes myrmékites (recristallisation des plagioclases au contact du quartz). Le quartz (environ 35 %) apparaît le plus souvent en cristaux de grandes tailles à tendance automorphe. La biotite (2 à 7 %) est le plus souvent très fraîche, formant soit des lamelles dispersées de façon homogène, soit des amas autour des cristaux de cordiérite, soit des amas associés aux grenats. Elle est généralement fraîche, parfois chloritisée, avec développement de belles sagénites. Elle contient des inclusions d'opaques et assez peu de zircons. Les grenats, isolés ou regroupés en amas, correspondent à la série des pyralspites (Stussi et Cuney, 1990). Ils sont automorphes, riches en inclusions de quartz et ils sont le plus souvent bordés de biotite. Ce sont vraisemblablement des grenats péritectiques, cristallisant lors de la réaction de fusion partielle d'une source aluminieuse. Les cordiérites forment des nodules pocilithiques. La cordiérite est très rarement fraîche, en partie ou totalement, pinnitisée. Il existe des échantillons à sillimanite prismatique, donc vraisemblablement magmatique. C'est par exemple le cas dans la vallée du Thaurion, au lieu-dit « La Rigole du Diable », où l'on peut observer un beau contact entre les granites de Royère et de Pontarion. D'autres échantillons contiennent de la sillimanite en inclusions dans les feldspaths potassiques. La muscovite est toujours présente mais en quantité très variable. Quelques échantillons contiennent du rutile. Les autres minéraux accessoires sont classiquement apatite, zircon, monazite et opaques. Comme pour le granite de Pontarion, on observe parfois de grosses apatites xénomorphes.

Structures. Ce granite présente rarement une structure équante, souvent une structure orientée fruste ; la fabrique verticale de direction $N00^\circ$ à $N160^\circ$ suivant les secteurs (en tout point conforme à celle du granite de Pontarion) est due à l'alignement des grenats, de septas de biotite, de mégacristaux de feldspaths et des nodules de cordiérite. Cette orientation est également marquée par l'étirement du quartz. À de rares exceptions près la fabrique est subverticale et

de direction N130-150° dans ce faciès. Aucune linéation minérale n'y est visible faute de minéraux allongés.

Datations géochronologiques. Trois datations ont été obtenues sur le granite de Royère : U-Th-Pb sur monazite à 327 ± 5 Ma (Gébelin, 2004) et 323 ± 4 Ma (Rolin *et al.*, 2007) ; U-Pb sur zircons à 328 ± 6 Ma (Rolin *et al.*, 2007). Ces deux dernières proviennent de la Rigole du Diable (vallée du Thaurion, bordure nord de cette carte). Les âges disponibles sont très cohérents et situent la mise en place de ce granite vers 327-323 Ma (fini Viséen, Namurien inférieur : *fini Viséen-Sepukhovien*, d'après l'IUGS, 2006).

Chimie. Cinq nouvelles analyses (tabl. I) et six autres de N. Razafimahefa (1987) se placent dans le champ des granites du diagramme QP (de La Roche, 1964 et Debon et Lefort, 1983, fig. A1) avec $P > 0$ soit $K_2O > 5,5\%$. Le caractère peralumineux est très net avec des rapports ACNK compris entre 1,13 et 1,22 (fig. A2). C'est un granite leucocrate donc peu cafémique comme en témoignent les rapports $CaO/(Na_2O + K_2O)$ inférieurs à 0,10 et les concentrations en MgO de 0,29 à 0,62 % (fig. A3). C'est aussi un granite possédant de fortes concentrations en SiO₂ qui varient de 71 à 75 %.

• **Les granitoïdes équants encaissés dans les granites orientés du massif de Pontarion – Royère**

1) *Granitoïdes équants à biotite*

*m*³**B. Granite monzonitique à grain moyen de Bouchefarol.** Ce granite affleure dans le coin SW de la carte, entre les leucogranites fin de Vassivière et le leucogranite à grain moyen de Beaumont. Il est imbriqué avec des masses de granites monzonitiques fins entre Neddle et le lac de Vassivière. Il est en contact tranché avec le granite de Beaumont. Le nom de ce granite a été donné par M. Chenevoy *et al.* (1984) sur la carte de Saint-Léonard-Noblat.

C'est un granite gris bleuté, de grain moyen (2 à 3 mm) généralement à texture équante, mais parfois avec quelques rares mégacristsaux centimétriques. Dans le sous faciès le plus abondant, la biotite est de petite taille (2 mm), parfois en cristaux plus gros de 5 à 10 mm, la muscovite y est rare, plus petite que la biotite, et restant visible à l'œil nu. Il existe un autre sous faciès clair, où les deux micas sont d'abondance égale. Mais ces sous faciès sont imbriqués sur le terrain et passent graduellement de l'un à l'autre.

En lame mince, le granite présente une texture grenue isogranulaire, à grain moyen. Les feldspaths alcalins (25 à 35 %) sont des orthoses ou des perthites, les cristaux de plus grandes tailles contenant tous les autres phases en inclusions. Le plagioclase (20 à 30 %) est un oligoclase acide (An₁₀). Le quartz (environ 30 %) est recristallisé, en contact rectiligne avec ses voisins, parfois avec joints triples et le plus souvent montrant une extinction par bandes. La biotite (6 à

10 %) contient en inclusions de petits zircons. On observe le développement de sagénites dans les biotites chloritisées. La muscovite (1 à 8 %) est primaire en petits cristaux dans le faciès sombre et, le plus souvent, en gros cristaux dans le faciès clair. Dans ce faciès clair, la biotite et la muscovite sont en même quantité, la biotite étant dominante dans le faciès plus mésocrate. Les phases accessoires sont le zircon (souvent abondant), l'apatite et des opaques. M. Chenevoy *et al.* (1983) signalent dans ce granite (granite de Légaud) de la sillimanite (fibrolite) et de la cordiérite pinnitisée.

Structures. Ce granite présente une structure équante, ses minéraux ne sont pas orientés, ou très faiblement localement.

Datations géochronologiques. Le granite de Bouchefarol a été daté par une isochrone Rb-Sr à 357 ± 7 Ma. Les données de terrain sont évidentes pour donner un âge relatif plus jeune que les granites de Pontarion et Royère. Par conséquent, nous suggérons que cet ancien âge Rb-Sr doit être abandonné et nous estimons un âge de mise en place autour de 325-310 Ma pour ce granite.

Chimie. Nous avons réalisé trois analyses et nous disposons de trois autres analyses de J.-M. Stussi et M. Cuney (1990). Dans le diagramme QP (de La Roche, 1964 ; Debon et Lefort, 1983, fig. A1) le faciès clair est un granite avec un paramètre $P > 0$ et le faciès sombre un granite ou une adamellite avec un paramètre $P < 0$. Dans les deux cas, le granite de Bouchefarol est un granite peralumineux (ACNK de 1,01 à 1,25, fig. A2), le faciès clair à muscovite dominante ayant un rapport ACNK plus élevé (1,21 en moyenne) que le faciès sombre (1,11 en moyenne). Le faciès clair, avec, en moyenne, $\text{SiO}_2 = 72\%$, $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,07$ et $\text{MgO} = 0,48\%$, est plus acide et moins cafémique que le faciès sombre définit par $\text{SiO}_2 = 69\%$, $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,19$ et $\text{MgO} = 1,24\%$.

\mathcal{N}^{3M} . **Granite monzonitique fin.** Ce granite forme de petits massifs, de dimension kilométrique à limites nettes, souvent de forme arrondie, circonscrits à l'intérieur des autres granitoïdes principalement ceux à biotite. Ces petits massifs affleurent principalement en bordure ouest de la carte, à proximité du lac de Vassivière, vers Neddle et vers Saint-Pardoux-Morterolles. Entre Vassivière et Neddle, ce faciès est imbriqué avec le granite de Bouchefarol, avec lequel il est en contact franc, tranché.

Il s'agit de roches de couleur gris foncé, localement gris clair, souvent très sombre, de structure équante. Leur grain est toujours fin (1 à 2 mm). Localement le granite présente une discrète foliation magmatique, de direction NE-SW, qui ne s'accorde pas avec l'orientation E-W des granites encaissants.

En lame mince, ce granite possède une texture grenue à grain fin, isogranulaire et équante. Sa composition minéralogique est assez similaire à

celle du granite de Bouchefarol, avec lequel il est parfois imbriqué, avec une teneur en biotite plus abondante et de la muscovite uniquement accessoire.

Structures. Ce granite présente une structure équante, ses minéraux ne sont pas orientés.

2) *Leucogranites équants*

^m γ ²S-B. **Leucogranite à deux micas à grain moyen de Soubrebost et de Beaumont-du-Lac.** Il s'agit d'un granite de teinte bleutée à rosée, à grain moyen (2 à 4 mm) à structure équante. Ce faciès forme les gros massifs de Soubrebost et de Beaumont, allongés en direction méridienne, en bordure occidentale de l'unité de Millevaches, ainsi que de petits pointements disséminés sur la carte. Ces massifs et les petits pointements satellites, sont intrusifs dans les granites orientés à biotite de Pontarion et de Royère, dont ils recouperont la foliation. Ce leucogranite présente localement une texture porphyroïde, il est alors noté sur la carte comme ^p $m\gamma$ ²S *Leucogranite à deux micas, porphyroïde de Soubrebost.*

En lame mince, ce leucogranite présente une minéralogie à quartz abondant et globulaire de 2 mm, orthose abondante et xénomorphe, plagioclase (oligoclase) partiellement damouritisé, biotite en paillettes millimétriques avec une fraction en grands cristaux, muscovite plus abondante que la biotite en larges lamelles poecilitiques. Ce granite diffère peu du leucogranite de Courcelles – Féniers si ce n'est pas sa couleur et sa plus grande richesse en micas.

Structures, sur le terrain, aucune anisotropie n'est visible. La roche présente toutefois une orientation discrète des micas donnant un « fil » à la roche, facilitant son débit. Les mesures d'ASM sur ce leucogranite (Jover, 1986 et Gébelin, 2004) mettent en évidence l'existence de plans de fluidalité magmatique (PFM) : dans le leucogranite de Soubrebost cette fabrique est de direction proche de NW-SE et oblique aux limites des intrusions, à pendage souvent très fort (55-85°), plus rarement à pendage modéré (30 à 55°) ; dans le leucogranite de Beaumont cette fabrique est raide et de direction N-S à NNE-SSW. La linéation magmatique (DFM) associé aux PFM de ces granites étant préférentiellement orientée en direction NW-SE dans le massif de Soubrebost et N-S dans celui de Beaumont, mais elle paraît plus faiblement pentée dans le premier massif (5 à 30°), que dans de second (50 à 60°).

Chimie. Les deux analyses chimiques de ce granite (Stussi et Cuney, 1990) se placent dans le champ des granites du diagramme QP (de La Roche, 1964 ; Debon et Lefort, 1983, fig. A4). Ce granite est peralumineux (diagramme ACNK vs. SiO₂, fig. A5), avec des rapports ACNK de 1,11 à 1,18. Les concentrations en SiO₂ des deux analyses disponibles sont de 72,7 et 72,8 %.

***N*². Leucogranite fin et à muscovite dominante (Gentioux-Pigerolles et Vassivière).**

Il s'agit d'un granite très clair, de couleur beige à rosée parfois violacée lorsque la roche est altérée. Le grain est fin (toujours inférieur à 2 mm, souvent de 1 à 1,5 mm) bien que l'on observe parfois des micas pouvant atteindre 2 à 3 mm. Ce granite est isotrope et ne présente aucune orientation minéralogique. Il forme deux vastes massifs à limites irrégulières, souvent lobées : le massif de Vassivière à l'Ouest et le massif de Gentioux-Pigerolles à l'Est. Ces massifs sont en contacts francs avec les granites qui les entourent, notamment avec les granites du massif de Pontarion – Royère et avec les divers leucogranites, dont ceux de Beaumont et de Soubrebost.

En lame mince, le leucogranite montre une texture grenue isogranulaire. Le quartz de taille millimétrique (1 à 2 mm) montre des formes plus ou moins automorphes ou est globuleux. Les feldspaths alcalins, de taille millimétrique (1 à 2 mm parfois 5 mm), sont subautomorphes. Les plagioclases sont de taille millimétrique. Les micas (biotite et muscovite) sont subautomorphes à automorphes, de petite taille (0,5 à 2 mm), parfois en phénocristaux mesurant jusqu'à 1 cm. La muscovite est le plus souvent plus abondante que la biotite, mais localement ce peut être l'inverse.

Structures. Ce granite fin ne présente pas de fabrique apparente, mais du fait de la taille de son grain, une éventuelle orientation des minéraux serait impossible à voir. Le vaste massif de leucogranite de Gentioux-Pigerolles, est toutefois déformé dans sa partie nord, vers le hameau du Cluseau, où il présente des plans de foliation post-solidus verticaux de direction N150-160° qui passent probablement en continue aux plans de foliation des granites de Courcelles – Féniers et de Chavanat. Dans ce secteur ces trois granites présentent la même structuration. Quelques mesures d'ASM (Gébelin, 2004) montrent cependant qu'il a acquis une anisotropie planaire (PFM) faiblement pentée vers l'Est ou le Nord-Est et une linéation magnétique moyenne E-W horizontale. L'anisotropie planaire est en accordance avec la foliation des gneiss métatectiques du septa de Malsagne – Verginas que le massif de Gentioux-Pigerolles encaisse totalement. Cette attitude suggère que ce massif et les gneiss ont une disposition en lames pentées vers l'Est.

Chimie. Les analyses chimiques de ce granite se dispersent dans le champ des granites du diagramme QP (de La Roche, 1964 ; Debon et Lefort, 1983, fig. A4). Ce leucogranite peralumineux livre des rapports ACNK compris entre 1,19 et 1,32. Sa teneur en SiO₂ est très homogène entre 72,5 et 74,6 % (fig. A5).

• **Les leucogranites orientés ou déformés de la chaîne périphérique de Gioux – Saint-Setiers**

$mgYH_{yV}$. **Leucogranite moyen à grossier, riche en muscovite de Chasselines – Goutelle et d’Hyverneresse (Viséen moyen-supérieur)**. Ce leucogranite forme deux masses granitiques discontinues (ou massifs), très linéaires et étroites qui jalonnent la bordure NE et est du Millevaches : l’une est le massif de Chasselines – Goutelle, disposé en direction grossièrement NW-SE en bordure NE du Millevaches ; l’autre, est le massif d’Hyverneresse, disposé en direction N-S en bordure orientale du Millevaches. Ces deux massifs sont séparés par 500 m de micaschistes vers Saint-Quentin-la-Chabanne. Étant constitués du même granite, ces massifs nous apparaissent comme deux parties d’une même intrusion, scindées par un étranglement au niveau de Saint-Quentin-la-Chabanne, et décrochées par le jeu de la faille N20 de Grimont.

Ces massifs sont intrusifs dans les micaschistes mylonitiques qui jalonnent la bordure NE et E du Millevaches. Ils sont bordés à l’Ouest par le granite de Courcelles – Féniers, les failles bordières du Millevaches les limitent à l’Est.

Le leucogranite de Chasselines – Goutelle et d’Hyverneresse est clair, son grain est moyen (2 à 4 mm) ou grossier (> 5 mm), et il présente de fortes variations de la taille à l’échelle de l’affleurement. On constate malgré ces variations, une augmentation progressive de la taille du grain et l’apparition de phénocristaux d’orthose en se rapprochant de la bordure de l’unité de Millevaches. Ce granite présente la plupart du temps une teinte rose, mais parfois il tend vers une teinte blanchâtre.

À l’œil nu, la roche présente toujours deux micas : biotite et muscovite. La muscovite, généralement subautomorphe, est la plupart du temps de taille moyenne (2 à 4 mm). Son reflet brillant donne à la roche un aspect pailleté. La biotite est en quantité très variable, le plus souvent subautomorphe (hexagonale) et peut mesurer jusqu’à 5 mm, voire 1 cm dans les faciès porphyroïdes. Son abondance variable donne naissance soit à des faciès assez sombres, soit à des faciès très clairs dans lesquels elle est peu présente voir quasi absente. Le quartz (2 à 5 mm) est plus ou moins globuleux et de teinte grisâtre. Les feldspaths potassiques sont souvent roses, automorphes, et de taille moyenne à grossière : 3 à 10 mm dans les faciès porphyroïdes. Les plagioclases de taille moins importante (2 à 3 mm) sont subautomorphes et s’altèrent en teinte blanchâtre à verdâtre.

En lame mince, il présente des mégacristaux d’orthose (généralement perthitique) et de quartz ; de la muscovite primaire, losangique ou xénomorphe, en quantité équivalente ou supérieure à celle de la biotite ; des plagioclases (oligoclase $An_{25}-An_{10}$). Les minéraux secondaires sont représentés par la

muscovite (intergranulaire, fissurale, alignée dans les plans de déformation ductile), ainsi que par de la séricite et de la chlorite.

Hors zone de laminage, l'orientation systématique de la roche se marque par la disposition planaire des biotites et des phénocristaux de feldspath légèrement déformés et du quartz étirés. Certaines muscovites peuvent également être orientées. Cette orientation fruste est essentiellement post solidus.

Dans les zones de laminage, la foliation est bien marquée et recoupée par des plans de cisaillement. L'épaisseur des feuillets diminue, le quartz est granulé et les feldspaths très déformés acquièrent une forme œillée. Les micas primaires sont tordus et déchiquetés, de la muscovite secondaire ou de la séricite cristallise dans les plans de cisaillement. D'après A. Gebelin (2004), le quartz granulé dans les zones de déformation présente des joints de grains à 90° qui traduisent une déformation chaude sub-solidus du granite. Une linéation minérale est portée par la foliation et les plans de cisaillement. Elle est matérialisée par un alignement et un étirement des minéraux. Localement le granite prend une texture ultramylonitique marquée par une intense microgranulation de la roche (phylionites) et par le parallélisme des surfaces de cisaillement et la foliation (en bordure du Millevaches au nord de la Vialle, et vers Saint-Quentin-la-Chabanne).

Structure. Sur sa bordure orientale, le granite présente fréquemment une fabrique magmatique fruste verticale, qui est reprise et en partie occultée par une gneissification. La linéation minérale portée par la foliation et les plans de cisaillement est matérialisée par un alignement et un étirement des minéraux.

Dans la région de Montrugeas – le Coq-Hardi (*cf.* carte géologique), en bordure de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, le granite est déformé sur une puissance de 200 à 500 m. La déformation est pénétrative et se traduit par une schistosité verticale de direction N100 à 130°, reprise par des plans de cisaillement dextres de direction N120 à N160° verticaux ou fortement pentés, portant une linéation minérale et des stries plongeant de 10 à 40° environ vers le Sud-Est. La gneissification décroît rapidement en s'éloignant de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. Localement, au Sud immédiat du village de Montrugeas, cette fabrique mylonitique dextre est conjuguée à une fabrique senestre de direction N80-105°, visible sur le même affleurement et portant une linéation minérale et des stries plongeant de 12° en moyenne vers l'Ouest.

Au Sud du village de Saint-Quentin-la-Chabanne, et toujours en bordure de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, le granite montre, sur une largeur de 500 m (vallée du Gourbillon, le long de la D992 vers Villeraud), des plans de cisaillement de direction N140 à N160°, faiblement pentés vers le Nord-Est (de 25 à 45°) portant des stries plongeant en moyenne vers le N25°. Ces plans recoupent une foliation plus fortement pentée, même parfois sub verticale. Ces

structures traduisent la déformation en cisaillement dextre-inverse de cette partie du granite. Elles ont été ultérieurement replissées par de petits plis en chevrons de direction moyenne N05° (voir fig. 4 plus en avant).

Entre Villeraud et Hyverneresse, les structures de cisaillement dextre-inverse, faiblement pentés et orientée N160 dans le secteur de Villeraud, se réorientent graduellement en direction N-S, à N20° et se verticalisent vers Hyverneresse et La Brousse (*cf.* carte géologique).

Entre Hyverneresse et la région au Sud de l'aérodrome de Féniers – Clairavaux, le leucogranite est modérément gneissifié sur une puissance de 500 m à 700 m le long de la faille N20° de Magnadas – Saint-Setiers, qui assure la limite tectonique entre l'unité du Millevaches et des micaschistes mylonitiques. Il présente des plans de cisaillement N00 à N20° subverticaux recoupant une foliation subverticale de direction N160-180°. Les stries portées par les plans de cisaillement (pente de 10° vers le Sud ou le Nord) traduisent une déformation du granite en cisaillement dextre. La déformation verticale du leucogranite s'observe assez bien le long de la D19 dans la côte des Rieux.

Au Sud de La Vialle, vers Crabanat, le granite n'est plus déformé, il est en contact faillé (faille de Magnadas – Saint-Setiers) avec les diatexités de Sornac.

Datations géochronologiques. Le leucogranite de Chasselines – Goutelle est daté à 336 ± 4 Ma (âge U-Pb-Th sur Monazite, Rolin *et al.*, 2007). Des muscovites d'un échantillon du granite d'Hyverneresse non déformé (prélevé dans la vallée du Gourbillon à 2 km de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne) ont livré un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 322 ± 3 Ma. Des biotites ont livré un âge à 320 ± 4 Ma, compatible avec celui fourni par les muscovites (Gébelin, 2004 [échantillon 6]). Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur populations de muscovite primaire syn-foliation mylonitique ont été obtenus sur le leucogranite laminé le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne : 325 ± 1 Ma sur le leucogranite cisailé en dextre vers le Coq-Hardi (Gébelin, 2004 [échantillon 3]) ; et 325 ± 3 Ma sur muscovite syn-foliale du leucogranite déformé en cisaillement dextre-inverse vers Villeraud, au Sud du village de Saint-Quentin-la-Chabanne (Gébelin, 2004 [échantillon 265]).

Ces datations permettent de situer la mise en place du granite vers 336 Ma, (Viséen moyen) et la fin de son refroidissement vers 325-322 Ma (âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datant le franchissement de l'isotherme 400° par la muscovite), au début du Namurien (*Serpukhovien*).

Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plus jeunes ont été obtenues sur les échantillons du Coq-Hardi et de Villeraud à 306 ± 2 Ma et 307 ± 5 Ma attestant d'un réchauffement local vers 306 Ma.

Chimie. Les analyses chimiques de ce granite se dispersent dans le champ des granites du diagramme QP (de La Roche, 1964 ; Debon Lefort, 1983, fig. A4) à l'exception d'un point. Ce granite est peralumineux (diagramme ACNK vs. SiO₂, fig. A5), avec des rapports ACNK dispersés entre 1,08 à 1,45. Il possède un caractère fortement siliceux avec SiO₂ compris entre 70,5 et 75,9 %.

³²*Ch* **Granite leucocrate orienté à biotite et rare muscovite de Chavanat (Viséen moyen-supérieur).** Ce granite leucocrate, qui affleure très peu en bordure nord de la carte au Nord-Ouest de Montourcis, est l'extrémité SE d'un massif linéaire qui s'étend surtout sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs. Ce granite affleure sur environ 1 km² en « coin » entre les granites de Courcelles – Féniers et celui à grain fin de Gioux.

C'est un granite jaunâtre à blanchâtre, saccharoïde, équigranulaire à grain plus fin (1 à 2 mm), à charge biotitique élevée, et à muscovite très rare, et à sillimanite parfois visible à l'œil nu. Dans toute sa masse le granite de Chavanat présente une schistosité plus ou moins fruste et pénétrative qui perturbe sa structure équante.

En lame mince. Il montre une texture grenue soit isogranulaire soit légèrement porphyroïde, à grain moyen et une foliation marquée par l'étirement du quartz et une fréquente orientation de la biotite. Il contient du plagioclase (oligoclase) souvent séricitisé, de la biotite en lamelles, parfois en agrégats, souvent plissée et altérée (décolorée ou chloritisée), de la muscovite, subordonnée à la biotite suivant les affleurements, ou absente, en petites lamelles solitaires souvent orientées entre les minéraux ou dans les fissures de ceux-ci, du feldspath potassique (orthose et microcline) en cristaux trapus de petite taille (sauf rares phénocristaux) et du quartz abondant, en plages polycristallines à extinction toujours roulante, parfois microgranulées. La sillimanite, développée aux dépens de la biotite, a été observée. Les minéraux accessoires sont de l'apatite et de rares zircons.

Structure. La déformation de ce granite est très faible, il présente sur cette carte une fabrique magmatique-tectonique verticale de direction N130, conforme à la fabrique magnétique (Jover, 1986), et parallèle aux limites de l'intrusion. La direction de fluidalité magmatique portée par la fabrique magnétique est horizontale (Jover, 1986). L'attitude des fabriques de ce leucogranite suggère une structure en lames verticales pour ce massif.

Datation géochronologique. Le leucogranite de Chavanat est daté à 334 ± 4 Ma (âge U-Pb-Th sur Monazite, Rolin *et al.*, 2007).

Chimie du granite Chavanat. Les analyses chimiques de ce granite se dispersent dans le champ des granites du diagramme QP (de La Roche, 1964 ; Debon et Lefort, 1983, fig. A4). Ce granite est peralumineux (diagramme

ACNK vs. SiO₂, fig. A5), avec des rapports ACNK entre 1,10 à 1,26. Il est fortement siliceux avec une teneur moyenne SiO₂ variant de 70,7 et 73,5 %, mais avec une fréquence importante autour de 73,4 % (4 analyses sur 6).

*m*²_{C-F}. **Leucogranite à grain moyen, à muscovite dominante, de Courcelles – Féniers (Namurien inférieur, cf. Serpukhovien).** Ce granite leucocrate affleure entre le massif de Chasselines – Goutelle et d’Hyverneresse et le massif de granite fin de Gentioux-Pigerolles. Il prolonge celui de Courcelles sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs.

Le contact avec le leucogranite de Gentioux-Pigerolles est franc, par contre ce n’est pas le cas avec le leucogranite de Chasselines – Goutelle et d’Hyverneresse avec lequel le passage est progressif sur le terrain.

C’est une roche isogranulaire de structure équante ou orientée, de couleur très variable rosâtre, jaunâtre à blanchâtre (variation de couleur due aux feldspaths), à grain moyen (2 à 4 mm) à deux micas. Le rapport biotite/muscovite est variable. On distingue essentiellement un faciès à muscovite dominante et parfois un faciès à biotite dominante. Localement le feldspath potassique est de grosse taille, centimétrique. Les variations de couleur et de teneur en micas traduisent de sensibles variations pétrographiques dans ce granite, qui pourrait être constitué de l’imbrication de plusieurs magmas pétrographiquement très proches.

En lame mince, ce leucogranite est caractérisé par la présence de muscovite primaire losangique ou xénomorphe, prédominante sur la biotite, elle-même peu chloritisée. Les feldspaths sont des plagioclases (oligoclase) automorphes souvent séricitisés et des orthoses, sub automorphes à xénomorphes généralement perthitiques. Les minéraux secondaires sont représentés par la muscovite intergranulaire ou fissurale (cristallisée au détriment du plagioclase et de l’orthose), la séricite et la chlorite.

Structure. Le granite est souvent équant. Vers Féniers, il présente une fabrique magmatique fruste verticale. Localement, en bordure du massif, il est déformé et présente une foliation tectonique verticale : au Nord-Est de Féniers (de direction N-S) et au Nord du massif vers Montoulrier, Chirouse et Chambrouitière (de direction N130-150). Cette foliation porte une linéation minérale sub-horizontale.

Datation géochronologique. Le leucogranite de Courcelles a fait l’objet d’une datation par la méthode U-Th-Pbtotal sur monazite (sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs). Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de l’échantillon, déterminent des âges isochrones voisins dont la moyenne pondérée donne un âge moyen à 318 ± 3 Ma considéré comme étant proche de celui du magma. Mais, des populations de biotites primaires ont

livré un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 327 ± 4 Ma, plus ancien que l'âge monazite (Gébelin, 2004 [échantillon 246]), qui incite à vieillir l'âge monazite. Aussi il nous paraît plus vraisemblable de retenir pour ce granite un âge Namurien inférieur (*Sepukhovien*) : 326-320 Ma. Des populations de muscovites primaires fournissent sur le même échantillon [246] un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochrone à 315 ± 3 Ma qui date le refroidissement du granite (âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du franchissement de l'isotherme 400° par la muscovite).

Filons

Pas très abondants et de puissances très variables, pluridécamétriques à pluri-centimétriques, souvent non cartographiables, ces filons sont intrusifs dans les formations magmatiques et métamorphiques. Les plus importants par leur puissance sont des filons de microgranite à biotite et muscovite ($\mu\gamma^2$), puis par leur fréquence les filons de leucomonzogranite de grain fin à biotite et muscovite ($\hat{\gamma}^{3-2}$). Enfin, les filons de rhyolite (ρ), et de quartz sont peu nombreux sur cette région.

$\mu\gamma^2$ **Microgranite à biotite et muscovite.** Disposé en gros filons dans le leucogranite de Gentioux-Pigerolles, ou au contact tectonique entre ce leucogranite le leucogranite de Courcelles – Féniers. Il s'agit de roches subvolcaniques à texture microgrenue (infra millimétrique, visible à l'œil nu), assez proche des leucomonzogranites à grain fin, à biotite et muscovite ($\hat{\gamma}^{3-2}$). Ils s'en distinguent surtout par leur aspect nettement subvolcanique. De petits cristaux millimétriques de biotite et de muscovite baignent dans le fond microgrenu de couleur crème rosâtre. On y distingue du quartz, souvent automorphe, du feldspath potassique, des plagioclases et quelques rares micas. Ces roches ne sont ni orientées, ni déformées. Elles se sont mises en place soit dans des ouvertures N20 aménagée en partie sur la faille entre les leucogranites de Gentioux-Pigerolles, et de Courcelles – Féniers, soit dans des fentes N20 ouvertes dans le leucogranite de Gentioux-Pigerolles.

$\hat{\gamma}^{3-2}$. **Leucomonzogranite de grain fin, à biotite et muscovite.** Ces granitoïdes affleurent en bordure nord de la carte (au Nord du lac de La Vaud-Gelade) en filons de 20 à 50 m de puissance, orientés globalement NW-SE, plus rarement N20. Le leucomonzogranite à une couleur beige jaunâtre, et un grain fin (millimétrique). Deux faciès sont distingués, l'un relativement riche en biotite, l'autre plus pauvre en biotite et plus leucocrate. La concentration en biotite est toujours supérieure à celle de la muscovite qui se présente sous la forme de cristaux losangiques inférieurs au millimètre. Ce granite est très proche du leucogranite à grain fin ($\mu\gamma^2$) de Gentioux-Pigerolles dont il pourrait constituer une expression subvolcanique.

En lame mince, ces faciès présentent de la biotite, du plagioclase zoné, du feldspath potassique, légèrement perthitique, du quartz sub-automorphe, de la muscovite toujours présente. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite souvent en cristaux, ainsi que ponctuellement de la tourmaline. La texture est grenue ou évolue vers une texture granoblastique à biotite orientée.

Structures visibles. Globalement de structure équante, ces roches montrent localement une foliation parallèle aux épontes, marquée par l'orientation des biotites.

p. Rhyolites. Des filons de rhyolites sont cartographiés en bordure est de la carte entre Gioux et Saint-Quentin-la Chabanne. Ils sont alignés en direction N20-30 et N130-140, principalement dans des failles (mais pas toujours). Leur puissance ne dépasse pas 20 à 50 m et leur longueur approche souvent 700 m (les puissances sont exagérées sur la carte pour rendre ces filons cartographiables). Ces roches sont de couleur blanc rosée, composées d'une mésostase recristallisée emballant quelques phénocristaux uniformément répartis de quartz en nodules arrondis sub-automorphes (1 à 2 mm de diamètre), de feldspaths alcalins (parfois de 1 cm environ) et un peu de biotite. L'âge de ce magmatisme est inconnu, il est rapporté au volcanisme permien sans certitude.

Q. Quartz. La faille de Vassivière est jalonnée de filons de quartz dans le secteur de Saint-Pardoux-Mortierolles (coin NW de la carte) et de Masgrangeas (bordure nord du lac de Vassivière). D'autres filons de quartz, de direction NE-SW recoupent les granites à l'Est du lac de La Vaud-Gelade. Leur puissance est inférieure à 50 m et leur longueur est souvent de 500 à 700 m mais dépasse parfois 1 km. Ce sont des filons de quartz blanc laiteux, qui affleurent parfois en boules décimétriques ou en blocs volants dans les labours.

Formations conglomératiques d'âge incertain (stéphanien ?)

h5. Galets polygéniques de granites dans une matrice sableuse. Deux aires d'accumulation de galets, emballés dans une matrice sableuse, forment deux bassins dont les limites sont très difficiles à déterminer, voire impossible tant ces formations ressemblent aux altérites des granites environnants. De ce fait ces dépôts sont restés très longtemps inconnus, confondus avec les granites. Ce sont les travaux de prospection de l'uranium par les agents de la CFMU (Pironon, 1983 et 1986) qui ont permis de les mettre en évidence, et de les rapporter au Stéphanien (*Pennsylvanien supérieur*). Il s'agit des bassins de la Mijoie et de La Vaud-Gelade, dont les limites faillées ou non, sont très approximatives, du fait de la difficulté de distinguer ces formations des arènes à blocs environnantes. Étonnamment, les dépôts du bassin de la Mijoie forment le relief le plus haut de la carte de Royère (puy de la Mijoie à 949 m).

Ce sont des accumulations de galets éparses, bien arrondis, d'une taille allant de 3 à 30 cm, fréquemment de 10 à 20 cm, de forme oblongue, emballés dans une matrice gréseuse ou arkosique de couleur jaune-beige à brun clair, avec des passées de teinte rouille (oxyde de fer). Localement la quantité de galets peut être abondante (en bordure du lac de La Vaud-Gelade et au sommet de la Mijoie. La nature des galets est variée. Ce sont des galets granitiques provenant de la destruction des granites entourant les aires de dépôts. On trouve parfois des blocs d'origines filoniennes diverses, à savoir des blocs de microgranites, de quartz et plus rarement de granites leucocrates. Ces galets sont souvent altérés.

Le long du chemin longeant le ruisseau de la Salamanière, en bordure nord du bassin de la Mijoie une coupe dans un talus nous a permis d'observer ces galets reposant sur une surface sub-horizontale, développée sur le leucogranite fin de Gentioux-Pigerolles, altéré. Cette surface était soulignée d'un niveau d'une trentaine de cm de puissance d'altérites très riches en matière organique. Les roches étant gorgées d'eau il a été impossible de dégager ce contact et d'étudier la surface et le niveau à matière organique. S'agit-il de la surface de dépôts des galets, et d'un ancien sol antérieur aux galets ?

Quaternaire et formations superficielles

• Formations d'altération

A. Altérites en place ou déplacées. Les altérites recouvrent une grande partie de la feuille de Royère. Cependant, pour ne pas oblitérer les informations sur le socle, elles ne sont représentées que lorsque leur épaisseur est supérieure à 2,5 m. Enfin, certaines observations se sont effectuées sur des affleurements temporaires (fossés, chantiers) qui sont susceptibles de disparaître rapidement. Les contours des altérites sont approximatifs et figurés par un trait discontinu.

La formation des altérites s'est effectuée par hydrolyse météoritique (altération lessivante) des roches de socle pendant des périodes où elles étaient soumises à des climats chauds et humides. Les périodes les plus favorables à ces altérations ont été le Crétacé inférieur ainsi que l'Éocène inférieur et moyen (Wyns *et al.*, 1988).

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

Trois stades d'altération sont identifiés sur les granites et granitoïdes, de bas en haut (fig. 2) :

– la zone fissurée des granites : cet horizon situé à la partie supérieure des massifs, est caractérisé par de nombreuses fissures horizontales ouvertes par l'hydroxylation puis l'expansion verticale des phyllites (Wyns, 1999).

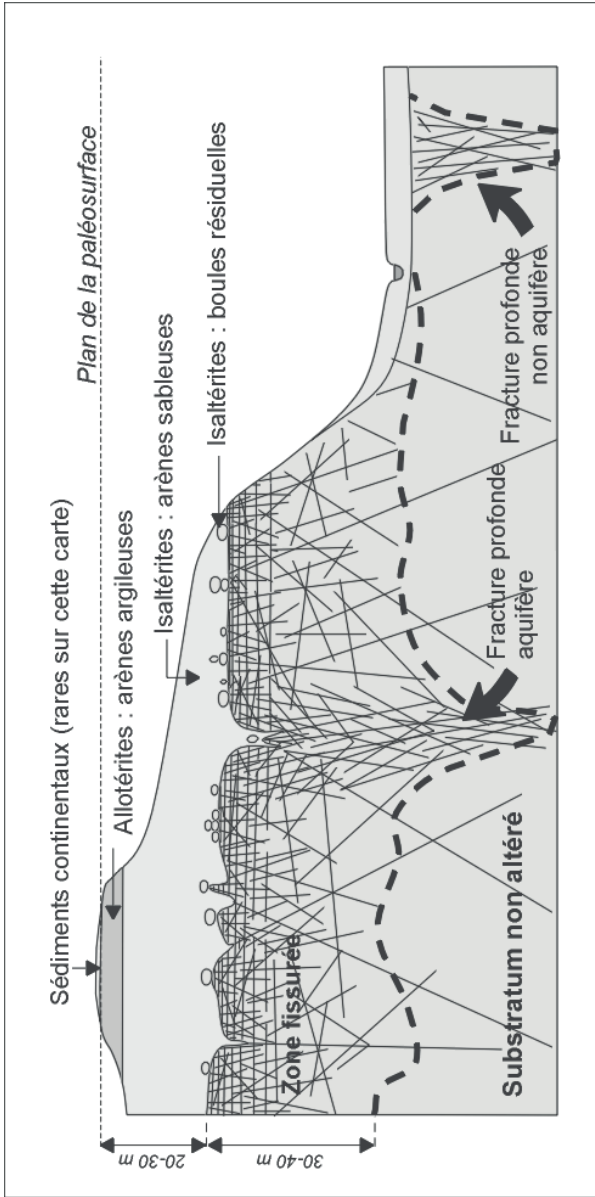


Fig. 2 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)

L'intensité de la fissuration (l'épaisseur des bancs de granite ainsi individualisés) décroît vers le bas. La zone fissurée correspond au stade précoce de l'altération du granite. L'interface entre ce granite fissuré et les isaltérites porte généralement des boules résiduelles de granite sain. Ces boules ont été utilisées dans la préhistoire et l'histoire pour la construction des dolmens et menhirs régionaux ;

– les isaltérites de granites (dénomination locale : tuf et plus rarement gore) surmontent la zone fissurée. Ce sont des arènes plus ou moins consolidées souvent caractérisées à leur base par un feuilletage, qu'il est possible de creuser à la pioche. Ces affleurements sont souvent exploités en carrière pour le sable. L'exploitation est locale et concerne les particuliers et les communes. À l'affleurement, la structure du granite est préservée, mais la roche est pulvérulente. La base des isaltérites contient des boules résiduelles de granite, que l'on trouve épars sur le sol lorsque les particules fines ont été entraînées par l'érosion. Les différents réseaux de fractures verticales, accompagnés du débit horizontal du granite, compartimentent la roche en blocs parallélépipédiques dont le cœur est indemne de toute altération. L'altération attaque préférentiellement les coins de ces différents blocs anguleux, tendant ainsi à les arrondir ;

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

Ces altérites sont analogues aux latérites actuelles, à la nuance près que les profils d'altération actuels (qui sont complets) comportent une cuirasse latéritique sommitale qui n'est pas relevée dans les paléo-profils de la feuille.

Ce manteau d'altération est très présent sur la carte, et son épaisseur dépasse plusieurs dizaine de mètres probablement (aucun sondage disponible pour mesurer les épaisseurs). Il occupe généralement le sommet des collines. Des excavations, en flancs de collines, montrent très souvent que ces altérites sont colluvionnées avec lits de blocs parallèles à la paléo-pente. Il est très rare que le sommet des reliefs soit dégarni de ses altérites et laisse apparaître le socle sain.

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

La géomorphologie de la région est influencée par la lithologie du socle et des altérites. Dans les granites sains, l'incision due à l'érosion forme des vallées plus encaissées que dans les altérites de granites altérés et fissurés, où les thalwegs sont largement ouverts en V.

Les replats topographiques correspondent à des surfaces d'altération et les altérites qui les recouvrent sont en place, tandis que les zones à reliefs accidentés correspondent à des zones de reprise d'érosion, et tout le manteau d'altérites les couvrant est très probablement colluvionné.

• **Formations résiduelles et alluviales**

Fy. Alluvions anciennes indifférenciées (Pléistocène). Ce sont des lambeaux d'anciennes terrasses alluviales, que l'on retrouve à environ plus 5 à 10 m au-dessus des chenaux actuels. Elles sont rares, et n'ont été observées qu'en bordure nord de la carte vers Pimpérigeas le long du ruisseau d'Arguimeix. Constituées de limons, sables, graviers et galets, ces formations sont généralement recouvertes de prairies.

Fzt. Landes tourbeuses plus ou moins asséchées. Comme pour les tourbières, les landes tourbeuses forment de larges surfaces planes occupant les dépressions topographiques. Elles sont couvertes de bruyère, de touffes de molinies ou de scirpes, de graminées, parfois de jonc, et servent de pâturages. Ce sont d'anciennes tourbières asséchées, mais inondées en saison pluvieuse.

Fzo. Tourbière actuelle. Occupant des dépressions topographiques mal drainées où la nappe d'eau est affleurante, ces tourbières sont disposées sur le fond de vastes dépressions, et reposent sur un substratum imperméable. Elles sont alimentées par l'eau de ruissellement. Ce sont des tourbières acides à sphaignes, où abondent les espèces boréales et boréo-alpines qui sont bien souvent des espèces reliques et protégées. Les tranchées réalisées pour le drainage ont montré que la tourbe, de puissance souvent métrique, repose généralement sur un horizon sableux (altérites), et qu'elle est surmontée par plusieurs décimètres de couverture végétale. Ces tourbières peu épaisses sont probablement récentes et rapportées à l'Holocène.

Ces tourbières sont souvent issues d'un lac ou d'une retenue d'eau, qui, au fil des siècles va se combler lentement par l'apport de matières minérales et organiques. Ces dernières, piégées en milieu anoxique (puisque saturé en eau), vont connaître une décomposition très lente s'étalant parfois sur plusieurs milliers d'années. Inexorablement, la retenue d'eau se comble, de l'extérieur vers le centre. Ceci est le résultat d'une colonisation par des espèces végétales très bien adaptées comme la sphaigne. Celle-ci va elle-même accentuer le processus de comblement puisqu'elle se renouvelle sans cesse (croissance en surface), tandis que la base des pousses meurent et constituent un tapis de

matière organique morte sous la surface de l'eau : commence alors l'accumulation de tourbe. La sphaigne avance ainsi sur la surface en radeau flottant, mais il reste toujours de l'eau en profondeur. Sur la sphaigne vont lentement se greffer d'autres espèces telles que les Droseras. La tourbière n'est qu'un stade intermédiaire d'évolution de l'écosystème puisqu'à terme, un comblement total se produit avec l'apparition de nouvelles espèces comme des bruyères, puis des saules évoluant plus tard vers la lande tourbeuse, puis encore plus tard vers la forêt (saulaie, forêt de résineux...).

Les tourbières sont actuellement menacées par le drainage. Le creusement des fossés provoque une rupture dans le tapis herbacé et permet l'implantation d'arbustes (saules) ou même d'arbres (bouleaux), début d'un boisement qui peut entraîner la disparition des végétaux caractéristiques des tourbières vivantes. Le Conservatoire est intervenu sur ce territoire de landes et de tourbières afin de protéger et de les gérer en partenariat avec les éleveurs locaux. De nombreuses actions ont été engagées pour la restauration et le pâturage par des brebis limousines des landes. Les tourbières de la commune de Royère-de-Vassivière et de Faux-la-Montagne sont situées dans une zone Natura 2000 compte tenu de leurs richesses écologiques, et elles sont classées en zone naturelle d'intérêt écologique, faunistique et floristique (ZNIEFF, dénommée « vallée du Thaurion et ses affluents »).

Fz. Alluvions récentes (Holocènes) en terrasses. Ces dépôts forment les terrasses actuelles de beaucoup de rivières de la région, ils sont discontinus, et parfois absents lorsque les cours d'eau entaillent fortement le substratum en formant des gorges étroites. Ces alluvions dérivent du démantèlement des formations superficielles, ce sont des dépôts essentiellement argilo-sableux à cailloutis et galets de quartz avec une forte concentration de muscovite qui fait scintiller le sable sous le soleil.

CFz. Colluvions de fond de vallée et alluvions actuelles (Holocènes). Ces dépôts occupent les fonds de vallées et sont entaillés par les rivières. Ces alluvions dérivent du démantèlement des formations superficielles et du socle sain, ce sont des dépôts essentiellement argilo-sableux, entraînés par les eaux de ruissellement dans les fonds de vallées peu encaissées et les creux topographiques sans cours d'eau permanent. Ces formations sont souvent saturées en eau.

Ac. **Altérites colluvionnées sur les pentes.** Les zones à relief accidenté correspondent à des zones de reprise d'érosion. L'ensemble du manteau d'altérites les couvrant est très probablement colluvionné.

E. Éboulis rocheux. Ce sont des formations sablo-argileuses emballant des blocs de petite taille, inférieure au décimètre. Les éboulis sont déposés soit sur les versants de vallées encaissées, et proviennent alors de la destruction des roches affleurant. Les colluvions de pentes occupent des pentes plus faibles et

proviennent du glissement d'altérites. Les éboulis sont généralement colonisés par la végétation et la forêt, ils apparaissent stabilisés ; les colluvions de pentes sont souvent en culture ou récemment boisées (plantations).

X. Dépôts anthropiques. Uniquement cartographiable à proximité de la l'ancienne mine d'uranium d'Hyverneresse, ces déblais et remblais sont recouverts de végétation. Ils sont constitués de débris de granites.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Formations sédimentaires du Protérozoïque au Paléozoïque inférieur

Les structures ante-métamorphiques des gneiss et micaschistes de la région ont été effacées par le métamorphisme fort Dévono-Tournaisien. De ce fait, leur évolution historique précoce est inconnue et ne peut être appréhendée que par des méthodes géochimiques. Pour l'essentiel, les gneiss qui dominent très largement dans les séries métamorphiques de cette carte (analysés sur les cartes voisines) sont très fortement alumineux et siliceux, et présentent des compositions chimiques de shales et de grauwackes (Rolin *et al.*, 2007 ; Thiéry *et al.*, sous presse). Ce sont d'anciens sédiments déposés avant le Dévonien (métamorphisme daté), peut être dès le Protérozoïque supérieur, sur un substratum inconnu.

Aucune trace du métamorphisme de haute pression, décrit dans les séries métamorphiques des unités tectoniques voisines (*cf.* introduction de cette notice) n'a été retrouvée dans l'unité du Millevaches.

Formations sédimentaires stéphanienes (*kasimoviennes – gzheliennes*)

Dans les deux bassins réputés stéphaniens le remplissage est constitué de galets roulés, de même nature que les roches affleurant à proximité, emballés dans du sable. Ce sont des poudingues appartenant probablement à d'anciens cônes de déjection torrentiels mis en place sur les bordures de dépressions.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES UNITÉS MÉTA SÉDIMENTAIRES

Formations des anatexites à cordiérite des unités de Guéret et d'Ussel (dévonien supérieur)

Les anatexites à cordiérite (diatexites) des unités de Guéret et d'Ussel (en bordure orientale de la carte) dérivent pour l'essentiel de la fusion d'une série gneissique dérivant elle-même d'une série sédimentaire argileuse et grauwakeuse assez homogène (Rolin *et al.*, 2007). Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement d'attribuer un âge au protolithe métasédimentaire.

L'évolution métamorphique ante anatexite de ces roches reste inconnue malgré l'existence de minéraux reliques (quartz, biotite, sillimanite et grenat), restites du matériel métamorphique pré-anatexite ; ils sont soit assemblés en nodules, soit enclavés dans les minéraux de la paragenèse syn anatexite (quartz, plagioclase, feldspath alcalin peu abondant, biotite, cordiérite, sillimanite rare). Ces derniers appartiennent à une paragenèse primaire du faciès granulitique qui ne rend compte que de la fin de l'évolution métamorphique ante anatexite de ces roches. À l'aide des géothermobaromètres grenat - biotite et grenat - cordiérite M. Chenevoy et J. Ravier (1989) estiment les conditions de l'équilibre au stade anatexite final d'évolution des matériaux à 680 °C et 5 kb (soit une profondeur d'environ 18 km).

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

Formations micaschisto-gneissiques

Les gneiss métatectiques proviennent du métamorphisme dans le faciès granulitique de basse pression, accompagné d'un début d'anatexite, d'une ancienne série paradérivée argileuse et grauwakeuse assez homogène. Ce métamorphisme est synchrone d'une déformation D1 marquée par une foliation métatectique (S1), souvent sub verticale et de direction N-S à N130-140°, sauf dans la bande gneissique de Malsagne-Verginas où la foliation est moyennement pentée vers l'Est. Quelque soit son pendage cette foliation porte une linéation

minérale de direction moyenne N130°, aucun pli synschisteux (P1) ne la replisse. Ces gneiss métatectiques sont tout à fait comparables par leur pétrographie et leurs structures aux gneiss de la série d'Ussel et à ceux de la série d'Ussel ; ils appartiennent certainement à la même série métamorphique.

Le métamorphisme syn D1 dans ces gneiss n'est pas daté, il est corrélé à celui, daté de la fin du Dévonien, dans les gneiss métatectiques du Chavanon (datations à 362 ± 6 Ma par la méthode U-Pb-Th sur monazite et à 375 ± 11 Ma, par la méthode U-Pb sur zircon, Rolin *et al.*, 2008). Il serait synchrone de l'anatexie à l'origine des diatexites à cordiérite de type Aubusson et Sornac.

La formation des micaschistes ultramylonitiques en bordure du Millevaches est certainement le résultat d'une mylonitisation en conditions rétromorphiques (faciès amphibolite et schistes verts) de gneiss métatectiques ou des diatexites grenues.

Nous retenons deux origines possibles pour ces micaschistes, 1) ce sont des micaschistes ultramylonitiques de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches, réorientés en N-S par le jeu des failles N20° de Felletin – Ambrugeat, ou, 2) ces micaschistes sont ceux situés à la base des séries métamorphiques régionales, d'Ussel et du Chavanon, redressés par la cinématique des failles N20 qui affectent la bordure du Millevaches. Nous ne pouvons pas exclure l'une de ces hypothèses.

Quel est l'âge de la mylonitisation syn-métamorphique dans ces micaschistes ? Dans l'hypothèse d'ultramylonites de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches, la mylonitisation en contexte du faciès amphibolite ou schistes verts est famenno-tournaisienne. Dans la deuxième hypothèse, ces micaschistes sont rapportés à la déformation D2 syn-métamorphique à l'origine des micaschistes en semelle sous les gneiss des séries d'Ussel ou du Chavanon. Le métamorphisme syn D2 dans les micaschistes à la base de la série du Chavanon est daté du Tournaisien : 354 ± 5 Ma sur monazite synfoliale (Gébelin, 2004), 352 ± 4 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotites synfoliales (Gébelin, 2004) et $351 \pm 3/-4$ Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole syn foliale d'une amphibolite dans les micaschistes (Thiéry, 2010). Cette datation est identique à celle retenue dans la première hypothèse. Dans tous les cas la formation de ces micaschistes est rapportée à un événement tectono-métamorphique Tournaisien, postérieur à la déformation D1 syn-anatectique, Dévonien supérieur.

Formations kinzigitiques (âge incertain, probablement viséen supérieur)

Ces gneiss ont subi un métamorphisme synschisteux (à biotite, sillimanite, grenat et cordiérite) appartenant au faciès granulitique de moyenne pression (16 à 20 km de profondeur). Ils ont été disloqués et emballés dans le magma à l'origine du granite de Royère, puis entraînés par lui lors de son ascension à travers le granite de Pontarion. Leur schistosité fut alors mise en accordance avec la fabrique du granite. L'anatexie à l'origine de ces gneiss est rapportée (voir plus haut) au même événement thermique responsable de la formation du granite de Royère.

Aires de répartition des schistes cristallins sur la carte de Royère

Dans la moitié orientale de la carte, les gneiss métatectiques sont similaires, pétrographiquement, à ceux du Nord-Millevaches (*cf.* carte de Saint-Sulpiceles-Champs, Rolin *et al.*, 2007) et de la série d'Ussel (*cf.* carte d'Ussel, Thiery *et al.*, 2011). Les micaschistes mylonitiques sont localisés en bordure de l'unité du Millevaches, enclavés dans les leucogranites des massifs de Courcelles – Féniers et d'Hyverneresse.

Ces gneiss et micaschistes sont rapportés à l'évènement tectono-métamorphique régional Dévonien supérieur-Tournaisien.

Dans la moitié occidentale de la carte, les schistes cristallins sont exclusivement des gneiss kinzigitiques, uniquement enclavés dans le granite à biotite de Royère, et rapportés à un événement thermique Viséen supérieur, plus jeune que le précédent.

Nous distinguons donc deux provinces dans la répartition des enclaves de schistes cristallins sur cette partie du Millevaches, dont la limite correspond à la limite orientale du granite de Royère : une province orientale à gneiss métatectiques et micaschistes mylonitiques métamorphisés au Dévonien supérieur-Tournaisien, et une province occidentale à gneiss kinzigitiques, métamorphisés plus tardivement au Viséen supérieur.

MISE EN PLACE ET DÉFORMATION DES GRANITES

La plupart des granites présentent une fabrique magmatique marquée par l'orientation syn-magmatique des minéraux (Gébelin, 2004), imprimée, par les déformations subies par les magmas lors de leur mise en place dans la croûte. Ces structures s'acquièrent lorsque les minéraux, non jointifs, présentant un

habitus aplati (feldspaths et micas) peuvent se déplacer et s'orienter librement sous l'effet des contraintes exercées sur le magma : ce sont des structures de fluidalité magmatique. Une linéation magmatique, rarement observée, peut exister, elle est soulignée par l'allongement et l'alignement en chapelet des minéraux.

Directement mesurées sur le terrain, les structures planaires de fluidalité magmatique ont permis de dresser une carte de trajectoires macroscopiques des orientations planaires (figurées en traits continus rouges sur la carte). Le dispositif révèle une image cohérente des trajectoires de la déformation des magmas pendant leurs cristallisations.

La foliation magmatique (ou le plan de fluidalité magmatique) et la linéation magmatique (ou la direction de fluidalité magmatique) correspondent : soit, à l'écoulement du magma pendant sa mise en place et sa cristallisation, la direction de linéation magmatique indiquant alors sa direction d'écoulement ; soit à des plans d'aplatissement du magma, la linéation magmatique correspondant alors à sa direction d'extension lors de sa déformation.

Cette fabrique magmatique étant parfois peu visible sur le terrain (notamment dans les leucogranites), les études de l'Anisotropie de Susceptibilité Magmatique (ASM) réalisées par O. Jover (1986) et A. Gébelin (2004) permirent de la révéler ou de la confirmer. Il y a de bonnes corrélations entre les Plans de Foliation Magnétique (PFM) et la foliation magmatique, et entre la Direction de Fluidalité Magmatique (DFM) et la linéation minérale (Mollier, 1983 ; Guineberteau, 1986 ; Jover, 1986).

Granodiorite-tonalite de Saint-Quentin-la-Chabanne et des Rieux

Le gisement très linéaire, du massif granodioritique de Saint-Quentin-la-Chabanne, est disposé le long de la faille du même nom, ce qui suggère sa mise en place en relation avec cette dernière. Le petit massif des Rieux serait une partie de ce même massif de Saint-Quentin-la-Chabanne sectionné et décroché en deux par des failles dextres N20 connues dans ce secteur (*cf.* carte de Felletin et notice de la carte, Rolin *et al.*, 2008).

La granodiorite présente une foliation magmatique sub-verticale, acquise à l'état magmatique. Une foliation tectonique, postérieure à la consolidation du granite (acquise à l'état solide), apparaît sur les bordures nord-est et sud-ouest du massif. Elle est concordante sur la fabrique magmatique. Cette déformation plastique (foliation), acquise à l'état solide, relaie la déformation magmatique et traduit la continuité du mécanisme de la déformation pendant la mise en place et la consolidation du magma.

La déformation plastique qui affecte la bordure méridionale du massif, en bordure de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, est très intense, et se traduit par une foliation (moyennement à fortement pentée vers le NE) très pénétrative, visible sur une puissance de plusieurs dizaines de mètres. Elle est induite par un jeu dextre-inverse de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. Hormis ces structures ductiles, des brèches affectant la granodiorite sont également visibles ponctuellement le long de la faille. Vers Les Rieux la foliation tectonique est verticale.

Granites orientés à biotite

Fabrique syn-solidus et géométrie du pluton. Les observations sur le terrain de figures d'imbrications à l'état magmatique des granites de Pontarion et Royère (contours lobés ou persillés entre ces deux faciès, accordance de la fluidalité magmatique du granite de Pontarion contournant des masses de granite de Royère) et la co-structuration des deux granites, suggèrent leurs mises en place simultanées, au moins localement.

L'absence de figure d'écoulement magmatique dans les granites et de structure rotationnelle selon la direction de fluidalité magmatique (DFM) suggère une déformation co-axiale sub-solidus des magmas perpendiculairement à la foliation magmatique ; la DFM soulignant la direction d'étirement du magma. Les plans de foliation magmatique et les directions de fluidalité renseignent sur le régime de contrainte régnant alors dans le massif et surtout sur ses bordures : la direction de raccourcissement Z de l'ellipsoïde de la déformation finie est perpendiculaire à la foliation, et la direction d'extension X de l'ellipsoïde de la déformation finie est indiquée par la DFM.

Les mesures de fabrique acquises directement sur le terrain, complétées de mesures de fabrique relevées sur les cartes voisines (Saint-Léonard-de-Noblat, Bourgneuf et Saint-Sulpice-les-Champs) et des données de l'ASM (Jover, 1986 ; Gébelin, 2004), montrent que la fabrique magmatique des granites suit les bordures du pluton, et qu'elle est en accordance avec la foliation des gneiss encaissants (fig. 3). Son pendage faible au centre du pluton permet de lui attribuer un toit plat (dans la région NW de Gioux). Sur sa partie orientale la fabrique du pluton est tronquée, par les failles orientales du Millevaches et par les leucogranites de la chaîne de Gioux – Saint-Setiers.

Que le plan de foliation ou le PFM soit vertical et orienté N130-140° ou qu'il soit sub-horizontale, la direction de fluidalité magmatique, déterminée uniquement par l'ASM, est horizontale et de direction NW-SE (direction d'extension X de l'ellipsoïde de la déformation finie). La DFM est fortement pentée en bordure de la faille d'Argentat quand le plan de foliation est penté vers

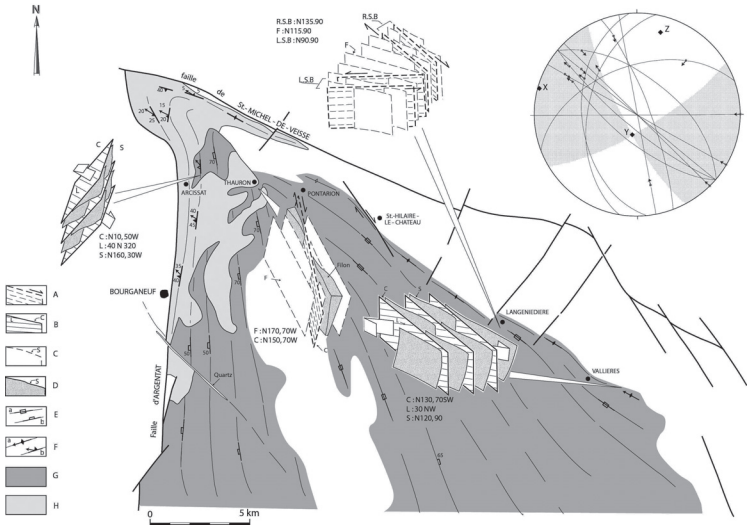


Fig. 3 - Carte structurale de la partie Nord du massif de Pontarion - Royère, avec représentation schématique des différentes structures de cisaillements décrites dans le texte. (A) : surface potentielle de cisaillement, non matérialisée par de véritables plans de rupture et de glissement striés ; (B) : surfaces de cisaillement portant une linéation minérale et des stries (indiquées "L") ; (C) : foliation sub-solidus (indiquée "F", et figurée en trait discontinu) ; (D) : foliation mylonitique (indiquée "S"), localement reprise par des surfaces de cisaillement "C" (long de la faille d'Argentat et vers Vallières) ; (E) : pendage de foliation sub-solidus : a) vertical, b) quelconque ; (F) : pendage de foliation mylonitique : a) vertical, b) quelconque ; (G) : granites du massif de Pontarion-Royère ; (H) : Leucogranite de Bourganeuf. (B.C.D.) : bandes de cisaillement dextres, (B.C.S.) ou senestres, observées vers le hameau de Langenedière correspondant à des couloirs de puissance pluricentimétrique et d'extension inférieure au demi-mètre de granites à phénoclastes feldspathiques oeilés (porphyroclastes) dissymétriques disposés en échelon et à queues de cristallisation tordues de façon sigmoïde en dextre ou senestre

l'Ouest et orienté N-S. Quelque soit l'attitude du plan de fabrique, la direction de fluidalité magmatique reste proche de E-W ou NW-SE.

Déformation syn à post-solidus en bordure du pluton. La déformation syn-magmatique des granites de Pontarion – Royère, est relayée par une déformation syn- à post-solidus en bordure du pluton, qui éclaire sur sa mise en place et le mécanisme de sa déformation. Aucune déformation post-solidus n'affecte les granites du massif de Pontarion – Royère sur la carte de Royère, mais elles sont visibles en bordure du massif sur les feuilles voisines, à peu de distance hors des limites de cette carte, et doivent être intégrées à l'étude pour proposer une explication de la mise en place et de la structuration de ce massif.

Au contact des gneiss du Nord-Millevaches (*cf.* carte de Saint-Sulpice-les-Champs), le massif de Pontarion – Royère montre un continuum de déformation, depuis un stade magmatique avec une fabrique magmatique N120° sub-verticale, à un stade tardi-solidus avec une foliation fruste verticale N120°, recoupée par des couloirs de cisaillement conjugués dextres et senestres (fig. 3) de puissance décimétrique à pluri décimétrique, de directions respective N150-170° et N100-110° (Rolin *et al.*, 2007). Toutes ces structures tardi-solidus traduisent la déformation coaxiale du granite de Pontarion peu après sa mise en place, suivant une direction de raccourcissement Z horizontale perpendiculaire à la foliation moyenne (Rolin *et al.*, 2007) et une direction X horizontale.

À proximité de la faille d'Argentat, le granite de Pontarion est cisaillé (*cf.* carte de Bourganeuf et Rolin *et al.*, 2007, Cartannaz *et al.*, 2007). Il présente des plans de cisaillement très pentés de faille normale dextre (fig. 3), recoupant la foliation tectonique et magmatique du granite moins pentée. Ces plans portent des stries plongeant vers N330°. Cette déformation en cisaillement se surimpose à la structuration syn-magmatique apparue sur cette bordure du granite de Pontarion lors de sa mise en place.

En bordure de la faille de Pradines, le granite porphyroïde de Pontarion montre également un continuum de déformation depuis un stade magmatique avec des microstructures purement magmatiques (fabrique magmatique NW-SE et linéation magmatique horizontale), à un stade sub- à tardi-solidus (Gébelin, 2004) avec des microstructures mylonitiques (foliation recoupée par des plans de cisaillement dextres portant une linéation minérale horizontale). Ces observations attestent du fonctionnement dextre de la faille de Pradines (Gébelin, 2004) durant la mise en place du pluton de Pontarion – Royère.

Interprétation. Les structures plastiques, postérieures à la consolidation des granites (acquises à l'état solide) sont concordantes sur les structures magmatiques. Elles relayent alors la déformation magmatique dans un régime de contrainte identique, et traduisent la continuité du mécanisme de la déformation pendant la mise en place et la consolidation des magmas. Les

structures apparues pendant la mise en place des granites et leurs refroidissements en bordure du massif sont contemporaines. La déformation coaxiale de la bordure nord du granite serait donc contemporaine de celle en cisaillement dextre en bordure de la faille de Pradines et de celles normales dextres acquises le long de la faille d'Argentat.

Les structures magmatiques et post solidus, déformant les granites en bordure de la faille de Pradines et de la faille d'Argentat attestent, que ces accidents étaient actifs pendant la mise en place et la consolidation des magmas. Ce sont des épontes tectoniques du massif. Seuls les gneiss du Nord-Millevalches encaissent réellement les granites du massif. Cette limite nord d'intrusion constitue une éponte passive verticale de direction N120 contre laquelle les granites ont été comprimés. Vers l'est, on ne connaît pas l'extension initiale du massif, qui a été tronqué par des leucogranites et des failles du système de Felletin-Ambrugeat. La fabrique magmatique sub-horizontale conservée au centre de massif pourrait correspondre à une déformation au toit du massif, qui aurait été plat et horizontal.

Le traitement par le logiciel Faultkin de traitement statistique des populations de failles (Allmendinger *et al.*, 1989) de toutes les différentes structures observées dans la partie nord du massif de Pontarion – Royère et en bordure de la faille d'Argentat (fig. 3) détermine un ellipsoïde de la déformation finie caractérisé par des axes Z et X sub-horizontaux, de direction 15/N16 pour Z et 1/N285 pour X (Rolin *et al.*, 2007). Cet ellipsoïde déterminé dans l'extrémité septentrionale du massif de Pontarion – Royère est tout à fait conforme aux ellipsoïdes de la déformation finie déterminés localement par l'étude de l'ASM dans cette extrémité par O. Jover (1986) et A. Gebelin (2004).

Cet ellipsoïde explique le jeu en cisaillement dextre de la faille de Pradines, le jeu en faille normale dextre de la faille d'Argentat (en extension suivant la direction X) et explique la déformation coaxiale de la bordure nord du massif. Il explique également la fabrique principalement NW-SE dans le massif et la linéation horizontale marquée par la DFM (alignée suivant la direction X). La fabrique horizontale au centre du massif portant une linéation NW-SE horizontale traduit : soit la compression des magmas au toit du pluton, comprimé suivant une direction Z verticale avec une direction X NW-SE ; soit un régime extensif au centre suivant les mêmes axes.

Granites équants encaissés dans les granites orientés à biotite du massif de Pontarion – Royère

Le vaste massif de leucogranites de Gentioux-Pigerolles n'est pas déformé (sauf vers le Nord), mais possède des plans de fluidalité magmatique (PFM) (Gébelin, 2004), faiblement pentés vers l'Est et le Nord-Est. Ils sont en

accordance avec la foliation des gneiss métatectiques du septa de Malsagne-Verginas que le massif de Gentioux-Pigerolles encaisse totalement. Ces plans portent une linéation magmatique (DFM) et une linéation magnétique moyenne E-W horizontale.

Interprétation : l'accordance de la fabrique magmatique du granite (PFM) avec la foliation des gneiss du septa de Malsagne-Verginas suggère une géométrie en lame pour ce granite injecté dans un encaissant gneissique moyennement penté vers l'Est.

La fabrique magmatique interne du massif, pentée vers l'est, ainsi que sa limite cartographique occidentale très lobée et sécante sur la fabrique magmatique et magnétique verticale des granites du massif de Pontarion – Royère, attestent de la discordance structurale du massif de Gentioux-Pigerolles sur la structure interne du massif de Pontarion – Royère, et suggèrent une mise en place du massif de Gentioux-Pigerolles postérieure à celle du massif de Pontarion – Royère. La limite cartographique nette et rectiligne entre ce massif et le pluton vertical de Courcelles – Féniers est faillée, et elle est soulignée par l'intrusion de gros filons de microgranites à biotite et muscovite.

Le massif de Vassivière n'est pas déformé, mais possède des plans de fluidalité magmatique (PFM) (Gebelin, 2004), sub-verticaux de direction NW-SE, portant une linéation magmatique (DFM) parallèle à la faille de Vassivière, de plongement variable de 15 à 75° (Jover, 1985).

Interprétation : ce massif, très fortement imbriqué avec les granites du massif de Pontarion – Royère, présente une structure interne confuse, nous n'avons aucune donnée pour formuler une hypothèse concernant sa mise en place. Sa structuration NW-SE est compatible avec l'ellipsoïde de la déformation finie déterminé pour la partie septentrionale du massif de Pontarion – Royère. Elle pourrait être en relation avec la faille de Vassivière, en partie masquée par ce massif.

Le massif de Soubrebst est un pluton aligné en direction N160, dont les limites suivent souvent cartographiquement les courbes de niveaux (voir 1 km à l'Ouest de Royère, et sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs). On observe fréquemment le leucogranite au sommet de collines d'où ils dominent les granites de Pontarion – Royère qui affleurent dans les fonds de vallées (Ouest de Royère). Cette disposition et les contours suggèrent le gisement en laccolithe de ce granite.

Les données d'ASM de O. Jover (1986) et de A. Gébelin (2004) mettent en évidence, dans ce massif, une fabrique magmatique (PFM) de direction souvent proche de NW-SE (oblique aux limites des intrusions) à pendage souvent très

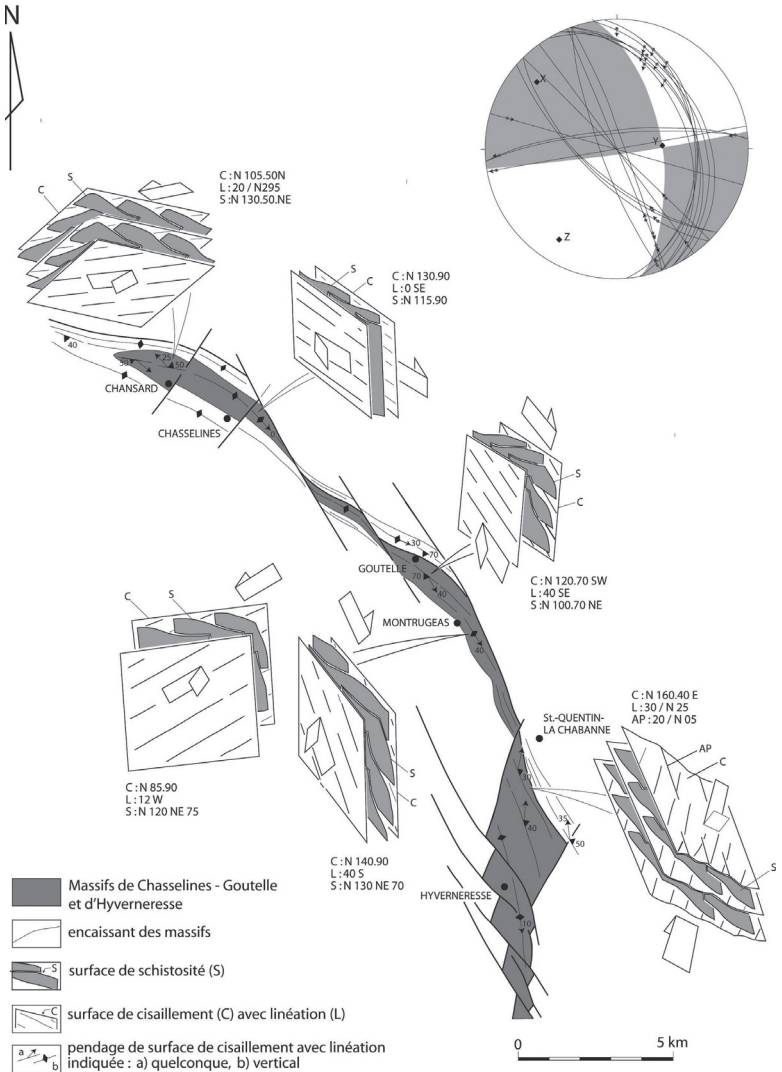


Fig. 4 - Carte structurale du massif de Chasselins-Goutelle et de l'extrémité Nord du massif d'Hyverneresse, et structurogramme des mesures de plans de cisaillement «C1» et de stries relevées dans les granites. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. Les axes de l'ellipsoïde de la déformation ont été déterminés avec le logiciel Faultkin (Allmendinger *et al.*, 1989)

fort (55-85°). La linéation magmatique (DFM) préférentiellement orientée en direction NW-SE, est faiblement pentée dans le massif de Soubrebost (5 à 30°).

Interprétation : ce massif est ici considéré comme un laccolite, mis en place dans le massif de Pontarion-Royère, et faiblement déformé à l'état magmatique pendant sa mise en place. L'attitude verticale de sa foliation magmatique (PFM), oblique aux épontes du massif, et celle de sa linéation magmatique (DFM) faiblement pentée, traduit cette déformation syn magmatique suivant une direction Z sensiblement NE-SW, perpendiculaire à sa fabrique magmatique et une direction X d'extension NW-SE.

Le massif de Beaumont est un pluton aligné en direction N20. Les données d'ASM de O. Jover (1986) et de A. Gébelin (2004) mettent en évidence, dans ce leucogranite, une fabrique magmatique (PFM) de direction souvent N20 (concordante aux limites du pluton) à pendage souvent très fort (55-85°), plus rarement modéré (30 à 55°). La linéation magmatique (DFM) est faiblement à fortement pentée vers le Nord-Est ou Sud-Ouest (50 à 60°).

Interprétation : l'attitude de la foliation en accordance avec les épontes du massif et la linéation fortement pentée suggèrent que ce dernier est un pluton vertical. La linéation (DFM) pouvant souligner la direction d'écoulement vertical du magma. Son orientation N20, conforme à la direction Z de raccourcissement déterminée dans la région, suggère une mise en place du pluton dans une fente de tension ouverte dans le massif de Pontarion – Royère.

Leucogranites orientés de chaîne périphérique de Gioux – Saint-Setiers

Le leucogranite de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse. Rappelons, que les datations disponibles sur ce granite, situent sa mise en place syn-cinématique le long des failles de Saint-Quentin-la-Chabanne et de Magnadas – Saint-Setiers au Viséen moyen-supérieur et la fin de son refroidissement au début du Namurien (*Serpukhovien*). Les données cartographiques structurales montrent que le granite de Chasselina – Goutelle est déformé long de la faille N150 de Saint-Quentin-la-Chabanne et le long de la faille N20 de Magnadas – Saint-Setiers.

Le long de la faille N150 de Saint-Quentin-la-Chabanne, il présente des structures mylonitiques dextres verticales et parallèles à la faille (fig. 4), qui se couchent vers Saint-Quentin-la-Chabanne et évoluent en structures de cisaillement dextres-inverses. Localement ces structures verticales dextres sont conjuguées à une fabrique senestre de direction N80-105° (fig. 4).

Le long de la faille N20 de Magnadas – Saint-Setiers, le granite présente, jusqu’au Sud-Est de Féniers, une déformation mylonitique dextre verticale. Vers le Nord, ces structures se raccordent graduellement aux structures dextres-inverses de la région de Saint-Quentin-la-Chabanne.

Vers Crabanat, au Sud-Est de Féniers, le leucogranite n’est pas déformé. La faille N20 de Magnadas – Saint-Setiers le met en contact avec les diatexités de Sornac. Les micaschistes mylonitiques qui jalonnaient le leucogranite plus au Nord, jusqu’à la faille, ont également disparu (*cf.* carte géologique). Mais cette faille est jalonnée d’une zone de brèches.

Interprétation : du fait de leurs formes très étroites en regard de leur extension, et de l’accordance de la fabrique du granite avec la foliation des micaschistes encaissants, nous considérons que le pluton de Chasselines – Goutelle et d’Hyverneresse a une forme de lame verticale (dyke). Il se serait mis en place dans une étroite ouverture arquée, à convexité NE en bordure nord-orientale et orientale de l’unité de Millevaches.

La déformation du granite est tardi solidus, toutes les structures mylonitiques sont soulignées des mêmes minéraux (notamment de la biotite), ce qui traduit leur formation dans les mêmes conditions de température, et donc suggère qu’elles sont contemporaines. Les déformations du pluton le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne et de Magnadas – Saint-Setier, se produisent pendant le laps de temps nécessaire au refroidissement du granite, et suggèrent donc que ces failles N150-160 et N20 dextres, qui se recoupent, ont fonctionné successivement mais avec un diachronisme très bref.

Les axes de l’ellipsoïde de la déformation, déterminés grâce au logiciel Faultkin de traitement statistique des populations de failles (Allmendinger, *et al.*, 1989) sur le granite de Chasselines – Goutelle, et intégrant les déformations sur la bordure nord du granite d’Hyverneresse (secteur sud de Saint-Quentin-la-Chabanne) montrent que la direction de raccourcissement Z était orientée 20/N201, la direction d’extension X orientée 39/N308, et la direction intermédiaire Y, 44/N92 (fig. 4). Cet ellipsoïde de déformation rend compte du jeu dextre de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne (et des failles de la Creuse), mais n’explique pas le jeu dextre de la faille de Magnadas – Saint-Setier, qui ne peut jouer qu’en fente de tension avec cet ellipsoïde. Le fonctionnement en dextre de cette faille (et de celles du système faillé de Felletin – Ambrugeat) nécessite donc une réorientation horaire des axes de l’ellipsoïde de la déformation.

De ces données découle le modèle d’évolution géodynamique suivant pour cette lame granitique : le jeu dextre des failles N150-160 de la Creuse (mobilisées par un raccourcissement régional de direction Z, sensiblement N20-200) paraît contemporain du jeu en extension des failles N20 du système de

failles de Felletin-Ambrugeat, dont la faille N20 de Magnadas – Saint-Setiers. Toutes ces failles s’ouvrent et engendrent une embrasure arquée à convexité NE en bordure du Millevaches, dans laquelle se met en place le leucogranite de Chasselins – Goutelle et d’Hyverneresse. L’ouverture le long des failles du système de la Creuse se fait sur des tronçons en transtension, induit par les ondulations de ces failles actives en dextre.

Une réorientation de la direction de raccourcissement Z, intervient pendant le refroidissement du magma. Devenue oblique à l’allongement des failles N20 de Felletin – Ambrugeat, ces failles rejouent en dextre, déforment alors la bordure orientale du granite d’Hyverneresse, et décrochent les failles N150-160 du système de failles de la Creuse, dont la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne.

Un rejeu ultérieur tardif de la faille de Magnadas – Saint-Setiers induit une cataclase des roches. La faille recoupe obliquement la zone de cisaillement en bordure du granite d’Hyverneresse, alors mis directement en contact avec les diatexites de Sornac.

Le massif de granite leucocrate de Chavanat est injecté dans les gneiss du Nord-Millevaches vers la limite Viséen moyen – Viséen supérieur (334 ± 4 Ma.). Son gisement très linéaire incite à le considérer comme une lame étroite NW-SE mise en place dans les gneiss encaissants en bordure nord de l’unité de Millevaches. Ce granite présente une schistosité très fruste verticale de direction WNW à ESE. Aucune linéation minérale probante n’est mise en évidence. Globalement, la déformation de ce granite est rapportée sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, à une déformation co-axiale résultant d’un serrage de direction Z N20.

Interprétation : la mise en place de cette lame au Viséen moyen-supérieur se serait faite dans une ouverture aménagée dans les gneiss de la bordure nord du Millevaches. Puis le granite aurait subi une déformation coaxiale similaire à celle affectant la bordure nord du massif de Pontarion – Royère.

Le massif de Courcelles – Féniers forme un long massif continu, en bordure NE et est du Millevaches. Deux tronçons sont distingués : l’un, parallèle à la faille N120 de Saint-Michel-de-Veisse, est intrusif dans les gneiss du Nord-Millevaches et participe, avec le granite de Chavanat, à la chaîne du Thaurion (carte de Saint-Sulpice-les-Champs). L’autre, de direction N20, participe à la chaîne de Gioux – Saint-Setiers en bordure orientale du Millevaches. Le leucogranite est peu déformé et seulement orienté dans les gneiss de la bordure NE du Millevaches. Par contre, il présente une fabrique magmatique N-S verticale dans la région de Féniers et une foliation tectonique verticale NW-SE dans la zone de Montoulier, Chirouse et Chambroutière (coin NE de la carte), où la lame granitique se réoriente de la direction N120 à la direction N20. Cette foliation est en accordance avec celles du granite de Chavanat et de l’extrémité

nord des massifs d'Hyverneresse et de Gentioux-Pigerolles (voir carte). Dans ces trois massifs, la foliation résulte d'une déformation plastique co-axiale, et elle présente la même attitude : ces granites sont vraisemblablement co-structurés.

Interprétation : ce long massif est sûrement une lame verticale mise en place au Namurien inférieur (*Serpukhovien*) dans des ouvertures aménagées par le jeu de des failles qui assurent la limite tectonique de l'unité de Millevaches. Le segment N120 du massif aurait subi une déformation coaxiale peu intense, similaire à celle affectant la bordure nord du massif de Pontarion – Royère et de Chavanat. La déformation dans la zone de Montoulier, Chirouse et Chambroutière est mise en relation avec celle affectant la bordure nord du massif d'Hyverneresse.

FAILLES RÉGIONALES ET LES CHAMPS FILONIENS

La carte de Royère est hachée par tout un système de failles verticales en éventail (fig. 1), dont l'orientation varie, du nord au sud, de la direction N150-160° à la direction N120-130°. Ces failles, à cinématique le plus souvent senestre, plus rarement dextre, affectent surtout la partie orientale de la carte. Rares sont les failles qui traversent en diagonale toute la carte. Ces failles N120-160° interfèrent avec des failles N20° du système de failles de Felletin – Ambrugeat, à cinématique dextre, qui forment un étroit couloir en bordure orientale du Millevaches. Elles interfèrent également avec des failles d'autres directions, mais plus rares, dont N00 et N90. Notons également la faille faiblement pentée vers l'est d'Audouze-Verginas, mise en évidence par les travaux de prospection minière (CFM) à l'interface entre le toit du septa de gneiss de Malsagne-Verginas et le granite fin de Gentioux-Pigerolles.

À partir des intersections de ces failles, nous reconnaissons la chronologie suivante : un jeu précoce dextre de la faille N130° de Vassivière et de la faille N160° de Saint-Quentin-la-Chabanne ; un jeu dextre des failles N20° qui décrochent en dextre les deux failles précédentes ; puis un jeu en senestre de failles N120-150 qui décalent les failles senestres N20, et la faille d'Audouze-Verginas ; et enfin, les jeux de failles N00 et N90-100 dextres qui décrochent des failles N20, mais donc la chronologie précise n'est pas établie.

FAILLES DEXTRES N150-160 A JEUX PRÉCOCES

La faille dextre de Saint-Quentin-la-Chabanne. De direction N160°, la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne met en contact l'unité de Guéret (les diatexites d'Aubusson et la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne) avec le Millevaches (granite de Chasselins – Goutelle et d'Hyverneresse). Elle est

décrochée en dextre, par la faille N20 de Grimont. Au Sud-Est (carte de Felletin), elle est recoupée, ainsi que la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne, par la faille de Magnadas – Saint-Setiers.

Le leucogranite de Chasselines – Goutelle et la partie nord du granite d'Hyverneresse ainsi que la Granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne, sont gneissifiés en dextre ou dextre-inverse au contact de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne sur une largeur kilométrique. Leur déformation est ductile et sub-solidus (Gébelin, 2004). Elle s'effectue avant la cristallisation complète du magma. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite obtenus par A. Gébelin (2004) sur le leucogranite de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse (325-322 Ma) situent le refroidissement du leucogranite vers 325 Ma (franchissement de l'isotherme 400° par la muscovite), et situent également la déformation sub- à tardi-solidus du granite le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, avant 325 Ma.

Ces âges suggèrent le fonctionnement ductile de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne pendant le Viséen moyen-supérieur (entre 335-325 Ma).

Cette faille participe au système de failles N150-160 de la Creuse, qui découpent l'unité de Guéret et convergent en bordure Nord-Est du Millevaches (cartes d'Aubusson et de Felletin) qu'elles affectent (carte de Saint-Sulpice-les-Champs, et schéma structural de cette présente carte). Ces failles décrochent en dextre la zone de cisaillement du Nord-Millevaches et la faille de Saint-Michel-de-Weisse de la zone de cisaillement de La Courtine.

La faille de Vassivière. Cette faille traverse en diagonale toute la carte. Elle passe par le lac de Vassivière, par Bessot (Nord de Faux-la-Montagne) et le lac de Chaumet. Elle est décrochée en dextre par la faille N20 de Saules. Au Nord-Ouest (hors de cette carte), elle est recoupée par la faille d'Argentat (carte de Bourgneuf) et se prolonge vers le Sud-Est sur la carte d'Ussel, où elle s'amortit. Elle apparaît sur la carte comme une limite lithologique. Dans le secteur de Saint-Pardoux – Morterolles, la faille est jalonnée de filons de quartz de 20 à 30 m de puissance, et elle est soulignée par une puissante zone d'altérites. Localement la faille est jalonnée de pincées de micaschistes mylonitiques ou de gneiss très altérés (la plus importante se trouvant dans la zone des tourbières de la Maulde à l'Est du lac de Vassivière), mais d'autres non cartographiables existent (notamment au Nord-Est de Faux-la-Montagne). La cinématique de cette faille est inconnue car aucune mylonite ou brèche n'y a été observée (les affleurements étant très altérés, les mylonites ou brèches sont masquées). Dans cette partie de la carte la fabrique magmatique des granites à biotite de Pontarion et de Royère (*cf.* la carte) est en accordance avec la faille : cette accordance est-elle en relation avec la faille ?

FAILLES DEXTRES N20

Ces failles N20 affectent l'unité de Guéret et la partie orientale du Millevaches. Elles appartiennent pour l'essentiel aux failles du système de Felletin – Ambrugeat. Leurs mylonites sont rarement visibles du fait de conditions d'affleurement peu favorables. Leur cinématique dextre est mise en évidence (surtout sur les cartes d'Aubusson et de Felletin) par le décrochement de repères lithologiques et structuraux, notamment les failles dextres du système de la Creuse. Cinq de ces failles sont remarquables sur cette carte : celles de Magnadas – Saint-Setiers, de Grimont, de Gioux et de Gradeix (en bordure de la carte), que nous rattachons aux failles du système de Felletin – Ambrugeat, et celle de Guimont – les Saules (au Centre de la carte), qui n'appartient pas à ce système.

La faille de Magnadas – Saint-Setiers (fig. 1), est la plus importante de ces failles N20, car elle assure la bordure de l'unité du Millevaches sur la carte de Royère. Elle est jalonnée de cataclases, et est recoupée en senestre par des failles de direction N120-150. Elle sépare le leucogranite d'Hyverneresse à l'Ouest, de micaschistes et de diatexites appartenant à l'unité d'Ussel à l'Est. Le leucogranite est affecté d'une gneissification de 500 m à 700 m de puissance le long de la faille. Les micaschistes, observés en bordure de Creuse et vers La Vialle (2 km à l'Est Féniers), présentent une déformation tout à fait identique à celle du leucogranite. Ces deux formations sont déformées par des plans de cisaillement N20, verticaux, portant des stries et une linéation minérale sub-horizontale (pentée de 10° vers le Sud ou le Nord).

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite du leucogranite d'Hyverneresse (322 Ma, 325 Ma, op cités) datent le refroidissement du leucogranite. Ils datent indirectement la fin de la déformation à haute température du leucogranite d'Hyverneresse le long de la faille de Magnadas – Saint-Setiers, et ils attestent du jeu ductile de cette faille N20 avant 322 Ma (âge de refroidissement du granite).

Le jeu ductile majeur de la faille Magnadas – Saint-Setiers est postérieur au jeu ductile de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, car il recoupe cette faille. Il se situerait vers la limite viséo-namurienne (*viséo-sepukhovienne*) fixée à 326 Ma, pour tenir compte de la déformation du granite intervenue avant son refroidissement vers 322 Ma. La poursuite du jeu de cette faille déformation en fragile, après le Namurien inférieur (*Serpukhovien*), se traduit par une cataclase visible en bordure de Creuse (aux Rieux et au Nord de La Vialle)

La faille de Grimont (fig. 1), sépare le granite d'Hyverneresse de celui de Courcelles – Féniers. Elle recoupe, ainsi qu'il a été décrit plus haut, les structures mylonitiques inverses de la partie nord du massif d'Hyverneresse. Elle est jalonnée d'un septa de micaschistes vers le hameau de Grimont. Elle décroche en dextre la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, et elle est elle-même

décrochée en senestre par des failles N120-150. Cette faille se perd dans la région ouest du hameau des Rieux. Aucune mylonite n'a été observée le long de cette faille.

La faille de Gioux (fig. 1), apparait comme une limite rectiligne franche entre le granite de Courcelles – Féniers et celui fin de Gioux, jalonnée d'une zone de brèche que l'on observe bien dans la vallée de la Giourne au Sud de Gioux. Elle est décrochée en senestre par des failles N130-140 et sa prolongation vers le Nord ou le Sud est douteuse.

La faille de Chanteix (fig. 1), correspond à une limite lithologique nette et rectiligne entre le leucogranite fin de Gioux et celui de Courcelle – Féniers, décrochée en senestre par des failles N130-140°. Elle est soulignée d'un gros filon de microgranite à deux micas.

La faille de Guimont – les Saules (fig. 1), assure la limite orientale, de direction légèrement courbe en N20 à 40, du leucogranite fin de Vassivière. Un net ressaut topographique souligne son parcours vers Guimont. Elle décroche en dextre la faille de Vassivière, et elle est elle-même décrochée par une faille dextre N100 et une faille senestre N130. Son extrémité NE se perd vers le lac de La Vaud-Gelade. Aucune mylonite n'a été observée sur cette faille.

FAILLES TARDIVES N120-150 A JEUX APPARENT SENESTRES

La quasi-totalité des failles N120-150 de la région affectent la bordure orientale du Millevaches. Leur jeu se traduit par un décrochement cartographique senestre des limites lithologiques et des failles de direction N20, dont la faille de Magnadas – Saint-Setiers. Les rejets cartographiques apparent sur chacune de ces failles sont de 500 m à 1 km, rarement plus.

Le faisceau de failles du Puy d'Hyverneresse (fig. 1), est un faisceau de quatre failles N130-150 qui découpent la région du Puy et de l'ancienne mine d'Hyverneresse (en bordure du Millevaches) entre La Pouge et Gioux. Ces failles ont un tracé flexueux et convergeant avec la faille de Ribère (fig. 1) en direction de la puissante zone mylonitique du cisaillement de La Courtine (voir schéma structural et carte de Felletin) dans laquelle on les perd.

La faille de Féniers (fig. 1), est l'une des plus longues failles mises en évidence sur cette carte. On la suit depuis le coin SE de la carte jusqu'en bordure sud du bassin stéphanien de La Vaud-Gelade. Pour les mêmes raisons que précédemment ses mylonites ne sont pas visibles.

Du fait de l'altération des roches en surface et de la couverture d'altérites ces failles n'ont jamais pu être observées directement sur le terrain, leurs zones de

mylonites ne sont donc pas connues. Cette lacune gêne, pour s'assurer de la cinématique de ces fractures : senestre, senestre avec une composante verticale, ou autre.

FAILLES N00 ET N90-100

Ce sont des failles, d'extension réduite, de directions moyennes N00° et N90°, dont la présence est déduite de la cartographie et qui n'ont jamais été observées. Ces failles décalent en dextre les bordures des bassins de La Vaud-Gelade et de La Mijoie. Les failles N90-100 sont postérieures aux failles N20° qu'elles décrochent en dextre, et l'une de ces failles N00 décroche en dextre la faille de Féniers en bordure ouest du bassin de La Vaud-Gelade.

FAILLES NORMALES D'AUDOUZE-VERGINAS

Les failles normales d'Audouze-Verginas (fig. 1). Il s'agit de deux failles, plates, ductiles mises en évidence lors de prospection d'uranium par la compagnie minière CFM (Virlogeux, 1984 ; Langillier, 1986), grâce à des sondages carottés ou destructifs et des diagraphies. La faille d'Audouze se trouve au toit du septa gneissique d'Audouze-Peyrelevade (en bordure nord de la carte de Bugeat) et celle de Verginas est au toit du septa gneissique de Malsagne-Verginas (en bordure sud de la carte de Royère). Ces septas sont dans le prolongement l'un de l'autre, mais ils ne sont pas continus (voir schéma structural sur la carte). Il en est de même pour les deux failles, dont rien n'indique réellement qu'il s'agit de la même structure.

Les données de sondages et les diagraphies, ont révélé la déformation du leucogranite à grain fin du massif de Gentioux-Pigerolles à proximité des failles de Verginas et d'Audouze. Cette déformation n'est pas apparente sur la carte de Royère tant le leucogranite est altéré. D'après Langillier (1986) la déformation du leucogranite au contact des failles se traduit par une structure protomylonitique débutante sur une puissance hectométrique (foliation à pendage est), et par des critères cinématiques qui indiquent une déformation en cisaillement à composante essentiellement normale. Nous mettons ces structures et cette cinématique en relation avec celles affectant les gneiss de Malsagne-Verginas (voir plus haut).

Ces accidents plats, peut-être continus, d'Audouze et de Verginas, auraient fonctionné en faille normale pendant la mise en place du leucogranite de Gentioux-Pigerolles.

DIVERS CHAMPS FILONIENS

L'ensemble de la carte de Felletin est affecté par des filons remplis de roches magmatiques hypovolcaniques. Deux directions de filons de nature différente ont été observées.

Champ filonien N00-N30°

Ce système filonien est formé de nombreux filons orientés en direction N00 à N40, parallèles les uns aux autres. Leur puissance est de quelques dizaines de mètres et ils sont remplis pour la plupart de microgranites aphanitiques porphyriques, ou non, et de rhyolites.

Champ filonien de direction N130-N160°

Il est composé de filons de leucomonzogranites orientés principalement en N160, de 10 à 200 m de puissance jalonnant des failles, de filons de granitoïdes quartzeux pauvres sans micas et de filons quartz.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Depuis la fin du Paléozoïque, la région est restée stable, les seuls mouvements tectoniques sont liés à la réactivation des failles tardi hercynienne, qui découpent la surface de pénélplanation, et à un mouvement épirogénique de fond, responsable d'un soulèvement de la région.

TECTONIQUE CASSANTE POST-HERCYNIE

L'analyse de la tectonique post-hercynienne sur la feuille de Royère ne peut pas être totalement fiable pour deux raisons : 1) l'absence de témoins sédimentaires précisément datés et 2) l'ignorance de l'âge précis des paléo-surfaces décalées. Il existe cependant des éléments indirects en faveur de mouvements tectoniques tardifs dans la région. L'activité post-hercynienne des failles est enregistrée par le décalage de la surface d'altérites, dont l'âge de formation est encore imprécis.

NÉOTECTONIQUE

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quadernaire n'a été relevé sur la carte de Royère. Peu de failles ont une signature géomorphologique qui traduit leur réactivation récente. À proximité du massif de Vassivière, la faille de

Guimont – les Saules jalonne un net ressaut topographique de 50 à 100 m qui se voit de loin et qui pourrait traduire un rejeu récent de cette faille. La bordure orientale du Millevaches est également marquée par une dénivellation d'une bonne centaine de mètres entre la surface de la pénéplaine qui correspond aux sommets des leucogranites de la chaîne de Gioux – Saint-Setiers, et la surface de pénéplaine des gneiss des unités de Guéret et d'Ussel. Le décalage des surfaces de pénéplaine entre ces unités et le Millevaches pourrait correspondre à un rejeu des failles bordières du Millevaches.

SISMICITÉ

La région de Royère est très peu sismique et selon le catalogue SisFrance, accessible par Internet, aucun épicentre connu n'existe sur cette feuille. Cependant, quelques rares séismes relativement proches, ont été ressentis au cours du XX^e siècle.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

La reconstitution proposée ci-après synthétise les données acquises sur cette carte, complétées par celles provenant des cartes récemment levées de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2007), Aubusson (Cartannaz *et al.*, 2008), Felletin (Rolin *et al.*, 2008) et Ussel (Thiery *et al.*, 2011).

UNITÉS MÉTAMORPHIQUES RÉGIONALES ET MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DÉVONO-TOURNAISIEN

Au Dévonien, les séries métamorphiques régionales et du Millevaches septentrional subissent un métamorphisme de haute température et moyenne pression (à sillimanite-cordiérite-grenat), avant la mise en place des granites du Millevaches. Ce métamorphisme entraîne dans les unités de Guéret et d'Ussel une anatexie, vers 375 et 360 Ma (Dévonien supérieur, Cartannaz, 2006 ; Thiery, 2010). Elle est synchrone d'une déformation D1 (S1, portant une linéation minérale NW-SE). Pour V. Thiery (2010) cette anatexie est inverse dans les séries du Chavanon et d'Ussel, où elle croît du bas vers le haut, et culmine par des diatexités grenues au sommet de ces deux séries.

Dans les septas de métatexités enclavés dans les granites du Millevaches, notamment sur la carte de Royère, cette foliation est la seule structure planaire observée.

La déformation D2 des séries d'Ussel et du Chavanon (microplis P2 et développement à leur base d'une schistosité S2 qui transpose totalement la S1)

n'est pas reconnue dans le Millevaches. Cette S2 apparaît en contexte rétro-morphique du faciès amphibolitique (zone de stabilité de la muscovite, grenat, sillimanite), et est à l'origine de la transformation de la partie basale des séries gneissiques d'Ussel et du Chavanon en micaschistes (Thiery, 2010 ; Thiery *et al.*, 2011). Les datations réalisées sur la formation micaschisteuse du Chavanon permettent de situer l'évolution rétro-morphique syn-D2 au Tournaisien vers 360-350 Ma (Gébelin, 2004 ; Thiery, 2010). Les micaschistes mylonitiques en bordure de l'unité du Millevaches pourraient être corrélés à ces micaschistes, ou aux mylonites ductiles de la zone de cisaillement de La Courtine.

FIN DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET LA MISE EN PLACE DU COMPLEXE MAGMATIQUE DE GUÉRET

Un fort flux de chaleur, accompagné d'une ascension de magmas mantelliques (Rolin *et al.*, 1999 ; Bertrand *et al.*, 2001 ; Cuney *et al.*, 2001 ; Pin et Paquette, 2002 ; Cartannaz, 2006) induit un important magmatisme basique calco-alcalin dans la partie ouest du Massif central autour de l'unité de Guéret. Le flux de chaleur accompagnant ce magmatisme calco-alcalin fait fondre la croûte. Il génère un magmatisme peralumineux dans l'unité de Guéret, dont la mise en place s'étale d'après C. Cartannaz (2006) et P. Rolin *et al.* (2008) sur plus de 40 Ma du Tournaisien (355 Ma) au Namurien supérieur (*Bashkirien*, 315 Ma). Ce magmatisme est à l'origine des granites du complexe magmatique de Guéret.

Ce Complexe magmatique est composé d'une vingtaine d'intrusions de granitoïdes disposées en massifs, dont la mise en place est hétérochrone. Ces granitoïdes seraient issus de magmas différenciés, provenant de la cristallisation fractionnée de magmas sources hétérochrones, produits par l'apport de chaleur venant du manteau (Cartannaz, 2006).

La première génération de granitoïdes se met en place vers 355-352 Ma, le long de grands décrochements dextres ductiles de direction N100 à N130 (Cartannaz, 2006), dont la zone de cisaillement du Nord-Millevaches et de La Courtine. Ces premiers granitoïdes sont déformés par ces accidents. La deuxième génération de granitoïde se met en place vers 352-345 Ma sous forme de laccolites ou de lames verticales dans la partie ouest de l'unité de Guéret (Cartannaz, 2006) et scellent les jeux des décrochements dextres. Les derniers granitoïdes se mettent en place, dans la partie orientale du complexe magmatique, probablement en diapirs, ou en lames verticales, vers 335-317 Ma (Cartannaz, 2006 ; Rolin *et al.*, 2008 ; Thiery *et al.*, 2009).

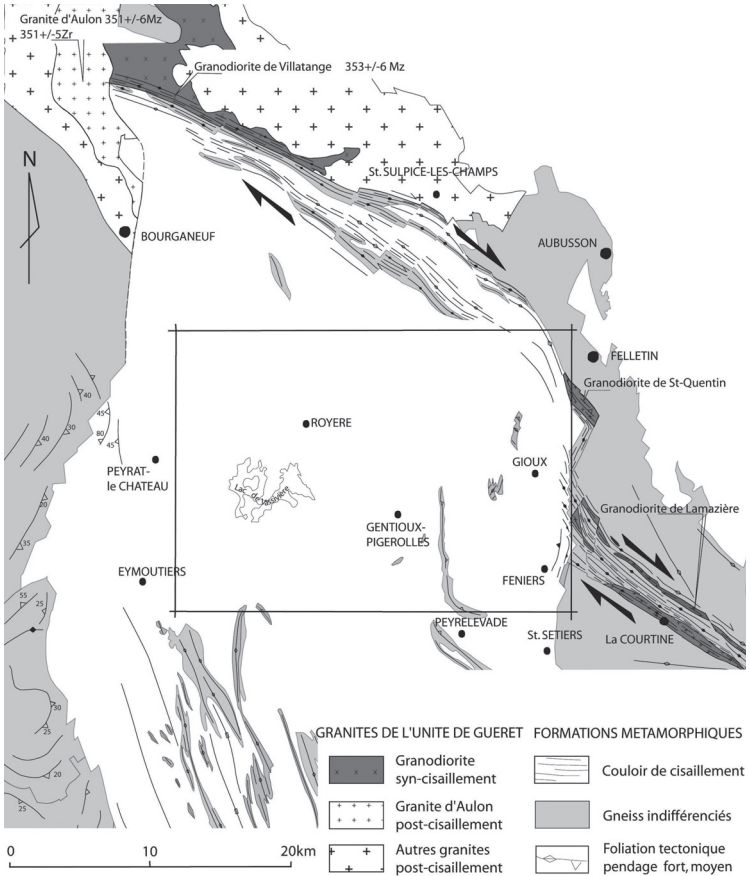


Fig. 5 - Le Cisaillement ductile du Nord-Millevalches et de la Courtine au Famerno-Tournaisien (370-345 Ma). Une vaste zone de cisaillement affecte les gneiss régionaux (dont les diatexites à nodules de cordiérite d'Aubusson d'âge frasien). Des granodiorites syn-cinématiques (granites de Villatange, de Saint-Quentin-La-Chabanne et de Lamazière-Haute) se mettent en place en lames dans la zone de cisaillement au Tournaisien. La fin du fonctionnement de cette zone de cisaillement est post datée par l'intrusion des granites post-cinématiques en laccolites de l'unité de Guéret (dont le granite d'Aulon d'âge Tournaisien supérieur). Les micaschistes mylonitiques de l'est de la carte pourraient être en relation avec ce cisaillement. Les zones laissées en blanc correspondent aux granites du Millevalches à ceux du complexe magmatique de Guéret qui n'étaient pas encore mis en place au moment du fonctionnement du cisaillement du Nord-Millevalches et de la Courtine

CISAILLEMENT DUCTILE DU NORD-MILLEVACHES ET DE LA COURTINE

Cette vaste zone de cisaillement ductile dextre n'intéresse pas directement la carte de Royère (fig. 5) mais a une incidence sur la mise en place de certains granites couverts par cette carte. Les gneiss métatectiques du Nord-Millevaches et les gneiss des séries d'Ussel et du Chavanon, sont mylonitisés en contexte métamorphique du faciès amphibolite (zone à biotite-sillimanite-cordiérite), et présentent des structures de cisaillement ductile dextres (plans C et S verticaux).

Des plutons syncinématiques appartenant au complexe magmatique de Guéret, se mettent en place le long de la zone de cisaillement. C'est le cas de la granodiorite de Villatange, en bordure nord du Millevaches, et des lames granodioritiques de Saint-Quentin-la-Chabanne (*cf.* cette carte) et de Lamazière-Haute (cartes de Felletin et d'Ussel). Ils sont déformés à haute température pendant le fonctionnement de la zone de cisaillement (Gébelin, 2004 ; Rolin *et al.*, 2007). Puis le bâti se refroidissant, la déformation mylonitique se concentre dans la zone de cisaillement, et s'accompagne d'une évolution des mylonites dans le faciès schistes verts (micaschistes ultramylonitiques, Rolin *et al.*, 2007, Rolin *et al.*, 2008). La datation de la granodiorite syn-cinématique de Villatange à 353 ± 6 Ma sur monazite (Rolin *et al.*, 2007) atteste du fonctionnement de ce cisaillement au Tournaisien.

Des massifs tardifs, appartenant à la deuxième génération de granitoïdes du complexe magmatique de Guéret, se mettent en place et scellent les jeux en décrochement dextres de cette zone de cisaillement (fig. 5), que nous situons au Tournaisien supérieur. Le jeu syn-métamorphique de cette zone de cisaillement est antérieur à la mise en place des leucogranites viséens moyen du Nord-Millevaches (leucogranite de Chavanat ; leucogranite de Chasselins – Goutelle et d'Hyvermeresse) qui recoupent la foliation mylonitique des gneiss et micaschistes du Nord-Millevaches et enclavent ces roches en septas.

Un rejeu inverse avec une composante senestre se produit en bordure nord du Millevaches (micaschistes de Villesourde, carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2007) en contexte métamorphique schistes verts. Il amène le soulèvement de la bordure nord du Millevaches par rapport à l'unité de Guéret le long de la faille de Saint-Michel-de-Veisse (Rolin *et al.*, 2007). La fin de ce métamorphisme est post-daté à 310 ± 1 Ma par la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une population de biotite syn-foliale d'un échantillon de micaschiste mylonitique prélevé à proximité de la faille de Saint-Michel-de-Veisse (Gébelin, 2004 [échantillon 241]). Un dernier rejeu inverse et froid de la faille de Saint-Michel-de-Veisse se produit plus tardivement. Il génère une zone de brèches et de pseudo-cataclasites de quelques mètres de puissance (10 à 15 m) qui soulignent la faille (Rolin *et al.*, 2007).

KINZIGITES DU MILLEVACHES ET LE MÉTAMORPHISME VISÉEN SUPÉRIEUR

Les gneiss kinzigitiques, en septas dans le granite de Royère, ont subi un métamorphisme synfolial appartenant au faciès granulitique débutant, pouvant correspondre avec des conditions de pression-température régnant en base de croûte (Gébelin, 2004). Ils ont été disloqués et emballés dans le magma à l'origine du granite de Royère, puis entraînés par lui lors de son ascension. Leur foliation fut alors mise en accordance avec la fabrique du granite.

L'anatexie à l'origine de ces gneiss est rapportée au Viséen supérieur (voir plus haut). Elle est serait à mettre en relation avec l'épisode d'anatexie affectant le Sud Millevaches au Viséen moyen-supérieur (âges U/Pb/Th sur monazites à 334 ± 4 , 328 ± 3 et 337 ± 4 Ma, Faure *et al.*, 2009). Ce métamorphisme basical serait en relation avec le fort flux de chaleur à l'origine des granites de Royère et de Pontarion au Viséen.

Le dernier épisode thermique enregistré par ces schistes cristallin du Nord-Millevaches se situe vers 313 Ma (Gébelin, 2004). Cet âge sur biotite, limite Namurien-Westphalien (Bashkirien-Moscovien), correspond à l'âge du refroidissement des gneiss (franchissement de l'isotherme 300°C), consécutif à l'exhumation du Millevaches.

ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLUTONIQUES DU MILLEVACHES

Genèse des différents magmas

Rôle de la Cristallisation Fractionnée

Les compositions chimiques des granites à biotite, et les études antérieures (*e.g.* Stussi et Cuney, 1993) suggèrent que la cristallisation fractionnée joue un rôle important dans la formation de ces granites. Cela semble particulièrement clair dans le cas des granites à biotite de type Pontarion, et la figure A6 (diagrammes de Harker) montre les évolutions par cristallisation fractionnée en utilisant les « cristallisats » (cumulats) calculés par J.-M. Stussi et M. Cuney (1993). Ces bilans de matière suggèrent un fractionnement important sous le contrôle d'un ensemble plagioclase + biotite + quartz. Les profils de Terres Rares (fig. A7 à A9) confirment l'importance de la cristallisation fractionnée qui doit donc être prise en compte pour vérifier si elle ne modifie pas les rapports chimiques ou isotopiques des granites (voir géochimie en annexe). Dans le cas du granite de Pontarion, un modèle de cristallisation fractionnée avec Assimilation (calculs AFC d'après De Paolo 1980) est présenté en figure A19. Il en résulte une estimation des rapports isotopiques initiaux des magmas parents, qui vont nous servir pour l'identification des sources. Par exemple, pour

les granites du type Pontarion, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ supérieurs à 0,708 seraient acquis par l'assimilation des gneiss encaissants et ne sont donc pas représentatifs de la source des magmas.

Origine des magmas granitiques peralumineux

Cas des granites à biotite

La recherche des sources des granites du Nord-Millevalches doit beaucoup aux études isotopiques de L. Turpin *et al.* (1990) et H. Downes *et al.* (1997). L'étude pluridisciplinaire menée dans le cadre de ce travail de cartographie, nous amène à proposer notre propre interprétation. L. Turpin *et al.* (1990) comparent les compositions isotopiques des deux principaux faciès pétrographiques, granite de Pontarion et granite leucocrate de Royère, aux compositions des différentes unités de la série métamorphique du Limousin. Ces dernières sont résumées, par ces auteurs, en 5 grandes unités : 1) la série de la Dronne, série métapélitique avec présence de métagranites (*cf.* unité parautochtone micaschisteuse du Limousin) ; 2) la série inférieure des gneiss, constituée par des métasédiments de type graywackes et pélites avec d'abondants métagranites d'âges 530-450 Ma (*cf.* unité inférieure des gneiss du Limousin) ; 3) la série supérieure des gneiss composée d'un assemblage de métagrauwachas et de roches méta-ignées mafiques (*cf.* unité supérieure des gneiss du Limousin) ; 4) la série épizonale de « Thiviers-Payzac » caractérisée par un volcanisme calco-alcalin et la sédimentation associée ; et 5) la série de Génis avec sédimentation marine et volcanisme tholéïtique. Les compositions isotopiques des niveaux ayant subi la fusion partielle et pouvant potentiellement être les sources des granites peralumineux, font apparaître trois réservoirs isotopiques : les métagranites, les formations méta-ignées volcaniques et les métasédiments formant les gneiss des séries inférieures et supérieures.

Pour H. Downes *et al.* (1997), la démarche est de rechercher les sources des granites au sein de la croûte continentale inférieure. La connaissance de la croûte continentale inférieure est basée sur l'étude des xénolithes remontés par les magmas du volcanisme intra-plaque. Pour le Massif central, c'est l'étude de ces xénolithes (*e.g.* Downes *et al.*, 1990), cristallisés dans le faciès granulites, qui permet d'identifier trois réservoirs isotopiques. Les xénolithes mafiques représenteraient les magmas et les cumulats d'un sous-plaquage basaltique fonctionnant de 360 à 290 Ma. Les séries sédimentaires de la croûte continentale inférieure sont représentées par des métasédiments dont la richesse en grenat et sillimanite démontre le caractère résiduel. Les xénolithes de matériel acide définissent un réservoir méta-ignée acide dont les âges sont supérieurs à 600 Ma. L'acquisition des paragenèses du faciès granulitique est datée à 320-280 Ma. D'après ces auteurs, la croûte continentale inférieure, sous les zones étudiées, serait très proche de la croûte de la zone d'Ivrea (Alpes italiennes).

L'utilisation des diagrammes chimiques de P. Sylvester (1998), $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (fig. A10) et Rb/Ba vs. Rb/Sr (fig. A11), suggère que les sources des granites du type Pontarion, Faux-la-Montagne et le faciès sombre de Boucheфарол, sont différentes de celles du granite leucocrate de Royère et du faciès clair de Boucheфарол. Les faibles rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, associés aux forts rapports $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (fig. A10), suggèrent que les magmas granitiques peralumineux les plus caféiniques, sont produits par une fusion partielle à haute température d'une source riche en plagioclase, ce qui peut correspondre soit à un matériel sédimentaire de type métagrauwacke, soit à des roches magmatiques de composition granitoïdique (métagranites par exemple). Considérant notre modèle AFC (fig. A19) qui permet une meilleure estimation des rapports isotopiques des magmas parents à l'origine des granites de Pontarion, le meilleur candidat est une source méta-ignée acide de la croûte continentale inférieure, possédant des valeurs du rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325 \text{ Ma}}$ d'environ 0,708 et une valeur de $\epsilon_{\text{Nd}}^{325 \text{ Ma}}$ d'environ -6. Par contre, pour les granites leucocrates (Royère et faciès clair de Boucheфарол), les rapports chimiques et isotopiques, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325 \text{ Ma}}$ d'environ 0,712 et valeur de $\epsilon_{\text{Nd}}^{325 \text{ Ma}}$ à environ -7, indiquent la fusion partielle d'une source métapélitique bien identifiée par les xénolites restitiques alumineux de la croûte continentale inférieure.

Des mélanges ne sont pas exclus, mais la quantification rend la participation, directe ou indirecte, des magmas basaltiques d'origine mantellique très peu importante. Ils représenteraient seulement les vecteurs de chaleur, avec un sous-plaquage durant 50 Ma, de 360 à 290 Ma (Downes *et al.*, 1990, 1997). Le mécanisme assurant la fusion partielle du manteau pendant 50 Ma reste à préciser. La participation des gneiss métapélitiques des séries du Limousin est également peu probable du fait de la quasi-absence de rapports isotopiques très radiogéniques, c'est-à-dire des valeurs qui atteindraient 0,715 - 0,720 pour les isotopes du Sr, associées à des valeurs de ϵ_{Nd} de -10 à -12. Ces gneiss sont par contre potentiellement de bons candidats pour une modification des rapports isotopiques postérieurement à la genèse des magmas, notamment par un processus d'Assimilation durant la Cristallisation Fractionnée.

Cas des leucogranites

Les compositions chimiques des leucogranites du Massif central peuvent être interprétées de deux façons. Selon B.-J. Williamson *et al.* (1996), les faibles concentrations en Ba, Sr, Ti et Zr, associées à de fortes concentrations en SiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Rb et Ga, suggèrent que ce sont les modalités de la fusion partielle qui contrôlent principalement les compositions chimiques des leucogranites. Selon ces auteurs, la cristallisation fractionnée ne jouerait pas un rôle important. Le fait que l'anomalie en Eu, qui signe habituellement la cristallisation fractionnée des feldspaths, soit quasiment constante, est un argument allant dans ce sens.

Cependant, les rapports chimiques que nous utilisons comme rapports « source », $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, Rb/Sr et Rb/Ba (Sylvester, 1998), sont dépendants des teneurs en SiO_2 . Pour les rapports Rb/Sr et Rb/Ba , ce sont les évolutions des concentrations en Sr (de 100 à 40 ppm quand SiO_2 augmente de 72 à 76 %) et en Ba (de 400 à 50 ppm quand SiO_2 augmente de 72 à 76 %), qui contrôlent ces rapports. Nous suggérons que ce comportement compatible du Sr et du Ba est en faveur d'une différenciation par cristallisation fractionnée. J.-M. Stussi et M. Cuney (1993) étudient le leucogranite d'Hyverneresse, au sein duquel ils reconnaissent deux faciès A et B. Les analyses au sein du faciès B suggèrent un rôle important de la cristallisation fractionnée. Cependant le faciès A ne peut dériver de B et il représenterait plutôt une arrivée différente. Cet exemple illustre bien le fait que la différenciation au sein des leucogranites semble contrôlée, tantôt par la cristallisation fractionnée, tantôt par la fusion partielle. Finalement, nous suggérons que les rapports chimiques permettant d'identifier les sources sont ceux qui correspondent aux analyses n'ayant pas plus de 72 % de SiO_2 . Alors, les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (50), $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,26), Rb/Sr (environ 2) et Rb/Ba (environ 0,6) indiquent une source de type métapélite, moyennement riche en argiles (figs. A10 et A11), qui serait la même source que celle proposée pour expliquer l'origine des granites leucocrates de type Royère.

Les compositions isotopiques en Nd, avec ϵ_{Nd}^t à environ -7 confirme cette hypothèse. Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont plus délicats à interpréter car les leucogranites possèdent de très forts rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et la composition initiale calculée exige une connaissance très précise de l'âge de cristallisation. Par exemple, B.-J. Williamson *et al.* (1996) publient deux compositions isotopiques en Sr de leucogranites du Millevaches. L'une ne permet pas de calculer un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial du fait d'un excès évident de ^{87}Sr , l'autre fournit un rapport de 0,7113 ou 0,7074 pour des âges respectifs de 325 ou 335 Ma. Les autres compositions isotopiques initiales disponibles sont celles de leucogranites du Sud-Millevaches (Monnier, 1980), elles sont comprises entre 0,706 et 0,708. Les isotopes du Sr n'apportent donc pas d'arguments précis.

Nous suggérons que les sources des leucogranites sont très majoritairement les métapélites de la croûte continentale inférieure. Les volumes de leucogranites dans le Nord-Millevaches supposent une fusion partielle généralisée de la croûte inférieure. Les causes peuvent être 1) la poursuite du sous-plaquage par les magmas basiques d'origine mantellique qui sont les vecteurs de chaleur depuis environ un âge de 360 Ma, 2) l'anomalie de température qui s'étend à des volumes de plus en plus grand, et 3) le pic du métamorphisme granulitique avec le maximum de fluides libérés par déstabilisation de la muscovite et de la biotite des séries en fusion partielle.

Mise en place des granites de l'unité de Millevaches

Chronologie relative et absolue des intrusions du Millevaches

Les âges sur zircons et monazites hérités des divers granites du Millevaches, vers 440-460, 550, 760 et 1 900 Ma (Rolin *et al.*, 2007), attestent soit d'une participation de granites ordoviciens et protérozoïques (ancien socle) à la source des magmas, soit d'une participation de granites ordoviciens et d'un matériel sédimentaire renfermant des minéraux hérités d'un socle précambrien (Rolin *et al.*, 2007).

La déformation des granites, leur répartition cartographique dans le massif de Millevaches et les relations structurales entre les intrusions permettent d'individualiser trois groupes de granites (déjà reconnus par les auteurs anciens, op-cités), dont nous allons discuter les âges : 1) des granites orientés à biotite de l'ossature du Millevaches ; 2) des leucogranites orientés et orthogneissifiés en périphérie du Millevaches (chaînes périphériques), et 3) des granites équants imbriqués dans les granites orientés à biotite de l'ossature du Millevaches.

• **Âges des granites orientés de l'ossature du Millevaches (massif de Pontarion – Royère)**

Trois âges U-Th-Pb sur monazite ont été obtenus sur le granite porphyroïde de Pontarion (op cités) : 348 Ma, 342 Ma, 329 Ma. Seul ce dernier âge est identique aux trois âges obtenus sur le granite de Royère (328 Ma, 327 Ma, 323 Ma), qui est localement co-structuré avec le granite de Pontarion.

Ces datations suggèrent que les magmas de type de Pontarion se sont mis en place sur environ 15 Ma de 345 Ma à 330 Ma environ. Les dernières intrusions étant contemporaines de la mise en place de magmas de type Royère vers 330-325 Ma environ.

• **Âges des leucogranites orientés et orthogneissifiés des chaînes périphériques**

Le leucogranite de Chasselines – Goutelle et d'Hyverneresse est daté à 336 Ma (op-cité), et son refroidissement se termine vers 322-326 Ma (âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de fermeture de la muscovite vers 400 °C). Ce granite est contemporain du granite de Chavanat daté sur monazite à 334 Ma (op-cité).

Par contre, le granite de Courcelles, appartenant aux mêmes chaînes périphériques que les deux précédents est plus jeune. Il est daté sur monazite du Bashkirien (Namurien supérieur, 318 ± 3 Ma op-cité). Mais un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite (327 ± 4 Ma) et un autre sur muscovite primaire à 315 ± 3 Ma (Gébelin, 2004) suggèrent que la datation sur monazite n'est pas représentative de l'âge du

granite, qui serait plus proche de 327 Ma (Namurien inférieur, *Serpukhovien*) que de 318 Ma.

C'est sans doute, à cette génération de granites Viséen moyen - Namurien inférieur (*Viséen moyen-Serpukhovien*) que se rapportent aussi, les leucogranites de la chaîne corrézienne, datés soit indirectement sur des muscovites hydrothermales de leur encaissant métamorphique (par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) à 337 ± 4 Ma et 335 ± 4 Ma (Roig, 1997 ; Roig *et al.*, 2002), soit directement sur les plutons de Gouilles et de Glény (sur monazites) respectivement à 324 ± 3 Ma et 323 ± 4 Ma (Faure *et al.*, 2009).

En définitive, les âges des leucogranites des chaînes périphériques du Millevaches sont similaires, et attestent de leur mise en place vers 335-325 Ma.

• **Âges des granites équants imbriqués dans les granites orientés à biotite**

Aucune datation absolue n'ayant été réalisée sur ces granites, nous ne pouvons que préciser une chronologie relative entre ces granites équants et les autres évoqués ci-dessus.

La mise en place de ces granites équants de Beaumont – Soubrebost, de Bouchefarol, et de Vassivière est postérieure à la mise en place et à la structuration des granites orientés du massif de Pontarion-Royère, dont ils recourent leur fabrique magmatique N160 (entre la région du Mazet et celle de Lauzat – Nedde). Nous ne pouvons pas préciser leur chronologie relative par rapport aux autres leucogranites.

Ainsi que nous l'avons vu plus tôt, le laccolithe de leucogranite fin de Gentioux-Pigerolles recoupe nettement la fabrique interne du massif de Pontarion – Royère, il est donc plus jeune que ce massif et il est postérieur à sa structuration interne. Il est co-structuré dans sa partie nord, au Nord-Est de la carte, avec les leucogranite de Courcelles – Féniers (trajectoires de foliation post-solidus cartographiquement continues d'un massif à l'autre), ce qui suggère une mise en place sub-contemporaine du leucogranite de Gentioux-Pigerolles avec celui de Courcelles – Féniers : au Namurien (*Serpukhovien-Bashkiriën*).

• **Synthèse**

Les différences d'âges entre les granites sont minimales et se situent souvent dans les fourchettes d'erreur des âges calculés. Les datations disponibles attestent d'une mise en place de la quasi-totalité des granites de l'unité du Millevaches dans un laps de temps très court, au Viséen moyen-supérieur dans une fourchette de temps comprise entre 345 Ma et 325-320 Ma, la plupart se mettant en place vers 335-325 Ma.

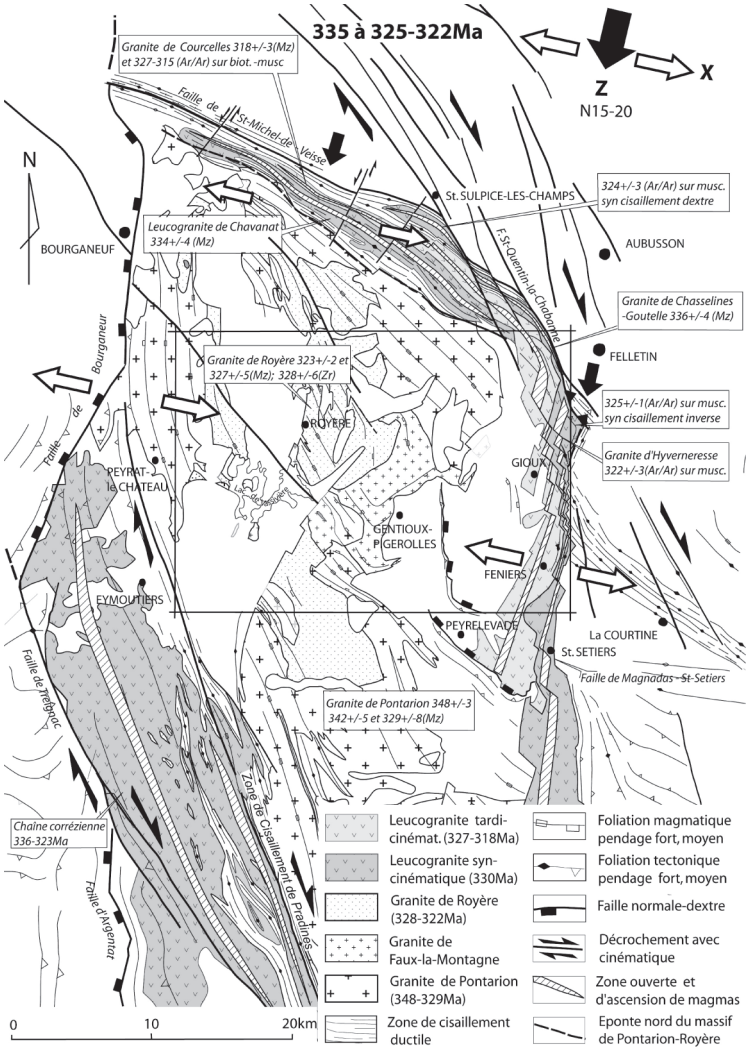


Fig. 6 - Modèle de mise en place des granites du Millevalches au Viséen moyen-supérieur (335 à 325-322Ma)

Modèle de mise en place des granites du Nord-Millevalches

• Contrôle structural de la mise en place des granites

Du Viséen moyen au Namurien inférieur (*Serpukhovien*), sous l'action d'un raccourcissement régional Z subhorizontal de direction sensiblement N20, les failles de direction N150-160° de Treignac et de Pradines et du système de la Creuse jouent en dextre et participent à un vaste système décrochant (fig. 6).

Dans le modèle que nous envisageons, le jeu dextre des failles de Treignac et de Pradines est relayé vers le NW par le jeu normal dextre de l'extrémité nord de la grande faille d'Argentat. Ce tronçon N20-10 septentrional de la faille de la faille d'Argentat entre en extension (pour éviter toute confusion il sera nommé faille de Bourgneuf pour le distinguer plus commodément du tronçon méridionale de la faille d'Argentat, qui lui n'est pas intéressé par le modèle que nous présentons ici).

Au Nord-Est du Millevalches, le jeu dextre de la faille N150° de Saint-Quentin-la-Chabanne est relayé au Sud-Est par le jeu en extension des failles N20° du système de Felletin – Ambrugeat (dont celle majeure de Magnadas – Saint-Setiers). Le fonctionnement des failles N10-20° de Bourgneuf et N20 de Magnadas – Saint-Setiers, crée un vaste domaine en extension (en pull apart) ; qui est limité : au Nord-Est par la faille de Saint-Michel-de-Weisse, et au Sud-Ouest, par les failles de Treignac et de Pradines. L'extension en direction N290-110 (direction X de l'ellipsoïde de la déformation finie déterminée dans la région) crée des ouvertures dans les gneiss qui occupaient l'emplacement du Millevalches, qui contrôlent l'ascension des magmas du Millevalches.

En bordure nord-est du Millevalches, la dynamique extensive de direction N290-110 induit dans les gneiss du Nord-Millevalches une cinématique en transtension légèrement oblique à leur foliation. Des ouvertures N120° apparaissent, étroites et parallèles à la faille de Saint-Michel-de-Weisse (fig. 6). Elles se prolongent, vers le Sud-Est, par des ouvertures linéaires N20, en position de fente de tension, qui apparaissent à proximité des failles du système de Felletin – Ambrugeat. Ainsi, de longues fentes étroites, arquées à convexité NE, apparaissent en bordure de l'unité du Millevalches et servent de voies d'ascension aux magmas du viséen moyen à namurien inférieur des chaînes du Thaurion et de Gioux – Saint-Setiers.

• Mise en place des granites orientés viséo-namuriens (viséo-serpukhoviens) du Millevalches

L'ascension des granites porphyroïdes de type Pontarion, dans la zone axiale du Millevalches (de 345 Ma à 330 Ma environ), précède et accompagne la mise en place des leucogranites au Viséen moyen - Namurien inférieurs (*Viséen*

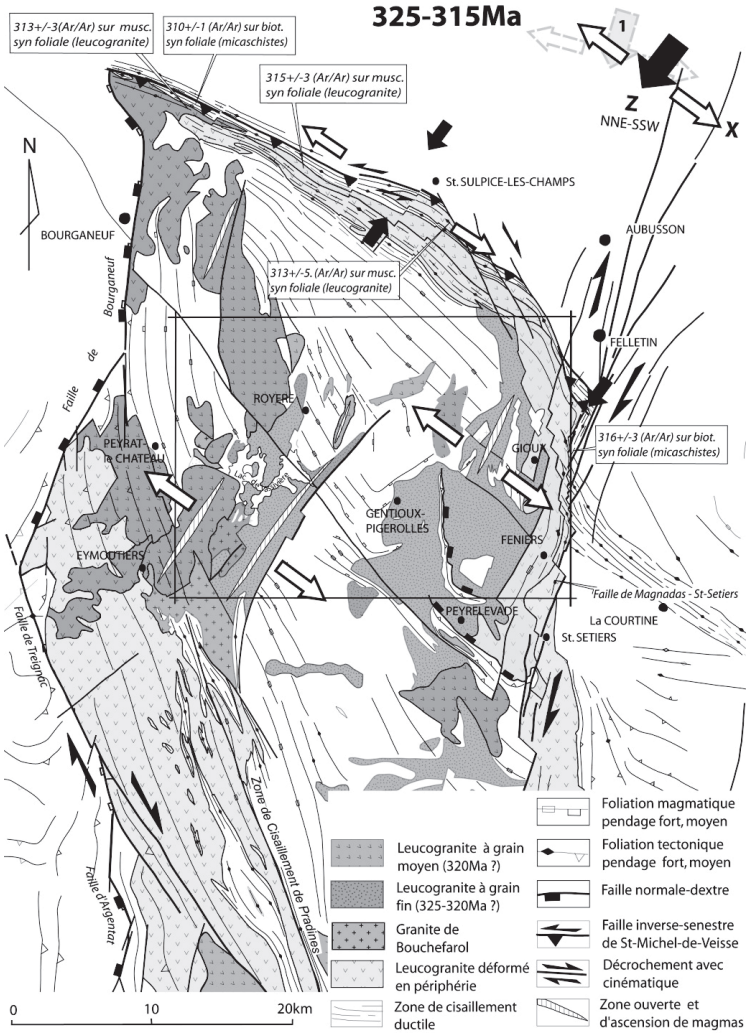


Fig. 7 - Schéma d'évolution du Millevaches au Namurien (Serpukhovien-Bashkiriens inférieur) de 325-322 Ma à 315 Ma

moyen - Serpukhovien) des chaînes périphériques (336-320 Ma) le long des failles qui délimitent l'unité du Millevaches. Les leucogranites des chaînes périphériques de Gioux – Saint-Setiers et du Thaurion sont probablement des dykes qui colmatent les ouvertures arquées décrites plus haut. Tandis que les leucogranites (viséens moyens - namuriens inférieurs) de la chaîne corrézienne forment un chapelet de massifs linéaires dont la mise en place paraît contrôlée par les failles Treignac et de Pradines (fig. 6) ; le jeu dextre de ces failles, relayé au Nord-Ouest par le jeu en extension de la faille N20-10° de Bourgneuf aurait ouvert un espace dans lequel les granites se sont mis en place.

Les granites de type Royère se mettent en place vers 328-323 Ma, à la limite Viséen-Namurien (*Viséen-Serpukhovien*) dans la zone axiale du Millevaches où ils télescopent les derniers magmas de type Pontarion. Ces granites sont alors co-structurés. L'ascension de ces magmas de Royère depuis la base de la croûte pourrait avoir été favorisée par une vaste ouverture crustale au centre du pull apart, guidée par un système de failles dont l'orientation pourrait être à l'image de l'actuel tracé en baïonnette de sa bordure orientale (de directions successives N20 et N130).

• Déformations syn- à post-solidus des granites orientés du Millevaches

En bordure nord-est du Millevaches les leucogranites subissent une déformation syn-solidus le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne (fig. 6 et 7), puis tardi à post-solidus, en régime co-axial (Z N15-20). Vers Saint-Quentin-la-Chabanne, cette faille évolue en cisaillement dextre-inverse et affecte l'extrémité septentrionale du massif d'Hyverneresse.

La fabrique magmatique horizontale de la partie centrale du pull apart se serait produite au toit, actuellement érodé, d'un laccolithe.

Dans le schéma que nous proposons, les linéations magmatiques portées par les plans de foliation magmatique des granites du Millevaches correspondent à la direction d'extension des magmas, suivant la direction X de l'ellipsoïde de la déformation finie. Cette direction est constante, quelque soit l'attitude des plans de foliation magmatique : NE-SW et verticaux, N-S et pentés vers l'Ouest, ou subhorizontaux.

Le long de la faille de Pradines, des leucogranites de la chaîne corrézienne et le granite de Pontarion sont déformés en cisaillement dextre, depuis un stade magmatique à un stade tardi- à post-solidus, ce qui atteste du fonctionnement dextre de la faille de Pradines (Gébelin, 2004) durant la mise en place de ces granites.

À proximité de la faille de Bourgneuf, le granite de Pontarion est également déformé depuis un stade magmatique à un stade tardi-solidus par le jeu en cisaillement normal dextre de la faille de Bourgneuf.

• **Évolution tardive du Millevaches au Namurien (Serpukhovien-Baskhirien inférieur) (326 Ma-315 Ma)**

Cette étape est essentiellement marquée par le jeu des failles N20 du système de Felletin – Ambrugeat, le jeu inverse de la faille de Saint-Michel-de-Weisse et la mise en place des derniers granites équants.

Les failles du système de Felletin – Ambrugeat jouent en dextre et recouper les failles N150-160 du système de la Creuse (fig. 7). L'extrémité du cisaillement de La Courtine est alors rejetée plus au Sud en bordure orientale du Millevaches. Le leucogranite d'Hyverneresse est gneissifié le long de la faille N20° de Magnadas – Saint-Setiers pendant son refroidissement.

Les contraintes régionales induisent le jeu inverse-senestre de la faille de Saint-Michel-de-Weisse (fig. 7) et une ultramytonitisation des micaschistes du Nord-Millevaches, en contexte métamorphique du faciès schistes-verts (Rolin *et al.*, 2007). Ce métamorphisme est mis en relation avec le flux thermique qui accompagne la mise en place des granites. La poursuite du jeu inverse de la faille de Saint-Michel-de-Weisse, en fragile (cataclasites le long de la faille), achève le soulèvement de la bordure NE du Millevaches par rapport au Guéret.

Ces contraintes régionales guident la mise en place de lames leucogranitiques : massif de gentioux-Pigerolles (contrôlé par la faille normale d'Audouze-Verginas) à proximité de la bordure orientale du domaine étiré, et probablement de la plupart des massifs leucogranitiques d'extension NNE-SSW, (Beaumont, Vassivière...) qui sont peut-être mis en place dans des ouvertures de même direction. La mise en place des granites équants de Beaumont, Bouchefarol et des derniers granites non déformés de la chaîne corrézienne, atteste de la fin du cisaillement dextre de la faille de Pradines dont ces granites recouper le couloir mylonitique.

L'évolution tardive, au Namurien, du Nord-Millevaches ne peut être expliquée qu'à condition d'admettre une rotation horaire des directions de l'ellipsoïde de la déformation. La direction de raccourcissement Z, N15-20 au Viséen, doit en effet nécessairement subir une rotation horaire au Namurien pour amener : 1) les failles N20 du système de failles de Felletin-Ambrugeat à jouer en décrochement dextre (et non plus en extension), 2) le jeu inverse-senestre de la faille de Saint-Michel-de-Weisse ; et 3) l'ouverture de fente de tension NNE-SSW guidant la mise en place de granites tardifs et équants, comme envisagé plus haut.

La direction de Z rendant le mieux compte de structures tardives namuriennes doit être proche de NE-SW (sensiblement N40°).

• **Évolution du Millevaches, post-Namurien supérieur (post-Bashkirien)**

La totalité des failles N20 de la bordure orientale du Millevaches et les limites lithologiques sont décrochées, cartographiquement en senestre, par les failles N130-150° (fig. 8). Faute de possibilité d'observation dans les granites très arénisés, il n'est malheureusement pas possible d'argumenter la cinématique de ces failles, par des observations structurales (attitude des stries et critères de cisaillement).

Un jeu senestre de ces failles n'est probant, qu'à la condition que les objets structuraux (les limites d'intrusions, les failles), qui servent de repères cartographiques aux décrochements soient verticaux. Si ce n'est pas le cas, avec des objets structuraux non verticaux, les décalages cartographiques observés sur cette carte ne correspondent pas à la cinématique réelle de ces failles, c'est ainsi qu'un jeu purement vertical des failles N120-150°, avec abaissement sur chaque de leur compartiment NE par rapport au compartiment SW, induira, si les objets structuraux sont pentés vers l'Est, les décalages cartographiques senestres observés.

Pour lever l'ambiguïté sur l'interprétation de la cinématique des failles N120-150° il faut donc connaître les attitudes des épontes d'intrusions et des failles décrochées, or, elles n'affleurent jamais, ou trop peu (faille de Magnadas – St-Setier) pour les déterminer, et restent donc hypothétiques.

Dans l'incertitude sur l'attitude de la géométrie des objets structuraux, nous envisageons trois hypothèses pour expliquer les décalages constatés.

Hypothèse 1, les épontes du massif et la faille de Magnadas – Saint-Setiers sont verticaux. Cette hypothèse se base sur l'attitude verticale de la foliation tectonique du granite d'Hyverneresse au Sud d'Hyverneresse. Elle est, dans cette partie du massif, certainement en accordance avec ses épontes et avec la faille de Magnadas – Saint-Setiers, qui seraient donc verticales. Dans ce cas, le décalage cartographique de part et d'autre des failles N120-150°, traduit leur cinématique en senestre.

Ce jeu, nécessite une réorientation horaire des directions de l'ellipsoïde de la déformation, la direction de raccourcissement Z devant être orientée selon une direction proche d'E-W pour faire jouer ces failles.

Elles forment un faisceau de failles en queue de cheval dans la région d'Hyverneresse, qui converge et se fond dans l'axe de la puissante zone mylonitique du cisaillement de La Courtine. Cette disposition pourrait traduire

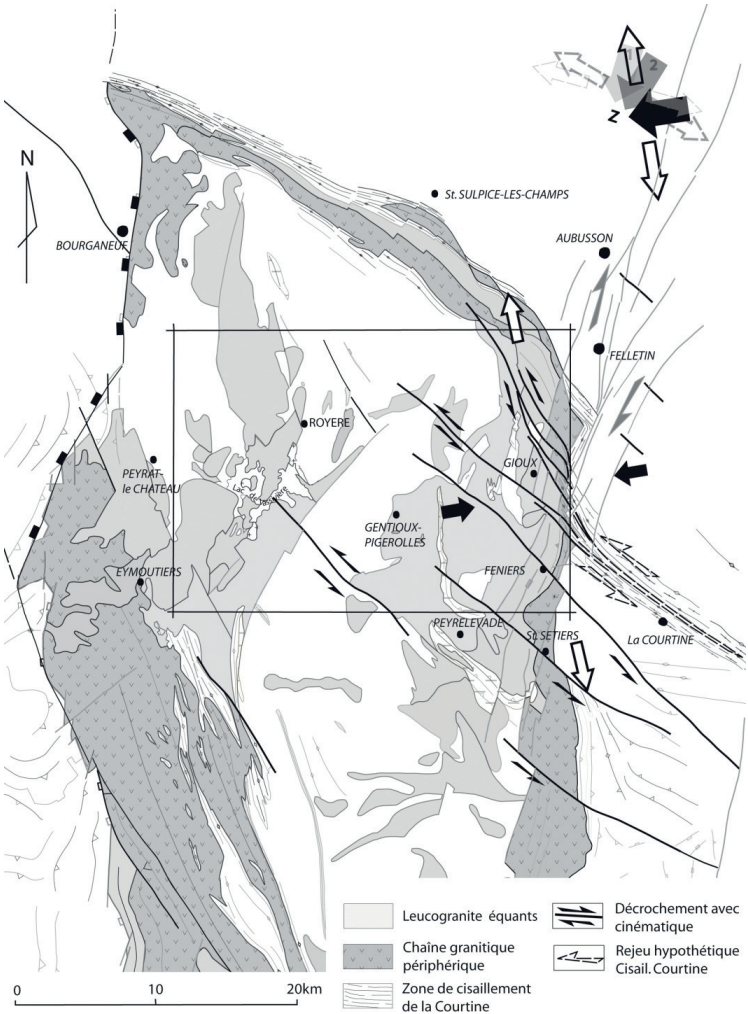


Fig. 8 - Hypothèse sur l'origine des décrochements senestres observés en bordure orientale du Millevaches

un rejeu, en senestre, du cisaillement de la Courtine en condition fragile (fig. 8). Mais aucune indication de cinématique sénestre n'est décrite dans ce couloir de cisaillement.

Hypothèse 2, les épontes du massif et la faille de Magnadas – Saint-Setiers sont pentés vers l'Est, ce qui semble le cas pour la fabrique tectonique du granite d'Hyverneresse, entre Saint-Quentin-la-Chabanne et Hyverneresse. Les décalages senestre peut être induit par un jeu vertical des failles, qui abaisserait par gradins la région entre Féniers – Felletin et Saint-Sulpice-les-Champs. Ce jeu pouvant accompagner le soulèvement en horst du Millevaches, ou être plus tardifs. Mais, cette hypothèse ne peut pas expliquer les décalages dextres que l'on observe en bordure nord du Millevaches, au sud de Saint-Sulpice-les-Champs (fig. 8). Car la cinétique des failles N130-150° est clairement dextre dans ce secteur, elle est caractérisée par une foliation mylonitique verticale, portant des stries horizontales, et les critères de cisaillement sont uniquement dextres (fig. 6 et 7, Rolin *et al.*, 2007).

L'hypothèse 3 est une synthèse des deux autres. Le jeu dextre des failles N130-150°, responsables de la déformation de la bordure, sub-verticale, nord du Millevaches (fig. 6 et 7), serait suivi d'un jeu vertical des failles N130-150°, qui abaisserait par gradins la région entre Féniers – Felletin et Saint-Sulpice-les-Champs. Ce jeu, en recoupant les épontes du massif d'Hyverneresse et la faille de Magnadas – Saint-Setiers, supposés pentés vers l'Est, induirait les décalages cartographiques senestres observés dans ce secteur.

Ces hypothèses souffrent gravement de la méconnaissance de l'attitude des objets structuraux dans la zone des décrochements senestres. Il serait nécessaire de procéder à des investigations complémentaires, avec des moyens permettant de s'affranchir des mauvaises conditions d'affleurement en bordure du Millevaches, et de disposer des relevés géologiques réalisés dans la mine d'Hyverneresse (hors de notre portée) pour discuter de ces hypothèses.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES STÉPHANIENNES

Durant une longue période, westphalienne, sans dépôt ni intrusion connue la région, émergée, est soumise à une érosion continentale. Au Stéphanien, des dépressions, peut-être contrôlées par failles, se créées. Elles sont occupées par des lacs comblées par des sédiments fluviaux et torrentiels charriant du sable et de galets à l'origine des bassins de La Vaud-Gelade et de Mijioie.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La réactivation post Cénomaniens des failles régionales, se traduit par les rejets verticaux recoupant la surface de pénéplaine, ils sont probablement très récents (quaternaire) si l'on se base sur les ressauts topographiques induits.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Cette région fortement boisée est surtout vouée à l'élevage, mais ce n'était pas le cas avant le XX^e siècle. C'est ainsi qu'entre Pigerolles et Royère, disaient les anciens, « *jamais le coucou n'y a chanté, mais toujours de braves moutons y ont bêlé* », traduisant ainsi l'absence de tout arbre au XIX^e siècle. Depuis, la forêt occupe la moitié de l'espace. L'habitat y est dispersé, représenté par de nombreuses fermes parsemant la campagne et de petits bourgs connaissant un exode rural, où les constructions neuves sont rares.

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

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

RESSOURCES EN EAU

Les ressources en eaux souterraines

Sur le territoire de la feuille, plusieurs formations sont susceptibles de receler des ressources en eaux souterraines : alluvions des cours d'eau, dépôts stéphaniens (*Kasimovien – Gzhelien*) et altérites superficielles.

Les alluvions des cours d'eau ne sont pas très développés, ni probablement pas très épaisses, pour constituer des aquifères importants. Elles sont souvent saturées et fréquemment occupées par des tourbières qui peuvent avoir une incidence sur la qualité de l'eau. Les nappes alluviales peuvent être captées par puits, mais les débits soutirés auront un impact sur le régime du cours d'eau.

Les sédiments stéphaniens des petits bassins, constitués de sable et de galets, sont potentiellement aquifères.

Sur le domaine du socle cristallin, les ressources en eaux souterraines se localisent au niveau des altérites d'une part, et au niveau de l'horizon fissuré sous les arènes d'autre part. La perméabilité des altérites dépend de leur teneur en argile dont la proportion est fonction de la nature de la roche originelle et de son degré d'altération. Ce type d'aquifère se comporte comme une nappe libre, et est donc très vulnérable aux pollutions superficielles. Lorsqu'ils sont saturés en eau, ces réservoirs peuvent alimenter en continu l'aquifère du socle fissuré. La productivité du système altérite-horizon fissuré peut être intéressante si les altérites sont épaisses (ce qui est souvent le cas, avec probablement plusieurs dizaines de mètres d'altérites) et saturées en eau.

Les ressources hydroélectriques

Quatre grands lacs de barrages ont été aménagés sur la carte de Royère par EDF, afin de répondre à quatre besoins particuliers : alimentation hydroélectrique ; régulation de la Vienne ; refroidissement de la centrale nucléaire de Civaux ; et irrigation.

Le lac de Vassivière, établi à 650 m d'altitude, est situé pour partie en Haute-Vienne et pour partie en Creuse. C'est un lac de barrage d'environ 1 000 ha (le 8^e lac de France en superficie) à contours très découpés isolant de nombreuses îles, dont celle de Vassivière au centre du lac. Il a été construit de 1947 à 1950 et mis en service en 1950, pour stocker les eaux de la Maulde, un affluent de la Vienne. Les eaux du lac alimentent, par une galerie souterraine d'amenée de 2 585 m et d'une conduite forcée de 610 m, l'usine hydro-électrique du Mazet (située en bordure NW du massif de Beaumont, sur cette carte). La prise d'eau de la conduite se situe à Port-Crozat. Mais la Maulde, n'offre pas d'apports suffisant pour assurer le fonctionnement de l'usine hydro-électrique du Mazet, aussi les eaux du lac de Lavaud-Gelade sont dérivées partiellement par une longue galerie souterraine d'amenée pour remplir le lac de Vassivière et assurer la rentabilité énergétique de l'usine.

Le lac de Lavaud-Gelade est un lac artificiel d'une surface de 285 ha, alimenté par le Thaurion. Il est situé à 680 m d'altitude, et il a été créé entre 1941 et 1943 par Électricité de France pour alimenter le lac de Vassivière. Le barrage

de retenue (barrage poids) est construit en terre avec une fondation en granites. Sa hauteur par rapport au terrain est de 21 m.

Le lac de Faux-la-Montagne est un lac de barrage de 45 ha, créé sur le Dorat, et il alimente par un canal d'aménée souterrain et aérien l'usine électrique du Plazanet. Sa spécificité est son barrage de 13 m de haut, à voûtes multiples, très original et rare (deux exemples en Europe). Une partie des eaux du lac de Chammet est déviée et se déverse dans le Dorat par un canal de dérivation souterrain pour alimenter le lac de Faux-la-Montagne, et assurer le fonctionnement de l'usine hydro-électrique du Plazanet.

Le plan d'eau de Chammet est une retenue à usage hydroélectrique, d'une centaine hectares. Elle est établie dans une cuvette de la Chantouille, à la fois encaissée mais modérément profonde (15 m au maximum). Elle présente également un contour assez découpé. La prise d'eau du canal de dérivation souterrain qui alimente le Dorat et le lac de Faux-la-Montagne se trouve à proximité du centre de vacances EDF de Chammet.

Tous ces lacs, ainsi que les nombreuses tourbières situées à leur proximité sont des zones naturelles protégées, identifiées comme ZNIEFF de type I.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Carrières sporadiquement exploitées

Aucune carrière n'est actuellement réellement en activité sur le territoire de la carte. Les carrières des cascades d'Augerolles (1 km à l'Est de Saint-Pardoux-Mortierolles) et du Puy de Lenty (à l'Ouest du lac de Vassivière) sont les plus importantes. Elles ont été exploitées pour la pierre de taille, et font l'objet d'exploitation occasionnelle (la carrière située au sommet de la colline de Puy Lenty est importante par ses dimensions et ses fronts de taille). De nombreuses excavations à caractère familial ou communal exploitent sporadiquement des arènes granitiques essentiellement pour la réfection des chemins agricoles.

GITES ET INDICES MINÉRAUX

Hormis la mine d'uranium d'Hyverneresse, aucune activité minière n'est connue sur ce territoire.

La mine d'Hyverneresse a été exploitée de 1970 à 1986 par la CFMU (Compagnie Française des Minerais d'Uranium ; société nationale parapublique) près du Puy d'Hyverneresse, à 1,5 km au Nord-Est de Gioux, au

lieu-dit La Brousse (commune de Croze, située sur la carte de Felletin) : 484 t d'uranium ont été extraites, soit l'une des mines les plus productives de France.

L'extraction a été assurée en mine à ciel ouvert pour la partie superficielle (carrière d'Hyverneresse) et par travaux miniers souterrains pour la partie profonde, en galerie entre la carrière et le hameau de la Brousse.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

VESTIGES ARCHÉOLOGIQUES ET HISTORIQUES

Les vestiges militaires sont inexistantes et les monuments religieux intéressants sont rarissimes, les seuls vestiges historiques intéressants sont ceux de la modeste villa romaine de La Valette, du pont romain de Senoueix sur le Thaurion, et ceux, plus récents de la commanderie des Templiers de Paillier et du domaine agricole des XV^e et XVII^e siècles de la Banizette.

De la villa romaine de La Valette (située sur la commune de Gioux, à 1,2 km du bourg de Gioux, en bordure de la route Gioux – la Valette, au lieu-dit la Grande Pelade), il ne reste que quelques substructures arasées de maisons et un puits. Ces vestiges appartiennent à une modeste exploitation agricole occupée du I^{er} siècle à la deuxième moitié du III^e siècle. Son abandon est à relier à l'insécurité due aux premiers raids germaniques dans l'empire romain et aux désordres internes qui en découlèrent. Le pont romain de Senoueix franchissant le Thaurion est situé à une quinzaine de kilomètre au Nord de la villa. C'est un petit pont, dont seule subsiste l'arche principale sur la rivière.

L'ancienne commanderie de l'Ordre des Templiers et des Hospitaliers de Paillier est située dans le hameau de Paillier, à l'Est de Gentioux. Les vestiges comprennent une belle chapelle romane du XII^e siècle et des vestiges d'habitations du XII^e siècle, remaniés au XVII^e siècle pour la construction d'une maison d'un notaire royal.

Le remarquable domaine agricole de la Banizette comprend un manoir et des bâtiments de ferme datant des XV^e et XVII^e siècles, situés sur la Bazine (un affluent du Thaurion), au Nord-Est de la carte. Il représente l'archétype des grandes exploitations agricoles de la renaissance et de l'époque moderne. L'ensemble des bâtiments est inscrit à l'Inventaire des Monuments Historiques en 1992.

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Cet itinéraire permet de parcourir les principaux faciès granitiques du Nord-Millevalches visibles sur la carte de Royère-de-Vassivière et de Saint-Sulpice-

les-Champs, il aborde également les zones de cisaillement du Nord-Millevalches et de La Courtine (cette dernière étant couverte par les cartes de Felletin et d'Ussel). Il s'intéresse aussi à la faille N150 de Saint-Quentin-la-Chabanne (faille majeure du système de faille de la Creuse qui assure la limite NE de l'unité du Millevalches) et à la faille N20 de Magnadas – Saint-Setiers (faille majeure du système de faille de Felletin-Ambrugeat qui assure la limite est de l'unité du Millevalches).

Départ de l'itinéraire à Royère-de-Vassivière.

Les granites orientés du massif de Pontarion – Royère

Le parcours dans ce massif débute à Royère-de-Vassivière et rejoint la bordure nord du massif (carte de Saint-Sulpice-les-Champs) où l'on observera la déformation des granites à proximité des gneiss du Nord-Millevalches.

Quitter Royère-de-Vassivière vers le Sud, par la D3 en direction du lac de Vassivière, les talus rafraichis montrent de beaux affleurements d'imbrication de lames du granite porphyroïde de Pontarion et du granite leucocrate de Royère. Observer l'imbrication de ces faciès et leur fabrique magmatique N150 verticale.

En bordure du lac de Vassivière se rendre à Lachaux, et prendre la D8 en direction de Gentioux-Pigerolles. Observer le long de la D8 le **monzogranite orienté à grain moyen de Faux-la-Montagne** entre le lac de Vassivière et Gentioux-Pigerolles. De nombreux affleurements de ce granite jalonnent la route 3-4 km avant d'arriver à Gentioux. C'est un granite gris clair, à grain moyen de 2-3 mm, à biotite, à petits feldspaths souvent blancs parfois jaunes. Il est faiblement folié, faiblement porphyroïde et nettement plus clair, moins biotitique, que le granite de Pontarion. Ce faciès forme un intéressant chaos granitique à l'entrée ouest de Gentioux-Pigerolles.

Depuis Gentioux-Pigerolles se diriger vers le nord par la D59, arrivé à Saint-Marc-à-Loubaud se diriger vers Chertrain par la D16. S'arrêter dans le vallon du ruisseau de Loubaud à l'entrée ouest du village, et prendre un chemin qui remonte le ruisseau vers l'amont (vers le Sud). Le ruisseau passe au milieu de chaos granitiques issus de l'altération du monzogranite porphyroïde orienté de Pontarion où il est facile d'observer le granite sur plus d'1 km. Il présente une fabrique magmatique verticale de direction moyenne N140.

Se rendre à la Rigole du Diable (vallée du Thaurion, au Nord de Royère). À Pont-de-Châtrain longer le Thaurion en direction du Sud-Ouest (vers l'amont) jusqu'à la Roche-du-Diable. Dans le talus de route (et le fond de la vallée) le **granite de leucocrate à biotite, grenat et cordiérite de Royère** affleure. Il présente une fabrique magmatique N130 fortement pentée vers le Nord-Est. À

la Roche-du-Diable observer le *monzogranite porphyroïde orienté de Pontarion* en contact avec le granite de Royère. Les deux faciès sont imbriqués, et localement les contacts sont visibles.

Depuis la Rigole-du-Diable se rendre vers le nord en bordure du massif de Pontarion – Royère (sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs) pour observer la *déformation syn à post-solidus du granite Pontarion*. Sur le chemin faire un léger détour pour observer les gneiss kinzigitiques du Grand Janon enclavés dans le granite de Royère. Se rendre au hameau du Grand Janon (carte de Saint-Sulpice-les-Champs), s'arrêter à l'ancien moulin du Grand Janon (au carrefour D34 et de la route joignant le hameau du Grand Janon) pour observer un faciès très leucocrate du granite de Royère. Au carrefour, prendre la route qui montre en lacets vers le Grand Janon, les kinzigites affleurent en boules dans les virages. Elles sont grossièrement foliées, avec une alternance de rubans ténus et assez fins à quartz, biotite et sillimanite, qui séparent des bandes leucocrates parfois larges d'un centimètre, ou plus, à composition quartzo-feldspathique et à nodules vert-bleu de cordiérite et nids ovoïdes de petits grenats. Un échantillon de Kinzigite du Grand Janon a fait l'objet d'une datation par la méthode U/Pb sur monazite à 315 ± 4 Ma, (Gebelin, 2004).

Se rendre à Monteil-au-Vicomte puis à Langénière par la D36. Le hameau domine la vallée encaissée du Thaurion, à proximité des gneiss du Nord-Milleval. Descendre dans la vallée du Thaurion, le granite porphyroïde de Pontarion y affleure très bien. Il montre une foliation magmatique fruste N120° sub-verticale, acquise à un stade tardi-solidus, recoupée par des couloirs de cisaillement verticaux de puissance décimétrique à pluri décimétrique (voir la fig. 3 dans le texte), soit dextres et de direction N150-170°, soit senestres et de directions N100-110°. Toutes ces structures tardi-solidus traduisent la déformation coaxiale du granite de Pontarion peu après sa mise en place, suivant une direction de raccourcissement Z horizontale perpendiculaire à la foliation moyenne.

Aller à Saint-Hilaire-le-Château, puis prendre la D34 en direction du Sud (vers Vidaillat), franchir le Thaurion, le granite affleure sur le flanc sud de la vallée, en boules et dans le talus de la route. Il montre une foliation magmatique fruste N110-120° sub-verticale, sur environ 500 m de puissance qui s'estompe au Sud du Puy Fourchat, aucun couloir de cisaillement du style de ceux décrit ci-avant vers le Monteillard et Landénière n'est visible ici. La déformation, modérée de ce granite est co-axiale, de faible intensité et syn à tardi magmatique. Elle traduit une mise en place du granite après le fonctionnement de la zone de cisaillement du Nord-Milleval.

Les gneiss du Nord-Millevaches, impliqués dans la zone de cisaillement du Nord-Millevaches

Revenir à Saint-Hilaire-le-Château pour observer les gneiss métatectiques du Nord-Millevaches impliqués dans la zone de cisaillement du Nord-Millevaches. Ces gneiss ont été fortement mylonitisés en contexte métamorphique du faciès amphibolite (à plagioclase, biotite, sillimanite, cordiérite et grenat). Puis ils ont été rétomorphosés et ultramylonitisés le long de la faille de Saint-Michel-de-Weisse en contexte des schistes verts (micaschistes ultramylonitiques de Villesourde). Ces formations métamorphiques encaissent les granites du Millevaches, dont ceux du massif de Pontarion – Royère et les leucogranites de la bordure septentrionale du Millevaches. De nombreuses enclaves de gneiss mylonitiques sont incluses dans ces divers granites.

Il est aisé d'observer les gneiss métatectiques mylonitiques du Nord-Millevaches (gneiss de La Pougé) : à la sortie ouest de Saint-Hilaire-le-Château, également dans le virage de la D941 1,5 km à l'Ouest de La Pougé, et aussi dans la partie sud du village de Chasselines (Ouest Saint-Michel-de-Weisse). Ces gneiss, à grain fin à moyen, ont un aspect fortement schisteux (paléosome très biotitique), dans lequel s'insinuent des veines granitiques (leucosome) à grain le plus souvent fin (1 à 2 mm), souvent assez régulières et planaires. La foliation S1 est sub verticale et porte une linéation minérale Lm1 ondulant de 0 à 30° vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest. Localement, des plans de cisaillements mylonitiques dextres subverticaux « C1 » recoupent faiblement (angle de 10 à 20°) la foliation S1. L'attitude globalement horizontale de la linéation et des stries dans ces gneiss atteste d'un cisaillement sans composante verticale.

Il est possible dans le secteur de Saint-Hilaire-le-Château d'observer une enclave de gneiss dans le leucogranite de Chavanat. À Saint-Hilaire-le-Château, prendre la D34 en direction de Bradeix. Sans quitter le bourg, après avoir franchi le ruisseau de la Gosne un affleurement de granite borde la route (côté ouest), il supporte une maison. Prendre un chemin sur moins 100 m et l'on observe à même le sol une enclave de gneiss métatectiques cisailés emballés dans le granite de Chavanat qui n'est cisailés. Une autre enclave est visible 2,5 km plus à l'Est du bourg dans un talus en bordure de la route D10 entre Saint-Hilaire-le-Château et Brigoux, l'affleurement se situe dans une lande 50 m au Nord du carrefour de la D10 et la route du hameau de Bléniat. Ces gneiss ont été cisailés avant l'intrusion du leucogranite de Chavanat (334 ± 4 Ma).

Rendez-vous à Villesourde pour observer les micaschistes ultramylonitiques de Villesourde ; ils est également possible de les observer aisément dans le secteur de Chasselines et au Sud-Ouest de Lachaud. Ces roches sont finement feuilletées, de couleur brunâtre, aux reflets mordorés ou argentés, ou gris verdâtre. Elles présentent un débit du à deux structures planaires faiblement obliques et fortement pentés vers le Sud (70° en moyenne), l'une est une

foliation S1 (de direction N90° à N100°) moulant les ocelles feldspathiques reprise et cisailée en dextre par des plans de cisaillement « C1 » (de direction N100° à 130°), portant des stries à pitch faible.

À Villesourde, ces structures sont replissées par de nombreux plis en chevrons ouverts dissymétriques, à axes faiblement ou moyennement pentés vers le Sud-Est (30°N130), de taille décimétrique ou légèrement supérieure, déversés vers le Nord-Est. Ces plis sont associés à une deuxième famille de stries inverses à pitchs forts ou verticaux. Ces structures seraient à mettre en relation avec un jeu inverse dextre de la bordure du Millevaches.

Le granite orienté de Chavanat dans le Nord-Millevaches

Ce granite leucocrate forme une bande de 800 à 2 000 m de puissance d'orientation WNW-ESW intrusive dans les gneiss du Nord-Millevaches, conservés en enclaves. Dans toute sa masse le granite présente une orientation de ses minéraux et une foliation plus ou moins pénétrative verticale ou fortement pentée vers le Sud.

Il est commode d'observer le granite vers Saint-Hilaire-le-Château (au Nord ou à l'Ouest du bourg) et en sortie est de Chavanat (virage de la D3). La foliation de la roche y est régulière, subverticale ou pentée de 80 à 60° vers le Nord-Est et porte une linéation minérale horizontale à moyennement inclinée vers le Sud-Est (maximum de 40°). Aucune structure de cisaillement n'a été relevée. L'habitus symétrique des clastes feldspathiques et quartzeux, moulés par la foliation, traduisent une déformation co-axiale du granite, avec une direction de raccourcissement Z perpendiculaire à la foliation moyenne verticale N120.

Exceptionnellement le granite présente un fort étirement horizontal (visible au carrefour des routes D941 et D10, 1 km à l'Est de Saint-Hilaire-le-Château, dans le virage de la D941 où un grattage et le caniveau permet de voir ces structures). Les minéraux du granite sont ici fortement étirés et la foliation disparaît pour être remplacée par un débit en crayons.

De nombreuses enclaves de gneiss mylonitiques de dimension décamétrique à plurihectométrique (appartenant aux gneiss mylonitiques du Nord-Millevaches sont emballées dans le granite de Chavanat : voir plus haut). Elles présentent les mêmes structures de cisaillement que celles décrites dans les gneiss, structures qui n'ont pas été retrouvées dans le granite. Ceci suggère sa mise en place après la déformation en cisaillement dextre des gneiss encaissants.

Les déformations des granites en bordure de l'unité du Millevaches le long des failles de Saint-Quentin-la-Chabanne et de Magnadas – Saint-Setiers

Leucogranite à grain moyen à grossier, de Chasselines-Goutelle est similaire au granite d'Hyverneresse. Ces leucogranites forment deux masses granitiques discontinues (ou deux massifs) : l'une est le massif de Chasselines-Goutelle, disposé en bordure NE du Millevaches le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, et l'autre, est le massif d'Hyverneresse, disposé en direction N-S en bordure orientale du Millevaches le long de la faille de Magnas – Saint-Setiers. Ces massifs sont intrusifs dans les micaschistes mylonitiques qui jalonnent la bordure NE et E du Millevaches. Le massif granodioritique de Saint-Quentin-la-Chabanne, intrusif dans les anatexites d'Aubusson, est déformé en bordure de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. L'itinéraire va parcourir le leucogranite de Chasselines-Goutelle, puis la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne et enfin le leucogranite d'Hyverneresse.

a) Les déformations du leucogranite de Chasselines-Goutelle le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne

Sa déformation mylonitique dextre (carte de Saint-Sulpice-Les-Champs, proximité de la carte de Royère) est visible facilement au lieu-dit le Moulin Rouge, ou au hameau des Conches vers de Chasseline (carte de Saint-Sulpice-Les-Champs), ou également sur les falaises le long de la route qui longe la vallée de la Deauze (secteur de Congre et Goutelle, sur la même carte). Le granite présente des structures de cisaillement dextres pénétratives marquées par une foliation verticale de direction $N90^\circ$ cisailée par des plans de cisaillement dextres de direction $N100$ et 130° selon les endroits. Ces plans portent une linéation minérale et des stries, horizontales vers Chasselines et Conches, qui plongent de 20 à 50° au Sud-Est dans les environs de Goutelle.

Le granite présente une déformation mylonitique senestre visible à la carrière de Chansard (carte de Saint-Sulpice-Les-Champs). Aller au hameau de Chansard (4 km à l'WNW de Saint-Sulpice-Les-Champs, sur la même carte), quitter le hameau en direction du Nord, à 700 m du hameau une petite carrière abandonnée apparaît à gauche de la route. Le granite qui y a été exploité présente une déformation mylonitique $N105$ senestre avec des plans de cisaillement « C » moyen : $N105$, $50N$ avec une forte composante normale marquée par des stries senestres moyenne $20^\circ N295$.

Deux familles de fabriques mylonitiques dextre et senestre sont visibles au sud du village de Montrugeas (carte de Royère). Aller au hameau de Montrugeas (bord est de la carte), prendre un chemin de terre qui quitte le hameau en direction de l'Est ; il descend l'escarpement du Millevaches. De nombreux affleurements du granite cisailé en dextre sont visibles directement sur la chaussée du chemin. Après le thalweg du ruisseau Chambrouitière (étang à

proximité) le chemin passe en tranchée et offre de beaux affleurements. On y observe là les deux familles de fabriques mylonitiques dextre et senestre : la déformation dextre se traduit par une schistosité verticale de direction N100 à 130°, reprise par des plans de cisaillement dextres de direction N120 à N160° verticaux ou fortement pentés, portant une linéation minérale et des stries plongeant de 10 à 40° environ vers le Sud-Est. La fabrique mylonitique senestre a une direction N80-105° et porte une linéation minérale et des stries plongeant de 12° en moyenne vers l'Ouest.

Observation de la déformation mylonitique dextre-inverse du granite vers Saint-Quentin-la-Chabanne (carte de Royère). Sans quitter le secteur de Saint-Quentin-la-Chabanne aller voir la mylonitisation dextre inverse (exceptionnelle) du leucogranite de Chasseline-Goutelle et d'Hyverneresse le long de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. Quitter Saint-Quentin-la-Chabanne par la D992, la route longe le ruisseau du Gourbillon. 700 m au Nord du hameau de Villeraud le long de la D992 de falaises de granite apparaissent dans un virage (la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne se trouve à moins de 200 m de cet affleurement). Le granite montre une déformation en cisaillement dextre-inverse, sur une largeur de 500 m des plans de cisaillement de direction N140 à N160°, faiblement pentés vers le Nord-Est (de 25 à 45°) portant des stries plongeant en moyenne vers le N25°. Ces plans recoupent une foliation plus fortement pentée, même parfois sub verticale. Elles ont été ultérieurement replissées par de petits plis en chevrons de direction moyenne N05° (voir fig. 4 plus en avant).

b) La déformation de la granodiorite de Quentin-la-Chabanne

Cette roche est toujours orientée ou très déformée ; elle affleure bien, en boules, dans le Champ et le bois dominants la route de la Villate – à Saint-Quentin-la-Chabanne, 500 m au Nord de Saint-Quentin-la-Chabanne. De nombreux affleurements sont également visibles vers Jasseix (carte de Felletin). Si l'on fait une incursion sur la carte de Felletin (1 à 2 km plus à l'Est) on observe très bien la déformation ductile (pro à ultratomylonitique) de la granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne vers Jasseix, et 300 m au Sud du carrefour entre la D982 et la route de Mas Laurent. Cet affleurement, en talus, montre l'ultratomylonitisation de la granodiorite au contact de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne, qui accole cette granodiorite à des micaschistes ultratomylonitiques de la bordure du Millevaches. Cette faille est dextre inverse et moyennement pentée vers le Nord-Est.

c) Les déformations du leucogranite d'Hyverneresse le long de la faille de Magnada – Saint-Setiers

Observer la déformation fragile liée à la faille de Magnadas – Saint-Setiers. Depuis Saint-Quentin-la-Chabanne prendre la D982 (route Felletin – La Courtine) se diriger vers Le Tarderon. Avant d'arriver au Tarderon tourner vers l'Est en direction de Magnadas à l'entrée du hameau des brèches (faille de Saint-

Setiers) développées dans le granodiorite de Saint-Quentin-la-Chabanne sont visibles dans les caniveaux, puis le long du chemin qui montre vers les Grands Bois.

Revenir au Tarderon, poursuivre la route vers le Sud vers Les Rieux. S'arrêter 700 m environ avant le hameau. La brèche de la faille de Saint-Setiers était visible en 2005 dans le caniveau ouest de la route de la D982 entre 700 et 400 m au Nord de Les Rieux (carte de Royère). La brèche affecte ici les micaschistes mylonitiques en bordure du Millevaches.

Observer la déformation ductile en bordure du leucogranite d'Hyverneresse, le long de la faille de Magnadas – Saint-Setiers. Faire demi-tour au Rieux avant les maisons de Bunleix prendre la D19 en direction de Féniers. De nombreux affleurements de la bordure mylonitisée du granite d'Hyverneresse sont visibles tout le long de la route avant d'arriver sur le plateau. Cette route recoupe la bordure mylonitisée du granite d'Hyverneresse (que l'on suit de la région est d'Hyverneresse jusqu'à celle au sud de l'aérodrome de Féniers-Clairavaux (entre Féniers et Les Pradeaux), le leucogranite est modérément orthogneissifié. Il présente des plans de cisaillement N00 à N20° subverticaux recoupant une foliation subverticale de direction N160-180°. Les stries portées par les plans de cisaillement (pente de 10° vers le Sud ou le Nord) traduisent une déformation du granite en cisaillement dextre.

Les anatexites d'Aubusson

Remarque, pour la commodité du parcours il est plus judicieux de voir ces roches avant d'aborder le granite d'Hyverneresse. Ces anatexites affleurent mal sur la carte de Royère. On les observe assez facilement le long de la D10, vers La Chassagne, ou en bordure du ruisseau de Villemonteix.

Pour les voir plus correctement aller à Felletin, proche (carte de Felletin), où de beaux affleurements sont visibles au Pont des Malades ou 500 m au nord du pont sur la Creuse, au lieu-dit le Pont Roby. Ce sont des roches grenues, assez sombres du fait de leur couleur d'altération rouille et de la biotitique parfois abondante, à grain fin (de 1 à 2 mm) et à plagioclase automorphe trapu (1 à 2 mm). Elles renferment des nodules irréguliers ou des taches de 1 à 4 cm de biotite et de cordiérite bleu verdâtre à noirâtres, assez régulièrement réparties dans le fond de la roche.

La zone de cisaillement de La Courtine (prolongement décrochée de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches)

En raison de la proximité et de l'importance de la zone de cisaillement de La Courtine, à peine effleurée par la carte de Royère, nous proposons de faire une importante incursion sur la carte de Felletin, mais sans aller jusqu'à La Courtine (sinon se reporter au guide d'excursion de la notice de la carte de Felletin). Cette

zone de cisaillement est décrochée de sa partie Nord-Millevalches (feuille de Saint-Sulpice-les-Champs) par les failles de la Creuse et de Felletin – Ambrugeat, dont les plus notables sont celles de Saint-Quentin-la-Chabanne et de Magnadas – Saint-Sétières.

Remarque, à l’instar des anatexites il est plus judicieux de visiter les affleurements de la zone de cisaillement de La Courtine avant d’aborder le granite d’Hyverneresse.

Aller à la carrière des Trois-Ponts (par la D982) aux environs de Clairavaux (carte de Felletin, mais à proximité de la bordure du Millevalches et de la carte de Royère). La carrière exploite des granodiorites similaire à celle de Saint-Quentin-la-Chabanne, disposées en lames de toutes tailles injectées parallèlement les unes dans les autres, ce qui confère à la roche une allure rubanée due à l’alternance de rubans pluricentimétriques à plurimétriques de granodiorites différentes, variant par la taille du grain, leur richesse en biotite et la présence ou non de petits phénocristaux de FK. Ces roches présentent une fabrique magmatique fruste, marquée par une orientation des minéraux non déformés, et souvent une texture mylonitique foliation tectonique caractérisé par un étirement fort des minéraux recoupée par des plans de cisaillement dextres.

En face de la carrière, traverser la Creuse au lieu-dit les Trois-Ponts, prendre la D31 en direction de Clairavaux. Observer les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux dans le premier virage en épingle à cheveux. Ces roches sont finement feuilletées, de couleur noir brunâtre, aux reflets mordorés ou gris verdâtres. La foliation débite la roche en grandes plaques portant des stries pentées de 45° vers le Sud-Est. Dans l’épingle à cheveux suivante voir le contact faillé entre la lame de granodiorites de la carrière des Trois-Ponts et des micaschistes ultramylonitiques appartenant au couloir mylonitique de La Courtine.

Retourner aux Trois-Ponts et reprendre la D982 en direction du Sud. Les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux affleurent bien le long de la route. Avant Mortefond observer la foliation de lame de granodiorites dans la continuité de celle de la carrière des Trois-Ponts. La déformation de cette lame est bien plus faible que celle des micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux qui l’encaissent. Ces derniers sont bien exposés peu au sud de Mortefond au lieu-dit Les Gannes. Cette lame de granodiorites apparaît nettement moins déformée que les micaschistes ultramylonitiques de Clairavaux.

Le leucogranite de Courcelles – Féniers

Continuer la route D19, empruntée depuis Bunleix en direction du Sud. Sur le plateau de nombreux affleurements du leucogranite de Courcelles – Féniers,

sont visibles dans les talus de la D19. Le granite présente une légère fabrique tectonique sub verticale.

La route traverse le contact entre le leucogranite de Courcelles – Féniers et d’Hyverneresse folié vers la station hertzienne. Le passage d’un faciès à l’autre est ici progressif et peu net (cas général). Rejoindre Féniers.

Quitter Féniers par la D8 en direction de Pigerolles. Le leucogranite de Courcelles-Féniers est bien exposé dans le talus de route à la sortie de Féniers. C’est une roche isogranulaire présentant une fabrique magmatique planaire verticale, de couleur très variable rosâtre, jaunâtre à blanchâtre, à grain moyen (2 à 4 mm) à deux micas. Localement le feldspath potassique est centimétrique.

Les galets polygéniques de la Mijoie (Stéphanien ?)

À l’Ouest de Féniers, au carrefour de la D26 et la D8 prendre la route D26 vers l’Ouest qui descend dans la vallée de la Giourne. Après le Moulin sur la Giourne, tourner vers l’Ouest en direction de Soulières (hameau). Traverser le hameau prendre une piste toujours vers l’Ouest qui mène au pied de la colline de la Mijoie (carte indispensable). Le chemin est-ouest qui longe la colline (courbe de niveau 900 m) trace dans du sable qui emballe des blocs arrondis polygéniques interprétés comme des galets. Ce sont des galets épars, bien arrondis, d’une taille allant de 3 à 30 cm, fréquemment de 10 à 20 cm, de forme oblongue. Localement la quantité de galets peut être abondante. La nature des galets est variée. On trouve parfois des blocs d’origines filoniennes diverses, à savoir des blocs de microgranites, de quartz et plus rarement de granites leucocrates. Ces galets sont souvent altérés.

Poursuivre vers l’Ouest et emprunter la piste longeant le ruisseau de la Salamanière, en bordure nord du bassin de la Mijoie. Une coupe dans un talus nous a permis d’observer les galets reposant sur une surface sub-horizontale, développée sur le leucogranite fin de Gioux, altéré. Cette surface (gorgées d’eau et impossible de dégager) était soulignée d’un niveau d’une trentaine de centimètres de puissance d’altérites très riches en matière organique. S’agit-il d’un ancien sol antérieur aux galets ?

Le leucogranite fin à muscovite dominante de Gentioux-Pigerolles

Revenir vers Féniers, au carrefour de la D26 et la D8 poursuivre vers Pigerolles par la D8. Un peu à l’ouest du carrefour entre la D8 et la route qui mène au lieu-dit de Chanex, le talus de route expose un microgranite à biotite et muscovite disposé en un gros filon de direction N20 au contact tectonique entre le leucogranite de Gentioux-Pigerolles et le leucogranite de Courcelles – Féniers. Il s’agit de roches subvolcaniques à texture microgrenue (infra millimétrique, visible à l’œil nu), qui se distingue du leucogranite fin de Gentioux-Pigerolles par son aspect nettement subvolcanique.

Poursuivre vers Pigerolles. Le granite affleure très bien dans une tranchée de route (D8) entre au lieu-dit le Pont 1 km à l'Ouest de Pigerolles. Il s'agit d'un granite très clair, de couleur beige à rosée parfois violacée à grain est fin (souvent de 1 à 1,5 mm). Il est isotrope. Ce faciès est souvent très altéré et forme des arènes colluvionnées.

Le septa de gneiss-micaschistes métatectiques de Malsagne-Verginas

3 km plus loin, le long de la D8 en direction de Gentioux des gneiss très altérés affleurent en talus sur de la route. Ils sont enclavés dans le granite de Gentioux-Pigerolles et étaient visibles environ 2 km à l'Est du carrefour de Paillier. Si l'on souhaite voir un peu mieux ces gneiss, prendre le chemin forestier qui rejoint le hameau de Verginas (il démarre peut avant l'affleurement cité), les gneiss sont visibles le long de la route qui traverse le hameau tant au nord qu'au sud de celui-ci. Ces schistes cristallins présentent une foliation en accordance avec les limites du septa, moyennement pentée vers l'Est. Ils appartiennent à une longue bande N-S continue du hameau de Malsagne à celui de Paillier en passant par Verginas.

Le monzogranite à grain moyen de Bouchefarol

À Gentioux, prendre la D992 en direction de Faux-la-Montagne. Observer de nouveau le faciès granitique de Faux-la-Montagne au barrage du lac de Faux. Continuer de suivre la D992 jusqu'à Neddle. Traverser le village et poursuivre sur la D992. Les talus de la route qui longe la Vienne offrent de beaux affleurements du Monzogranite de Bouchefarol et du monzogranite fin. C'est un granite gris bleuté, de grain moyen généralement à texture équante, mais parfois avec quelques rares mégacristaux centimétriques, la muscovite y est rare, plus petite que la biotite, et restant visible à l'œil nu.

Leucogranite à deux micas à grain moyen de Beaumont

Faire demi-tour et revenir vers Neddle. Prendre la D81 à l'entrée du village puis la D43 après Neuville et poursuivre en direction de Beaumont. Le granite affleure sporadiquement le long de la route. Poursuivre en direction du Lac de Vassivière par la D222. La route longe le lac et expose le granite.

Il s'agit d'un granite de teinte bleutée à rosée, à grain moyen (2 à 4 mm) à structure équante. Aucune anisotropie n'est visible.

Revenir à Royère en passant par Auphelle, fin de l'excursion.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLMENDINGER R.-W., MARRET R.-A., CLADOULOS T. (1989) - Fault kinematics: a program for analysing fault slip data for Macintosh computer. Cornell University, Ithaca, édit.
- AUGAY J.-F. (1979) - Les leucogranites et monzogranites de la région d'Eymoutiers, Peyrat-le Château (massif du Millevaches, Massif central français). Gisement et pétrologie, Thèse de 3^e cycle, Lyon, 144 p.
- BEA F., PEREIRA M.-D., STROH A. (1994) - Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, 117, p. 291-312.
- BERTRAND J.-M., LETERRIER J., CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., DELAPIERRE E., VIRLOGEUX D. (2001) - Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de la Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 167-189.
- BITRI A., TRUFFERT C., BELLOT J.-P., BOUCHOT V., LEDRU P., MILESI J.-P., ROIG J.-Y. (1999) - Imagery of crustal-scale As-Au-Sb hydrothermal palaeofields in the Variscan belt: vertical seismic reflection (GeoFrance 3D: French Massif central): imagerie des paleochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GeoFrance3D : Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, 329 (11), p. 771-777.
- BOUVIER P. (1985) - Les gabbrodiorites du domaine de Boussac. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Relations avec le magmatisme acide du domaine de la Marche-Guéret. Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris-Sud Orsay, 210 p.
- BRIAND B.-G., PIBOULE M. (1979) - Les metabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière-arc cambro-ordovicien ? *Bulletin du BRGM*, Série 2, section I (2), p. 131-171.
- CARTANNAZ C. (2006) - Magmatismes et déformations polyphasés. Exemple des massifs de Guéret et de Millevaches (Massif central français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse Besançon. 323 p.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., LE MÉTOUR J., FABBRI O. (2006) - Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *C. R. Geoscience*, 338 (3), p. 214-221.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., COCHERIE A., MARQUER D., LEGENDRE O., FANNING C.-M., ROSSI P. (2007) - Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif central. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 96, p. 271-287.

- CARTANNAZ C., ROLIN P., COCHERIE A., HENRY PH., ROSSY M. (2008) - Notice explicative de la carte géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 105 p. 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.
- CHENEVOY M. (1969) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, feuille « Limoges », n° 164, 3^e édition.
- 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.
- CHENEVOY M. (1958) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. *Mém. expl. carte géol. Fr.*, imp. nat. Paris, 428 p.
- CHENEVOY M., BAMBIER A., CONSTANS J.-E. (1983) - Notice explicative de la carte géologique de Châteauneuf-la-Forêt (n° 713) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 48 p. Carte géologique par Chenevoy M., Bouchardon J.-L., Laval M., Mouthier B., Scanvic J.-Y.
- CHENEVOY M., CONSTANS J.-E., RECOING M. (1984) - Notice explicative de la carte géologique de Saint-Léonard-de-Noblat (n° 689) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 44 p. Carte géologique par Chenevoy M., Augay F., Bonnot H., Dudek B.
- COUTURIÉ J.-P. (1977) - Le massif granitique de la Margeride (Massif central Français). Thèse, *Ann. Sci. de l'univ. de Clermont*, 62, 319 p.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., VIRLOGEUX D. (2001) - Le complexe plutonique de Charrouc-Civray (Vienne) : témoin du magmatisme infra-carbonifère dans le segment occidental de la chaîne varisque européenne. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 143-166.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DE PAOLO (1981) - Trace element and isotopic effect of combined wallrock assimilation and fractional crystallization., *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, p. 189-202.
- DONNOT M. (1956) - Étude géologique de la partie méridionale du plateau de Millevaches (Sud-Est de Corrèze et de la Xaintrie). *Public. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, 2, p. 46-56.
- DONNOT M. (1965) - Micaschistes et granites du plateau de Millevaches. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, 27, 139 p.

- DOWNES H., DUPUY C., LEYRELOUP A.-F. (1990) - Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenolith (French Massif central)., *Chemical Geology*, 83, p. 209-231.
- DOWNES H., SHAW A., WILLIAMSON B.J., THIRLWALL M.-F. (1997) - Sr, Nd and Pb of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif central, France. *Chemical Geology*, 136, p. 99-122.
- DUBUISSON G., MERCIER J.-C., GIRARDEAU J., FRISON J.-Y. (1989) - Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif central, France. *Nature*, 337 (6209), 729 p.
- DUTHOU J.-L. (1977) - Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne hercynienne varisque. Relations avec le métamorphisme. Le Nord Limousin (Massif central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 63, 294 p.
- EVENSEN N.-M., HAMILTON P.-J., ONIONS R.-K. (1978) - Rare-Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 42 (8), p. 199-212.
- FAURE M. (1995) - Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan french Massif central. *Tectonics*, 14, p. 132-153.
- FAURE M, BE MEZEME E., COCHERIE A., MELLETON J., ROSSI Ph. (2009) - The South Millevaches Middle Carboniferous crustal melting and its place in the French Variscan belt. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 180, 6, p. 473-481.
- FLOC'H J.-P. (1983) - La série métamorphique du limousin central. Thèse Es Sciences, Univ., Limoges, 445 p.
- 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). Montpellier, 324 p.
- GEBELIN A., MARTELET G., CHEN Y., BRUNEL M., FAURE M. (2004) - Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif central: AMS and gravity modelling results. *Journal of Structural Geology*, 28, (1), p. 148-169.
- GUINEBERTEAU B. (1986) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 218 p. *Géol. Géochim. Uranium*, Mém. Nancy, n° 11, 1986.
- HOTTIN A.-M. MARCHAND G., MAURIN G., DEBACQUE G., CONSTANS J., TURLAND M., FREYTET P. (1991) - Notice explicative de la carte géologique d'Évaux-les-Bains (n° 643) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- JOVER O. (1986) - Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevaches (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse, Nantes, 164 p.
- JUNG J., ROQUES M. (1936) - Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif central français. *Revue des sciences naturelles d'Auvergne*, p. 38-85.

- LABERNARDIÈRE H. (1970) - La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (Nord-Ouest du Massif central français). *Bull. BRGM Orléans*, 2, I, 1, p. 29-33.
- LABERNARDIÈRE H., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.-G., MONIER G. (1992) - Carte géologique de la France au 1/50 000. Notice explicative de la feuille d'Argentat. Édition BRGM, Orléans, France, 66 p.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. Thèse ès Sciences Univ. Clermont-ferrand, 29, 260 p.
- LAMEYRE J. (1982) - Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour les fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C. R. Acad. Sci.*, 294, II, p. 1237-1241.
- LAMEYRE J. (1984) - Contribution à la géologie du Limousin ; les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. *C. R. Acad. Sci.*, 298, p. 895-900.
- LA ROCHE (de) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogiques quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritique. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, Nancy, IX, 3, p. 293-337.
- LA ROCHE (de) H., MARCHAL M. (1977) - Leucogranites et granites de la partie nord du massif de Millevaches (Massif central français). Relation entre compositions chimiques et faciès minéral. *Sci. de la Terre*, Nancy, XXI, 2, p. 129-150.
- LANGLIER Y. (1986) - Rapport de synthèse Nord-Millevaches. Rapport interne CFM.
- LAUNAY (de) L. (1904) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, feuille « Guéret » (n° 155), 1^{ère} édition.
- LAUNAY (de) L., GAUTIER P., MICHEL-LÉVY A., LACROIX A. (1905) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, feuille « Ussel » (n° 165), 1^{ère} édition.
- LAUNAY L. (de) (1932) - Étude sur le plateau central de la zone granulitique du Millevaches. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXV, 183, p. 185-259.
- LE BRETON N., DUTHOU J.-L., GROLIER J., LACOUR A., MEYER G., TREUIL M. (1986) - Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France) : pétrographie, composition, âge. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 303, II, n° 17, p. 1557-1562.
- LEDRU P., LARDEAUX -J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), V, 3, p. 605-618.

- LEDRU P., AUTRAN A. (1987) - L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevalches. *In* : Géol. Prof. France, Thème 3 Chevauchements symmétamorphes varisques du Limousin. *Doc. BRGM*, 140, p. 51- 91.
- LE ROUGE G., QUENARDEL J.-M., ROLIN P. (1983) - La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (Nord-Ouest du Massif central français). *In* : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque », symposium de Rabat, projet 27 du PICG « Orologène calédonien », p. 261-270, *Mém. Serv. Géol. Maroc* n° 335.
- LE VERRIER U. (1897) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, feuille « Limoges » (n° 164), 1^{ère} édition.
- LEYMARIE P., ISNARD P. (1977) - Cartographie et étude statistique de la composition des granites du Nord du massif de Millevalches. *Sci. de la Terre*, Nancy, XXI, 2, p. 151-186.
- MALLARD E. (1869) - Carte géologique de la Haute-Vienne – Limoges. *Bull. Serv. Carte géol. Fr. et Top.* VI, Paris.
- MASCLANI P. (1949) - Étude géologique de la partie septentrionale du plateau de Millevalches. *Rev. Sci. Nat. d'Auvergne*, vol. 15, fasc. 1-2, p. 11-42.
- MATTAUER M., BRUNEL M., MATTE P. (1988) - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, 306, p. 671-676.
- MEZURE J.-F. (1980) - Étude structurale des granitoïdes d'Égletons, Meymac et d'Ussel (Nord). Pétrographie et géochimie. Thèse de 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand, 200 p.
- MOLLIER B. (1983) - Le granite de la Brame – Saint-Sylvestre – Saint-Goussaud : ses structures magmatiques. Une étude de l'uranium à l'échelle du grain. Thèse de 3^e cycle univ. Nantes, 253 p.
- MONIER G. (1980) - Pétrologie des granitoïdes du Sud-Millevalches (Massif central français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3^e cycle, Univ. Clermont Ferrand, 288 p.
- MONIER G., LABERNARDIÈRE H., DUTHOU J.-L. (1980) - Les granitoïdes du Sud-Millevalches : premiers résultats cartographiques et pétrographiques ; compositions chimiques moyennes ; proposition d'une chronologie de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXII, 3, p. 447-454.
- MOURET G. (1898) - Remarques sur la géologie des terrains anciens du plateau central de la France. *Bull. Soc. Géol.*, p. 601-612.
- PAVILLON M.-J. (1960) - Évolution structurale, granitique et métallogénique de la région de Meymac. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris, 220 p.
- PAVILLON M.-J. (1969) - Évolution structurale, granitique et métallogénique dans la partie médiane du massif de Millevalches. *Bulletin BRGM*, 2^e série section 1, 4, p. 47-95.

- PAVILLON M.-J., RECOING M. (1977) - Notice explicative de la carte géologique de Bugeat (n° 714) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 15 p.
- PIN CH., PAQUETTE J.-L. (2002) - Le magmatisme basique calco-alkalin d'âge dévono-dinantien du nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodinamica Acta*, 15, p. 63-77.
- PIRONON J. (1983) - L'indice uranifère de Salamanière (Corrèze). Lettre d'information CREGU n° 19, p. 14-16.
- PIRONON J. (1986) - Zonalités géochimiques et minéralogiques dans les bassins continentaux uranifères. Exemple de Saint-Hippolyte (massif vosgien) Müllenbach (Forêt Noire, RFA) Salamanière (Massif central français). *Géol. Géochim. Uranium*, Mém. 13, 1986, Nancy, 305 p.
- RAGUIN E., MOURET G., GANDILLOT P. (1936) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, feuille « Limoges » (n° 164), 2^e édition.
- RAGUIN E. (1938) - Contribution à l'étude du plateau de Millevaches. Rev. de la Feuille de Limoges). BSCGF. n° 197, p. 116.
- ROQUES M., JUNG J., RAVIER J., BROUSSE R. (1965) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, feuille « Ussel » (n° 165) - 2^e édition.
- RAZAFIMAHEFA N. (1987) - Granites et leucogranites alumineux du Nord-Est du massif de Millevaches (Massif central français) : pétrologie, géochimie et synthèse cartographique. Thèse, université de Nancy, 164 p.
- ROIG J.-Y. (1997) - Évolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif central français). Thèse, Univ. Orléans. 287 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 ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. *Terra Nova*, 14, p. 25-32.
- ROLIN P. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse ès Sciences, Orsay, 484 p.
- ROLIN P., STUSSI J.-M., COLCHEN M., CUNEY M. (1999) - Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-31.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B. (2007) - Notice explicative de la carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 177 p. Carte géologique au 1/50 000 par Rolin P., Cartannaz C., Salen F., Thalouarn, N., Delwaulle B.

- ROLIN P., THIÉRY V., CARTANNAZ C., COCHERIE A., ROSSY M., HENRY P., CONSTANS J. (2008) - Notice explicative de la carte géologique de Felletin (n° 691) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 156 p. Carte géologique au 1/50 000 par Rolin P., Thiéry V., Choulet, Dumont N., Mavel J.
- ROLIN P., MARQUER D., COLCHEN M., CARTANNAZ C., COCHERIE A., THIÉRY V., QUENARDEL J.-M., ROSSI P. (2009) - Famenco-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricaïn and French Massif central). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 180 (3), p. 231-246.
- SANTALLIER D. (1981) - Les roches métamorphiques du Bas-Limousin, Massif central (France). Thèse d'État, Univ. Orléans. 340 p.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.-P., PIBOULE M. (1988) - Les complexes leptyno-amphiboliques (CLA) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8 (IV n° 1), p. 3-12.
- SHAW A., DOWNES H., THIRLWALL M.-F. (1993) - The quartz-diorite of Limousin: Elemental and isotopic evidence for Devonian-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif central. *Chemical Geology*, 107, p. 1-18.
- STUSSI J.-M. (1977) - Caractères et zonalités pétrographiques majeurs dans la roue nord-orientale leucogranitique du plateau de Millevaches (Massif central français). *Sci. de la Terre*, Nancy, XXI, 2, p. 105-150.
- STUSSI J.-M., CUNEY M. (1990) - Granites et leucogranites du massif du Millevaches. Rapport de fin de contrat CEA/CREGU, inédit, 77 p.
- STUSSI J.-M., CUNEY M. (1993) - Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164 (4), p. 585-596.
- SYLVESTER P. (1998) - Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, p. 29-44.
- THIÉRY V. (2010) - Métamorphisme 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 univ. Besançon, 315 p.
- THIÉRY V., ROLIN P. (sous-pressé) - Notice explicative de la carte géologique d'Ussel (n° 667) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans. Carte géologique au 1/50 000 par Thiéry V., Rolin P., Barrau F., Belle P., Boucly J., Catimel F., Choulet F., Juppé E., Lafay R., Moreau E., Ravier M., Réilém M.
- THIÉRY V., ROLIN P., MARQUER D., FANNING C., ROSSI P. (2009) - Viséan 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.

- TURPIN L., CUNNEY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J.-L., AUBERTIN M. (1990) - Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW. French Massif central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, p. 163-172.
- VIRLOGEUX D. (1984) - Cartes géologiques au 1/25 000 et rapports géologiques des permis de Saint-Setiers – Mas le Rouge – Neuville. Document interne CFM.
- WILLIAMSON B.-J., DOWNES H., THIRLWALL M.-F. (1992) The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif central, France. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83, p. 235-245.
- WILLIAMSON B.-J., SHAW A., DOWNES H., THIRLWALL M.-F. (1996) - Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-micas leucogranites from the Massif central, France., *Chemical Geology*, 127, p. 25-42.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., HIRON R. (1988) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, n° 563, Chantonnay. Édit. BRGM, Orléans.
- WYNS R. (1999) - Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM, R40519.

ANNEXES

GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES DU NORD-MILLEVACHES

Les analyses chimiques et isotopiques acquises dans le cadre de ce travail sont présentées respectivement en tableaux I à III. Les autres analyses utilisées proviennent de N. Razafimahefa (1987), L. Turpin *et al.* (1990), H. Downes *et al.* (1997), Rolin *et al.* (2007), J.-M. Stussi et M. Cuney (1990, 1993) et Henry et coll. (non publiée).

1. Classification

Les granites à biotite : granites de types Pontarion, Faux-la-Montagne, Boucheфарол et granites leucocrates de type Royère.

La classification la plus pertinente nous semble être le diagramme QP (de La Roche, 1964 ; Debon et Lefort, 1983) (fig. A1). Les granites à biotite de Pontarion et Faux-la-Montagne ainsi que le faciès sombre, à biotite dominante, du granite de Boucheфарол, se placent dans le champ des adamellites ou dans celui des granites, avec P environ égal à 0 pour les roches les plus différenciées. Le granite leucocrate de Royère, ainsi que le faciès clair, à muscovite dominante, du granite de Boucheфарол, se placent dans le champ des granites avec des valeurs de P supérieures à 0.

Tous les granites à biotite étudiés sont des granites peralumineux. Le rapport ACNK (rapport molaire $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$) varie de 1,0 à 1,3. En première observation, et en comparant les différents faciès pétrographiques, la figure A2 montre qu'il n'y a pas d'évolution claire du caractère peralumineux en fonction d'un indice de différenciation (ici SiO_2). Cependant, la majorité des points qui représentent les analyses du granite de Pontarion semble dessiner une tendance (flèche sur la fig. A2) avec une diminution du rapport ACNK quand SiO_2 augmente. Cette tendance a déjà été signalée par J.-M. Stussi et M. Cuney (1993).

Enfin, pour différencier chimiquement les principaux faciès pétrographiques, et notamment pour intégrer les compositions chimiques de la littérature, le rapport $CaO/(Na_2O + K_2O)$ et la concentration en MgO (fig. A3), permettent de visualiser les caractères cafémiques et alcalins des différents granites. Les granites à biotite les plus cafémiques, Pontarion, Faux-la-Montagne et le faciès sombre de Boucheфарол, montrent des valeurs élevées alors que les granites leucocrates de Royère et le faciès clair de Boucheфарол, possèdent eux des valeurs faibles, les deux groupes ne se chevauchant pas.

Les leucogranites

Le diagramme QP (fig. A4) classe tous les leucogranites comme granite avec une moyenne des valeurs Q et P respectives de -4 et 185, très peu d'analyses s'écartant de cette moyenne.

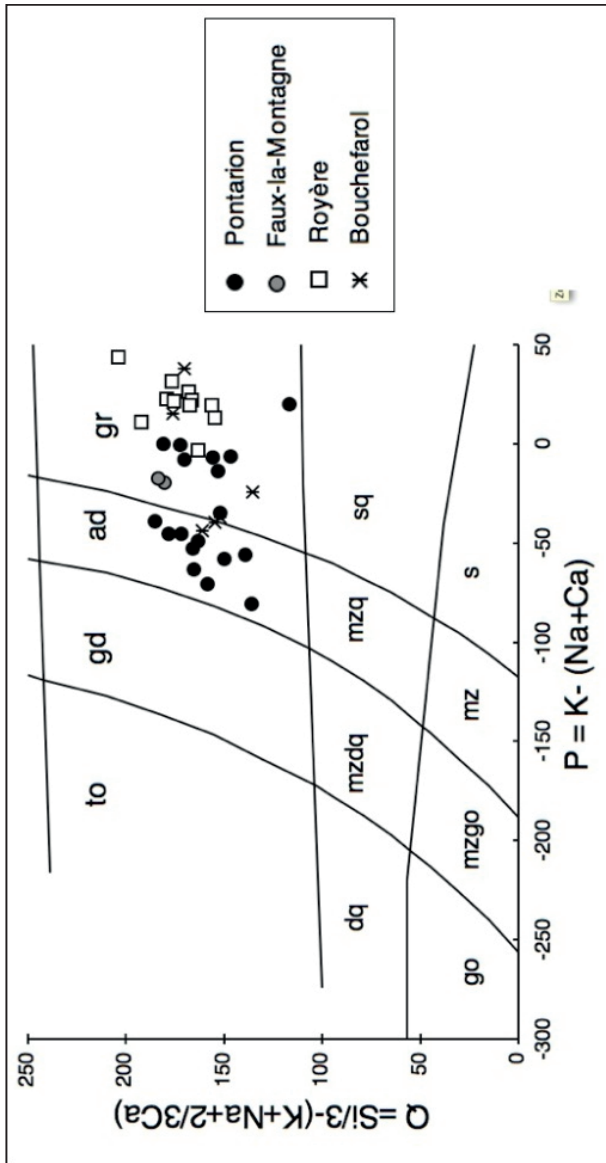


Fig. A1 - Diagramme de classification QP (de La Roche 1964, Debon et Le Fort 1983)

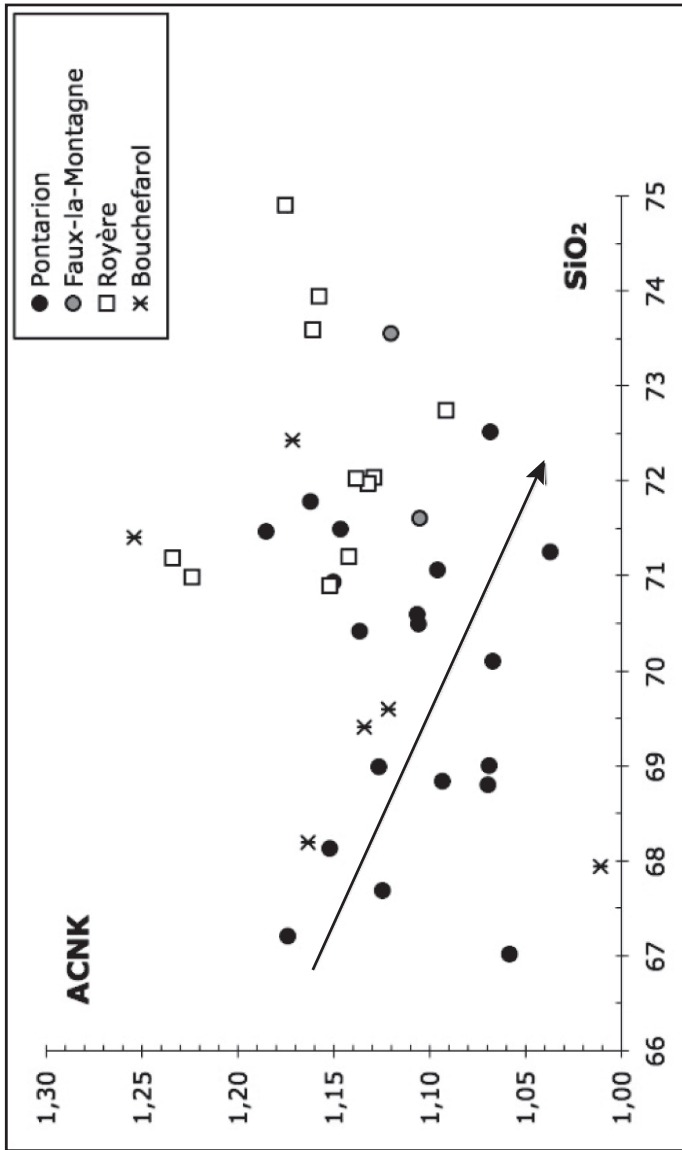


Fig. A2. Rapport ACNK vs. SiO₂ (poids %). ACNK = rapport molaire Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)

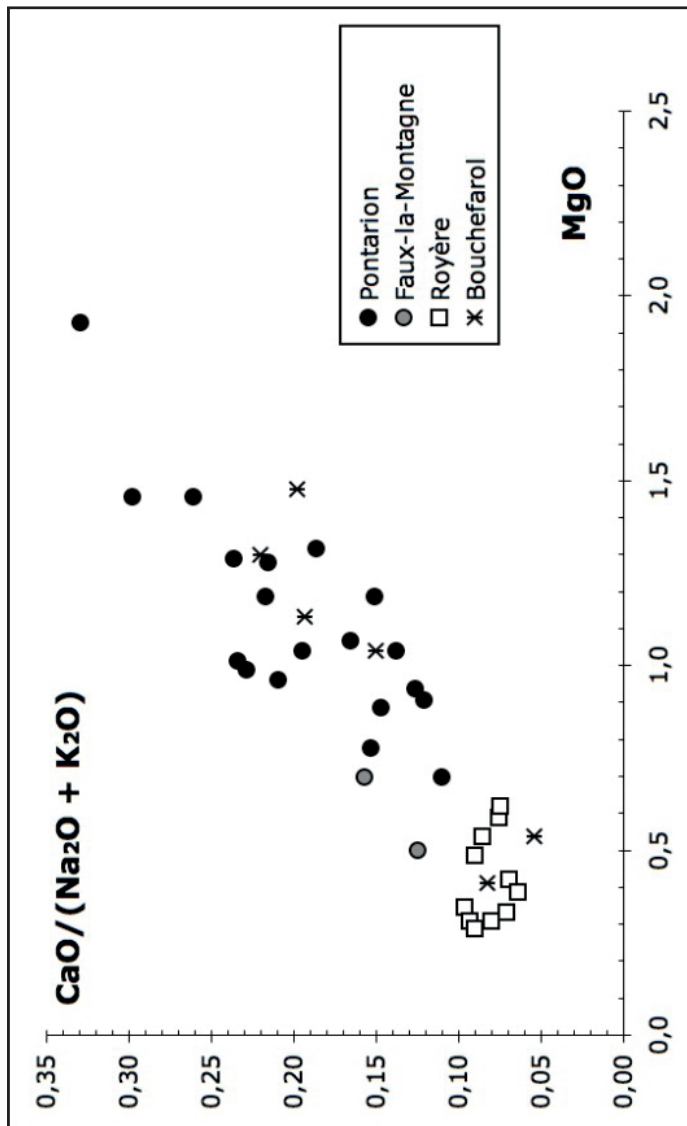


Fig. A3 - MgO vs. CaO/(Na₂O+K₂O). Les deux paramètres permettent de différencier chimiquement les faciès

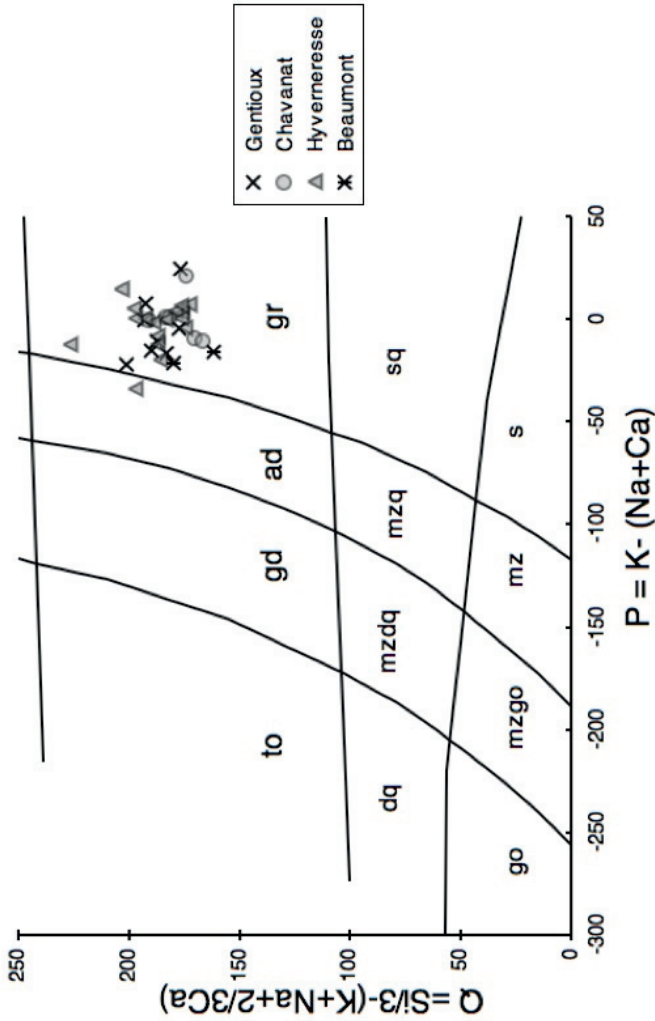


Fig. A4 - Diagramme de classification QP (de La Roche 1964, Debon et Le Fort 1983) pour les leucogranites du Nord Millievaches

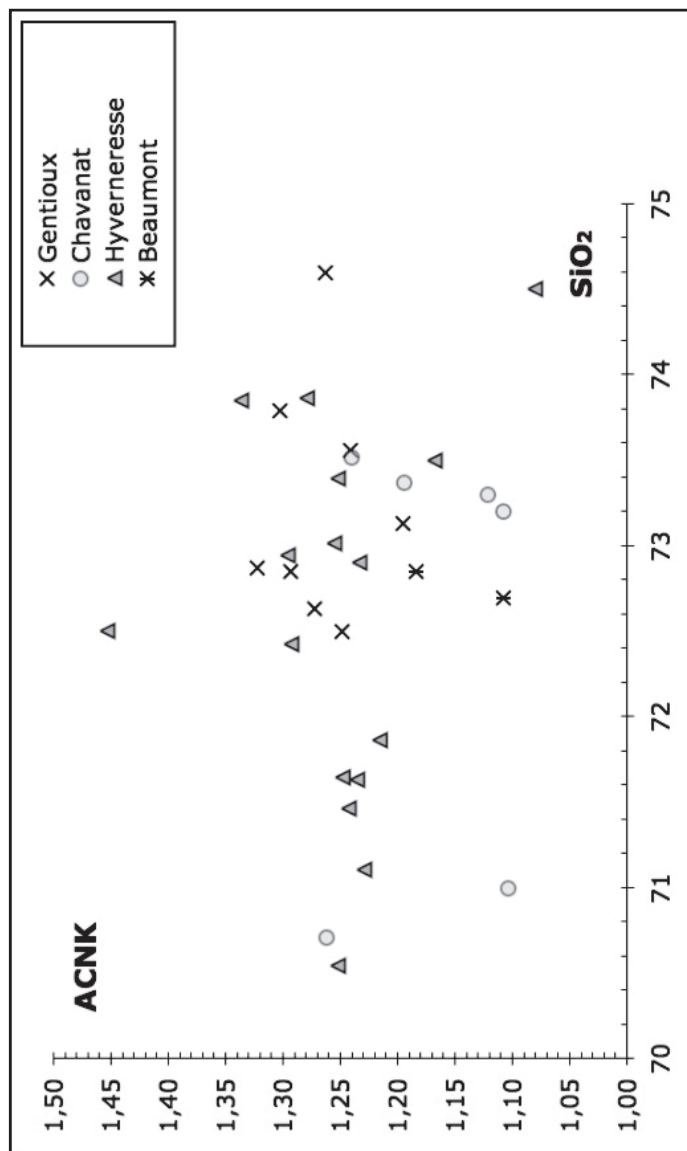


Fig. A5 - Rapport ACNK vs. SiO₂ pour les leucogranites de la carte de Royère

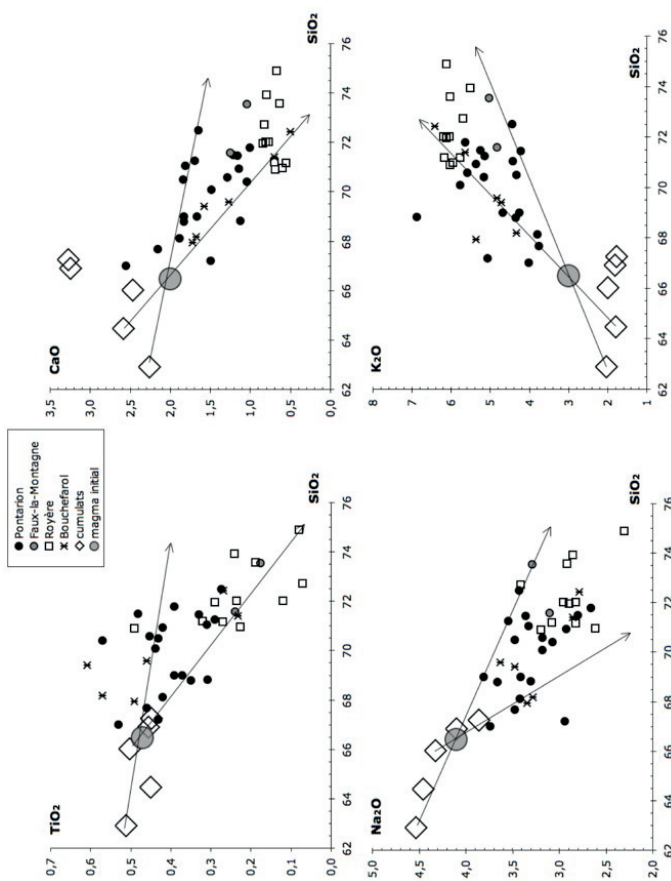


Fig. A6 - Diagrammes de Harker montrant les concentrations (pourcentage poids d'oxydes) de TiO_2 , CaO , Na_2O et K_2O en fonction de SiO_2 . Les compositions des « cristallisats » sont calculées à partir des bilans de matière publiés par Stussi et Cuney (1993). Le magma initial correspond à une estimation graphique capable de prendre en compte l'essentiel des dispersions observées pour les différents oxydes

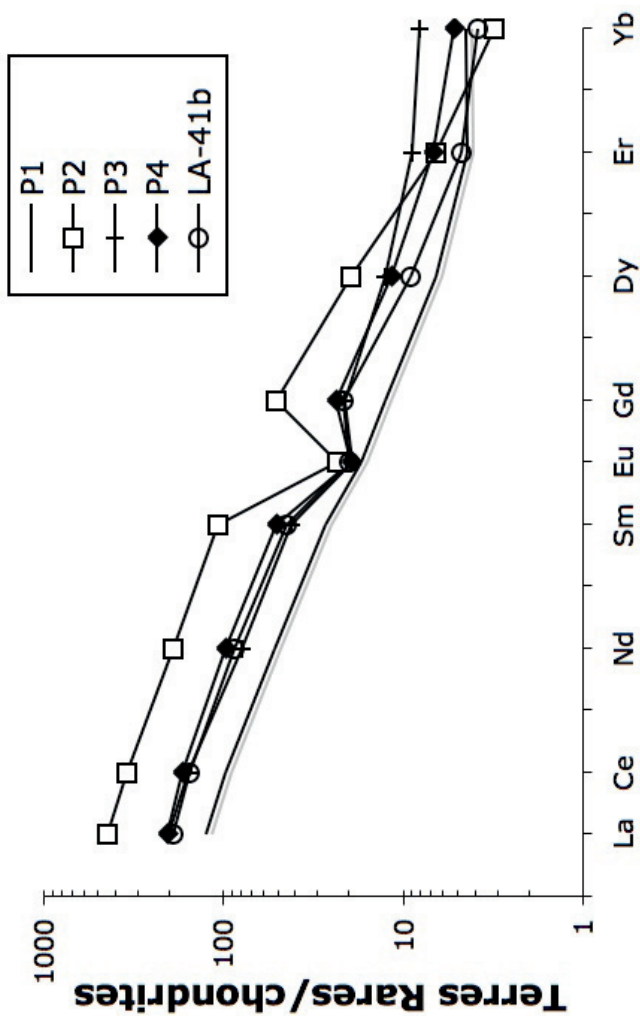


Fig. A7 - Profils de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen 1978) pour les échantillons du granite à biotite de Pontarion. Analyse LA-41b, Rolin *et al.*, (2006)

Les leucogranites sont, sans surprise, tous des granites peralumineux. Le rapport ACNK peut atteindre 1,45. La figure A5 montre qu'il n'y a pas de relation entre SiO_2 et le caractère peralumineux.

2. Rôle de la cristallisation fractionnée

Les dispersions observées dans les compositions chimiques (tabl. I et II), notamment pour les granites à biotite de type Pontarion, ainsi que les études antérieures (*e.g.* Stussi et Cuney, 1993) suggèrent que la cristallisation fractionnée joue un rôle important. Pour tester cette hypothèse, nous présentons en figure A6, quatre diagrammes de Harker utilisant SiO_2 comme indice de différenciation et nous y reportons les cumulats calculés par J.-M. Stussi et M. Cuney (1993). Pour la suite, nous parlerons de « cristallisats », terme employé par J.-M. Stussi et M. Cuney (1993). Les bilans de matière ont été réalisés en testant l'idée que les compositions les plus acides du granite de Pontarion pourraient dériver des faciès moins acides. La figure A6 montre que l'existence de « cristallisats », composés pour l'essentiel de quartz, plagioclase et biotite, peut tout à fait expliquer les dispersions observées pour les granites à biotite de Pontarion, Faux-la-Montagne et Bouchefarol. De faibles différences dans les compositions des « cristallisats », auxquelles peuvent s'ajouter des variations dans les compositions des magmas parents, suffisent pour expliquer les tendances observées. Le granite leucocrate de Royère et le faciès clair du granite de Bouchefarol montrent un comportement différent concernant notamment les oxydes CaO et K_2O , en concentrations relativement constantes. En retenant l'hypothèse d'une cristallisation fractionnée, il faut admettre ici, des « cristallisats » comportant de l'orthose ou davantage de micas. Pour prendre en compte la totalité de la dispersion observée, les taux de cristallisation fractionnée doivent être compris entre 60 et 80 %. Nous suggérons que lors de la cristallisation du magma granitique, et quand le taux de cristallisation atteint au moins 60 %, une partie du magma silicaté s'échappe et va constituer un stock différent de la masse principale. Dans la plupart des cas, c'est à cette étape que semble débiter la cristallisation de l'orthose. Cette suggestion est portée par les calculs qui montrent que, dans le cas des granites de type Pontarion, l'orthose ne rentre pas dans la composition des « cristallisats ». Ce qui est conforme aux observations en lame mince où les grandes orthoses automorphes contiennent systématiquement toutes les autres phases en inclusions.

La cristallisation fractionnée est également illustrée par les profils de Terres Rares. Dans le cas du granite à biotite de Pontarion, les profils de Terres Rares (fig. A7) montrent clairement une augmentation des concentrations en Terres Rares Légères, plus incompatibles, qui est corrélée avec l'augmentation de l'amplitude de l'anomalie négative en Eu, interprétée comme la signature de la cristallisation fractionnée du plagioclase.

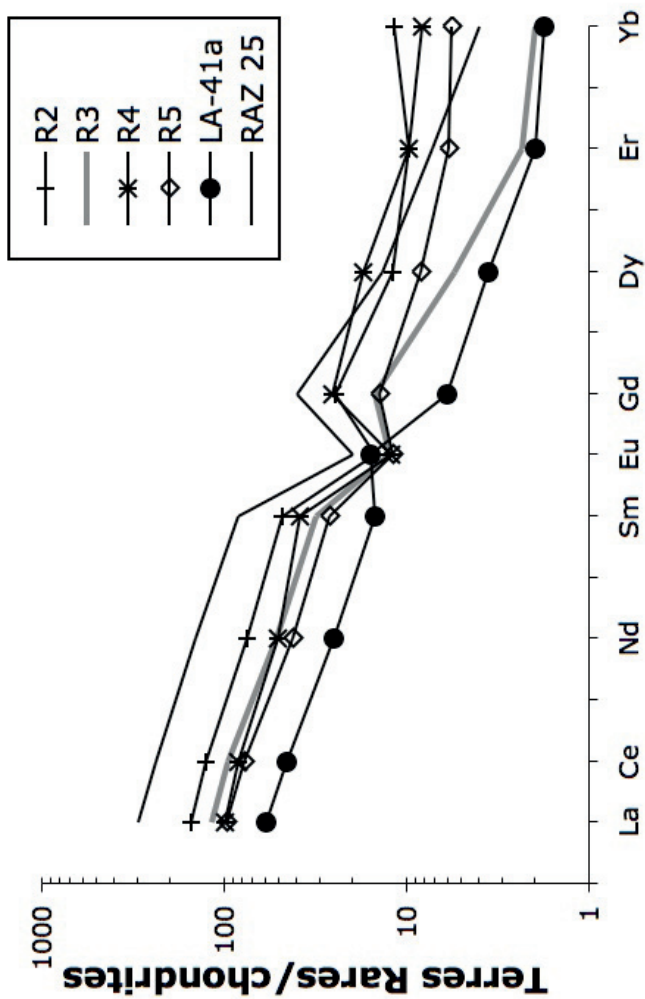


Fig. A8 - Profils de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen 1978) pour les échantillons du granite leucocrate de Royère

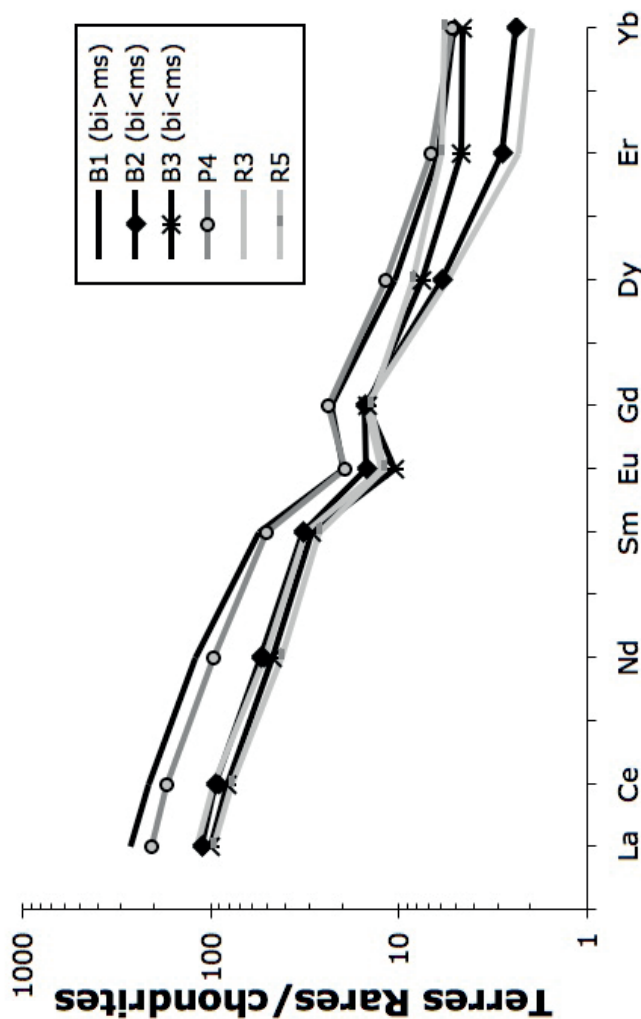


Fig. A9 - Profils de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen 1978) pour les échantillons du granite de Boucheferol (B1 à 3) et comparaison avec des analyses des granites de Pontarion (P4) et Royère (R3 sans grenat et R5 avec grenat)

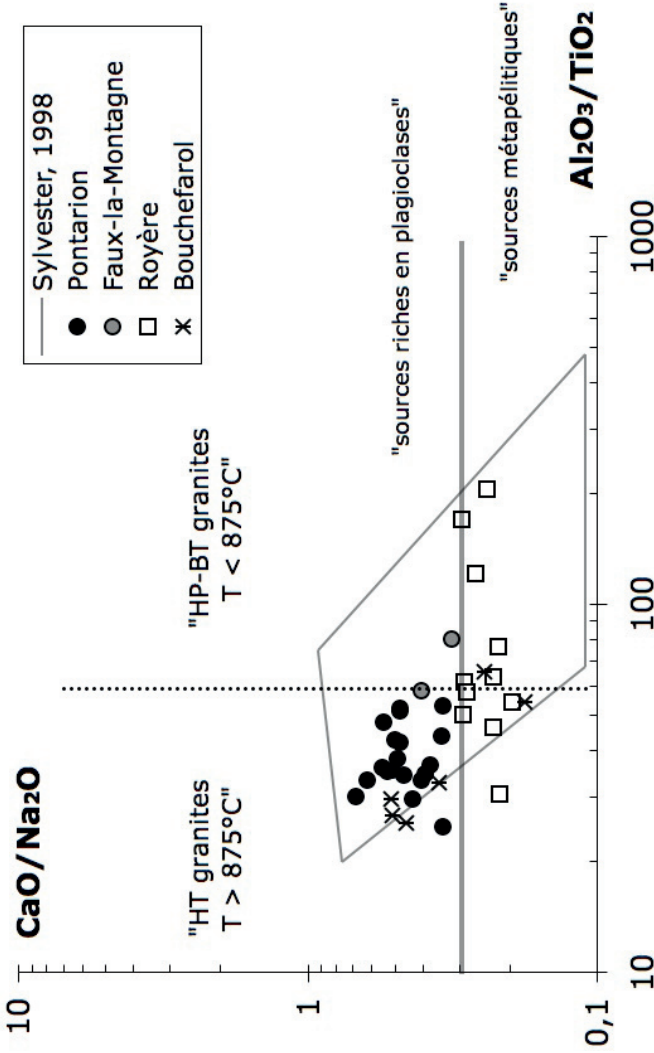


Fig. A10 - Diagramme $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ d'après Sylvester (1998). Les rapports chimiques suggèrent que les granites à biotite (Pontarion, Faux-la-Montagne et faciès sombre de Boucheфарол) sont produits par une fusion partielle Haute Température (HT) de sources riches en plagioclases. Par contre, le granite leucocrate de Royère et le faciès clair de Boucheфарол, semblent avoir pour origine la fusion partielle d'une source métapélitique

La même observation est faite avec les profils de Terres Rares du granite leucocrate de Royère (fig. A8). L'augmentation des concentrations en Terres Rares Légères est corrélée avec l'amplitude de l'anomalie négative en Eu, depuis l'échantillon LA-41a (Rolin et al. 2006) possédant une anomalie positive en Eu (cumulat ?) jusqu'à l'échantillon RAZ 25 (Razafimahefa, 1987), possédant une forte anomalie négative. Le comportement des Terres Rares Lourdes, avec des variations significatives dans les concentrations en Yb, est à souligner. Les grenats périclétiques qui cristallisent pendant la fusion partielle à l'origine du magma granitique peralumineux sont susceptibles de fractionner les Terres Rares Lourdes. On peut suggérer que si le granite est sans grenat (éch. LA-41a et R3), les Terres Rares Lourdes, qui sont compatibles avec le grenat périclétique, sont restées piégées dans le résidu de fusion. Dans ce cas, les Terres Rares Lourdes sont fractionnées et $DyN > ErN > YbN \approx 0,2$. Si le grenat périclétique accompagne le magma (éch. R2 et R5), les Terres Rares Lourdes sont présentes dans le granite leucocrate à grenat et ainsi $YbN \approx ErN \approx DyN \approx 10$.

Les profils de Terres Rares obtenus pour le granite de Boucheferol sont présentés en figure A9. Le faciès sombre (B1 à biotite seule ou > muscovite) montre un profil en tout point similaire aux granites à biotite de Pontarion (P4 pour comparaison sur la figure A9). Les profils des deux échantillons du faciès clair sont eux similaires au granite leucocrate de Royère. On observe également deux types de composition en Terres Rares Lourdes : un profil appauvri en Yb (B2 similaire à R3 de Royère) et un autre plus riche en Yb (B3 similaire à R5).

3. Géochimie isotopique et discussion sur les sources

Pour tenter de comprendre quelles sont les sources des granites, nous suggérons de comparer les rapports isotopiques initiaux avec les rapports chimiques proposés dans la littérature pour identifier les sources des granites peralumineux. Les effets de la cristallisation fractionnée, à la fois sur les rapports isotopiques (assimilation) et sur les rapports chimiques (fractionnement) doivent être étudié préalablement.

Les figures A10 (CaO/Na_2O vs. Al_2O_3/TiO_2) et A11 (Rb/Ba vs. Rb/Sr) sont utilisées pour comprendre l'origine des magmas granitiques peralumineux (Sylvester, 1998). La figure A10 montre que les granites à biotite relativement cafémiques (Pontarion, Faux-la-Montagne et faciès sombre de Boucheferol) possèdent de faibles rapports Al_2O_3/TiO_2 , associés aux plus forts rapports CaO/Na_2O . Cela suggère une origine par fusion partielle d'une source composée d'au moins 25 % de plagioclases (méta-grauwackes ou méta-granites). Cette fusion « chaude » ($T > 875$ °C) serait provoquée par l'élévation de température du fait de l'intrusion en base de croûte, de magmas basiques d'origine mantellique. Les granites leucocrates (Royère et faciès clair de Boucheferol) possèdent eux de faibles rapports CaO/Na_2O , suggérant la fusion partielle de métapélites (fig. A10).

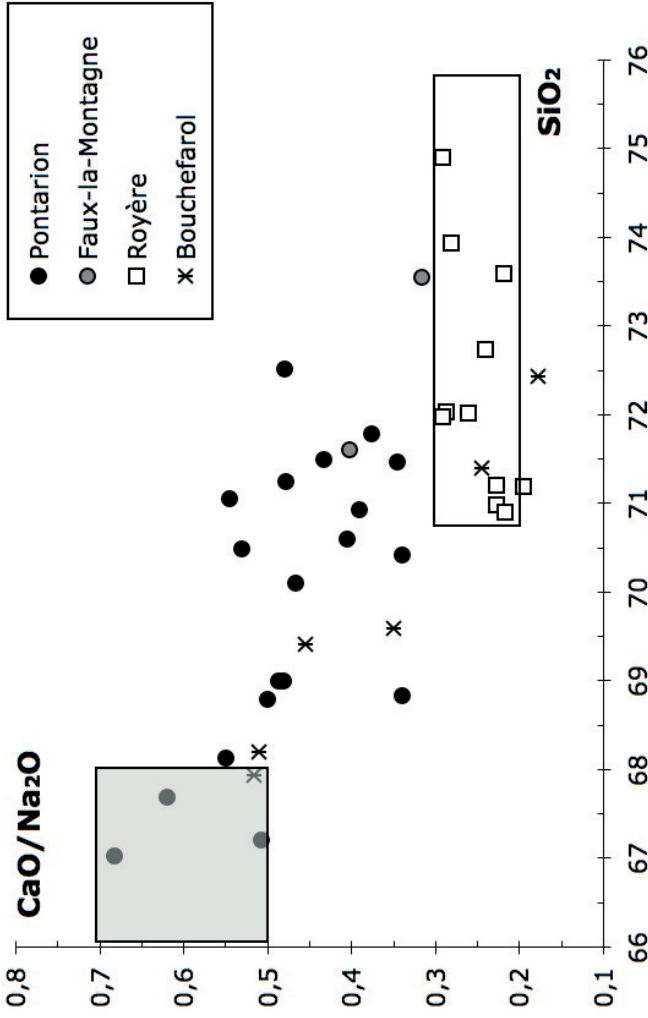


Fig. A12 - CaO/Na₂O vs. SiO₂. Si le rapport CaO/Na₂O des granites leucocrates (Royère et faciès clair de Boucheфарол) est constant à $0,25 \pm 0,05$ (rectangle blanc), ce n'est pas le cas pour les granites à biotite les plus cafémeiques (Pontarion, Faux-la-Montagne et faciès sombre de Boucheфарол). Pour ces derniers, le rapport est variable avec des valeurs entre 0,3 et 0,7. La variation peut être attribuée à la différenciation par cristallisation fractionnée et avec une estimation de SiO₂ $\approx 67\%$ pour le magma parent, alors CaO/Na₂O $\approx 0,6 \pm 0,1$ (rectangle gris)

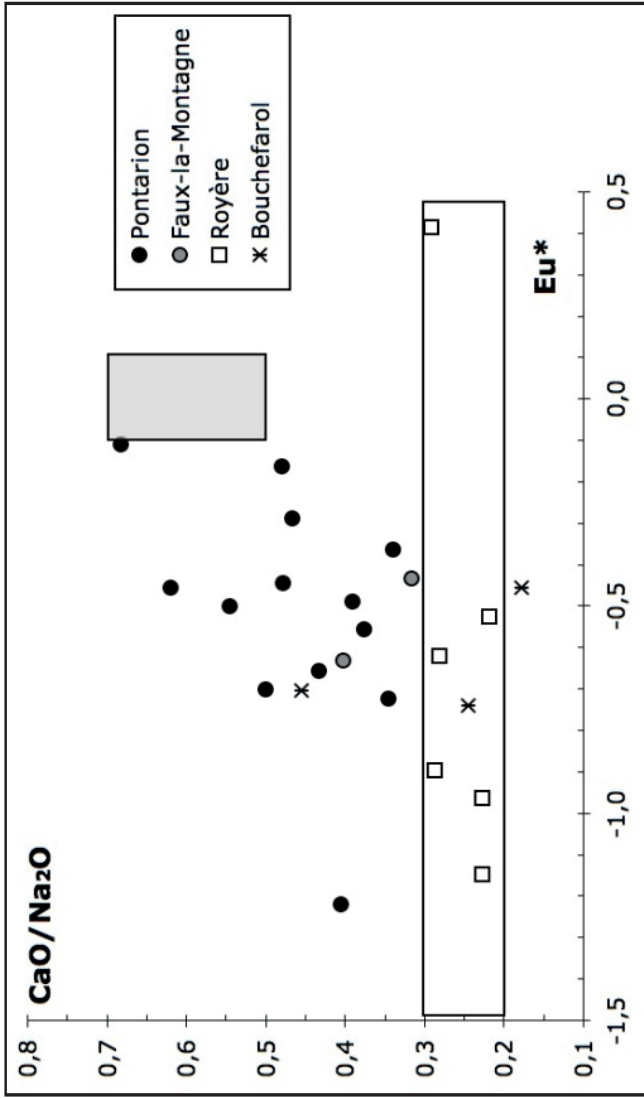


Fig. A13 - CaO/Na₂O vs. Eu*. En choisissant un autre indice de différenciation, l'anomalie en Eu, nous pouvons faire les mêmes observations que dans le cas de la figure A12. Les rapports CaO/Na₂O des granites leucocrates sont de 0,25 ± 0,05 (rectangle blanc). Dans le cas des granites de Pontarion, les faibles valeurs du rapport CaO/Na₂O sont associées aux fortes anomalies négatives en Eu des granites différenciés. La composition du magma initial est donc à rechercher aux environs de Eu* = 0 (rectangle gris) soit CaO/Na₂O environ 0,6 ± 0,1. Anomalie en Eu : Eu* = ln (2EuN/(SmN + GdN)) avec N indiquant la normalisation aux chondrites (Evensen 1978)

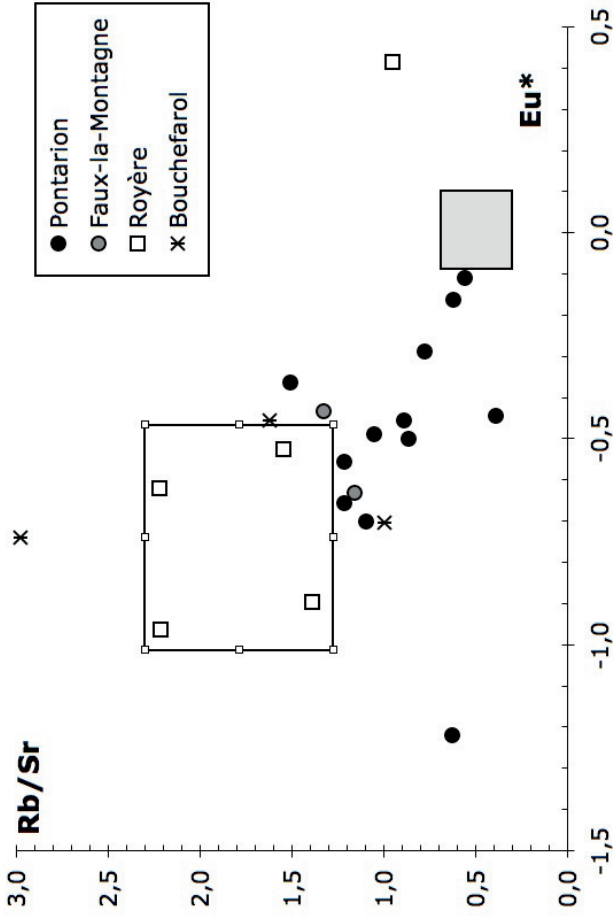


Fig. A14 - Rb/Sr vs. Eu*. La co-variation de l'anomalie négative en Eu et du rapport Rb/Sr est interprétée comme une évidence de la cristallisation fractionnée du plagioclase. La valeur de $Eu^* = 0$ conduit à estimer le rapport Rb/Sr du magma initial à l'origine des granites de Pontarion à $0,5 \pm 0,2$ (rectangle gris). Les rapports Rb/Sr des granites de Royère sont compris entre 1,2 et 2,3 (rectangle blanc)

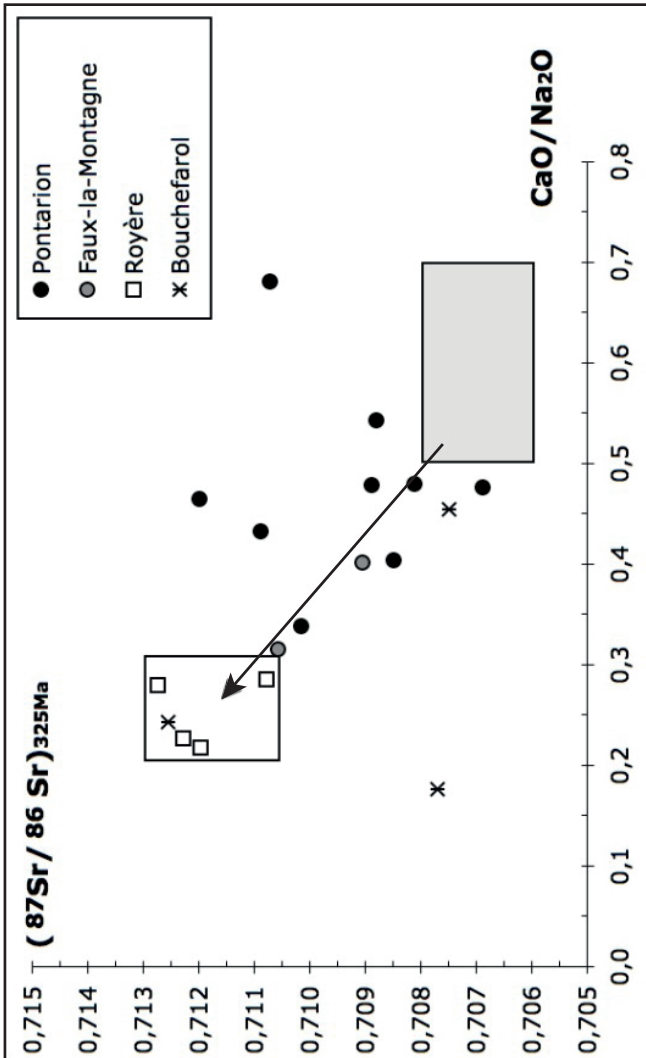


Fig. A15 - (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{325 Ma} vs. CaO/Na₂O. En se basant sur notre estimation du rapport CaO/Na₂O (0,6 ± 0,1, rectangle gris) du magma parent à l'origine des granites de Pontarion, nous proposons un rapport (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{325 Ma} entre 0,706 et 0,708 pour ce magma parent. Pour le granite de Royère, l'intervalle 0,7108 à 0,7127 (rectangle blanc avec CaO/Na₂O = 0,25 ± 0,05) correspond aux quatre échantillons que nous avons analysés

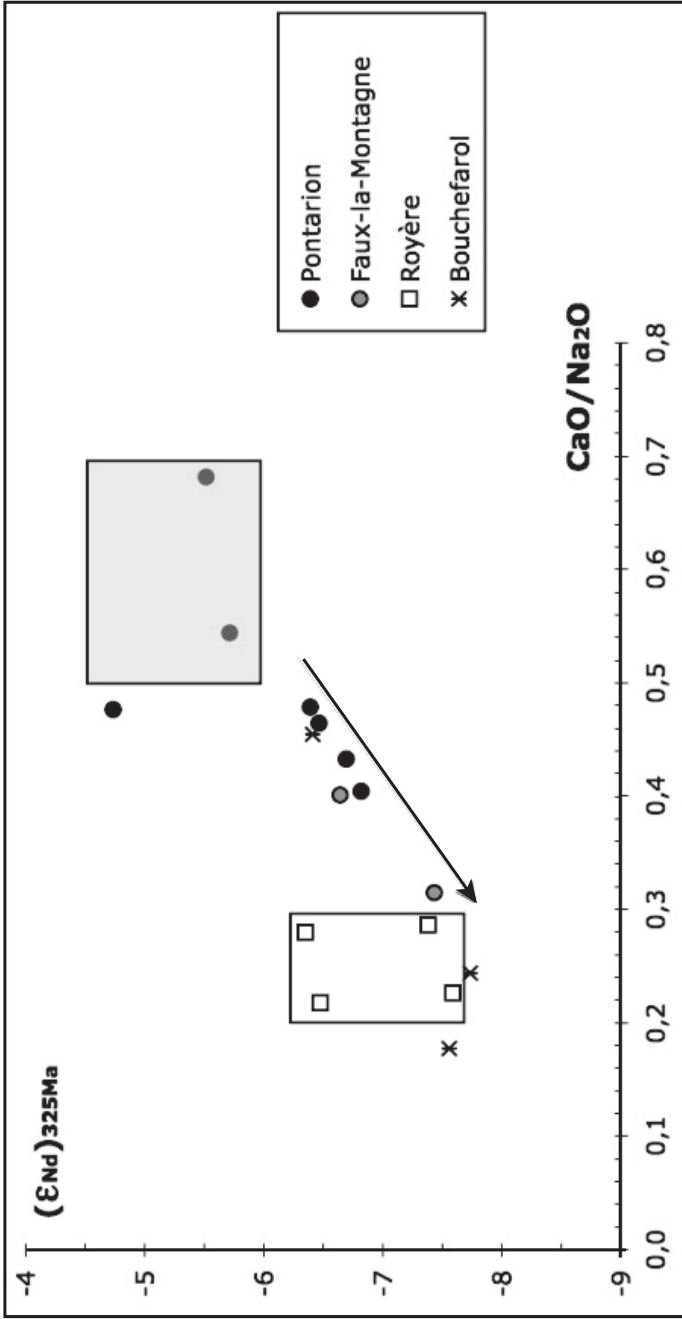


Fig. A16 - ϵ_{Nd} - $\epsilon_{Nd}^{325 Ma}$ vs. CaO/Na_2O . Estimation de la composition isotopique en Nd : magma parent des granites de Pontarion avec $\epsilon_{Nd}^{325 Ma}$ entre -6,0 et -4,5 (rectangle gris avec $CaO/Na_2O = 0,6 \pm 0,1$) ; magma parent des granites de Royère avec $\epsilon_{Nd}^{325 Ma}$ entre -7,6 et -6,4 (rectangle blanc avec $CaO/Na_2O = 0,25 \pm 0,05$). La démarche est expliquée dans le texte et dans la légende de la figure A15

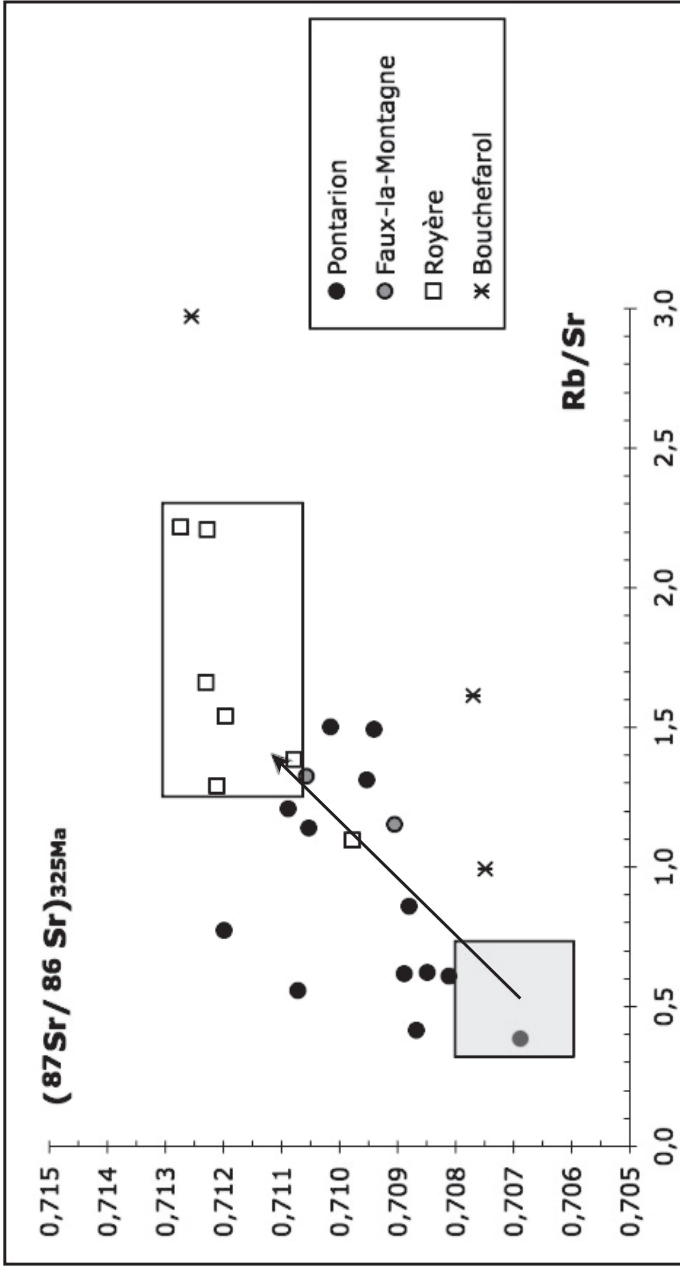


Fig. A17 - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$ vs. Rb/Sr . Estimation de la composition isotopique en Sr : magma parent des granites de Pontarion avec $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$ entre 0,706 et 0,708 (rectangle gris avec $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,5 \pm 0,2$) ; magma parent des granites de Royère avec $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$ entre 0,7108 et 0,7127 (rectangle blanc avec Rb/Sr entre 1,2 et 2,3). La démarche est expliquée dans le texte et dans la légende de la figure A15

La figure A11 (Rb/Ba vs. Rb/Sr) nous conduit à la même conclusion qui est principalement portée par les rapports Rb/Sr. Nous suggérons donc deux sources différentes : une source relativement riche en plagioclase pour les granites de Pontarion, de Faux-la-Montagne et pour le faciès sombre de Boucheferol, et une source de type métapélites pour le granite leucocrate de Royère et pour le faciès clair de Boucheferol.

La démarche suivante va consister à comparer ces rapports chimiques avec deux indices de différenciation : la concentration en SiO_2 et l'anomalie en Eu (fig. A12, A13 et A14), afin de déterminer les rapports chimiques des magmas parents. Puis nous comparerons ces rapports « source » avec les compositions isotopiques en Sr et Nd.

Cas du granite leucocrate de Royère et du faciès clair de Boucheferol

Les figures A12 et A13 montrent que pour ces granites, le rapport $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ est constant à $0,25 \pm 0,05$, valeur qui correspond à une source de type métapélites (Sylvester, 1998). Les rapports Rb/Sr sont variables, compris entre 1,2 à 2,3 (fig. A14), et ils sont supérieurs à ceux observés pour le granite de Pontarion, ce qui confirme une source davantage métapélitique. Ces valeurs « sources », $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ et Rb/Sr, sont reportées avec les compositions isotopiques dans les figures A15 à A18. Les compositions isotopiques correspondant aux échantillons analysés pour cette étude peuvent donc être interprétées comme représentatives des sources des granites de Royère et du faciès clair de Boucheferol, soit pour le granite de Royère, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325 \text{ Ma}}$ compris entre 0,7108 et 0,7127, et $\epsilon_{\text{Nd}}^{325 \text{ Ma}}$ compris entre -7,6 et -6,4.

Cas des granites à biotites « cafémiqes » : granites de Pontarion et de Faux-la-Montagne et faciès sombre de Boucheferol

C'est le granite de Pontarion, pour lequel nous disposons d'un nombre important d'analyses, qui servira de référence pour expliquer le comportement des granites à biotite plus cafémiqes. Les figures A12 et A13 montrent une variation importante du rapport $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, que nous interprétons comme le résultat de la cristallisation fractionnée. Même si les relations avec SiO_2 , ou avec l'anomalie en Eu, ne sont pas de très bonne qualité, nous avons vu précédemment que de petites variations dans les compositions des cumulats et des magmas initiaux peuvent engendrer des dispersions des concentrations en éléments majeurs. On peut cependant estimer que le rapport $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ doit être d'environ $0,6 \pm 0,1$ pour correspondre au magma parent avec SiO_2 environ 67 % et sans anomalie en Eu. La relation Rb/Sr vs. l'anomalie en Eu (fig. A14) est plus nette, permettant de définir avec plus de confiance un rapport Rb/Sr d'environ $0,5 \pm 0,2$ comme représentatif de la composition du magma parent. Si on reporte ces deux valeurs « source » avec les compositions isotopiques (fig. A15 à A18), nous pouvons, comme précédemment, estimer les rapports isotopiques des

magmas parents. Notre estimation pour le granite de Pontarion est un rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{325 Ma} compris entre 0,706 et 0,708 et une valeur de $\epsilon_{\text{Nd}}^{325 \text{ Ma}}$ compris entre -6,0 et -4,5.

Il est à noter que la plupart des échantillons du granite de Pontarion possèdent des compositions isotopiques en Sr et Nd en dehors des intervalles proposés. Les rapports isotopiques du Sr calculés à 325 Ma varient en réalité de 0,7069 à 0,7159 et une valeur de 0,7218 a été publiée par L. Turpin *et al.* (1990). Les valeurs de $\epsilon_{\text{Nd}}^{325 \text{ Ma}}$ varient de -4,7 à -8,5. La grande majorité des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés, et des faibles valeurs de ϵ_{Nd} , concernent des échantillons pour lesquels $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0,5$ et $\text{Rb}/\text{Sr} > 0,7$ (fig. A15 à A18). Ces observations indiquent que la cristallisation fractionnée s'accompagne de modifications des compositions isotopiques en Sr et Nd. Un calcul de cristallisation fractionnée avec assimilation (modèle AFC d'après De Paolo, 1981) est donc proposé (fig. A19). Si on considère que le magma parent possède un rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{325 Ma} de 0,707, la figure A19 montre le mélange de cette composition initiale avec celle des gneiss alumineux encaissants (une analyse de kinzigite, L. Turpin *et al.*, 1990). La courbe noire illustre un mélange simple, qui pourrait être un mélange magmatique à la source ou une digestion totale de petites enclaves. La courbe grise montre une assimilation pendant la cristallisation fractionnée (calculs d'après DePaolo, 1981). Ici, le Sr du contaminant est en partie incorporé dans les plagioclases des « cristallisats » (coefficient de partage global du Sr estimé à 1,25, Bea *et al.*, 1994). Il en résulte que la contamination du rapport isotopique du magma est moindre par rapport au cas d'un mélange simple. Les deux courbes sont graduées pour 80, 60, 40 et 20 % de fraction liquide du magma initial. Le modèle AFC s'accorde avec les points à faibles rapports isotopiques et à faibles concentrations en Sr pour des valeurs de 40 à 10 % de fraction liquide, autrement dit 60 à 90 % de cristallisation fractionnée. Ces valeurs sont très proches de la quantification du bilan de matière proposé précédemment.

La contamination du granite de Pontarion semble être l'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer les variations de compositions chimiques et isotopiques. Cette contamination se fait par mélange et digestion de xénolithes ou par assimilation durant la cristallisation fractionnée. Rappelons que le travail de cartographie a révélé la présence de xénolithes gneissiques dans le granite de Pontarion.

Une autre hypothèse, un mélange des sources lors des processus de fusion partielle, est également proposée (Turpin *et al.*, 1990, Downes *et al.*, 1997). Il faudrait alors concevoir que la fusion partielle de la base de la croûte concerne à la fois une source plagioclasiqque et une source pélitique. Les âges disponibles aujourd'hui rendent cette hypothèse tout à fait plausible. En effet, les âges radiométriques disponibles et les relations sur le terrain, nous amènent à penser que les granites à biotite de type Pontarion ont pu se mettre en place sur une

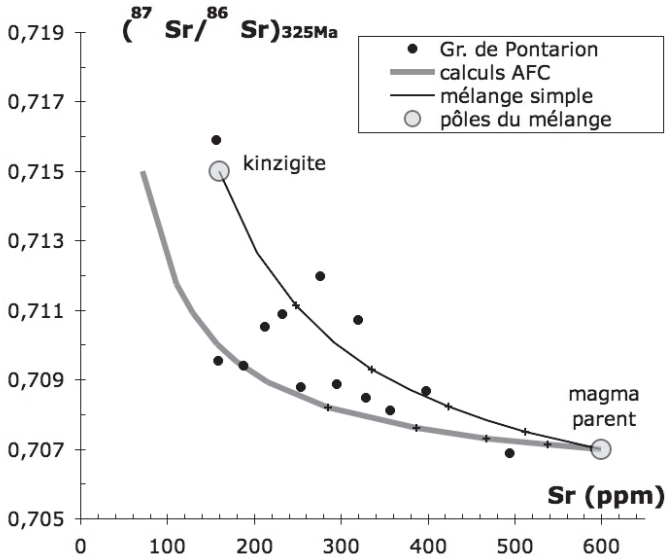


Fig. 19 - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$ vs. Sr (ppm) et courbes de mélange. En gris, le modèle AFC (Assimilation Fractionnelle Crystallisation, DePaolo 1981) et en noir un mélange « mécanique » simple. Interprétation à lire dans le texte. Calculs : $D_{\text{Sr, global}} = D_{\text{Sr, plagioclase}}$ (Bea *et al.*, 1994, in GERM - Geochemical Earth Reference Model). Équation AFC avec $r = 0,20$; magma parent avec $[\text{Sr}] = 600$ ppm et $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}} = 0,707$; contaminant = kinzigite (Turpin *et al.*, 1990) avec $[\text{Sr}] = 160$ ppm et $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}} = 0,715$. Compositions isotopiques calculées à $T = 325$ Ma

longue durée entre 348 et 329 Ma. Chaque massif posséderait alors un âge propre et une composition isotopique propre. Il est en réalité probable que les deux processus jouent un rôle. La quantification précise des rôles respectifs de la cristallisation fractionnée avec assimilation et du mélange de sources dès la fusion partielle, est très complexe et demanderait une étude systématique, massifs par massifs, avec acquisitions d'âges U-Pb sur zircons et acquisitions de compositions chimiques et isotopiques sur les mêmes échantillons.

4. Conclusion sur les sources

Le diagramme $\epsilon_{Nd}^{325 Ma}$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{325 Ma}$ (fig. A20) est utilisé pour comparer les compositions isotopiques des granites du Nord-Millevalches avec les sources probables. C'est l'étude de la croûte continentale inférieure, connue grâce aux xénolithes remontés par le volcanisme intra-plaque (e.g. Downes *et al.*, 1990) qui fournit les sources les plus probables (Downes *et al.*, 1997) : 1) les magmas basiques sous-plaquéés à la croûte continentale, 2) un ensemble orthodérivé acide (méta-granites), 3) des métapélites de composition minéralogique restitutive. La figure A20 montre, d'une part, qu'il n'y a pas de relations simples entre les différents faciès, ni entre les différents échantillons d'un même faciès. D'autre part, les rapports isotopiques retenus comme représentatifs des sources indiquent que les méta-granites de la croûte continentale inférieure sont les meilleurs candidats pour produire le magma parent à l'origine des granites à biotite les plus caféiniques (Pontarion, Faux-la-Montagne et faciès sombre de Boucheferol). Cette source est relativement riche en plagioclases en accord avec les rapports chimiques de ces granites. Les granites leucocrates (Royère et faciès clair de Boucheferol) trouvent certainement leur origine dans la fusion partielle d'anciennes pélites, source en accord avec l'interprétation basée sur les rapports chimiques. Nous observons aussi (fig. A20 et A21), qu'il ne semble pas nécessaire de faire l'hypothèse de mélange avec des magmas basiques pour expliquer les compositions isotopiques des granites du Nord-Millevalches. De plus, il n'y a pas de relations claires entre un paramètre mafique (ici la concentration en Cr) et les compositions isotopiques. Pour chacun des groupes, les variations des concentrations en Cr (et aussi en Ni) ne sont pas corrélées avec les compositions isotopiques.

5. Comparaison avec les autres granites peralumineux du Massif central

La figure A22 compare les compositions isotopiques des granites du Nord-Millevalches (données de Turpin *et al.*, 1990, Downes *et al.*, 1997, et Henry et coll. non publiées) avec celles d'autres granites peralumineux du Massif central : les granitoïdes du massif de Guéret (données de Turpin *et al.*, 1990, Downes *et al.*, 1997 et Henry et coll. non publiées), le granite de la Margeride (Downes *et al.*, 1997) et les granites hétérogènes du Velay (Williamson *et al.*, 1992). Les compositions des magmas parents des diorites du Limousin (Shaw *et al.*, 1993) et l'analyse d'une kinzigite (Turpin *et al.*, 1990) ont été ajoutées à la liste des

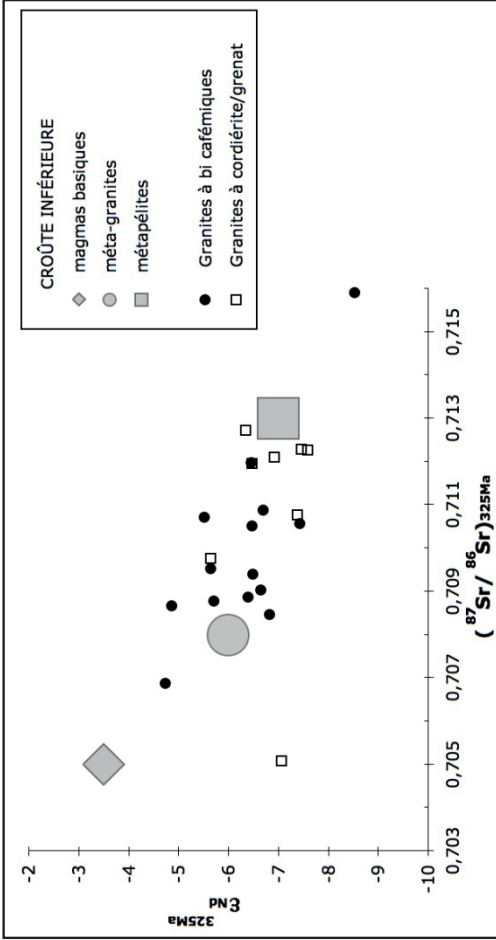


Fig. A20 - $\epsilon_{\text{Nd}}^{325\text{Ma}}$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$. Les granites à biotite type Pontarion qui possèdent les plus faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suggèrent que les méta-granites de la croûte continentale inférieure sont la source la plus probable. Les valeurs qui s'éloignent de celles de cette source sont le résultat de processus postérieurs, par exemple la cristallisation fractionnée avec assimilation. La majorité des compositions des granites leucocrates à cordièrite et/ou grenat indique que les métapélites de la croûte continentale inférieure sont la source principale des magmas

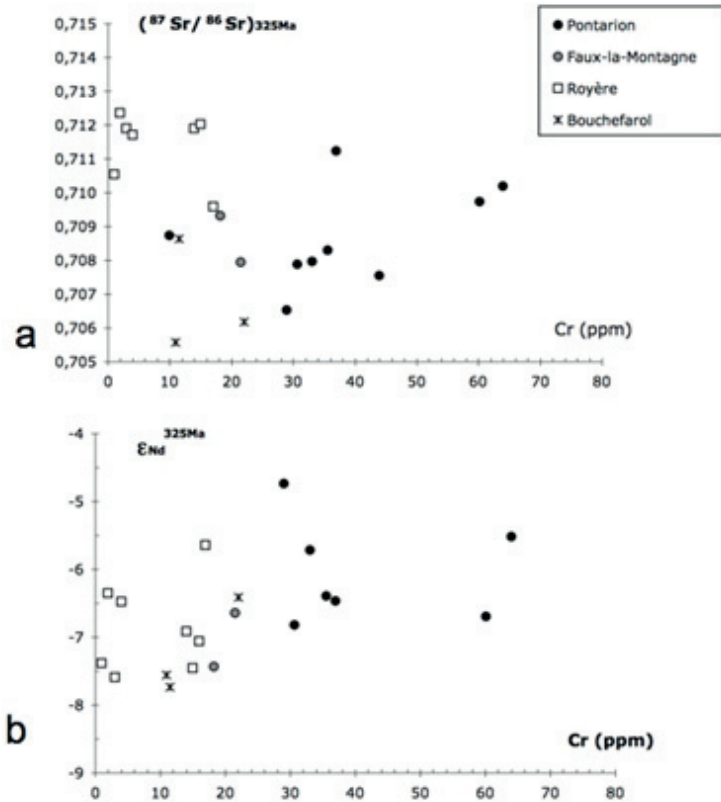


Fig. A21 - Compositions isotopiques en Sr (a) et Nd (b) comparées à la concentration en Cr (ppm). Il n'y a pas de relations simples entre ce paramètre mafique et les compositions isotopiques, suggérant que la participation de magmas basiques à la source des granites est très faible voire inexistante

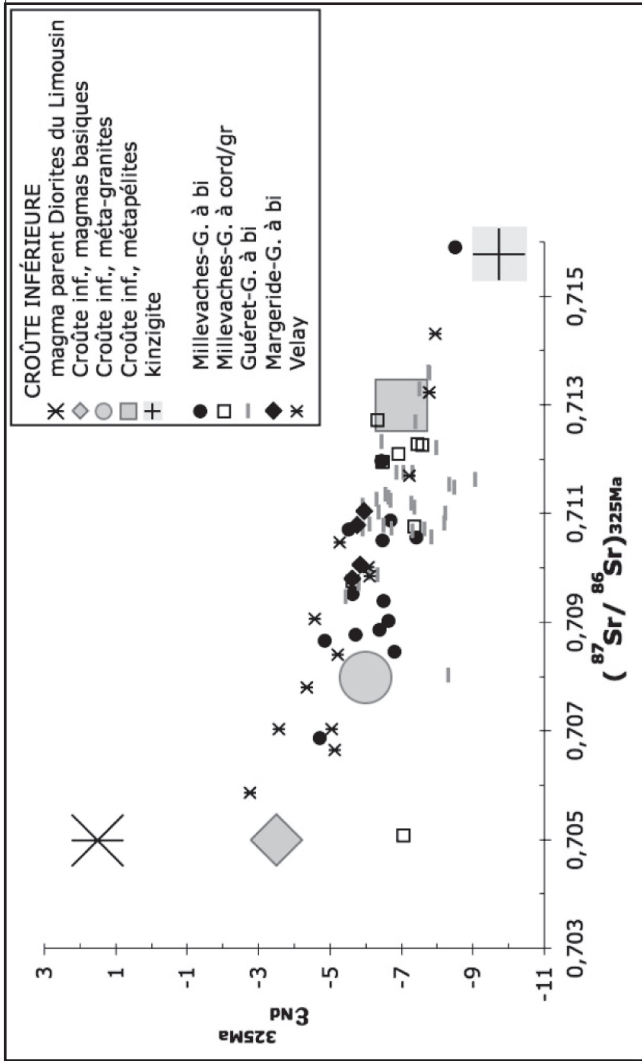


Fig. A22 - ϵ_{Nd}^{325Ma} vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{325Ma}$: compositions isotopiques des principaux granitoïdes peralumineux du Massif Central et comparaison avec les sources potentielles (voir texte)

sources possibles. On constate d'abord que les cinq sources possibles se disposent sur une hyperbole de mélange « manteau-croûte » qui résulte de l'histoire crustale de ce segment de la lithosphère continentale. Les relations « manteau-croûte » souvent retenues pour expliquer les compositions initiales des roches magmatiques peuvent donc être uniquement héritées de l'histoire archéenne et protérozoïque de formations de la croûte continentale européenne.

Le granite de la Margeride possède une composition isotopique intermédiaire entre celles des méta-granites et des métapélites de la croûte continentale inférieure. Dans la Margeride, la cristallisation fractionnée est responsable des trois faciès clair, moyen et foncé (Couturié, 1977). C'est de plus un granite riche en enclaves. Soit il existe une cristallisation fractionnée assimilant des compositions isotopiques radiogéniques, soit il s'agit d'un mélange à la source lors de la fusion partielle de métagranites et de métapélites.

Les compositions isotopiques des granitoïdes du Guéret peuvent s'expliquer de la même façon. Mais les points à faibles valeurs de ϵ_{Nd}^t suggèrent que des mélanges avec l'encaissant, les Aubussonites, sont probables. L'hétérogénéité du massif de Guéret étant maintenant reconnue (Cartannaz, 2006 ; Cartannaz *et al.*, 2008 ; Rolin *et al.*, 2008), les compositions isotopiques de ce domaine granitique demande à être réinterprétées.

Enfin, pour le massif du Velay, où le célèbre « granitoïde hétérogène » à cordiérite coexiste avec des granites à biotite, les compositions isotopiques s'étalent entre celles des trois lithologies dominantes de la croûte continentale inférieure. Il s'agit d'un exemple où les compositions isotopiques dessinent une belle courbe de mélange (Williamson, 1992). Cependant, l'extrême hétérogénéité du massif du Velay, à toutes les échelles, y compris à l'échelle de l'échantillon, rend l'échantillonnage difficile et la relation de mélange observée peut résulter du mélange « mécanique » que l'on observe sur le terrain. Enfin, les compositions isotopiques reportées dans la figure A22 imposent la participation des magmas basiques sous-plaqués à la croûte continentale du Massif central, ce qui n'est pas visible par les compositions isotopiques des autres massifs peralumineux.

Dans tous les cas, les magmas apparentés aux diorites du Limousin et les kinzigites ne semblent pas participer aux sources des granitoïdes peralumineux du Massif central.

À la lumière de ces compositions isotopiques, nous proposons que c'est bien la croûte continentale inférieure, telle que nous la connaissons par l'étude des xénolithes, qui fond pour produire les magmas granitiques peralumineux du Massif central. Il reste à expliquer comment cette fusion de la base de la croûte peut perdurer sur 60 Ma, entre environ 355 et 295 Ma.

*TABLEAUX D'ANALYSES GÉOCHIMIQUES DES GRANITOÏDES
DU NORD-MILLEVACHES*

	Granite de Pontarion				Granite leucocrate de Royère			
	P1	P2	P3	P4	R2	R3	R4	R5
SiO ₂	72,52	70,60	71,07	71,50	72,04	73,95	70,99	73,60
Al ₂ O ₃	14,36	15,06	14,86	14,32	14,47	14,02	14,49	14,50
Fe ₂ O ₃	1,87	2,14	2,46	2,46	1,49	1,22	1,67	1,10
MnO	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02
MgO	0,96	0,89	1,02	1,19	0,49	0,35	0,42	0,34
CaO	1,64	1,29	1,81	1,21	0,81	0,80	0,59	0,64
Na ₂ O	3,43	3,18	3,33	2,80	2,82	2,85	2,62	2,92
K ₂ O	4,43	5,58	4,42	5,24	6,19	5,50	5,95	6,03
TiO ₂	0,27	0,45	0,31	0,48	0,24	0,24	0,23	0,19
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,16	0,25	0,16	0,15	0,26	0,12
Perte au feu	0,99	1,43	1,06	1,43	1,05	1,09	1,43	1,22
Total	100,59	100,74	100,53	100,91	99,78	100,17	98,68	100,66
ACNK	1,07	1,11	1,10	1,15	1,13	1,16	1,22	1,16
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	52	33	48	30	62	58	64	77
CaO/Na ₂ O	0,48	0,40	0,54	0,43	0,29	0,28	0,23	0,22
Rb/Sr	0,62	0,62	0,86	1,21	1,39	2,22	2,21	1,54
Rb/Ba	0,31	0,29	0,37	0,40	0,46	0,81	0,55	0,49
La _N /Yb _N	27,4	139	24,8	39,1	13,0	59,9	12,1	17,1
Eu*	-0,16	-1,22	-0,50	-0,65	-0,89	-0,62	-0,96	-0,52
La	30,1	106,4	48,9	49,9	36,5	28,5	24,1	23,5
Ce	61,3	218,7	98,8	107,4	80,4	60,8	53,4	48,9
Nd	24,2	89,1	37,4	45,6	35,0	24,3	23,7	19,8
Sm	4,14	16,4	6,37	7,75	7,28	4,76	5,87	4,03
Eu	0,98	1,34	1,10	1,12	0,85	0,71	0,70	0,69
Gd	2,58	10,3	4,32	4,84	5,02	3,00	5,16	2,84
Dy	1,66	4,89	3,20	2,97	3,01	1,39	4,34	2,11
Er	0,73	1,07	1,46	1,12	1,59	0,38	1,60	0,97
Yb	0,74	0,52	1,33	0,86	1,90	0,32	1,35	0,93
Rb	183	205	219	283	225	256	226	189
Ba	581	716	594	710	491	318	410	388
Sr	295	329	254	233	162	116	102	122
Th	18,7	68,7	25,5	29,5	22,8	19,2	14,7	13,7
U	3,62	9,21	6,25	7,04	5,62	6,51	4,99	3,70
Ta	0,70	0,88	1,48	2,65	0,54	0,37	0,52	0,37
Nb	9,47	11,98	11,01	18,95	6,47	7,98	6,38	7,10
Hf	3,54	6,44	4,94	7,11	4,40	3,32	3,36	3,00
Zr	121	231	172	251	148	107	109	94
Y	8,2	16,1	16,2	13,3	15,7	5,1	21,5	11,4
V	23,4	23,1	28,8	27,8	9,9	5,5	7,5	4,4
Co	4,1	4,4	4,7	5,3	2,0	1,9	1,8	1,3
Cr	35,6	30,7	33,0	60,2	8,0	7,2	7,1	7,0
Ni	14,6	11,7	15,9	15,5	7,3	6,0	5,5	5,6

ACNK = rapport molaire Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O).

Eu* (anomalie en Eu) = ln(2Eu_N/(Sm_N + Gd_N)), N en indice indiquant la normalisation par rapport aux chondrites (Evensen, 1978).

Tabl. I - Chimie des granites de Pontarion et de Royère

	Granite de Faux-la-Montagne		Granite de Boucheferol		
	FM1	FM3	B1 (faciès sombre)	B2 (faciès clair)	B3 (faciès clair)
SiO ₂	71,61	73,56	69,42	72,44	71,41
Al ₂ O ₃	13,93	14,28	15,53	14,56	15,15
Fe ₂ O ₃	1,70	1,33	2,94	1,57	1,53
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
MgO	0,70	0,50	1,13	0,54	0,41
CaO	1,25	1,04	1,58	0,49	0,70
Na ₂ O	3,10	3,28	3,47	2,78	2,86
K ₂ O	4,82	5,03	4,72	6,41	5,64
TiO ₂	0,24	0,18	0,61	0,27	0,23
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,32	0,18	0,27
Perte au feu	1,11	0,94	1,24	1,33	1,45
Total	98,65	100,29	100,98	100,59	99,68
ACNK	1,11	1,12	1,13	1,17	1,25
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	59	81	26	55	66
CaO/Na ₂ O	0,40	0,32	0,45	0,18	0,24
Rb/Sr	1,16	1,33	1,00	1,62	2,97
Rb/Ba	0,47	0,57	0,38	0,40	0,75
La _N /Yb _N	11,2	18,1	52,5	46,2	21,8
Eu*	-0,63	-0,43	-0,70	-0,46	-0,74
La	36,7	23,3	64,8	26,9	24,2
Ce	77,3	48,4	135,7	60,0	51,9
Nd	30,9	19,5	56,3	25,5	22,2
Sm	5,96	3,81	8,54	4,93	4,44
Eu	0,92	0,71	1,13	0,86	0,60
Gd	4,24	2,64	4,67	3,06	2,99
Dy	3,64	1,96	2,65	1,50	1,92
Er	2,03	0,85	1,02	0,47	0,77
Yb	2,21	0,87	0,83	0,39	0,75
Rb	226	216	239	292	247
Ba	477	380	622	727	327
Sr	195	163	240	181	83
Th	24,3	13,5	34,4	17,7	14,4
U	4,56	6,66	5,76	4,55	5,72
Ta	1,39	0,78	1,08	0,65	1,98
Nb	9,41	7,37	11,01	4,59	11,20
Hf	3,89	2,84	6,89	3,69	3,15
Zr	129	89	274	118	105
Y	21,0	10,3	12,3	6,0	9,3
V	17,9	10,2	31,8	13,7	12,0
Co	3,3	2,1	5,0	2,6	2,1
Cr	21,6	18,2	22,1	11,0	11,6
Ni	10,5	8,9	14,5	7,2	7,2

ACNK = rapport molaire Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O).

Eu* (anomalie en Eu) = ln(2Eu_N/(Sm_N + Gd_N)), N en indice indiquant la normalisation par rapport aux chondrites (Evensen, 1978).

Tabl. II - Chimie de Faux-la-Montagne et de Boucheferol

	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}^{325\text{Ma}}$
Granite de Pontarion								
P1	1,7921	0,717167	8	0,1034	0,5121120	19	0,70878	-6,4
P2	1,8036	0,716814	12	0,1110	0,5121060	16	0,70847	-6,8
P3	2,4958	0,720328	8	0,1030	0,5121457	15	0,70878	-5,7
P4	3,5105	0,727112	12	0,1026	0,5120950	24	0,71087	-6,7
Leucogranite de Royère								
R2	4,0196	0,729370	13	0,1257	0,5121086	12	0,71078	-7,4
R3	6,4179	0,742412	14	0,1185	0,5121460	16	0,71273	-6,4
R4	6,3939	0,741840	7	0,1498	0,5121493	19	0,71226	-7,6
R5	4,4655	0,732618	15	0,1229	0,5121494	17	0,71196	-6,5
Granite du barrage de Faux-la-Montagne								
FM1	3,3486	0,724528	7	0,1166	0,5121269	22	0,70904	-6,6
FM3	3,8370	0,728314	13	0,1184	0,5120903	24	0,71056	-7,4
Granite de Boucheferol								
B1 (f)	2,8814	0,720806	10	0,0916	0,5120856	12	0,70748	-6,4
B2 (c)	4,6798	0,729339	17	0,1167	0,5120805	11	0,70769	-7,6
B3 (c)	8,6044	0,752348	8	0,1207	0,5120799	10	0,71255	-7,7

Tabl. III - Isotopes des granites à biotite de l'ossature du Millevaches