

CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

SAINT- SULPICE- LES-CHAMPS

par

P. ROLIN, C. CARTANNAZ, P. HENRY,
M. ROSSY, A. COCHERIE, F. SALEN,
B. DELWAULLE, B. MAUROUX



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-SULPICE-LES-CHAMPS À 1/50 000**

par

**P. ROLIN, C. CARTANNAZ, P. HENRY, M. ROSSY,
A. COCHERIE, F. SALEN, B. DELWAULLE, B. MAUROUX**

2006

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : CARTANNAZ C., ROLIN P., SALEN F., DELWAULLE B., THALOUARN N. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rolin, C. Cartannaz, P. Henry, M. Rossy, A. Cocherie, F. Salen, B. Delwaulle, B. Mauroux. (2006) 178 p.

– *pour la notice* : ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B., MAUROUX B. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Champs (666). Orléans : BRGM, 178 p. Carte géologique par C. Cartannaz, P. Rolin, F. Salen, B. Delwaulle, N. Thaluarn. (2006).

© BRGM, 2006. 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 : 978-2-7159-1666-1

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	11
INTRODUCTION	15
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	15
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	16
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	22
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	22
Migmatites du massif de Guéret	22
Formations métamorphiques du massif de Millevaches	24
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i>	35
Granites du massif de Guéret	35
Granites du massif du Millevaches	44
Intrusions isolées et filons	61
<i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	62
Formations sédimentaires houillères stéphaniennes	62
Formations superficielles	65
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	71
<i>DYNAMIQUE DES DÉPOTS SÉDIMENTAIRES</i>	71
Formations sédimentaires du Protérozoïque ou du Paléozoïque inférieur	71
Formations sédimentaires stéphaniennes	71
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES UNITÉS MÉTA-SÉDIMENTAIRES</i>	72
Formations kinzigitiques du Millevaches	72
Formations d'âge supposé protérozoïque ou paléozoïque inférieur des aubussonites	72
Formations gneissiques de la bordure nord du Millevaches	72

<i>MISE EN PLACE DES GRANITES</i>	74
Granites du massif de Guéret	75
Granites du massif du Millevaches	77
<i>DÉFORMATIONS DUCTILES (POST-SOLIDUS) DES INTRUSIONS MAGMATIQUES</i>	82
Déformation ductile des granites du massif de Guéret	82
Déformation ductile des granites de Pontarion et de Royère	82
Déformations ductiles des granites à deux micas du massif du Millevaches	83
ZONES DE CISAILLEMENT ET FAILLES RÉGIONALES	85
<i>ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE DU NORD MILLEVACHES</i>	85
<i>SYSTÈME DE FAILLES DE LA CREUSE</i>	88
<i>FAILLE DE VASSIVIÈRE</i>	92
<i>FAILLE D'ARGENTAT</i>	92
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	94
<i>TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE</i>	94
<i>NÉOTECTONIQUE</i>	94
<i>SISMICITÉ</i>	95
<i>DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES</i>	96
HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION	96
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	105
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	105
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	105
SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES	109
<i>HOUILLE</i>	109
<i>CARRIÈRES ABANDONNÉES</i>	112
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	112
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	112
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	112
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	112
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	113

ANNEXES	123
<i>GÉOCHRONOLOGIE</i>	125
<i>GÉOCHIMIE</i>	157

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 – Carte schématique des granites et formations sédimentaires et métamorphiques affleurant sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs (cadre) et alentours	18-19
Fig. 2 – Structurogramme des mesures de plans de foliation S1-2, de linéations minérales Lm1 et d'axes de microplis P2 relevées dans les Gneiss de la Pouge et de Saint-Hilaire-le-Château–Banize en bordure nord du Millevaches	26
Fig. 3 – Structurogramme des mesures de plans de cisaillement « C1 » et de stries relevées dans les Micaschistes de Villesourde (accessoirement dans les Gneiss de la Pouge) et dans les Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château–Banize en bordure nord du Millevaches	28
Fig. 4 – Structurogramme des mesures d'axes de plis dissymétriques P4 relevées dans les Micaschistes de Villesourde en bordure nord du Millevaches	29
Fig. 5 – Structurogramme des mesures de surface de foliation, parfois confondue avec des plans de cisaillement « C1 », de linéations minérales et de stries relevées dans le Granite de Chavanat en bordure nord du Millevaches	54
Fig. 6 – Structurogramme des mesures de plans de cisaillement « C1 » et de stries relevées dans le granite de Chasselins–Goutelle en bordure nord-est du Millevaches	56
Fig. 7 – Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)	66
Fig. 8 – Carte des foliations magnétiques mesurées par la méthode de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (Jover, 1986), adaptée sur le fond géologique de la carte Saint-Sulpice-les-Champs	78
Fig. 9 – Carte des linéations magnétiques mesurées par la méthode de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (Jover, 1986), adaptée sur le fond géologique de la carte Saint-Sulpice-les-Champs	80
Fig. 10 – Carte structurale du massif de Royère–Pontarion, avec représentation schématique des différentes structures de cisaillements décrites dans le texte	hors texte

Fig. 11 – Carte structurale du granite de Chasselins–Goutelle, avec représentation schématique des différentes structures de cisaillements décrites dans le texte	hors texte
Fig. 12 – Évolution schématique du Cisaillement Nord-Millevaches et de la Courtine au Tournaisien–début du Viséen.	98
Fig. 13 – Évolution schématique de la bordure nord du Millevaches au Viséen moyen-supérieur	100
Fig. 14 – Évolution schématique de la bordure nord du Millevaches au Viséen supérieur-Namurien (vers 327 – 320 Ma)	102
Fig. 15 – Évolution schématique de la bordure nord du Millevaches au Westphalo-Stéphanien.	103

LISTE DES FIGURES DE L'ANNEXE 1

Fig. 16 – Âge U-Th-Pb sur monazite de la Migmatite d'Aubusson (éch. LA-35B)	128
Fig. 17 – Âge U-Th-Pb sur monazite de la Migmatite d'Aubusson (éch. LA-37)	130
Fig. 18 – Âge U-Th-Pb sur monazite de la Migmatite d'Aubusson (éch. LA-38)	132
Fig. 19 – Âge U-Th-Pb sur monazite de la Granodiorite de Vallantage (éch. CJ-51)	133
Fig. 20 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Monzogranite de Peyrabout (éch. CH-45)	134
Fig. 21 – Âge U-Pb sur zircon (SHRIMP) du Monzogranite de Peyrabout (éch. CH-45)	140
Fig. 22 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Monzogranite d'Aulon (éch. LB-92)	142
Fig. 23 – Âge U-Pb sur zircon (SHRIMP) du Monzogranite d'Aulon (éch. LB-92)	143
Fig. 24 – Âge U-Th-Pb sur monazite de la Granodiorite de Saint-Fiel (éch. CH-43)	144
Fig. 25 – Âge U-Th-Pb sur monazite de la Granodiorite d'Alleyrat (éch. LA-39)	146
Fig. 26 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Granite de Pontarion (éch. LA-49)	147
Fig. 27 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Granite de Royère (éch. CJ-47)	148
Fig. 28 – Âge U-Pb sur zircon du Granite de Royère (éch. CJ-47)	150

Fig. 29 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Granite de Chavanat (éch. LA-48)	151
Fig. 30 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Leucogranite de Goutelle (éch. CJ-41)	152
Fig. 31 – Âge U-Pb sur zircon (SHRIMP) du Leucogranite de Goutelle (éch. CJ-41)	153
Fig. 32 – Âge U-Th-Pb sur monazite du Leucogranite de Courcelles (éch. CJ-53)	154

LISTE DES FIGURES DE L'ANNEXE 2

Fig. 33 – Classification chimique des roches métamorphiques (Bard, 1990)	158
Fig. 34 – Diagramme de terres rares des roches métamorphiques	159
Fig. 35 – Position des faciès du granite de Guéret dans le diagramme AB	161
Fig. 36 – Diagrammes A/CNK vs. SiO ₂	162
Fig. 37 – Diagrammes de terres rares	hors texte
Fig. 38 – Diagramme La _N /Yb _N vs. SiO ₂ .	164
Fig. 39 – Comparaison avec l'étude de Downes <i>et al</i> (1997) en utilisant les paramètres ASI, SiO ₂ et le rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	hors texte
Fig. 40 – Diagramme de classification QP	166
Fig. 41 – A/CNK vs. SiO ₂ .	168
Fig. 42 – Diagrammes de terres rares	hors texte
Fig. 43 – Comparaison des compositions chimiques caractéristiques	170

LISTE DES TABLEAUX EN ANNEXES

Annexe 1

Tabl. 1 – a) Localisation des échantillons pour la géochronologie	126
b) Résumé des analyses à la microsonde électronique sur monazites des granitoïdes du Massif central	127
Tabl. 2 – Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons	136-137-138-139
Tabl. 3 – Datations avec les fourchettes d'erreurs, disponibles sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs et régions alentours	155

Annexe 2

Tabl. 4 – Caractéristiques géochimiques des 4 faciès du Granite de Guéret	160
--	-----

Tabl. 5 – Caractéristiques chimiques de différents granitoïdes du Nord du Millevaches	167
Tabl. 6 – Chimie des aubussonites	173
Tabl. 7 – Chimie des gneiss et amphibolites du Millevaches	174
Tabl. 8 – Chimie des granites du massif de Guéret	175
Tabl. 9 – Chimie du Granite de Peyrabout et des enclaves du massif de Guéret	176
Tabl. 10 – Chimie de granites du Millevaches et de gneiss kinzigitiques	177

RÉSUMÉ

La carte Saint-Sulpice-les-Champs s'étend sur l'extrémité septentrionale du massif du Millevaches et la partie méridionale du massif de Guéret. Ces massifs sont essentiellement constitués de granoïdes enclavant des masses gneissiques isolées et dispersées. Du fait d'une anatexie au Dévonien moyen qui a affecté ces gneiss, les informations antérieures à cette période sont occultées et l'évolution précoce de la région est très mal connue.

Les données disponibles montrent que l'histoire régionale débute par le dépôt de sédiments alumineux, grauwackeux et argileux, qui donneront au Dévonien les formations gneissiques du Nord-Millevaches et les migmatites du massif de Guéret. De rares lentilles amphibolitiques connues dans les formations du Millevaches proviendraient de la transformation de petits niveaux de basaltes intercalés dans ces sédiments. Aucune donnée ne permet d'imaginer la puissance des dépôts, ni de préciser l'âge de leur sédimentation. Toutefois un âge paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien), voire protérozoïque supérieur, semble vraisemblable. Mais le substratum sur lequel s'est effectuée cette sédimentation reste totalement inconnu. Dans l'état actuel des connaissances (lithologiques, pétrographiques et géochimiques) il est hasardeux de rattacher les lambeaux isolés de terrains métamorphiques du Millevaches et du massif de Guéret à l'une des grandes unités du Limousin.

Les premières traces de déformation (foliation S1 et linéation minérale Lm1) et de métamorphisme sont rapportées à la fin de la collision dévonienne. Cette collision, caractérisée par une tectonique tangentielle majeure au Dévonien inférieur à moyen, est accompagnée de la mise en place de grandes nappes de charriages dans le Limousin et le plateau d'Aigurande, mais aucune trace d'une telle tectonique n'a été relevée ici. Les terrains subissent ensuite une anatexie vers 375 Ma : totale dans le massif de Guéret (anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites »), et partielle dans le Nord-Millevaches (métatexites). Un serrage régional tardi-anatexie, redresse la foliation et induit des plis anisopaques post-foliaux (plis P2) de direction moyenne N120.

L'événement thermique majeur, à l'origine de l'anatexie, est ensuite relayé par un long processus magmatique qui débute dès le Dévonien supérieur. Il est marqué par l'ascension précoce de magmas mantelliques basiques tonalitiques dévono-tournaisiens, abondants dans le Nord du massif de Guéret, mais dont de rares témoins sont conservés en bordure du Millevaches. Il précède l'important magmatisme peralumineux du massif de Guéret. Les datations des principaux types de granoïdes du massif de Guéret (Villatange, Saint-Fiel et Peyrabout) indiquent une mise en place de ce complexe magmatique sur une courte durée (entre 359-346 Ma). Ils sont

co-structurés horizontalement (fabrique planaire et linéation minérale E-W) pendant leur cristallisation au Tournaisien, en lames horizontales. Le faciès tonalitique de Villatange, le plus cafémique (riche en Ca, Fe, Mg), qui affleure à proximité de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, serait un faciès cumulatif ; les faciès de Saint-Fiel et de Peyrabout sont plus différenciés. Le Monzogranite d'Aulon, le dernier à se mettre en place au Tournaisien (351 ± 5 Ma), et le plus différencié, recoupe toutes les structures magmatiques des autres granites du massif de Guéret.

Ce magmatisme est contemporain d'une tectonique transcurrente dextre, à l'origine d'une vaste zone de cisaillement en bordure du Millevaches : le cisaillement du Nord-Millevaches, structure majeure de cette région, et qui traverse la carte en diagonale. C'est une vaste zone de cisaillement ductile dextre, de 3 à 6 km de large, qui affecte la bordure septentrionale du Millevaches et la marge méridionale du massif de Guéret. Son fonctionnement principal au Tournaisien, déforme les gneiss de la bordure nord du Millevaches, en contexte métamorphique du faciès « Amphibolite », et la Granodiorite de Villatange (massif de Guéret) de mise en place syn-cisaillement. Le bâti se refroidissant au cours du Tournaisien, la déformation mylonitique se poursuit dans le faciès des « Schistes verts » et se concentre en bordure nord de la zone de cisaillement, le long de la faille de Saint-Michel-de-Veisse (*cf.* Gneiss ultramylonitiques de Villesourde). Le jeu dextre de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches et surtout de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, est accompagné d'un rejet vertical qui soulève relativement le massif de Millevaches par rapport à celui de Guéret. Le Monzogranite d'Aulon (massif de Guéret) recoupe ce vaste couloir de cisaillement qu'il post-date.

Dans le massif du Millevaches, les intrusions granitiques sont tardives au cisaillement. Elles débutent par la mise en place des granitoïdes imbriqués de Pontarion et de Royère dans les gneiss de la partie centrale du massif. La mise en place du Granite monzonitique de Pontarion se fait en plusieurs étapes, de la fin du Viséen inférieur (vers 345 Ma) pour les premières, au Viséen supérieur (entre 335-323 Ma) pour les dernières. Ces dernières étant contemporaines de la mise en place du granite à biotite, grenat et cordiérite de Royère et de leucogranites (Chavanat et Chasselines-Goutelles) à la jointure du massif de Millevaches. Les derniers leucogranites se mettant en place à la fin du Viséen et au Namurien.

La direction de raccourcissement tectonique régional est restée orientée NNE-SSW durant tout le magmatisme dans le Millevaches. Au Viséen moyen et supérieur, ce raccourcissement déforme les granites monzonitiques de Pontarion et de Royère, provoque le rejeu en faille inverse de la faille de Saint-Michel-de-Veisse (ce qui accentue le soulèvement relatif du massif de Millevaches par rapport au massif de Guéret), et crée les failles N160 du

système de la Creuse. Les Granites de Chavanat et de Chasselins-Goutelle sont déformés en aplatissement et disloqués par ces failles. Ces déformations sont de type ductiles dans le Millevaches encore en profondeur, et fragiles dans le massif de Guéret à l'affleurement. Ces failles tronçonnent et boudinent le Granite de Chasselins-Goutelle, et décrochent la zone de cisaillement de la Courtine, par rapport à celle du Nord-Millevaches. Au Namurien, ce raccourcissement provoque l'aplatissement du Granite de Courcelles et le jeu normal de la faille d'Argentat à l'origine de l'écrasement du leucogranite de Bourganeuf.

Au Stéphanien, le rejeu vertical des failles NW-SE de la Creuse guident l'ouverture des bassins lacustres houillers d'Ahun et de Saint-Michel-de-Weisse. Ces dépressions de faible profondeur (des grabens dissymétriques) sont comblées par des sédiments détritiques appartenant à d'anciens cônes de déjection torrentiels ou à des formations fluviales et lacustres fines grésos-argilo-silteuses. Peu après, le bassin d'Ahun sera partiellement recouvert par un épanchement volcanique acide rapporté au Permien (Rhyolite de Fourneaux).

Après le Carbonifère (vraisemblablement au Permo-Trias) la région achève sa pénéplanation. La surface d'érosion continentale post-hercynienne est ensuite attaquée par une forte altération au Crétacé inférieur (anté-Cénomaniens) ou/et à l'Éocène inférieur et moyen. Cette altération développe dans la partie superficielle du socle un manteau d'altérites de plusieurs dizaines de mètres de puissance (Wyns et Guillocheau, 1999).

Plus récemment, au Plio-Quaternaire, la réactivation des failles disloque cette surface d'érosion et induit l'essentiel des reliefs actuels dont le graben d'Ahun-Lavaveix-les-Mines, empruntée par la Creuse, et le horst du Granite de Soubrebst. Cette tectonique provoque une forte reprise d'érosion qui décape partiellement le manteau d'altérites.

ABSTRACT

The Saint-Sulpice-les-Champs map area covers the northern end of the Millevaches massif and the southern part of the Guéret massif, both composed mainly of granitoids enclosing dispersed and isolated gneissic bodies. The gneiss reflects a Middle Devonian anatexis that has occulted any information prior to this period, and consequently we have little knowledge concerning the region's early development.

Available data indicate that the regional history began with the deposition of aluminous, greywacke and clayey sediments that, during the

Devonian, were transformed into the North Millevaches gneiss formations and the Guéret massif migmatites. Rare amphibolite lenses within the Millevaches formations probably reflect the transformation of small layers of basalt intercalated in the sediments. No data are available to indicate either the thickness or the age of the sedimentary deposits, although an Early Paleozoic (Cambrian-Ordovician), if not Late Paleozoic, age appears likely. The substratum of the sedimentation, however, remains completely unknown. With our present state of knowledge (lithological, petrographic, geochemical) it would be rash to link the isolated fragments of metamorphic terrain in the Millevaches and Guéret massifs with any of the major units of the Limousin.

The first signs of deformation (S1 foliation and Lm1 mineral lineation) and metamorphism are assigned to the end of the Devonian collision that, during the Early to Middle Devonian, was characterized by major tangential tectonism accompanied by the emplacement of major thrust nappes in the Limousin and Aigurande plateau. No trace of this tectonism, however, is seen in the map area. The anatexis, total in the Guéret massif (sillimanite-cordierite anatexites “aubussonites”) and partial in the North Millevaches (metatexites), occurred at about 375 Ma. A regional late-anatectic tightening rectified the foliation and induced post-foliation anisopachous folding (P2 folds) with an average strike of N120°.

The major thermal event giving rise to the anatexis was followed by a long magmatic process beginning in the Late Devonian. An early upwelling of basic mantle tonalitic magmas (Devonian – Tournaisian) — abundant in the north of the Guéret massif, but with only rare outliers preserved at the edge of the Millevaches — was followed by the major peraluminous magmatism of the Guéret massif. Dating the main facies of the Guéret massif (i.e. the Villatange, Saint-Fiel and Peyrabout) indicates that the massif was emplaced over a short interval (359 to 346 Ma). The facies were co-structured horizontally (planar fabric and E-W mineral lineation) during their Tournaisian crystallization to form horizontal bodies. The Villatange tonalite facies, the most calcic (Ca, Fe, Mg rich) and exposed near the Saint-Michel-de-Weisse Fault, would represent a cumulate; the Saint-Fiel and Peyrabout facies are more differentiated. The Aulon monzogranite, the last and the most differentiated facies to be emplaced during the Tournaisian (351 ± 5 Ma), cuts all the magmatic structures of the other Guéret massif granites.

The magmatism was contemporaneous with a dextral transcurrent tectonism that gave rise to a vast shear zone along the edge of the Millevaches: the North Millevaches Shear, which is a major structure of the region and crosses the map area diagonally. From 3 to 6 km wide, this vast ductile dextral shear zone affects both the northern edge of the Millevaches and the southern margin of the Guéret massif. Its main activity during the

Tournaisian deformed not only the gneiss at the northern border of the Millevaches under "amphibolite" facies metamorphic conditions, but also the Villatange Granodiorite (Guéret massif) whose emplacement was contemporaneous with the shearing. As the basement cooled during the Tournaisian, the mylonitic deformation continued under "greenschist" facies conditions and became concentrated along the Saint-Michel-de-Veisse Fault at the northern edge of the shear zone (cf. the ultramylonitic Villesourde Gneiss). The dextral play of the North Millevaches Shear Zone, and especially of the Saint-Michel-de-Veisse Fault, was accompanied by a vertical throw that raised the Millevaches massif in relation to the Guéret massif. The Aulon monzogranite (Guéret massif) cuts this vast shear corridor and postdates it.

The granite intrusions in the Millevaches massif were later than the shearing and began with the emplacement of the imbricated Pontarion and Royère granites in the gneiss of the central part of the massif. The Pontarion monzogranite was emplaced over several stages from the end of the Early Visean (around 345 Ma) for the first to the Late Visean (between 335 and 323 Ma) for the last. The last stages were contemporaneous with the emplacement of the Royère biotite – garnet – cordierite granite and the Chavanat and Chasselines–Goutelles leucogranites at the seam of the Millevaches massif. The last leucogranites date from the end of the Visean and the Namurian.

The regional tectonic shortening retained a NNE-SSW orientation throughout the magmatism in the Millevaches. It deformed the Pontarion and Royère monzogranites during the Middle and Late Visean, provoking a reactivation of the Saint-Michel-de-Veisse Fault as a reverse fault (accentuating the relative uplift of the Millevaches with respect to the Guéret massif), and gave rise to the N160° faults of the Creuse system. These faults, ductile in the Millevaches massif (where they were still deep) and brittle in the Guéret massif (where they reached the surface), flattened and dislocated the Chavanat and Chasselines-Goutelle granites. They also truncated and boudinaged the Chasselines–Goutelle Granite and offset the Courtine Shear Zone with respect to the North Millevaches Shear Zone. During the Namurian, the shortening flattened the Courcelles Granite and provoked normal movement of the Argentat Fault, which resulted in crushing the Bourgneuf Granite.

Vertical reactivation of the NW-SE faults of the Creuse during the Stephanian, guided the opening of the Ahun and Saint-Michel-de-Veisse lacustrine coal basins. These shallow depressions (asymmetric grabens) were filled with detrital sediments from old torrential cones of dejection or fine-grained sandy – clayey – silty lacustrine and fluvatile formations. Shortly afterwards, the Ahun basin was partly covered by an acid volcanic effusion (Fourneaux Rhyolite) assigned to the Permian.

Following the Carboniferous (and probably during the Permo-Triassic) the region became peneplaned. This post-Hercynian continental erosion surface was then attacked by intense weathering during the Early Cretaceous (pre-Cenomanian) and/or Early and Middle Eocene, resulting in the formation of an alterite mantle several tens of metres thick in the surficial part of the basement (Wyns and Guillocheau, 1999).

More recently, during the Plio-Quaternary, fault reactivation disrupted the erosion surface and developed most of the present-day morphology, such as the Ahun–Lavaveix-les-Mines graben (followed by the Creuse river) and the Soubrebost Granite horst. This recent tectonism prompted intense renewed erosion that has partly stripped the alterite mantle.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Appartenant en totalité au département de la Creuse, le territoire de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs s'étend sur la retombée septentrionale du plateau du Millevaches et sur la bordure méridionale du plateau de Guéret.

Le plateau de Guéret intéressé par cette feuille comprend deux régions à relief contrasté, disposées de part et d'autre d'une ligne allant de La Chapelle-Saint-Martial à Sous-Parsat (région de Sardent). Au Sud-Ouest, le paysage est vallonné, parsemé de petites collines dont les sommets sensiblement à la même altitude, ne dépassent pas 650 m (ancienne pénéplaine entaillée). Au Nord-Est de cette ligne, s'étend un plateau mollement ondulé dont l'altitude moyenne est inférieure d'une centaine de mètres à celle de la région précédente. Ce plateau s'élève progressivement vers l'Est jusqu'à une crête parallèle à la Creuse, passant par Saint-Michel-de-Veisse et Fransèche où les reliefs dépassent de peu les 600 m. Il s'abaisse ensuite au Nord-Est de cette crête par paliers limités par des talus (de failles) vers la dépression de Lavaveix-les-Mines où coule la Creuse.

La retombée du plateau de Millevaches présente une morphologie de collines faiblement vallonnée. Son trait morphologique marquant est une crête d'altitude modérée, de 600 à 650 m d'altitude, armée de granites à deux micras, qui borde la limite du massif de Millevaches. Au Nord, cette crête domine faiblement le plateau de Guéret de 50 à 75 m environ et au Sud elle surplombe une large zone morphologiquement déprimée, de 500 à 550 m d'altitude et occupée par des vallées du Thaurion, de la Banize et leurs affluents. Cette dépression est essentiellement creusée dans des micraschistes et des gneiss. Le relief s'élève ensuite mollement vers le Sud pour se raccorder progressivement au plateau de Millevaches, où se trouve le puy Lautard, point culminant de cette feuille (775 m). À l'Ouest d'une ligne Saint-Pierre-de-Bellevue-Pontarion, un relief accentué de direction N-S domine de plus de 200 m la dépression des vallées du Thaurion et de la Banize qu'il barre en partie. Il est armé par le massif leucogranitique de Soubrebost. Vers l'Ouest, ce relief surplombe la plaine du Limousin (feuille voisine Bourgneuf).

Région pauvre du Limousin, en cours de dépeuplement, aucune agglomération n'est importante : Sagent, Vallières et Lavaveix-les-Mines, les trois bourgs les plus peuplés de cette région, ne compte qu'à peine 1 000 habitants chacun ; aucune des autres localités ne dépasse 400 habitants, y compris les villages de Saint-Sulpice-les-Champs, de Pontarion et de Blessac.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

L'Ouest du Massif central français est découpé par des failles en une mosaïque de grandes unités lithotectoniques ; le massif de Guéret en occupant la position centrale. Ce massif est bordé au Nord par le plateau d'Aigurande et au Sud par le Limousin, le massif de Millevaches et la série d'Ussel. Ce socle est recouvert d'une couverture volcano-sédimentaire d'âge viséen supérieur (bassins des Combrailles et complexe volcano-détritique de Glénic-Pionnat, non présent sur cette carte) et d'une couverture détritico houillère d'âge stéphanien moyen. Ces deux couvertures sont principalement préservées dans d'étroits bassins d'effondrement, contrôlés par les jeux carbonifères des failles qui disloquent la région.

Étendue sur les massifs de Guéret et de Millevaches (fig. 1) la feuille Saint-Sulpice-les-Champs est traversée en diagonale par la faille de direction N110 à N120 de Saint-Michel-de-Weisse (trait structural majeur de la région). À proximité de la vallée de la Creuse, cette faille est décrochée par des failles de direction N140 à N160 du système de la Creuse. C'est l'ensemble de ces failles qui assurent le contact entre les massifs de Guéret et de Millevaches (fig. 1). Sur cette carte, la couverture houillère stéphanienne est préservée dans deux étroits bassins d'effondrement : Saint-Michel-de-Weisse et Ahun. Suite à une longue dégradation sous climat humide, une couverture d'altérites s'est développée sur ce socle ; elle est actuellement fortement décapée par l'érosion.

Trois des faciès granitiques reconnus dans le massif de Guéret affleurent dans la région (Ranchin, 1970 ; Berthier, 1979 ; Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle *et al.*, 1986). Ce sont : la Granodiorite-tonalite de Villatange, la Granodiorite de Saint-Fiel et le Monzogranite de Peyrabout. Disposés en bandes de direction NW-SE, ces affleurements sont recoupés par le Monzogranite d'Aulon (autre faciès du massif de Guéret, mais non présent sur cette carte, fig. 1). Ces granites sont en contact avec les migmatites à cordiérite d'Aubusson qui affleurent largement dans la partie sud-est de la carte et également sous forme de panneaux enclavés dans les granites.

Le Millevaches est un massif granitique complexe. Son ossature (fig. 1) est constituée par un granite monzonitique porphyroïde à biotite (Granite de Pontarion) dans lequel s'imbrique un granite leucocrate à biotite et cordiérite (Granite de Royère) et le leucogranite à grain moyen de Soubrebost. Ils sont ceinturés de leucogranites en gisement linéaire associés à de grands panneaux de schistes cristallins qualifiés de granites de jointure par J. Lameyre (1966). Ce sont : le leucogranite à grain grossier de Chasselins-Goutelle (en bordure ouest du Millevaches) ; le granite à sillimanite et muscovite de Chavanat et le leucogranite à grain moyen de

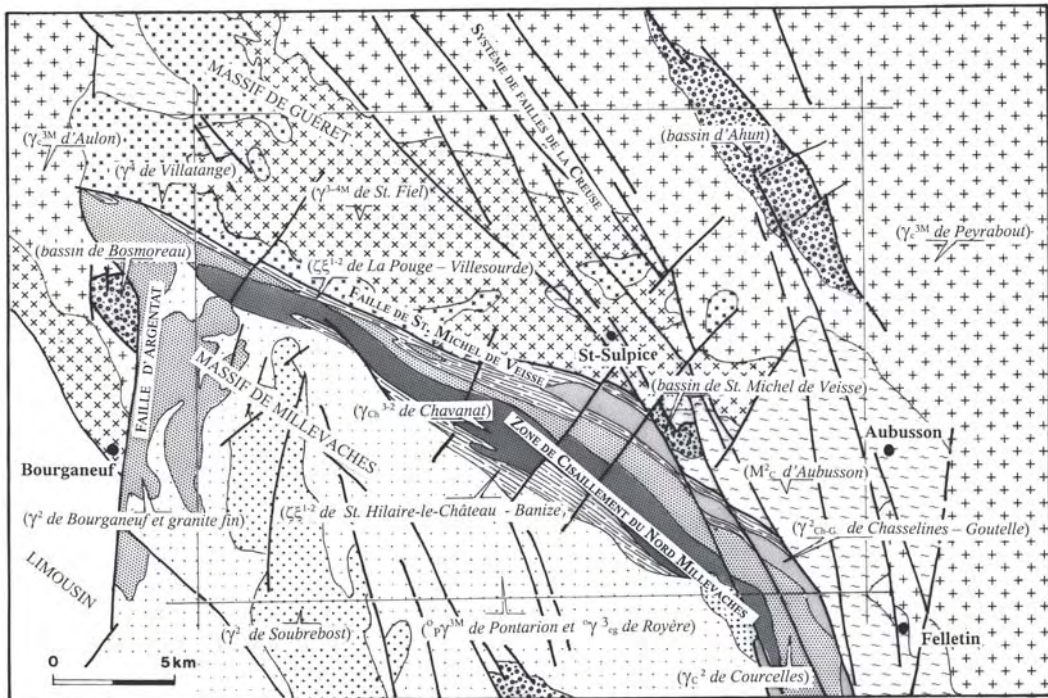
Courcelles en bordure nord-est ; le leucogranite à grain moyen de Bourganeuf et un leucogranite à grain fin en bordure occidentale du massif le long de la faille d'Argentat. Les terrains métamorphiques actuellement enclavés dans ces granites constituent leur encaissant initial. Ils comprennent des gneiss et des micaschistes variés dont la structuration est rattachée à une dynamique dévonienne, ou carbonifère inférieur.

Trois grandes directions de failles disloquent le socle, la première N110 à N120 comprend uniquement la faille de Saint-Michel-de-Veisse qui jalonne une vaste zone de cisaillement ductile (la zone de cisaillement du Nord-Millevalches). La seconde, de direction N140 à N160 comprend les failles du système de la Creuse, celles d'Arrènes (fig. 1) et de Vassivière. La troisième direction, N15 à N40, comprend de nombreuses failles de faible extension sécantes sur les deux directions précédentes, et également la faille de Bourganeuf (hors de la carte), qui n'est que la terminaison septentrionale de la faille d'Argentat.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux cartographiques antérieurs : les feuilles à 1/80 000 Guéret et Aubusson, sont les seules cartes géologiques publiées couvrant la région de Saint-Sulpice-les-Champs. Les premières éditions de ces deux cartes ont été établies à partir des levés de L. de Launay entre 1896 et 1906. En 1963 est publiée la seconde édition de la feuille Guéret réalisée à partir des levés de M. Chenevoy (1958), et celle d'Aubusson en 1965 à partir des levés de F.-H. Forestier.

Travaux pétrographiques et géochimiques antérieurs : M. Chenevoy (1958) réalise la première étude de l'ensemble du massif de Guéret. Étude reprise ensuite par G. Ranchin (1970), qui publie dans le cadre de sa thèse les premiers travaux géochimiques sur ce massif. La géochimie des granites fait ensuite l'objet de traitements statistiques de la part de H. de La Roche *et al.* (1980). D'après M. Chenevoy et I. Ravier (1989), les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » proviennent de la fusion de sédiments pélitiques et grauwaqueux. À l'aide des géothermobaromètres grenat-biotite et grenat-cordiérite, ils estiment que les conditions d'équilibre correspondent au stade anatectique final d'évolution des matériaux, à 680° et 5 kb. Les seuls levés géologiques (non publiés) et travaux géochimiques couvrant la partie Millevalches de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs, ont été réalisés par N. Razafimahefa (1987), J.-M. Stussi et M. Cuney (rapport CEA inédit) dans le cadre d'une étude pétrographique et géochimique des granites du massif de Millevalches. L. Turpin *et al.* (1990) ont poursuivi l'étude géochimique des granites des massifs de Guéret et du Millevalches par des mesures isotopiques





Formations sédimentaires houillères stéphaniennes



Formations gneissiques du Limousin

Massif de Guéret



Anatexites à cordiérite d'Aubusson (M_c^2)



Granodiorites de Villatange (γ^4)



Monzogranite de Peyrabout et d'Aulon (γ_c^{3M})



Monzogranitique à granodioritique de Saint-Fiel (γ^{3-4M})

Massif de Millevaches



Gneiss et micaschistes du Nord du Millevaches ($\zeta\xi^{1-2}$)



Granites à biotite ($^o_p\gamma^{3M}$) de Pontarion et ($^o\gamma_{cg}^3$) de Royère



Leucogranites de Courcelles et de Bourgneuf (γ_c^2)



Granite à muscovite ou sillimanite de Chavanat (γ_{Ch}^{3-2})



Leucogranite de Chasselins – Goutelle (γ^2_{Ch-G})



Leucogranite de Soubrebost (γ^2)



Leucogranite à grain fin ($f\gamma^2$)

Fig. 1 - Carte schématique des granites et formations sédimentaires et métamorphiques affleurant sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs (cadre) et alentours. La carte s'étend pour partie sur l'extrémité septentrionale du massif du Millevaches et pour partie sur la partie méridionale du massif de Guéret

Rb-Sr et Sm-Nd, et ont recherché la source des magmas parmi les roches métamorphiques connues en Limousin.

Données structurales antérieures : O. Jover (1986) établit une carte des foliations et des linéations magmatiques de ce massif en utilisant la méthode d'anisotropie de la susceptibilité magnétique des roches. La thèse de L. Vauchelle (1988) porte sur l'extrémité occidentale du massif de Guéret et s'inscrit dans un programme comportant une étude géophysique de cette partie du massif (Dupis *et al.*, 1990) qui aboutit à l'implantation du sondage de Créchat-Les Sibieux, réalisé en 1988 par la COGEMA, à l'instigation du CEA. Ce sondage a démontré la présence d'anatexites d'Aubusson sous les granites de Guéret (Lameyre *et al.*, 1988). D'après L. Vauchelle (1988), la fabrique et la répartition des faciès pétrographiques autour de ces enclaves suggèrent une disposition en lame ou en laccolite des faciès orientés du massif de Guéret posés sur une « semelle » migmatitique. Cette interprétation est également étayée par les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) effectuées dans ces faciès (Bouchez *et al.*, 1984).

Données géophysiques : A. Gébelin *et al.* (2004) et A. Gébelin (2004) modélisent la forme en trois dimensions des massifs de Guéret et du Millevaches à partir de mesures gravimétriques nouvelles et de mesures de densités acquises sur le terrain. Le massif de Guéret présente une forte anomalie positive qui suggère une faible épaisseur, de quelques centaines de mètres, pour ce massif (Gébelin *et al.*, 2004 ; Gébelin, 2004). À partir d'une anomalie résiduelle négative relativement peu marquée, plus négative au Sud qu'au Nord du massif, A. Gébelin (2004) considère le Millevaches comme un laccolite. Celui-ci serait plus épais au Sud qu'au Nord, et son plancher se situerait entre 4 000 m de profondeur au Sud et 1 500 à 2 000 m de profondeur au Nord.

La faille N120 de Saint-Michel-de-Veisse, trait structural majeur de cette carte, fait partie d'une famille de trois failles de même direction assurant la bordure sud du massif de Guéret : failles d'Arrènes, Saint-Michel-de-Veisse et de la Courtine. Si l'on exclut l'interprétation de J. Lameyre (1982) qui considère ces failles comme d'anciens chevauchements réutilisés en failles normales en bordure du Millevaches, tous les autres auteurs (Razafimahefa, 1987 ; Jover, 1986 ; Rolin, 1987 ; Vauchelle, 1988 ; Chantraine *et al.*, 1996 ; Faure et Pons, 1991), s'accordent à les considérer comme des segments d'un important décrochement dextre N120. Celui-ci serait continu en bordure du massif de Guéret et actuellement disloqué par le jeu normal et décrochant de la faille subméridienne d'Argentat. Deux conceptions s'opposent sur la structure de ce décrochement à l'Est de la faille d'Argentat : pour O. Jover (1986), N. Razafimahefa (1987), P. Rolin (1987), L. Vauchelle (1988), Chantraine *et al.* (1996), les failles de Saint-Michel-de-Veisse et de la Courtine ne sont pas continues, car disloquées par des failles méridiennes dextres, en bordure orientale du Millevaches ; mais à l'encontre de cette

conception, M. Faure et J. Pons (1991) et A. G ebelin (2004) pensent que ces failles sont continues et forment un même décrochement dextre.

Datations géochronologiques : peu de datations étaient disponibles lors du commencement des lev es en 2000. Un faciès du massif de Guéret (l'unité de Peyrabout) a fait l'objet en 1979 de la seule datation radiométrique portant sur ce massif (isochrone Rb-Sr roche totale). Elle a fourni pour le Granite de Peyrabout (feuille Guéret ; Berthier et Feys, 1986) un âge de 356 ± 10 Ma, avec un rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7098 \pm 4$ (Berthier *et al.*, 1979). Les diatexites   cordiérite d'Aubusson sont dat es 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. Cet âge est en accord avec les datations (Rb-Sr) obtenues sur les migmatites équivalentes du Thaurion et de Saint-Léonard-de-Noblat du Limousin voisin, migmatites respectivement dat es par J.-L. Duthou (1977)   362 ± 6 Ma et 380 ± 30 Ma. Ces âges dévono-carbonifères datent la fin de l'anatexie.

Dans le massif de Millevaches, le Granite de Bouchefarol similaire au Granite de Pontarion a été daté par la même méthode (Rb-Sr)   357 ± 7 Ma par J.-F. Augay (1979), et celui de Peyrat-le-Château similaire au Granite de Royère   332 ± 15 Ma (Augay, 1979). En fin de rédaction de cette notice toute une série de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et de datations U/Pb ou U-Th-Pb_{total} sur monazites était publi e par A. G ebelin (2004). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont porté sur des muscovites primaires de leucogranites du Millevaches, et sur des biotites synfoliales de gneiss de bordure du massif. Tandis que les datations de monazites ont porté sur des kinzigites et sur le Granite de Royère (G ebelin, 2004). Ces datations nouvelles sont reprises et d taill es plus loin dans cette notice et complètent les nouvelles datations r alis es par A. Cocherie dans le cadre des lev es de cette carte.

Conditions d'établissement de la carte : les lev es cartographiques ont été r alis es de juin 2000 à mars 2003, pour trois quarts par des étudiants de la Maîtrise de Sciences et Techniques « MST » de l'université de Franche-Comté : Ch. Cartannaz de 2000 à 2002 (pour plus de la moitié de la feuille), F. Salen durant l'été 2000, N. Thalouarn durant l'été 2001, B. Delwaulle durant l'été 2002. P. Rolin assurant la coordination des travaux, l'encadrement des étudiants sur le terrain et les lev es de la région de Vallières-Blessac. L'étude géochimique des différents faciès étant r alis e par Ch. Cartannaz et Ph. Henry ; l'étude pétrographique étant effectu e par Ch. Cartannaz, P. Rolin et M. Rossy ; les datations géochronologiques étant r alis es par A. Cocherie au BRGM.

Trois campagnes d'échantillonnage ont été effectu es pour une étude géochimique et géochronologique, les échantillons pour la chimie ont été traités au CRPG   Nancy et les échantillons de géochronologie ont été analysés au BRGM   Orléans.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Migmatites du massif de Guéret

Ces migmatites encaissent les Granitoïdes à biotite de Guéret. Elles affleurent principalement dans la partie sud-est de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs, aux environs de Blessac et de Saint-Marc-à-Fongier et accessoirement en panneaux dans les Granites de Guéret. Ce sont des anatexites grenues à cordiérite (M² : faciès de type « Aubusson »).

M². **Anatexites grenues à cordiérite (faciès de type « Aubusson ») (Dévonien moyen-supérieur : 372 à 375 Ma).** À l'affleurement les anatexites présentent un aspect de granite légèrement hétérogène équigranulaire à grain fin (1 à 1,5 mm environ) localement assez sombre car très biotitique, et à plagioclase automorphe (trapus). Leur couleur est souvent rouille, parfois plus claire quand elle est moins biotitique. Leur aspect hétérogène est dû à la présence d'amas micacés plus ou moins abondants et de nodules de cordiérite de forme ovoïde, bleu verdâtre, souvent noirâtre, pouvant atteindre 1 cm. Ces anatexites sont relativement bien exposées le long de la vallée de la Creuse et dans ses affluents (ruisseau de la Beauze et de Blessac).

En lame mince, la roche ressemble fortement à un granite à grain fin (1 à 2 mm), à texture finement grenue équigranulaire. Elle comporte du quartz très abondant en plages engrenées déformées (extinction roulante et bandes de déformation), du plagioclase (oligoclase ?) plus ou moins envahi de séricite, moins abondant que le quartz, en cristaux subautomorphes à inclusions de biotite ; sillimanite (?) rare, développée aux dépens de biotite ; feldspath K, peu abondant toujours présent ; biotite orientée en voie de décoloration ou de chloritisation, envahie de rutile ; muscovite primaire très peu développée mais souvent présente et muscovite secondaire ; cordiérite très fréquente en cristaux ovoïdes ou automorphes en voie de totale pinitisation ; opaques.

Structures. Elles sont rares, ces migmatites ne présentent pas de foliation bien marquée, excepté une légère orientation E-W des minéraux (micas surtout) très difficilement mesurable sur le terrain (d'où la rareté des mesures de pendage portées sur la carte). Localement la roche est impliquée dans des couloirs bréchiques jalonnant le passage de failles, nombreuses à proximité de la vallée de la Creuse. Aucune trace de déformation ductile n'est visible à proximité de failles, même en bordure du massif de Millevaches.

Composition chimique. Cinq nouvelles analyses ont été acquises sur ces roches (LA-37, LA-38, LA-35c, LA-35d, et LA-35b ; cf. tabl. 6, annexe 2), qui

sont chimiquement assez homogènes, moyennement siliceuses : $64,13 < \text{SiO}_2 < 68 \%$ (moyenne 66,1 %) et fortement alumineuses : $15,83 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17,11 \%$.

De composition de paragneiss silico-alumineux (fig. 33, annexe 2), ces anatexites sont modérément potassiques (K_2O : 2,37 à 4,73 %) et pauvre en CaO ($0,55 < \text{CaO} < 1,11 \%$). Elles possèdent un caractère « cafémique » (riche en Ca, Fe, Mg) élevé dû à leur richesse en fer : $4,04 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 7,14 \%$ (moyenne voisine de 5,6 %), en MgO (1,35 à 2,96 %, moyenne voisine de 2 %) et en TiO_2 (0,51 à 0,83 %, moyenne voisine de 0,61 %). Leur chimisme ne les différencie pas des kinzigites analysées dans le Millevaches (fig. 34, annexe 2). Les concentrations des terres rares de ces anatexites sont relativement banales et proches à la fois de celles des granites calco-alcalins et de celles des grauwackes. L'homogénéité des teneurs en éléments en traces peut résulter de la monotonie de la série sédimentaire d'origine, étayée par l'homogénéité remarquable des faciès pétrographiques dans ces roches.

Comparées à des granites, ces migmatites se distinguent par un fort paramètre A/CNK compris entre 1,6 et 3,2. Les paramètres A et B du diagramme de F. Debon et P. Le Fort (1983, 1988) varient respectivement de 114 à 232 et 90 à 169 (B calculé avec Fe_2O_3 total), ce qui les éloigne des compositions communes d'un granite. De notables différences chimiques existent entre ces migmatites et les granites du massif de Guéret. Par rapport au Granite de Peyrabout, les anatexites sont plus riches en Fe et en Ti, et nettement plus pauvres en Ca et Na.

Données géochronologiques. Ces anatexites à cordiérite 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. L'âge obtenu étant estimé trop jeune par rapport aux âges des migmatites similaires voisines (environ 380 Ma) nous avons fait procéder à trois nouvelles datations (A. Cocherie, BRGM) par la méthode de datation chimique U-Th-Pb_{total} sur monazite. Les trois échantillons de granitoïdes d'anatexie ont été prélevés à proximité d'Aubusson (*cf.* localisation tabl. 1, annexe 1), dont un dans la carrière du Puy-du-Roy (LA-35b, *cf.* annexe 1) où a été réalisée la datation Rb/Sr (Le Breton *et al.*, 1986). Les teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de chaque échantillon, déterminent plusieurs âges isochrones dont la moyenne pondérée donne un âge moyen. Cet âge est considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite, et interprété comme étant également celui de l'anatexie. Les âges obtenus sur les trois échantillons sont relativement proches : 373 ± 5 Ma (tabl. 2, annexe 1 et fig. 16) ; 375 ± 2 Ma (tabl. 2, annexe 1 et fig. 17) ; 371 ± 8 Ma (tabl. 2, annexe 1 et fig. 18). Ils permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des granitoïdes d'anatexie d'Aubusson, un âge moyen vers **372 Ma** (voir conclusion de l'annexe 1), ou de **375 Ma** (377-373 Ma, en tenant compte des fourchettes d'erreurs).

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

Formations métamorphiques du massif de Millevaches

Les formations métamorphiques de la bordure septentrionale du Millevaches forment deux bandes d'orientation WNW-ESE, séparées par des granites linéaires qu'elles encaissent. La plus septentrionale est la formation micaschisto-gneissique de Villesourde qui jalonne la faille de Saint-Michel-de-Weisse et la seconde est la formation gneissique de Saint-Hilaire-le-Château-Banize. De nombreuses enclaves gneissiques sont incluses dans les divers granites du massif.

Formation micaschisto-gneissique de la Pouge-Villesourde, en bordure nord du Millevaches

Sur sa bordure nord, le massif du Millevaches est bordé d'un liséré de gneiss et de micaschistes mylonitiques (fig. 1) appelée Formation de la Pouge-Villesourde (du nom de deux hameaux situés sur ces formations). Cette dernière comprend les gneiss rubanés métatectiques de la Pouge (M^{1-2}) bordés au Nord par les micaschistes à ocelles feldspathiques de Villesourde (ζ - ξ^{1-2}), qui renferment la grosse lentille de gneiss quartzeux fins gris de Monteil-Bardoux (ζ^2).

M^{1-2} . **Métatexites ou gneiss rubanés de Saint-Hilaire-le-Château-Banize (Carbonifère supérieur : 313 ± 3 Ma).** À l'affleurement ces roches apparaissent comme des gneiss à grain fin à moyen, sombres, gris, assez indurés, très quartzeux, d'aspect fortement schisteux à foliation gondolée, finement ocellés (petits porphyroclastes de feldspaths) quand on les observe par la tranche des feuillets. Des lentilles et des veines quartzieuses ou granitiques (quartzo-feldspathiques) (leucosomes) de grain le plus souvent fin (1 à 2 mm) sont fréquemment injectées entre les feuillets. Ceci confère à la roche un aspect rubané (ou lité), plus grossier que celui d'un gneiss. Ses rubans, souvent assez réguliers et planaires, sont déformés par des plis anisopaques. De la cordiérite de petite taille (automorphe et interstitielle) est parfois visible sur les affleurements à proximité de Saint-Hilaire-le-Château (confirmée en lames minces).

Au microscope. Deux faciès ont été observés : un gneiss silico-alumineux à sillimanite et cordiérite le plus fréquent et un gneiss plagioclasique. Le premier est un gneiss micaschisteux injecté de veines quartzo-feldspathiques (leucosomes), qui présente une texture granolépido-blastique. Les lits de

mélanosome sont formés essentiellement de plagioclase, de quartz, de biotite abondante (tordue, déchiquetée, un peu décolorée), d'un peu de muscovite et de cordiérite (feldspaths potassiques très rares). Les leucosomes à composition quartzo-feldspathique, renferment de l'orthose, de la cordiérite et de la sillimanite incluse dans les orthoses (et dans la cordiérite). Le second faciès, de texture granolépido-blastique, est à quartz, plagioclase (parfois à grain rectangulaire d'aspect magmatique), biotite, parfois amphiboles et parfois feldspaths potassiques.

Localement la roche devient un gneiss assez nettement grenu, riche en plagioclase et belles lamelles de biotite (vers la Mouline) comportant du grenat, fragmenté et en partie transformé en chlorite ; le quartz est granulé et étiré ; la biotite tordue, fragmentée est presque totalement chloritisée ou décolorée ; la muscovite, tordue, est souvent entourée par un feutrage de séricite ; de l'épidote a été sporadiquement observée.

Structures. Ces gneiss métatectiques présentent une foliation (S1) fortement pentée et de direction N100 à N130 (fig. 2), portent une linéation (Lm1) d'alignement et étirement des minéraux (quartz) faiblement pentée (10 à 20°). Cette foliation est contemporaine de la paragenèse métamorphique majeure à biotite sillimanite qui affecte la roche, avec localement développement d'un début d'anatexie. Elle est déformée par des plis anisopaques P2 (fig. 2) fermés (vers Banize) à sub-isoclinaux (vers Saint-Hilaire-le-Château), post-schisteux, de taille pluri-centimétrique à décimétrique, d'axes faiblement pentés, homoaxiaux de la linéation minérale Lm1 (fig. 2). Cette foliation est reprise ensuite par des plans de cisaillement verticaux dextres (C1) qui la décrochent, développés en condition encore nettement métamorphique dans la zone à biotite (recristallisée le long de ces plans), conférant à la roche un débit en « poisson ». Leur répartition est hétérogène, localement ces plans « C1 » sont fortement pénétratifs (espacement centimétrique), ailleurs ils sont moins abondants et d'espacement décimétrique à métrique. Ils portent des stries et une linéation minérale (à biotite) subhorizontale (fig. 3). Des plans de cisaillement secondaires « C' », dextres, subverticaux et striés, recoupent fréquemment les plans « S1 » et « C1 », notamment dans la région de Saint-Hilaire-le-Château.

Une autre famille, « C2 », de plans de cisaillement moyennement pentés vers le Sud-Ouest, recoupe les structures de cisaillement (plans S1 et C1) dans la région du moulin de la Mouline (près de Banize, ravine N-S située 200 m à l'Est de la carrière abandonnée de Mouline ; cf. représentation schématique de la fig. 4). Ils ne sont pas pénétratifs et sont répartis irrégulièrement dans les gneiss où ils portent des stries orientées vers le SSW. La torsion des structures planaires antérieures (S1 et C1) traduit leur cinématique inverse vers le NNE. Ces plans sont associés à des crochons d'axe moyen 10°/N140, très ouverts (fig. 4).

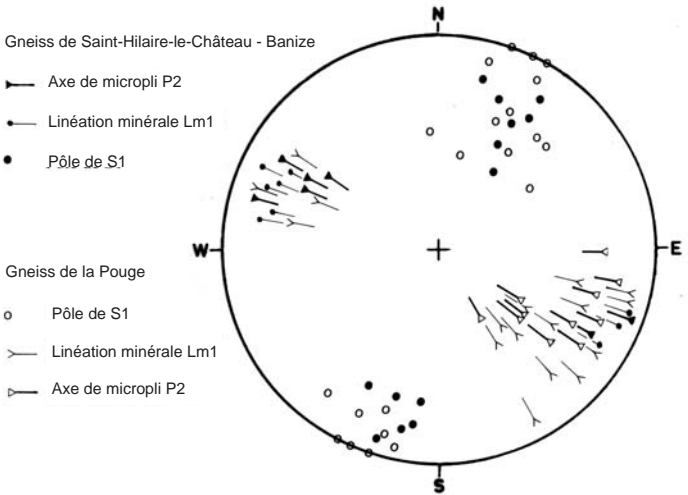


Fig. 2 - Structurogramme des mesures de plans de foliation S1-2, de linéations minérales Lm1 et d'axes de microplis P2 relevés dans les gneiss de La Pouge et de Saint-Hilaire-le-Château - Banize en bordure nord du Millevaches. Les plis P2, anisopaques et sub isoclinaux, remplissent des veines de leucosomes des gneiss (métatectiques). Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. On constate que les surfaces de foliation S1, d'attitude fortement pentée, présentent une légère dispersion autour d'un axe de direction N115° qui peut-être mis en relation avec la phase de plissement D4. D'autre part, les linéations minérales Lm1 et les axes de plis P2 sont bien groupés et homoaxiaux (ils pourraient résulter de la même phase de déformation)

Étapes de déformations. Les structures dominantes dans cette bande se rapportent à quatre épisodes (ou étapes) de déformations identifiables, sans présager de leur appartenance partielle à un même continuum de déformation : le premier D1, correspond l'apparition de la foliation S1 plus ou moins métatectique et de la linéation minérale Lm1 (fig. 2). Le second D2, est marqué par des plis P2 de direction N100 à N130, dont l'attitude actuelle, subverticale, est probablement héritée de ce plissement. Le troisième D3, correspond à un épisode de cisaillement dextre, postérieur au plissement (marqué par la création de plans « C1 » (fig. 3) (et des plans C') ; il implique la totalité de la bande de gneiss de Saint-Hilaire-Le-Château-Banize, en conditions métamorphiques ; ici, aucun pli d'entraînement à axe vertical ne peut être mis en relation avec cette déformation cisailante. La quatrième D4, se manifeste dans la région de Banize-la Mouline par des structures de cisaillement inverses « C2 » vers le NNE et des crochons d'axe moyen N140 pentés vers le Sud-Ouest.

Composition chimique des Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château-Banize. Trois analyses ont été réalisées sur ces gneiss (LA-16b, LA-44 et LA-49 ; cf. tabl. 7, annexe 2). Elles correspondent d'une part à deux paragneiss (LA-16b et LA-49) silico-alumineux (fig. 33, annexe 2), modérément potassique et pauvre en CaO, et d'autre part à un gneiss plagioclasique à biotite et amphibole (LA-44). Les compositions chimiques des deux gneiss alumineux sont différentes (SiO₂ : 65,14 et 76,46 ; Al₂O₃ : 17,42 et 11,52, Fe₂O₃ : 5,94 et 2,92 et perte au feu : 3,10 et 1,21) du fait de la proportion de quartz et de micas et du fait de la présence de muscovite secondaire dans l'échantillon LA-16b, ces compositions attestent sans nul doute d'une origine sédimentaire pour ces gneiss. Elles ne se différencient pas chimiquement des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » et des kinzigites analysées dans le Millevaches.

Datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Une population de biotite synfoliale d'un échantillon de gneiss prélevé à Saint-Hilaire-le-Château a fait l'objet de datations par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Gébelin, 2004). Les mesures donnent un âge plateau à 310 ± 1 Ma, et l'étude sur monograin de biotite par abrasion laser donne des âges compris entre 321 ± 4 Ma et 308 ± 4 Ma. La moyenne pondérée de ces âges est de **313 ± 3 Ma** (Gébelin, 2004). Cet âge limite Namurien-Westphalien sur biotite correspond à l'âge du refroidissement des gneiss (franchissement de l'isotherme 300°), consécutif à l'exhumation du Millevaches.

Origine du matériel. Ces métatexites proviennent du début d'anatexie d'une séquence shales-grauwackes, dans laquelle existe un volcanisme basaltique, qui s'est traduit par la formation de matériel magmatique mis en place parallèlement à la foliation du gneiss (leucosome).

ζ-ξ¹⁻². Micaschistes à ocelles feldspathiques de Villesourde (ultramylonites des gneiss rubanés). Ils constituent une bande qui jalonne la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Ils se suivent presque en continu

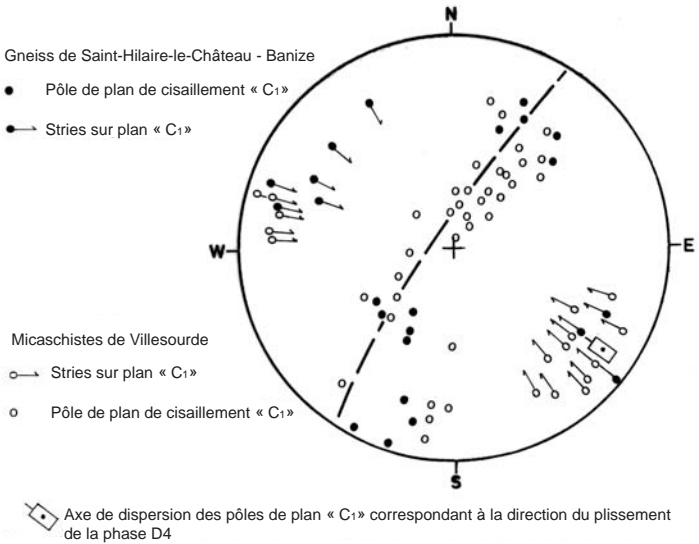


Fig. 3 - Structurogramme des mesures de plans de cisaillement « C₁ » et de stries relevées dans les micaschistes de Villesourde (accessoirement dans les gneiss de La Pouge) et dans les gneiss de Saint-Hilaire-le-Château - Banize en bordure nord du Millevaches. Les plans de cisaillement affectent les veines de leucosomes de ces gneiss et les plis P2. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. On constate que les pôles des plans de cisaillement sont beaucoup plus dispersés dans les micaschistes de Villesourde que dans les gneiss de Saint-Hilaire-le-Château - Banize, la dispersion se faisant autour d'un axe moyen 10/N115° qui peut être mis en relation avec la phase de déformation D4

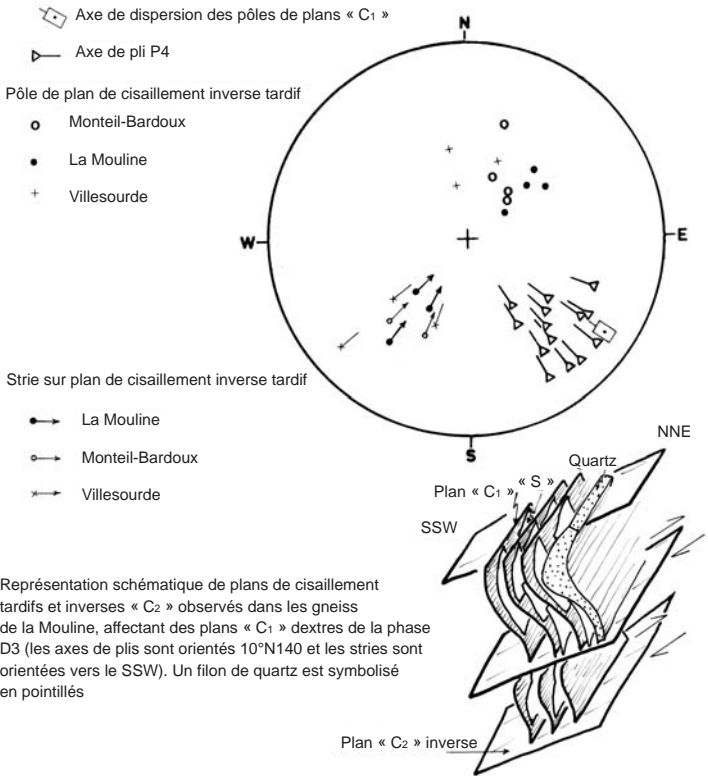


Fig. 4 - Structurogramme des mesures d'axes de plis dissymétriques P4 relevées dans les micaschistes de Villesourde en bordure nord du Millevaches. Les plis, systématiquement déversés vers le Nord-Est, reprennent les plans de cisaillement apparus lors de la phase de déformation précédente (cf. schéma de plis). Ils sont interprétés comme des plis d'entraînement induits par une déformation non-coaxiale vers le Nord-Est. Les plans de cisaillement inverses C2 recoupent les structures de cisaillement dextre C1. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. On constate : que les axes des plis sont bien groupés. Les plans de cisaillements inverses tardifs relevés dans les différents secteurs sont également bien groupés, de même que leurs stries, qui sont perpendiculaires aux axes de pli P4

depuis la région de Villatange (carte Bourganeuf) où sa puissance est inférieure à 300 m, jusqu'à la région de Villesourde–Chasselines au Sud-Est, où sa puissance est supérieure au kilomètre. Ces micaschistes affleurent bien vers Puychaumeix, vers Villesourde, le long de la rivière Théolissat, également dans le secteur de Chasselines, et au Sud-Ouest de Lachaud. Dans la région du « pont romain » sur la Gosne, ces micaschistes semblent passer progressivement vers le Sud aux gneiss rubanés métatectiques de la Pouge (métatexites, M^{1-2}) par augmentation de la taille du grain, diminution de l'abondance des micas, apparition des veines de leucosomes et disparition de l'intensité du cisaillement dextre.

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

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

Structures. Ces roches sont affectées d'un débit dû à deux structures planaires faiblement obliques. L'une, de direction N90 à N100, correspond à une foliation « S1 » moulant les ocelles feldspathiques. Elle est reprise et cisailée en dextre par des plans de cisaillement « C1 » de direction N100 à N130 ; ces derniers portant des stries à pitch faible essentiellement pentées vers le Sud-Est (fig. 3), recoupées localement par quelques stries inverses à pitches forts ou verticaux formant une deuxième famille. Ces plans « C1 » dextres sont fortement pentés vers le Sud (70° en moyenne) sur l'ensemble de la bande, sauf vers Villesourde où ils sont faiblement pentés vers le Sud (fig. 3). Ces structures sont replissées par deux familles de plis : l'une formée de très rares plis (trois observés) pluricentimétriques isopaques fermés, à axes subverticaux et plans axiaux faiblement obliques à l'extension de la foliation (plis P3 pour la région) ; l'autre famille étant formée par de nombreux plis en chevrons ouverts P4 (fig. 4), dissymétriques, à axes faiblement ou moyennement pentés vers le Sud-Est (30°/N130), de taille décimétrique ou légèrement supérieure. Ces derniers sont responsables de la dispersion des surfaces de cisaillement (fig. 3). Leurs

plans axiaux raides, sont déversés vers le Nord-Est (fig. 4). Dans le secteur des hameaux de Villesourde et de la Mouline, de rares plans de cisaillement inverses tardifs « C2 » portant des stries pentées vers le Sud-Ouest recoupent les plans « S1 » et « C1 ». Ils seraient à mettre en relation avec ce cisaillement inverse, de même que les quelques stries à pitches forts ou verticaux observées sur des plans « C1 » de ces micaschistes (*cf.* ci-dessus).

Trois étapes de déformation ont été distinguées dans ces roches : la première, responsable de la foliation métatectique (S1) est contemporaine du métamorphisme principal à quartz, biotite, muscovite (parfois de grosse taille), plagioclase, grenat, sillimanite (rare). La seconde étape, se traduit par les structures de cisaillement mylonitiques dextres qui affectent la foliation S1 (*cf.* phase D3 des Gneiss de la Pouge). Ce cisaillement se produit en conditions rétro-morphiques de faciès « Schistes verts » (zone à chlorite-séricite). Des plis P3 à axes verticaux qui reprennent cette foliation, pourraient être syn- à tardifs de cette phase de cisaillement. La troisième (en fait D4), est responsable de la formation des plis en chevrons P4 à axes moyennement pentés, ainsi que des quelques plans de cisaillement inverses et des stries compatibles avec une tectonique inverse à vergence nord-est.

Origine du matériel. La texture de la roche, les structures de cisaillement observées et la déformation des minéraux montrent que ces micaschistes sont des ultramylonites provenant de la mylonitisation ductile en conditions épizonales d'une des roches voisines, probablement un gneiss d'après les données géochimiques disponibles (soit des Migmatites d'Aubusson, soit des Gneiss de la Pouge ?), et certainement pas un granite du massif de Guéret.

§². **Gneiss quartzeux, gris, fins de Monteil-Bardoux.** Bien présent, au Sud de Monteil-Bardoux au niveau de la Gosne (rivière), ce faciès est imbriqué avec les micaschistes à ocelles feldspathiques de Villesourde. Il forme une lentille de dimensions pluri-hectométriques en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse.

De couleur grise et d'aspect compact à l'affleurement lorsqu'il est frais, ce gneiss est finement feuilleté, bien que massif, et la taille du grain est inférieure au demi-millimètre. Une forte concentration de biotites orientées vient mouler de minuscules grains de quartz et de feldspaths entièrement broyés et arrondis. Ce faciès très homogène recèle de rares passées de leucosomes riches en feldspaths qui tendent à augmenter en concentration vers le Sud, pour passer progressivement aux métatexites ou gneiss rubanés de la région de la Pouge.

En lame mince. Ces gneiss présentent une texture granolépido-blastique assimilable à une texture mylonitique. La partie grenue est composée de quartz engrené à extinction ondulée, de plagioclases généralement arrondis et de très rares feldspaths potassiques. De gros clastes (0,5 à 1 mm) forment des yeux

composites de quartz et de feldspaths. Des queues de cristallisation, composées de quartz engrené, se forment de part et d'autre des phénoclastes. L'ensemble étant séparé par une trame discontinue et anastomosée, composée de petites biotites assez fraîches et de nombreuses muscovites primaires, ployées dans la foliation. La sillimanite, associée avec la muscovite, est rare à l'échelle de la lame mince. Des oxydes s'intercalent dans les lits biotitiques. L'apatite est présente. Cette roche est un gneiss plagioclasiqque pris dans un cisaillement mylonitique, qui contraste d'avec les Micaschistes de Villesourde.

Structures. Ces roches présentent deux structures planaires faiblement obliques. L'une est une foliation fine de direction N90 à N100 reprise et déformée par des plans de cisaillement « C1 » dextres de direction N100 à N130, espacé d'un millimètre ou plus, portant deux générations de stries : des stries faiblement pentées vers l'Est (0 à 45°), les plus fréquentes ; et des stries subverticales, plus rares et discrètes. Les structures planaires sont verticales et résultent d'un cisaillement dextre le long de la faille.

À Monteil-Bardoux une deuxième famille de plans de cisaillement « C2 » moyennement pentés vers le Sud-Ouest, recoupent les structures de cisaillement (C1) et la foliation. Ces plans, visibles le long du chemin qui part du hameau vers le Sud, ne sont pas pénétratifs et sont répartis irrégulièrement dans le gneiss ; ils portent parfois des stries orientées vers le SSW. La torsion des structures planaires antérieures (foliation et plans « C1 ») traduit leur cinématique inverse vers le NNE.

Étapes de déformation. Trois étapes sont visibles dans ces gneiss. La première correspond à la foliation des roches, la deuxième se traduit par les plans de cisaillement « C1 » dextres, mylonitiques, très pénétratifs. Ceux-ci ont complètement effacé les phénomènes tectoniques antérieurs. La troisième étape, très locale, compatible avec une tectonique cisailante vers le NNE, induit les plans de cisaillement inverse « C2 », et peut-être aussi les stries verticales portées par les plans « C1 ».

Origine du matériel. La composition minéralogique est riche en quartz ; ces gneiss suggèrent qu'ils dérivent d'un matériel initialement très quartzeux. Des gneiss similaires très quartzeux, plagioclasiqques et biotitiques, décrits sur la carte Bourganeuf, présentent une chimie typiquement rhyodacitique. Il est possible qu'il en soit de même pour ces gneiss qui n'ont pas fait l'objet d'analyse géochimique.

Formation gneissique de Saint-Hilaire-le-Château–Banize

Il s'agit d'une bande de gneiss de 2 km de puissance au maximum, coincée entre le Granite de Pontarion au Sud et le Granite de Chavanat au Nord (fig. 1).

Elle se biseaute latéralement et se pince entre ces granites : à l'Ouest vers Saint-Hilaire-le-Château et à l'Est dans la région de Vallières. Elle est presque exclusivement composée de gneiss métatectiques : les gneiss rubanés de Saint-Hilaire-le-Château-Banize, dans lesquels sont intercalées de rares petites lentilles d'amphibolites, non cartographiables vu leur faible dimension.

δ. Amphibolites interstratifiées dans les gneiss. Ces amphibolites forment des bancs de quelques mètres à quelques centimètres de puissance au sein des micaschistes. Trois affleurements sont connus : l'un dans l'excavation de la Mouline (3 km au Nord-Ouest de Vallières), en bordure de la Banize (rivière) ; le second au Sud-Ouest de Pontarion sur la rive gauche du Thaurion ; le dernier se situe au Nord du lieu-dit les Combes. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser la géométrie de ces affleurements (lentilles, dimensions ?). L'orientation de la foliation des amphibolites, conforme à la foliation des gneiss encaissants, suggère que ces amphibolites sont interstratifiées dans les gneiss. Ce sont des roches massives, sombres, à grain millimétrique, finement rubanées, présentant une alternance de lits clairs et sombres.

Au microscope. Elle présente une texture granonématoblastique avec alternance de lits clairs riches en plagioclases et des lits sombres riches en amphiboles et pyroxène, biotite. Accessoirement : quartz, épidote, sphène.

Composition chimique. Deux analyses ont été faites sur ses amphibolites (LA-16a et LA-52, tabl. 7, annexe 2). Elles sont chimiquement homogènes, caractérisées par SiO_2 : 48,44 et 49,47 % ; Al_2O_3 : 15,74 et 14,66 % ; Fe_2O_3 : 13,04 et 12,58 % ; MgO : 5,34 et 5,91 % , CaO : 8,48 et 11,19 % ; $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 4,88$ et 2,60 % et TiO_2 2,12 et 1,98 %. Considérées comme des anciens sills basaltiques, ces compositions les rangent dans les champs des basaltes du diagramme alcalins-silice, mais la variation de la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ les placent respectivement dans le domaine alcalin ou sub-alcalin. Les éléments en traces montrent de faibles concentrations en éléments incompatibles (Rb, Ba, Th, U ; tabl. 7, annexe 2), les spectres de Terres rares sont plats à légèrement appauvris en Terres rares légères. Ces observations conduisent à une interprétation de basaltes calco-alcalins intercalés dans la série sédimentaire. Leur chimisme est remarquablement similaire aux amphibolites rubanées à clinopyroxène interstratifiées des gneiss et micaschistes du parautochtone du Limousin, ceinturant le massif granitique de Saint-Goussaud (Arène *et al.*, 1972).

La diorite La44 a une composition cafémique (SiO_2 : 53,71 % ; Al_2O_3 : 18,55 % ; Fe_2O_3 total : 7,05 % ; MgO : 6,42 % ; et CaO : 6,13 %). Elle se distingue des amphibolites décrites ci-après, par des concentrations en éléments en traces incompatibles très nettement supérieures (Rb, Ba, Th, U par exemple, tabl. 7).

De nombreuses enclaves se trouvent emballées dans ces granites à biotite, elles peuvent se subdiviser en deux groupes suivant leur composition minéralogique : des enclaves de kinzigites dans le Granite de Royère ; des enclaves de gneiss fins dans le Granite de Pontarion.

Gneiss kinzigitiques. De toutes tailles (pluri-décimétrique à pluri-kilométrique) et de forme allongées, ces masses de gneiss kinzigitiques se rencontrent exclusivement dans le Granite de Royère, dont elles soulignent la fabrique (accordance de leur foliation fruste et de leur allongement avec la fabrique du granite). Elles sont fréquemment concentrées vers la limite de ce granite avec le granite porphyroïde de Pontarion. Ces kinzigites 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, et à composition quartzo-feldspathique. Dans ces dernières se rencontrent 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. Ces roches ont une composition à feldspath potassique (rare), plagioclase, grenat, cordiérite, sillimanite, quartz et rare biotite. Les conditions d'équilibre et de déformation de ces granulites ont été estimées par A. Gêbelin (2004) entre 700° et 850 °C.

Leur composition minéralogique est voisine de celle du Granite de Royère qui présente la même particularité de renfermer du grenat et de la cordiérite. Le granite serait assimilable à un leucosome et les enclaves de gneiss à des restites (restes épargnés par la fusion). Ils pourraient témoigner de son origine profonde (matériaux de base de croûte entraînés par le granite lors de son ascension).

Datation géochronologique. Un échantillon de la Kinzigite du Grand Janon (Nord de Saint-Pierre-de-Belle-Vue) a fait l'objet d'une datation par la méthode U/Pb sur monazite à 315 ± 4 Ma. Pour A. Gêbelin (2004), la température de fermeture du système U/Pb des monazites étant estimée entre 600-750 °C et la température de la granulitisation étant estimée entre 700 et 850 °C, l'âge à 315 ± 4 Ma est interprété comme celui de la fin du métamorphisme granulitique. Ce refroidissement est plus jeune que l'âge de granitisation retenu pour le Granite de Royère (entre 332-322 Ma, en tenant compte des fourchettes d'erreurs de trois datations).

(Non cartographiées). Xénolites de gneiss fins non assimilées par les granites. Ce sont des masses de petite taille, rarement supérieures 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 et en accordance avec la fabrique magmatique du granite encaissant qu'elle souligne. Ils ont l'aspect d'un gneiss très sombre (fortement biotitique) à grain fin marqué d'une foliation très fine.

Ils sont constitués de biotite et de quartz très abondants. La biotite disséminée dans le fond très quartzeux de la roche souligne sa foliation. De petites muscovites rares et tardives sont obliques sur cette foliation. Le plagioclase (albite-oligoclase) a été observé, mais il est peu développé, de même que le microcline et la sillimanite (assez rares).

FORMATIONS MAGMATIQUES

Granitoïdes du massif de Guéret

Ce massif est essentiellement composé de granitoïdes à grain moyen, à biotite et \pm cordiérite ; ils sont recoupés par des granites à deux micas.

Granitoïdes à biotite de Guéret

L'apparente homogénéité des granitoïdes à biotite cache pourtant une grande diversité de types pétrographiques. Dans le secteur étudié, il existe un continuum entre deux faciès pétrographiques extrêmes :

– l'un sombre, granodioritique à tonalitique (γ^4), de type « Villatange » (défini par Vauchelle, 1988) ;

– l'autre leucocrate, constitué d'un monzogranite clair à biotite et cordiérite (γ^{3M}) appelé de « type Grand-Bourg » par L. Vauchelle et J. Lameyre (1983) et nommé monzogranite de type « Peyrabout », par A.-M. Hottin et F. Berthier (1993).

– entre ces deux faciès extrêmes existe un faciès de transition. Il est défini soit comme granodioritique et appelé de type « Paulhac » par L. Vauchelle et J. Lameyre (1983) sur la partie ouest du massif de Guéret (carte La Souterraine), soit comme monzogranitique à tendance granodioritique et nommé de type « Saint-Fiel » sur la carte Guéret par A.M. Hottin et F. Berthier (1993). La composition minéralogique de ce faciès intermédiaire est ambiguë, soit granodioritique franche, soit proche des monzogranites, suivant que l'échantillon a été prélevé à proximité du faciès sombre (granodiorites à tonalites) ou du faciès clair (monzogranites) : aussi ses limites sont donc approximatives. L'appellation que nous retenons pour ce faciès est celle de « granite intermédiaire à composition monzogranitique à granodioritique γ^{3-4M} ».

La cartographie des différents faciès traduit la prédominance d'un faciès par rapport à un autre. De minces filons de leucomonzogranite recoupent ce massif suivant une direction NW-SE. Les enclaves visibles à l'échelle cartographique sont surtout composées de granite à biotite à grain fin qui s'associe étroitement avec l'anatexite grenue à cordiérite.

L'étude pétrostructurale des granites du massif de Guéret fait l'objet de la thèse (en cours) de C. Cartannaz où l'on trouvera plus de données sur la géochimie de ces granites. Les résultats et interprétations acquises à ce jour sont détaillés en annexe 2.

γ^4 . **Granodiorite-tonalite de type « Villatange » (Tournaisien : 353 ± 6 Ma)**. Ce faciès particulièrement sombre est peu représenté sur l'ensemble de la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs. Il s'étend plus largement vers le Nord-Ouest sur la carte Bourganeuf où se trouve sa localité pétrotype et sur celle de La Souterraine. Sa zone d'affleurement frange la bordure du massif de Guéret au contact du Millevaches, depuis Janaillat (carte Bourganeuf jusqu'à Monteil-Bardoux (2,5 km au Nord-Est de Saint-Hilaire-le-Château). La concentration en biotite, diminue progressivement vers le Nord pour passer au faciès intermédiaire de Saint-Fiel, dans lequel se retrouvent enclavées quelques masses isolées de cette granodiorite. Cette dernière n'est que rarement en contact avec le Monzogranite de Peyrabout.

De couleur bleu sombre, riche en biotite, cette roche s'altère facilement en boule bien arrondie ou en arène de couleur marron à orange foncé. La taille du grain est comprise entre 2 et 5 mm. La proportion en quartz est plus faible que dans le granitoïde de Peyrabout. Le plagioclase bleuté est toujours dominant par rapport au feldspath potassique, rarement porphyroïde. La présence occasionnelle de muscovite est due à la proximité de filons leucomonzogranitiques. Enfin la cordiérite est absente de ce faciès.

Les compositions minéralogiques de ce faciès sombre sont celles de granodiorites allant jusqu'à des tonalites (d'après Vauchelle, 1988) : le plagioclase est le minéral dominant de la roche, le feldspath potassique forme des cristaux de grande taille (5 mm), mais il est peu abondant (moins de 10 %) et peut être quasiment absent (tonalite). S'y rencontrent : du quartz globuleux, de la biotite très abondante et responsable par sa teneur élevée de l'aspect très sombre du faciès, et un peu de muscovite en grande partie secondaire. Les analyses à la microsonde (Vauchelle, 1988) révèlent une composition des plagioclases allant de 40 % d'anorthite au centre à 35 % en périphérie.

En bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse la déformation de la tonalite se traduit par la fragmentation des plagioclases et des feldspaths potassiques, dont les bordures tendent à s'émousser par fragmentation, ces minéraux prennent alors une forme ovoïde.

Composition chimique. Trois nouvelles analyses ont été acquises sur le faciès « Villatange » (LB-50, LB-53 et LB-52, tabl. 8, annexe 2). Les compositions obtenues confirment les divisions proposées par L. Vauchelle (1988) avec pour ce faciès $\text{SiO}_2 < 64 \%$, $\text{TiO}_2 > 0,75 \%$. Chimiquement, ces roches sont des syéno-diorites dans le diagramme (alcalin-silice) adapté aux

roches plutoniques. Elles sont caractérisées par des paramètres A de 52 à 74 et B de 144 à 166 (Debon et Lefort, 1983) (fig. 35, annexe 2) et un rapport A/CNK de 1,18 à 1,24 (fig. 36, annexe 2). Ce sont donc des roches fortement peralumineuses et relativement riches en ferro-magnésiens. Nous les considérons comme des cumulats à plagioclase et biotite alumineuse relativement riche en quartz (30-40 % en pourcentage modal). Les spectres de Terres rares sont communs à tous les faciès du complexe magmatique de Guéret ; seule l'analyse Lb50 montre des concentrations plus élevées en Terres rares lourdes qui restent inexplicables (présence possible d'une phase accessoire non identifiée).

Structures. Le Granite de Villatange affleurant le long de la faille de Saint-Michel-de-Veisse présente une fabrique magmatique fruste marquée par une orientation des biotites, des cristaux de feldspaths et parfois du quartz. De direction globale E-W et faiblement pentée vers le Sud, plus rarement vers le Nord, l'attitude de cette fabrique change à l'Ouest de Sardent, où elle est réorientée en direction sub-méridienne et pentée de 30° vers l'Est.

Une déformation post-solidus apparaît dans ce granite à moins d'un kilomètre de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. La fabrique magmatique évolue en une foliation verticale bien nette (de direction moyenne N100) marquée par l'orientation, l'étirement de plus en plus fort des minéraux, notamment des mégacrists de feldspaths potassiques, et surtout par leur fragmentation. Cette foliation de plus en plus pénétrative moule des porphyroclastes feldspathiques. Des plans de cisaillement verticaux « C » (de direction moyenne N130) apparaissent progressivement, obliques sur la foliation, la cisailent en dextre. Ces plans, les plus visibles sur le terrain, portent des stries et des minéraux réorientés pentés de 20 à 40° vers l'Est (bien visibles au hameau de Masrivet). En bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, la mylonitisation est accompagnée d'une chloritisation et d'une fragmentation de plus en plus intense des biotites, accompagnée d'une granulation et recristallisation du quartz, ainsi que d'une fragmentation des feldspaths. Ces structures mylonitiques, fortement exprimées en bordure immédiate de la faille confèrent une convergence d'aspect avec le micaschiste contigu de Villesourde (ultramylonite).

Données géochronologiques. Dans le cadre des levés de cette carte, un âge a été obtenu sur ce faciès par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, cf. annexe 1, fig. 19). L'échantillon a été prélevé à près de Villatange sur la carte Bourganeuf, mais très près de la limite avec celle de Saint-Sulpice-les-Champs (cf. localisation en annexe 1, tabl. 1). Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de l'échantillon déterminent un âge isochrone à **353 ± 6 Ma** considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite, proche de celui du magma (cf. annexe 1).

γ^{3-4M} . **Granite intermédiaire à composition monzogranitique à granodioritique de type « Saint-Fiel » (ou Paulhac) (Tournaisien-Viséen inférieur : 346 ± 6 Ma ou 377 ± 9 Ma).** Ce granite, très biotitique, intermédiaire entre le monzogranite clair de Peyrabout et la Granodiorite de Villatange, forme une bande d'environ 6 km de large, de direction N130, centrée sur Sardent et Saint-Sulpice-les-Champs. Il arrive en contact avec la faille de Saint-Michel-de-Veisse entre le Sud-Ouest de Saint-Georges-la-Pouge et le bassin houiller de Saint-Michel-de-Veisse. Ses contours, avec les deux faciès voisins, sont irréguliers et lobés. Ils sont imprécis du fait de sa composition minéralogique, intermédiaire et proche de celle des deux autres faciès voisins. Ce granite à composition intermédiaire encaisse des masses de granodiorite de type « Villatange », de monzogranite clair de type « Peyrabout » et de granitoïdes d'anatexie de type « Aubusson ». Cartographiquement il ceinture souvent des masses de Migmatites d'Aubusson.

C'est une roche équi-granulaire, de couleur gris sombre du fait de sa richesse en biotite, parfois disposée en amas. Elle est souvent bleutée quand elle est saine et de couleur gris jaunâtre quand elle s'altère. La taille de son grain se situe entre 2 et 5 mm. La présence encore importante de biotite donne un fil à la roche que les tailleurs de pierre utilisaient pour la débiter en gros blocs métriques dans les nombreuses petites carrières aujourd'hui abandonnées. La cordiérite automorphe, en proportion variable et pouvant atteindre le centimètre, est souvent pinitisée. Le feldspath potassique peut être parfois porphyrique et le plagioclase poecilitique, généralement zoné, renferme de la biotite. La muscovite est rarement présente, elle apparaît cartographiquement en relation spatiale avec l'intrusion de filons de leucomonzogranites. Des schlierens de biotite (crapauds des tailleurs de pierres) sont souvent enclavés à l'intérieur de ce faciès.

Les compositions minéralogiques variables traduisent les variations pétrographiques existant dans ce faciès, depuis des granodiorites franches à des monzogranites à tendance granodioritique. D'après L. Vauchelle, le plagioclase, minéral le plus abondant de ce type pétrographique, domine largement le feldspath potassique. Il se présente le plus souvent en groupements polycristallins, parfois en beaux cristaux automorphes ou sub-automorphes zonés, toujours maclés « albite ». Il contient souvent des inclusions de petites biotites automorphes. Les cœurs des plagioclases ont une teneur de 40 % en anorthite, alors que leurs bordures ont une teneur de 20 à 30 % en anorthite (Vauchelle, 1988). Le feldspath potassique, souvent en cristaux sub-automorphe de forme tabulaire, a une taille supérieure au grain moyen de la roche. Le quartz, à tendance automorphe, se présentant soit en plages polycristallines formées d'un assemblage de cristaux millimétriques, soit en inclusions (dans les feldspaths potassiques). La biotite, dépassant les 20 % dans certains faciès, se présente le plus souvent en amas polycristallins auxquels s'associe éventuellement la muscovite (2 %) : soit primaire en

cristaux isolés (relativement rares) automorphes, soit secondaire (la plus courante) liés à l'altération de feldspaths. De la cordiérite accidentelle, en cristaux toujours très altérés xénomorphes ou subautomorphes.

Composition minéralogique moyenne suivante a été déterminée sur ce type de granite par L. Vauchelle (1988) : plagioclase (37 %), quartz (30 %), feldspath potassique (13 %), biotite (17 %), muscovite (2 %), cordiérite accidentelle.

Composition chimique. Ce faciès, avec SiO₂ compris entre 64 et 67,5 % (tabl. 8, annexe 2) et TiO₂ compris entre 0,70 et 0,50 % (en accord avec Vauchelle, 1988), correspond à des granodiorites et granites dans le diagramme alcalins-silice. Les valeurs des paramètres A et B (Debon et Lefort, 1983) sont respectivement de 36 à 59 et 88 à 111, soit intermédiaires entre les deux précédents faciès. Les valeurs du rapport A/CNK varient de 1,12 à 1,23, démontrant une fois encore le caractère fortement peralumineux. Les spectres de Terres rares sont confondus avec ceux des types précédents. Bien que ce groupe comprenne les granites les moins alumineux (valeurs A et A/CNK les plus faibles au sein du massif de Guéret) ; il ne semble pas y avoir de tendance générale nette en fonction d'aucun autre paramètre géochimique. Nous pensons que cette composition est la plus proche de celle d'un magma parent qui est hétérogène du fait de ses sources et des modalités de la fusion partielle et qui évoluera par cristallisation fractionnée en laissant des cumulats à plagioclase-biotite (type « Villatange ») et des granites plus acides avec cordiérite (types « Peyrabout » et « Aulon »).

Structures. Une fabrique planaire marquée par l'orientation parallèle des minéraux plats s'observe dans la masse de la roche, plus frustrée que celle de la Granodiorite de Villatange, globalement orientée en direction E-W, et faiblement pentée vers le Sud, plus rarement vers le Nord. Aucune linéation minérale n'a pu être distinguée. Aucune déformation mylonitique n'est présente en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Par contre, une déformation cataclastique diffuse dans l'ensemble de la roche, longe la faille de Saint-Michel-de-Veisse, depuis le bassin houiller de Saint-Michel-de-Veisse, jusqu'au village de Villesourde.

Datation géochronologique. Un échantillon de ce granite prélevé à la carrière de l'Epys (carte à 1/50 000 Guéret) a fait l'objet d'une datation géochronologique par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, cf. annexe 1 et fig. 24) à **346 ± 6 Ma** qui est l'âge de cristallisation de la monazite, considéré proche de celui du magma.

Une deuxième datation, par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, cf. annexe 1 et fig. 25), a été effectuée sur un échantillon prélevé à Alleyrat dans une bande de granite intermédiaire coincée entre le Monzogranite de Peyrabout et les Migmatites d'Aubusson, à proximité

(200 m) du contact avec ces dernières (sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs, cf. localisations, en annexe). 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 377 ± 9 Ma, considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite, proche de celui du magma. Cet âge, voisin de celui de l'âge des monazites des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites », pose problème car différent du précédent et des âges moyens obtenus sur les autres faciès du massif de Guéret.

γ_c^{3M} . **Monzogranite, à biotite et cordiérite, de type « Peyrabout » (ou du Grand Bourg) (Tournaisien–Viséen inférieur : 356 ± 10 Ma).** Ce faciès type défini dans la région de Peyrabout (sur la carte Guéret ; Berthier et Feys, 1986) est principalement développé sur le quart nord-est de la feuille. Il n'est jamais en contact avec la granodiorite et la faille de Saint-Michel-de-Weisse, séparé d'eux par le faciès « Saint-Fiel ». Il affleure bien dans la vallée de la Creuse.

C'est une roche gris bleuté plutôt claire, équigranulaire à grain moyen de 3 à 6 mm, mais de taille légèrement supérieure au grain du monzogranite à biotite (comme le pointement au niveau de la Provenchère). La caractéristique essentielle est la présence constante et en grande proportion de cristaux automorphes de cordiérite fraîche (couleur verdâtre) ou pinitisée (couleur grisâtre). Les rares cristaux de feldspaths potassiques subautomorphes sont à tendance porphyroïde. Le plagioclase automorphe forme des sections subrectangulaires. Le quartz est à tendance automorphe. La biotite assez rare s'isole et la muscovite est parfois visible à l'œil nu. Des masses de monzogranites plus porphyroïdes affleurent à l'Est de Montcouyoux.

Sa composition minéralogique montre, par rapport au faciès intermédiaire de type « Saint-Fiel » (Vauchelle, 1988) un enrichissement en feldspath potassique accompagné d'un appauvrissement en plagioclase. Les cristaux de feldspath potassique sont tabulaires blanchâtres de 4 à 5 mm. Ils baignent dans une matrice à grain plus fin (3 mm). La proportion de biotite est relativement faible (moins de 10 %). Le quartz, automorphe et millimétrique est souvent rassemblé en agrégats, et fréquemment inclus dans le feldspath potassique. Il est souvent granulé (sous-grains) et présente généralement une extinction roulante. La muscovite est rarement primaire, le plus souvent secondaire, elle se développe aux dépens du plagioclase. La cordiérite, commune, apparaît macroscopiquement en nodules verdâtres millimétriques ou plus, ou en cristaux subautomorphes. Toujours altérée, elle apparaît en tâches ovoïdes verdâtres au milieu desquelles on retrouve quelquefois des zones encore saines de cordiérite. Minéraux accessoires : apatite prismatique, zircons.

Composition minéralogique modale moyenne d'après L. Vauchelle (1988) : quartz : 34 % ; plagioclase : 31 % ; feldspath potassique : 21 % ; biotite : 8,5 % ; muscovite : 3,5 % ; cordiérite : 1,5 %. Les compositions normatives de ces granites, reportées dans le diagramme de Streckeisen, sont celles de monzogranites.

Composition chimique. Six nouvelles analyses chimiques ont été obtenues sur ce granite (LB-4, LB-1b, P5, LA-94b, P8, LB-36, tabl. 9, annexe 2). Conformément au découpage de L. Vauchelle (1988), il est caractérisé par SiO_2 compris entre 67,5 et 70 % (TiO_2 compris entre 0,45 et 0,35 %). Dans le diagramme alcalins-silice, les compositions sont celles de granites. Les paramètres A (44 à 67) et B (75 à 64) dessinent un nuage de points dans le diagramme (fig. 35, annexe 2) (Debon et Lefort, 1983). La valeur A/CNK de 1,27 à 1,18 (fig. 36, annexe 2) montre des granites fortement peralumineux sans évolution notable de ce caractère en fonction d'un indice de différenciation ou par comparaison avec les autres faciès du Granite de Guéret. Les spectres de Terres rares (fig. 37, annexe 2) sont identiques à ceux des autres types de granitoïdes de Guéret. Ce faciès est légèrement évolué, probablement par cristallisation fractionnée sous le contrôle du couple plagioclase-biotite ; il atteint une gamme de compositions où la cordiérite peut cristalliser.

Structures. Une fabrique planaire fruste, marquée par l'orientation parallèle des minéraux plats et des enclaves microgrenues est fréquemment visible dans ce granite ; mais elle est souvent difficile à distinguer. En lame mince, on observe également souvent une déformation cataclastique diffuse.

De direction globalement E-W les plans de la fabrique sont faiblement pentés, généralement vers le Sud (sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs). Elle est réorientée en direction sud-est, à proximité du bassin houiller de Lavaveix-les-Mines où elle semble s'aligner parallèlement à la faille de la Creuse (N150).

Données géochronologiques. Ce faciès du massif de Guéret a fait l'objet de trois datations récentes obtenues sur deux échantillons successivement prélevés à la carrière de Maupuy, près de Guéret (carte Guéret). Le premier, daté par J.-L. Duthou par la méthode Rb/Sr sur roche totale, a livré un âge isochrone de 356 ± 10 Ma (limite Dévonien – Tournaisien), avec un rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7098 \pm 4$ (Berthier *et al.*, 1979). Le second échantillon a été daté par deux méthodes différentes : l'une, U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, *cf.* annexe 1, tabl. 2 et fig. 20) a donné un âge à 360 ± 4 Ma, qui est l'âge de cristallisation de la monazite, considéré comme proche de celui du magma ; l'autre, U-Pb sur zircon (A. Cocherie, *cf.* annexe A, tabl. 2 et fig. 21) a livré un âge à 349 ± 3 Ma. Dans la limite des erreurs sur les âges obtenus sur monazite et zircon, ces âges sont significativement différents. Les incertitudes calculées sont probablement légèrement sous-

estimées, dans la mesure où il apparaît très peu probable que la monazite cristallise 10 Ma après le zircon (voir annexe 1), et un âge de mise en place du monzogranite vers **354 Ma (± 4 Ma)** est retenu comme vraisemblable en tenant compte des fourchettes d'erreur des âges de cristallisation calculés sur monazite et zircon. Cet âge est très proche de celui obtenu sur le Monzogranite d'Aulon, un autre faciès à grenat et cordiérite du massif de Guéret non affleurant sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs et qui est daté sur monazite à 351 ± 6 Ma (*cf.* annexe 1, et fig. 22) et sur zircon 351 ± 5 Ma (*cf.* annexe 1, tabl. 2 et fig. 23).

Enclaves dans les granites à biotite de Guéret

Les roches enclavées dans les granites ne sont pas cartographiables, car de tailles trop réduites. Elles ne sont donc pas indicées sur la carte et sa légende. Ce sont des fragments de roches préexistantes emballées dans les magmas et que l'on rencontre fréquemment sur les affleurements.

Amas restitiques surmicacés. Fréquents, ils correspondent à des schlierens ou à de petits corps centimétriques arrondis, elliptiques ou en virgules allongées, qui soulignent la fabrique magmatique du granite encaissant, leurs limites sont imprécises : ce sont les « crapauds » des carriers. Elles présentent un assemblage isogranulaire de petits cristaux de quartz et de biotite orientée très abondante. Ces amas peuvent représenter les résidus réfractaires de fusion du matériel métamorphique initial affecté par l'anatexie.

Au microscope, ces schlierens montrent de grandes plages monominérales de biotites dans lesquelles s'insinuent de rares muscovites. Le plagioclase s'intercale également en plages entre les biotites et peut présenter des fractures remplies d'oxydes. Les schlierens ne constituent pas véritablement des enclaves, mais plutôt des restites, c'est-à-dire des parties du matériel initial n'ayant pas fondu durant la formation du Granite de Guéret.

Xénolites de roches non assimilées. On distingue des *xénolites de roches métamorphiques*, de forme ovoïde, à limites nettes avec l'encaissant. Elles ont l'aspect de gneiss toujours très sombres (fortement biotitique), à grain fin marqué d'une foliation fruste et nébulitique (fragments non assimilés de migmatites). On remarque une accordance de la foliation des enclaves et de leur allongement avec la fabrique magmatique du granite encaissant. On observe également enclavés des *xénolithes de roches magmatiques microgrenues*, de tailles pluricentimétriques à pluridécimétriques, rarement plus grosses, et de forme ovoïdale ou en boule. Trois types d'enclaves de nature magmatique différente ont été observés :

– *Enclaves calco-alcalines monzodioritiques.* Très rares sur la feuille Saint-Sulpice-les-Champs, ces enclaves sont plus fréquentes sur celles de Guéret

et d'Aubusson. La plus grosse a été observée sur le chemin reliant les lieux-dits le Mazeau et les Caurades (2 km au Nord-Ouest de Sardent). De composition minéralogique de monzodiorite, elles se disposent en masses arrondies aux contours nets avec l'encaissant. Elles sont composées d'une roche hyperbiotitique sombre, avec de petites taches blanchâtres de feldspath, inférieures à 5 mm. L'amphibole est visible à l'œil nu.

Au microscope cette roche montre une texture grenue. Le feldspath de composition potassique forme parfois des myrmékites lorsqu'il est en contact avec le plagioclase. Ce dernier est en voie de séricitisation. L'amphibole verte forme de nombreux cristaux. Elle se distingue par son habitus en baguette et montre un début de texture en alvéole. La biotite fraîche s'organise de manière aléatoire. Le quartz, très rare, cristallise dans les zones interstitielles (origine secondaire), conférant un aspect poecilitique à ce minéral. Quelques oxydes contaminent la roche.

– *Enclaves micro-dioritiques*. Plus fréquentes que les enclaves monzodioritiques, ces enclaves sont surtout visibles dans le faciès monzogranitique de Peyrabout ; elles sont plus rares dans le faciès intermédiaire de type « Saint-Fiel », et sont absentes dans le faciès de type « Villatange ». Apparaissant souvent dispersées dans la roche en essaims, elles sont plus rarement isolées. Leur contact avec le granite encaissant, suggère une histoire magmatique différente de son hôte. Ce sont des roches sombres à grain fin, avec parfois des feldspaths porphyriques inférieurs au centimètre. De la cordiérite généralement xénomorphe, assez abondante, ponctue la roche de taches verdâtres.

Au microscope ces roches enclavées montrent une texture grenue non orientée. Le minéral dominant est composé de fines lattes non orientées de plagioclase, minéral parfois porphyrique. Le feldspath potassique est assez rare. Les cristaux de biotite entrent pour une part importante dans la composition minéralogique de cette roche. La cordiérite est fraîche, ou complètement rétrotransformée en fins cristaux de muscovite. Elle est souvent xénomorphe, rarement automorphe et envahie de cristaux de biotite et de plagioclase. Le quartz xénomorphe remplit les espaces libres entre les minéraux. Outre la présence d'apatite comme phase accessoire, de nombreux zircons se rencontrent en inclusions dans la biotite.

Trois analyses chimiques d'enclaves micro-dioritiques ont été réalisées (tabl. 9, annexe 2). Le fait remarquable est leur caractère fortement peralumineux (rapport A/CNK de 1,30 à 1,36) pour des compositions intermédiaires (SiO_2 de 63,68 à 66,80 % ; paramètre B de 127 à 165). Elles représentent certainement la trace des magmas peralumineux à la source des Granites de Guéret, dans une gamme de composition en SiO_2 qui les rapproche du faciès de Saint-Fiel et avec des différences qui traduisent les hétérogénéités initiales, notamment pour la quantification du caractère peralumineux.

– *Enclaves de serpentines*. A.-M. Hottin et F. Berthier (1993) et L. Vauchelle (1988) décrivent des enclaves de serpentine, roche pouvant représenter le témoin de matériaux ultrabasiques. Ce dernier auteur suggère que la serpentine puisse provenir de masses d'ultrabasites réfractaires contenues dans les matériaux source des granites. L'Unité supérieure des gneiss du Limousin qui contient des complexes leptyno-amphibolitiques et des ultrabasites (Santallier, 1981) pourrait correspondre à une telle source.

Granites du massif du Millevaches

Son extrémité septentrionale est marquée par l'important développement des granites à biotite ceinturés de leucogranites à deux micas et des gneiss localisés à sa jointure avec les domaines voisins.

Granites à biotite du Millevaches

Terminaison septentrionale du massif de Millevaches

L'ossature de la terminaison septentrionale du massif est constituée de deux granites très différents, fortement imbriqués : le granite porphyroïde orienté de Pontarion ($\beta\gamma^{3M}$), connu ailleurs dans le Millevaches sous le nom de Granite d'Egletons, et le granite orienté leucocrate à grenat et cordiérite de Royère ($^o\gamma_{cg}^3$) connu également sous le nom de Granite de Peyrat-le-Château (carte Saint-Léonard-de-Noblat). Localement des figures d'imbrication à l'état magmatique des intrusions (contours lobés ou persillés entre ces deux faciès) suggèrent une mise en place simultanée de ces magmas. De petits massifs circonscrits de granite fin à biotite ($f\gamma^{3M}$), d'extension réduite, recoupent ces granites ou les métamorphites qu'ils encaissent. Enfin, quelques lentilles de diorites foliées (γ^5) sont parfois insérées au contact entre le Granite de Pontarion et les gneiss encaissants de Saint-Hilaire-le-Château–Banize.

γ_{cg}^3 R. **Granite de Royère : leucocrate à biotite, nodules de grenat et de cordiérite (Viséen : 335-323 Ma)**. Ce granite très clair, blanc à rose ou parfois gris très clair, possède un grain homogène moyen (3 mm) à grossier (7 mm) ; il a parfois tendance à être porphyroïde (feldspaths potassiques 1 à 2 cm). De structure équante ou 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. Le Granite de Royère se différencie sur le terrain assez nettement du Granite de Pontarion par sa couleur plus claire et l'absence de gros cristaux de feldspaths, également par sa minéralogie à

grenat et cordiérite, son plagioclase trapu quadrangulaire et la couleur souvent rose de son feldspath potassique. Ses relations avec le Granite de Pontarion se traduisent, d'une part par des contacts lobés et persillés, et d'autre part, par des veines de toutes tailles à contact franc de Granite de Royère injecté dans le Granite de Pontarion, et plus rarement, par des panneaux anguleux de Granite de Pontarion emballés dans celui de Royère. Le premier type de contact suggère la mise en place simultanée de ces deux granites, le deuxième suggère l'injection tardive du Granite de Royère dans celui de Pontarion déjà cristallisé et disloqué par le Granite de Royère. De nombreuses enclaves de gneiss (métatectiques kinzigitiques) sont localement disséminées dans la roche, le plus fréquemment à proximité du contact avec le Granite de Pontarion. Le passage sur le terrain entre ces kinzigites et le granite est rarement franc. Il s'opère par la croissance de l'importance des veines de granite leucocrate dans les gneiss et corrélativement par la disparition graduelle de la foliation de ces gneiss (cette observation s'explique, soit par l'assimilation des gneiss kinzigitiques par le granite, soit par l'état de restites des kinzigites ?).

Au microscope, ce granite présente une texture grenue ; le plagioclase zoné (An22-35) est souvent séricitisé forme des cristaux trapus à tendance subautomorphe, à fréquentes myrmékites. L'orthose est xénomorphe, parfois subautomorphe (gros cristaux). La biotite se présente en lamelles dispersées de façon homogène ou en amas, autour des cristaux de cordiérite ou associés aux grenats ; elle est généralement fraîche, parfois chloritisée. La cordiérite, en nodules, associée à du quartz, est pinitisée. Le grenat forme des cristaux globuleux poecilites dispersés ou regroupés en nodules (d'après Stussi et Cuney, 1990 sa composition correspond à la série des pyralspites). Le quartz apparaît en plages généralement xénomorphes allongées. La sillimanite est rare et la muscovite est secondaire, fissurale et intergranulaire. Les minéraux accessoires sont le zircon et des oxydes. Ce granite doit son individualité par rapport au Granite de Pontarion à une charge en quartz, feldspaths potassiques, grenat, cordiérite plus élevée, et corrélativement par une teneur en plagioclase et biotite moins forte.

Structures. Il présente, soit une structure équante, assez souvent, soit une structure orientée voire foliée très fruste. La fabrique est due à l'alignement des grenats, de septas de biotite, de mégacristaux de feldspaths et des nodules de cordiérite, et localement elle peut être également marquée par l'étirement du quartz. Son pendage est le plus souvent proche de la verticale, et sa direction est voisine de N120 à N160 suivant les secteurs. L'attitude de cette fabrique est en tout point conforme à celle du Granite de Pontarion.

Composition chimique du Granite de Royère. Ce granite est peralumineux (Stussi et Cuney, 1990) et présente une composition faiblement « cafémique », contrôlée par la présence de biotite alumineuse, de cordiérite, et parfois de

muscovite. Par rapport au Granite de Pontarion avec lequel il est imbriqué, son caractère peralumineux plus marqué est dû à la présence de cordiérite et à une composition plus alumineuse de la biotite (Stussi et Cuney, 1990). Reportée dans le diagramme Q-P (fig. 40, annexe 2) sa composition chimique correspond au champ des granites. Elle est différente de celle du Granite de Pontarion : SiO_2 varie de 70 à 75 %, Fe_2O_3 inférieur à 2 %, Al_2O_3 de 14 à 15 %, et K_2O est proche de 6 %, le CaO restant inférieur à 0,8 %.

Datation géochronologique. Un faciès granitique similaire à celui de Royère a fait l'objet d'une datation sur la carte Saint-Léonard-de-Noblat (le petit massif de granite à grenat et cordiérite de Peyrat-le-Château à 332 ± 15 Ma par la méthode Rb/Sr ; Augay, 1979). Un échantillon de ce faciès prélevé sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs a fait l'objet de deux méthodes de datation différentes : par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, cf. annexe 1, tabl. 2 et fig. 27), qui a donné un âge à 323 ± 4 Ma (âge de cristallisation de la monazite, considéré proche de celui du magma) ; la deuxième par la méthode U-Pb sur mono zircon (A. Cocherie, voir annexe 1, tabl. 2 et fig. 28), qui donne un âge 328 ± 6 Ma.

Deux autres datations sur monazites ont été acquises par A. Gébelin (2004) sur ce granite. La première par la méthode conventionnelle U/Pb sur monazites (échantillon prélevé près de Saint-Pierre-de-Bellevue) donne un âge moyen pondéré de 316 ± 2 Ma. La deuxième datation par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (sur un échantillon provenant de La Forêt-Belleville) donne un âge isochrone de 327 ± 5 Ma. Ce dernier âge est identique à ceux obtenus par A. Cocherie, mais il est légèrement plus vieux que celui à 316 ± 2 Ma obtenu par la méthode conventionnelle. Les âges sur monazites 323 ± 4 Ma (Cocherie), 327 ± 5 Ma (Gébelin), sont très cohérents avec l'âge sur zircon 328 ± 6 Ma (Cocherie) et sont considérés comme fiables. Ces trois âges attestent une mise en place du Granite de Royère à la fin du Viséen supérieur (entre 332-322 Ma, en tenant compte des fourchettes d'erreurs). Par contre, la signification de la datation par la méthode conventionnelle U/Pb sur monazites de 316 ± 2 Ma est posée.

Les datations acquises montrent l'intrusion tardive du Granite de Royère dans celui de Pontarion. Elles sont en contradiction avec les figures d'imbrications à l'état magmatique qui suggèrent une mise en place simultanée des deux magmas. Mais, en tenant compte des âges obtenus par A. Gébelin (2004) sur le Granite de Pontarion, la mise en place étalée dans le temps du Granite de Pontarion doit être envisagée : les premiers magmas s'injectent vers **347-343 Ma** (limite Viséen inférieur - Viséen moyen), alors que les derniers magmas de type « Pontarion » se mettent en place au Viséen supérieur (entre **335-323 Ma**) en même temps que le Granite de Royère.

^{3Mp}
pγP **Granite : monzonitique porphyroïde orienté de Pontarion (Viséen inférieur : 347 à 343 Ma et 329 ±8-6 Ma)**. C'est un granite à biotite, gris, à grain moyen ou grossier (3 à 7 mm), riche en mégacristsaux feldspathiques pluricentimétriques (2 à 10 cm) qui présente généralement une fabrique planaire marquée par l'orientation des phénocristsaux de feldspath et de la biotite. Il se distingue nettement des granites environnants par sa couleur, sa richesse en biotite et la présence de phénocristsaux de feldspath. Des enclaves décimétriques à plurimétriques d'un gneiss riche en biotite et des masses de granite leucocrate de type « Royère » de toutes tailles, métriques à kilométriques, apparaissent souvent isolées dans le Granite de Pontarion. C'est le plus important par la surface couverte des granites du Nord-Millevalches. On l'observe avec de bonnes conditions d'affleurement dans les vallées encaissées du Thaurion, de la Banize et de Vidailhat, ou sous forme de boules dans les champs et dans les bois.

En lame mince, ce granite présente une texture grenue porphyrique. Le feldspath potassique, perthitique, forme, soit des mégacristsaux automorphes orientés (à inclusions de plagioclase, de biotite et quartz), soit des plages xénomorphes plus petites dans la matrice grenue. Le plagioclase (oligoclase) est en cristsaux automorphes, localement frangés de myrmékite. La biotite est abondante, en lamelles (1 à 2 mm) ou amas orientés, souvent chloritisée et parsemée de minéraux opaques. Le quartz forme des plages interstitielles polycristallines à extinction onduleuse. La cordiérite (non visible à l'œil nu), l'apatite et le zircon apparaissent en minéraux accessoires.

Structures. Un litage magmatique et une fabrique planaire plus ou moins nets, sont toujours visibles dans ce granite. Le litage magmatique apparaît sous forme de veines de granites de puissance décimétriques à métriques à compositions minéralogiques contrastées, et à contacts parfois francs. Ces veines se différencient surtout par une variation de teneur en phénocristsaux de feldspath potassique, et en biotite, et donc apparaissent nettement sur le terrain par une différence de couleur. Elles semblent injectées parallèlement les unes aux autres selon la fabrique actuelle. La fabrique planaire est marquée par l'orientation des minéraux, très constante : biotite et surtout des phénocristsaux de feldspath de 2 à 10 cm de long peu ou non déformés. De direction globale N150 à N170 dans la partie ouest du massif (région de Saint-Pierre-de-Bellevue–Mansat-la-Courrière), cette fabrique se courbe en senestre à proximité des gneiss du Nord-Millevalches où elle est orientée en direction N100 à N120. Son attitude est souvent fortement pentée voire subverticale, sauf en marge occidentale de la carte où elle est régulièrement pentée vers l'Ouest. Dans cette zone, son pendage décroît en allant vers la faille d'Argentat (de 70° tout contre le massif Leucogranite de Soubrebost, à 40° en bordure de la carte). Une vague linéation minérale horizontale marquée par l'alignement des phénocristsaux est parfois visible dans ces roches dans la direction des plans de fabrique.

L'étude microstructurale réalisée par A. Gébelin (2004) sur quelques échantillons de ce granite porphyroïde de Pontarion, montre que l'acquisition de la fabrique est magmatique, réalisée avant la cristallisation totale du magma ou localement juste après (état sub-solidus). Elle est apparue alors que les minéraux non jointifs, pouvaient se déplacer et s'orienter librement dans le liquide sans se déformer. Elle reflète la déformation du granite à l'état magmatique, puis sub-solidus.

Sur la bordure occidentale du massif de Pontarion, en direction de la faille d'Argentat, la structuration magmatique du granite (litage magmatique souvent très net dans ce secteur) est relayée par une foliation de même attitude que cette faille, surtout développée sur la carte Bourganeuf. Elle naît de l'étirement des minéraux, notamment du quartz et des phénocristaux de feldspaths potassiques, fragmentés, et qu'elle moule. Des plans de cisaillement « C » à enduit quartzeux, sériciteux et chloriteux, légèrement plus pentés la cisailent. Ils portent une linéation d'alignement de minéraux et des stries très fortement marquées plongeant en direction N330. Les minéraux qui soulignent ces structures attestent de la déformation post-solidus non-coaxiale (en cisaillement) du Granite de Pontarion dans le faciès des « Schistes verts ». Déformation induite par un jeu en cisaillement normal de la faille d'Argentat, avec déplacement du compartiment supérieur vers le Nord-Ouest.

Sur sa bordure septentrionale, le granite porphyroïde de Pontarion est transformé en gneiss œillé fruste. La foliation (N100-N120 verticale) peu pénétrative et visible sur une puissance de 500 m, porte une linéation minérale discrète, souvent absente, marquée par l'alignement des minéraux (pas de stries). Les porphyroclastes feldspathiques sont souvent cassés, étirés, et leurs queues de cristallisation sont rarement dissymétriques. Les rares critères de cisaillement relevés à partir des dissymétries observées sont conjuguées dextres et senestres, parfois sur la même surface d'observation. Localement, des couloirs de cisaillement ductiles, légèrement obliques sur la foliation sont principalement dextres (N150 et N170), mais parfois senestres (N110). Ces deux sens de cisaillement résultent d'une déformation de la roche dans un état rhéologique identique correspondant à la zone de stabilité de la biotite.

Vers Vallières, le granite présente une texture protomylonitique acquise lors d'une déformation cisailante dextre. La foliation fine et planaire (N120, N90), qui remplace la foliation fruste du granite est recoupée par des plans de cisaillement dextres frustes (N130, 70°SW) portant une linéation minérale et des stries plongeant de 30° vers le Nord-Ouest.

Composition chimique du Granite de Pontarion. Les connaissances sur la chimie de ce granite doivent beaucoup aux travaux de Razafimahefa (1987), Stussi et Cuney (1990) et Stussi et Cuney (1993) sur les granites du Millevaches et les granites peralumineux du Massif central. Le rattachement

du Granite de Pontarion au faciès type « Égletons » semble clair du point de vue minéralogique ; il est moins évident du point de vue chimique. À l'inverse de beaucoup de granites du Millevaches, le Granite de Pontarion faiblement peralumineux est le plus souvent une adamellite (6 analyses sur 8, fig. 40, annexe 2). La SiO_2 varie de 67 à 72 %, Fe_2O_3 de 1,2 à 3,2 %, Al_2O_3 de 14,1 à 15,3, K_2O de 4,2 à 5,5 %, tandis que CaO décroît de 2,6 à 1,0 %. Il possède un caractère cafémique élevé dû à sa richesse en biotite et montre une nette différence chimique avec le Granite de Royère confirmant les différences pétrographiques de ces deux magmas. Le rapport A/CNK (fig. 41, annexe 2) montre son caractère peralumineux à fortement peralumineux.

Datation géochronologique. Le Granite de Pontarion fait l'objet d'une datation géochronologique par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, annexe 1 et fig. 26). L'échantillon a été prélevé dans la vallée du Thaurion à proximité du village de Thauron (sur la carte Saint-Sulpiceles-Champs ; cf. localisation tabl. 1, annexe 1). Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de l'échantillon déterminent un âge isochrone à 348 ± 5 Ma (âge de cristallisation de la monazite) considéré comme étant proche de celui du magma. Cet âge est proche de celui obtenu par J.-F. Augay (1979) sur le granite similaire de Bouchefarol (carte Saint-Léonat-de-Noblat) par la méthode Rb/Sr à 357 ± 7 Ma, dont les caractéristiques pétrographiques sont voisines de celles du Granite de Pontarion.

Deux autres datations U-Th-Pb sur monazite ont été acquises sur ce granite par A. Gébelin (2004). La première sur un échantillon prélevé à l'Ouest des kinzigites de Saint-Pierre-Bellevue donne un âge isochrone de $329 +8/-6$ Ma. La seconde datation sur un échantillon prélevé sur la carte Bugeat (au Sud de celle de Royère) fournit un âge isochrone de 342 ± 5 Ma, similaire à celui obtenu par A. Cocherie.

Deux des trois âges sur monazites, 348 ± 5 Ma (Cocherie), 342 ± 5 Ma (Gébelin) sont cohérents et le recouvrement des fourchettes d'erreurs suggère une mise en place de ce granite entre 347 et 343 Ma. Par contre le troisième âge **$329 +8/-6$ Ma** (Gébelin) est plus jeune. Sans exclure une éventuelle erreur dans cette datation, deux générations de granites à biotite porphyroïde peuvent être envisagées.

γ^5 . **Diorite foliée.** Elle affleure en deux endroits en bordure du Thaurion, près du pont de la D3, à 1,5 km au Sud de Chavanat et au niveau du cimetière de Banize, sous forme de lentilles localisées à l'interface entre le Granite de Pontarion et la bande gneissique de Saint-Hilaire-le-Château-Banize. Bien qu'elles semblent plutôt imbriquées avec les gneiss, les mauvaises conditions d'affleurements, ne permettent pas de connaître les relations spatiales de ces

lentilles avec leur encaissant. C'est une roche d'aspect gneissique, de couleur grise, noire à bleutée (couleur des plagioclases lors d'une cassure fraîche) qui s'altère en boules aplaties et en une arène de couleur marron. La déformation de cette diorite se traduit par un litage très marqué, bien visible sur le terrain du fait de l'orientation de la biotite (très abondante), de l'orientation de petits phénocristaux de plagioclases et de rare quartz, ce qui confère à la roche un aspect de gneiss fin biotitique.

Au microscope, la diorite présente une texture grenue ; le plagioclase présentant la mâcle polysynthétique est souvent séricitisé ; l'orthose est rare voire absente ; le quartz est peu abondant ; la biotite se présente en lamelles orientées et parfois en kink ; l'amphibole est en concentration inférieure à la biotite. Nous n'avons pas trouvé de clinopyroxène. Les minéraux accessoires sont de l'apatite et des oxydes.

Structures visibles. Cette diorite présente une foliation, due à l'alignement des biotites, verticale et parallèle à celle du Granite de Pontarion et des Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château-Banize.

Composition chimique. Un échantillon a été analysé (LA-46b, tabl. 7, annexe 2). Avec $\text{SiO}_2 = 54,54\%$ et Na_2O de $2,44\%$ et K_2O de $3,07\%$, il se place dans le champ des gabbro-diorites du diagramme alcalin-silice. Le spectre de Terres rares est enrichi en Terres rares légères (rapport LaN/YbN de 20, normalisation chondrite). Ces caractères associés au reste de la composition « cafémique » est comparable aux autres corps gabbro-dioritiques connus dans ou en bordure du massif du Guéret.

Granites à deux micas du Millevaches

Les granites à biotite du Millevaches sont ceinturés d'intrusions linéaires de granites à deux micas allongées parallèlement aux failles bordières du massif. Cinq faciès sensiblement différents par leur pétrographie constituent les granites dits de « jointures » du Millevaches : 1) le granite folié à biotite \pm muscovite et sillimanite de Chavanat, s'insérant avec le Leucogranite de Courcelles entre les deux bandes de métamorphites de Villesourde et de Saint-Hilaire-le-Château-Banize ; 2) le leucogranite à grain moyen de Courcelles ($\gamma\hat{c}$) orienté, similaire pétrographiquement au leucogranite folié de Bourgneuf, visible sur la carte du même nom, laminé le long de la faille d'Argentat ; 3) le granite grossier et folié de Chasselines-Goutelle, bordant le côté nord-est du massif de Millevaches ; 4) le granite gris bleuté à grain moyen de Soubrebost, intrusif dans les granites de Pontarion et Royère ; 5) les leucogranites roses à grain fin formant, soit un laccolite intrusif dans le Granite de Soubrebost en marge ouest de la carte ; soit divers petits massifs ou filons disséminés sur la carte.

γC^2 . **Leucogranite à grain moyen de Courcelles (Namurien : 313 à 318 Ma)**. Ce granite leucocrate affleure suivant une bande de direction N120 entre les métamorphites de la Pougé-Villesourdes et le Granite de Chavanat. C'est une roche équigranulaire de structure équante ou orientée, de couleur très variable rosâtre, jaunâtre à blanchâtre (variation de couleur due aux feldspaths), à grain fin à 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. 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 (*cf.* le long de la D59, en rive droite de la rivière Beauze, vers Hussard, au Sud-Est du massif). Le contact entre ce leucogranite et le Granite de Chavanat est globalement assez franc, sauf dans la région de Fraisse-Hussard où ces deux granites sont fortement imbriqués (zone d'imbrication cartographiée en hachures). Son contact avec le Leucogranite de Chasselines-Goutelle est également net, mais à proximité de ce dernier, son grain devient plus grossier et il est injecté de très nombreux filons et masses informes de pegmatites.

En lame mince, ce leucogranite est caractérisé par la présence de muscovite primaire losangique ou xénomorphe, prédominante sur la biotite, peu chloritisé. Les feldspaths sont composés de plagioclase (oligoclase) automorphe souvent séricitisé et d'orthose sub-automorphe à xénomorphe généralement perthitique (taches, veines). Les minéraux secondaires sont représentés par de la muscovite intergranulaire ou fissurale (cristallisée au détriment du plagioclase et de l'orthose), de la séricite et de la chlorite.

Structures. Le granite n'est déformé que dans les extrémités nord-ouest et sud-est du massif ; au centre, seule une vague orientation des minéraux est visible. Dans sa partie nord-ouest, vers Combeauvert, et sud-est vers Les Essarteaux et Margnot, la déformation du granite est caractérisée par une foliation verticale extension N110-N130, sans structure de cisaillement évidente. Au Nord-Ouest, vers Combeauvert, la foliation porte une linéation d'alignement et d'étirement des minéraux à pitch faible ou moyen (10-45° vers le Nord-Ouest), que l'on n'observe pas au Sud-Est vers Les Essarteaux et Margnot. Les structures observées correspondent à une déformation ductile du granite en écrasement perpendiculaire à la foliation avec un étirement horizontal local WNW-ESE au Nord-Ouest du massif.

Datation géochronologique. Ce leucogranite a fait l'objet d'une datation géochronologique par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, annexe 1, tabl. 2 et fig. 32). L'échantillon a été prélevé à proximité de Courcelles (*cf.* localisation annexe 1, tabl. 1). 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. Cet âge atteste d'une mise en place du magma (au Namurien), tardive par rapport aux autres leucogranites du Nord-Millevaches. Un échantillon du granite a fait l'objet de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite primaire par A. Gèbelin (2004). Il a été prélevé 2,5 km au Nord-Ouest de Pontarion dans la partie nord-ouest du granite, vers Combeauvert. Les mesures donnent un âge plateau à 313 ± 3 Ma et la droite isochrone obtenue indique un âge identique de 315 ± 3 Ma (Gèbelin, 2004). Cet âge correspond à l'âge de refroidissement du Granite de Courcelles (fermeture du réseau de la muscovite vers 400°).

$\gamma\text{Ch.}^{3-2}$ **Granite leucocrate à biotite et à muscovite ou sillimanite subordonnées de Chavanat (Viséen moyen : 334 ± 4 Ma).** Ce granite leucocrate, conservé en enclaves, forme une bande de 800 à 2 000 m de puissance et d'orientation WNW-ESW. Au Sud, ce granite est intrusif dans les gneiss de Saint-Hilaire-le-Château-Banize, tandis qu'au Nord, il est bordé, par la lame de Leucogranite de Courcelles. Il présente deux sous-faciès légèrement différents passant graduellement de l'un à l'autre. L'un constituant la partie nord-ouest de l'intrusion, est un granite de couleur rosâtre ou jaunâtre à grain moyen (2 à 4 mm) légèrement porphyroïde à charge biotitique fluctuante, où la teneur en biotite est toujours largement supérieure à celle de la muscovite. L'autre sous-faciès constituant la partie sud-est de l'intrusion, est un granite jaunâtre à blanchâtre, saccharoïde, équigranulaire à grain plus fin (1 à 2 mm), à charge biotitique plus élevée que dans l'autre sous-faciès, et à muscovite très rare. Toujours dans cette partie sud-est du massif, son contact avec le Leucogranite de Courcelles est mal défini, tant ces deux granites sont fortement imbriqués sur le terrain (la zone d'imbrication de ces magmas est figurée sur la carte).

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) ; 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. La partie nord-ouest du massif, plus leucocrate que la partie sud-est présente un caractère moins biotitique, mais surtout un développement plus important du feldspath potassique, de la muscovite et du quartz. Pour N. Razafimahefa (1987), ces différences sont suffisamment significatives pour considérer que ces variations de faciès correspondent à des différences de magmas. Dans ce cas le massif granitique

de Chavanat serait poly-magmatique, mais les variations de faciès sont trop insensibles sur le terrain pour les cartographier.

Composition chimique. Deux analyses chimiques sont acquises sur ce granite (LA-48 et LA-51a ; tabl. 10, annexe 2) et sont comparées aux données publiées par N. Razafimahefa (1987) indiquées entre parenthèses. Les majeurs montrent la composition suivante : SiO_2 , 73,52 et 73,37 % (70,8-73,2 %) ; Fe_2O_3 1,36 et 1,35 % (0,99-2,25 %) ; Al_2O_3 : 14,45 et 14,47 % (14,8-15,05 %) ; K_2O , 5,16 et 5,36 % (5,02-5,72 %). La teneur en CaO du granite est faible, voisine de 0,5 % et située dans la limite inférieure de la fourchette (0,5-1,28 %), tandis que le Na_2O est quant à lui élevé, 3,15 et 3,21 % et situé près de la limite haute de la fourchette (2,8-3,31 %). Ce leucogranite a une composition chimique fortement peralumineuse (A/CNK de 1,24 et 1,19 ; fig. 41, annexe 2) correspondant minéralogiquement à l'abondance de la muscovite et à la présence de sillimanite.

Structure. Dans toute sa masse le Granite de Chavanat présente une orientation de ses minéraux et une foliation plus ou moins pénétrative qui perturbe sa structure équante. La déformation croît du Sud-Est vers le Nord-Ouest du massif. Dans sa partie sud-est, la foliation est fruste, marquée par un léger étirement du quartz et l'orientation modérée des autres minéraux du granite. Elle est verticale ou fortement pentée vers le Sud et porte localement une linéation minérale plongeant faiblement vers le Sud-Est (fig. 5), les stries sont très rares. Dans la partie nord-ouest du massif granitique (au Nord-Ouest de Chavanat), la déformation plus marquée se traduit par un étirement plus fort du quartz, une très nette orientation des micas et la fragmentation des feldspaths. La foliation de la roche y est plus marquée et plus régulière que dans le Sud-Est du massif, elle est 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 ductile bien nette n'a été relevée dans le granite et l'habitus des clastes feldspathiques et quartzeux, moulés par la foliation, est généralement symétrique. Il est rare d'observer une dissymétrie de leurs queues de cristallisation. Dissymétrie souvent ambiguë, dextre et senestre, parfois sur la même surface d'observation. Ces structures traduisent une déformation co-axiale du granite, avec une direction de raccourcissement Z, perpendiculaire à la foliation moyenne verticale N120, avec localement un fort étirement horizontal (carrefour des routes D941 et D10, 1 km à l'Est de Saint-Hilaire-le-Château, où les minéraux du granite étant fortement étirés la foliation disparaît pour être remplacée par un débit en crayons). La dispersion du pendage de la foliation dans les environs du village de Saint-Hilaire-le-Château : de 90° à 10° vers le Sud-Ouest, n'est que locale ; elle pourrait être en relation avec un plissement tardi-déformation de direction N120 (fig. 5).

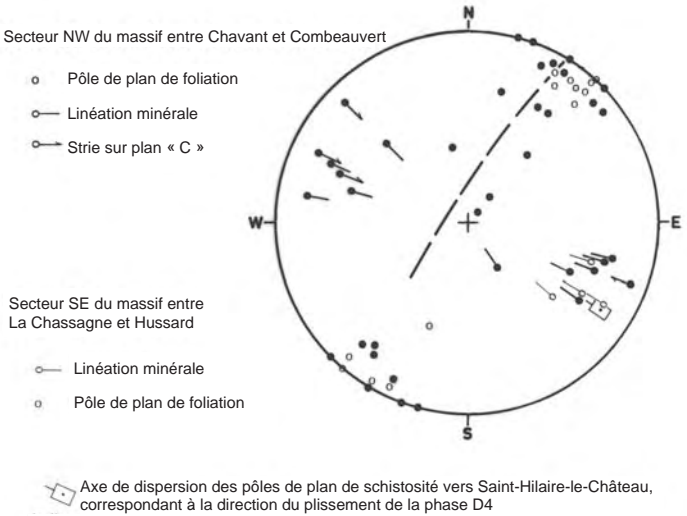


Fig. 5 - Structurogramme des mesures de surface de foliation, parfois confondue avec des plans de cisaillement « C₁ », de linéations minérales et de stries relevées dans le granite de Chavanat en bordure nord du Millevaches. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. On constate que la foliation a une direction bien réglée dans l'ensemble du massif (en moyenne N120°) et un pendage globalement proche de la verticale, la dispersion de pôles correspond à des mesures réalisées à proximité de Saint-Hilaire-le-Château. Cette dispersion se faisant autour d'un axe 12/N120° qui peut être mis en relation avec la phase de déformation D4. L'attitude de la linéation est globalement différente d'une part à l'autre du massif : elle plonge vers le Sud-Est dans la partie sud-est du massif, jusqu'aux environs de Chavanat, elle se réoriente en direction du Nord-Ouest dans l'autre partie du massif. Les stries ne sont bien exprimées que dans cette partie nord-ouest du massif où la déformation est plus intense, elles sont parallèles à la linéation

De nombreuses enclaves de gneiss mylonitiques de dimension décamétrique à pluri-hectométrique (de taille cartographique) appartenant à la formation gneissique de Saint-Hilaire-le-Château–Banize, sont emballées dans le Granite de Chavanat. 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 une mise en place après la déformation en cisaillement dextre des gneiss encaissants.

Datation géochronologique. Ce granite biotitique a fait l'objet d'une datation géochronologique par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, annexe 1, tabl. 2 et fig. 29). L'échantillon a été prélevé à Chavanat même (cf. localisation, annexe 1). 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 **334 ± 4 Ma** (deuxième moitié du Viséen moyen), considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite, proche de celui du magma.

γ_C-G. Leucogranite à grain moyen ou grossier et à muscovite dominante de Chasselines–Goutelle (« type Hyverneresse ») (Viséen moyen-inférieur : 325 Ma à 306 Ma). Il s'agit d'un petit massif linéaire à convexité nord-est qui jalonne la bordure nord-est du Millevaches. Il est intrusif dans les Micaschistes de Villesourde et apparaît cartographiquement boudiné et tronçonné en dextre par des failles ductiles (de direction N160) rattachées au système de la Creuse. Il est bordé à l'Ouest par le Granite de Courcelles et par le Granite de Chavanat ; les failles bordières du Millevaches le limitent à l'Est. De teinte rosée ou blanchâtre, ce granite est grossier et présente de fortes variations granulométriques à l'échelle de l'affleurement (4 à 8 mm). Il est généralement riche en gros cristaux d'orthose (centimétrique) et en quartz globuleux souvent étirés et atteignant de 0,5 à 3 cm de long. La biotite y est de petite taille (2 à 3 mm) alors que la muscovite, automorphe, dépasse parfois 1 cm. Il présente une texture orientée ou planaire qui devient mylonitique en bordure du Millevaches.

En lame mince, il présente : des mégacristaux d'orthose (généralement perthitique) et du quartz ; de la muscovite primaire, losangique ou xénomorphe, en quantité équivalente ou supérieure à celle de la biotite (2 à 7 % de biotite) ; des plagioclases (oligoclase An₂₅–An₁₀, quelquefois zonés et bordés d'un liséré d'albite An₀–An₇). Les minéraux secondaires sont représentés par la muscovite (intergranulaire, fissurale, alignée dans les plans de déformation ductile), ainsi que par la séricite et 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 des quartz étirés ; certaines muscovites peuvent également être orientées. Cette orientation fruste est essentiellement post-solidus.

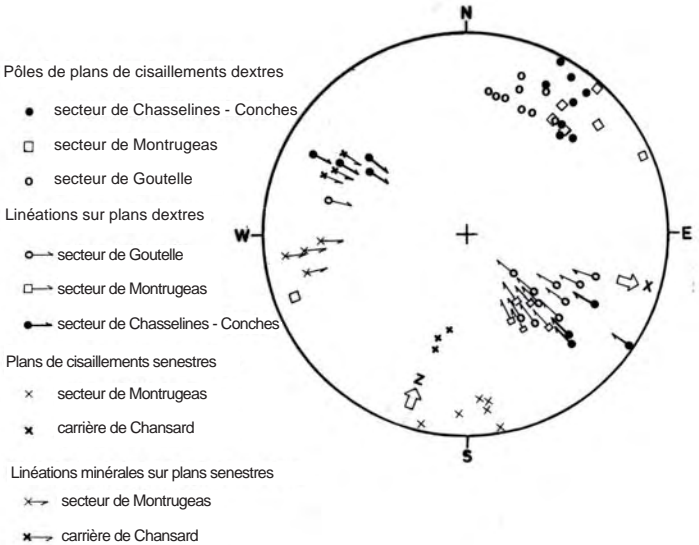


Fig. 6 - Structurogramme des mesures de plans de cisaillement « C₁ » et de stries relevées dans le granite de Chasselins-Goutelle en bordure Nord-Est du Millevaches. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur. On constate que le massif est essentiellement structuré par des plans de cisaillement dextre d'attitude moyenne (N120, 75S) portant des stries et linéations d'étirement de minéraux essentiellement pentées de 35° vers le Sud-Est, sauf dans le secteur de Chasselins et Conches (où elles sont peu pentées). Les plans de cisaillement senestres relevés à Montrugeas sont bien groupés et distincts des plans senestres de la carrière de Chansard. Ces déformations, produites dans des conditions rhéologiques semblables et dans les mêmes conditions de température sont considérées comme conjuguées

Dans les zones de laminage, la foliation bien marquée est recoupée par des plans de cisaillement (*cf.* ci-après). L'épaisseur des feuillettes diminue, le quartz est granulé et les feldspaths très déformés acquièrent une forme ceillée ; les micas primaires sont tordus et déchiquetés ; de la muscovite secondaire ou de la séricite cristallise dans les plans de cisaillement. D'après A. Gébelin (2004) les quartz granulés présentent 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 ultramytonitique marquée par une intense microgranulation de la roche (phylloites) et par le parallélisme des surfaces de cisaillement et la foliation (à Conches, Sud de Saint-Michel-de-Veisse).

Structure. Fortement orthogneissifié le long de la bordure du Millevaches, ce granite présente des structures de cisaillement dextres pénétratives, marquées par une foliation souvent verticale de direction N90, cisailée par des plans de cisaillement de direction respectivement N100 et N130. Ces plans sont globalement verticaux et 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 et de Villescot. Localement, à la carrière de Chansard, un deuxième système de cisaillement conjugué senestre est visible. Dans cette petite carrière abandonnée, ouverte 500 m au Nord du hameau de Chansard, le granite présente des plans de cisaillement senestres « C » avec une forte composante normale (plan « C » moyen : N105, 50N portant des stries senestres 20°/N295) (fig. 6). Toutes ces structures de cisaillement sont soulignées des mêmes minéraux (notamment de la biotite), ce qui traduit leur formation dans les mêmes conditions de température, et suggère donc qu'elles soient contemporaines et conjuguées.

Datation géochronologique. Un échantillon a fait l'objet d'une datation par deux méthodes différentes : par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (A. Cocherie, *cf.* annexe 1, tabl. 2 et fig. 30) a donné un âge à 336 ± 4 Ma (âge de cristallisation de la monazite, considéré proche de celui du magma), et sur zircon (A. Cocherie, *cf.* annexe 1, tabl. 2 et fig. 31) qui donne un âge douteux à 320 ± 5 Ma (*cf.* annexe 1).

Des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur population de muscovite primaire (Gébelin, 2004) ont été mesurés sur ce granite laminé vers Chansard et vers Conches. Vers Chansard un âge à 324 ± 3 Ma a été obtenu ; la droite isochrone propose un âge similaire à 325 ± 5 Ma et l'analyse ponctuelle d'un monograin de muscovite donne six âges dont la moyenne pondérée est à 326 ± 3 Ma. Vers Conches, les âges obtenus sur les muscovites cisailées en dextre (clastes) sont compris : entre 318 ± 3 Ma et 304 ± 7 Ma, (moyenne pondérée de 313 ± 5 Ma).

Ces datations peuvent être complétées de celles acquises sur la prolongation plus au Sud de ce granite sur la feuille Royère. Les âges obtenus sur les

muscovites cisailées en senestre vers Le Coq Hardi, sont compris entre 325 ± 1 Ma et 306 ± 2 Ma. Les âges obtenus sur les muscovites cisailées dans les plans de cisaillement inverses vers Saint-Quentin-la-Chabanne, sont compris entre 325 ± 3 Ma et 307 ± 5 Ma. Il n'y a pas de différence significative entre les âges obtenus sur les clastes de muscovite et sur les micas néoformés dans les différentes zones de cisaillement. Tous ces âges attestent de la fin de la déformation à chaud du granite laminé (fermeture de la muscovite vers 400°) **entre 325 Ma et 306 Ma** au Sud.

γ^2 . **Leucogranite à deux micas de Soubrebost (type « Beaumont »)**. Il s'agit d'un granite de teinte gris bleuté ou rosé, à grain moyen (2 à 4 mm) à structure équante équi-granulaire (faciès 1) ou porphyroïde (faciès 2 : $\rho\gamma^2$). Il forme l'essentiel du massif de Soubrebost allongé en direction méridienne, en bordure occidentale du massif de Millevaches, ainsi que de petits pointements disséminés. Le Granite de Soubrebost et les petits pointements satellites sont intrusifs dans les granites orientés à biotite du Millevaches, dont ils recoupent la foliation.

En lame mince, ce leucogranite présente une minéralogie à quartz abondant et globulaire, orthose xénomorphe, plagioclases (oligoclase) partiellement damouritisés, biotite dont une fraction en grands cristaux de 2 à 3 mm, muscovite plus abondante que la biotite en larges lamelles poecilites de 3 à 4 mm. Ce granite diffère peu du Leucogranite de Courcelles si ce n'est par 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 » de direction méridienne à la roche, facilitant son débit. En ASM, les mesures de la susceptibilité magnétique acquises sur ce leucogranite (Jover, 1986) mettent en évidence l'existence d'une linéation magnétique moyenne E-W horizontale, portée par un plan moyennement penté vers le Sud-Ouest, ou vers l'Est (bordure orientale du massif).

γ^2 . **Leucogranite rose à grain fin**. Peu fréquent ce granite affleure principalement dans un massif d'extension N-S, en marge ouest de la carte (entre le granite à grains moyens de Soubrebost et la limite de la carte), accessoirement en divers petits massifs disséminés (extrémité sud-est du massif de Chavanat, vers la Seauve), et en véritables filons recoupant tous les faciès et jalonnant des failles du système de la Creuse. Il se reconnaît à sa structure saccharoïde fine (1 à 2 mm) homogène et sa couleur jaune à rose. La muscovite en baguette allongée prédomine souvent sur la biotite. Sur la marge ouest de la carte, ce leucogranite forme des masses irrégulières, intrusives dans les granites à biotite ; ses contacts avec le Leucogranite de Bourgneuf (hors carte) sont progressifs (passage graduel d'un granite à l'autre ?). Ce leucogranite fin affleure souvent sur les sommets des collines ou plateaux et

domine les granites de Pontarion et de Royère occupant les fonds de vallées. Ses limites sont également nettement sécantes sur la fabrique de ces granites. Cette disposition cartographique très nette suggère que, dans cette région, les leucogranites à grain fin présentent un gisement en lame(s), reposant cartographiquement sur les granites de Pontarion et de Royère.

Dans l'extrémité sud-est du massif de Chavanat, ce leucogranite fin recoupe les granites déformés de Chavanat et de Pontarion ; sa mise en place est manifestement tardive à la structuration de ces granites.

Sa composition minéralogique est analogue à celle du Granite de Soubrebost. Il renferme de fins quartz globulaires, de petits feldspaths subautomorphes, de la muscovite en cristaux de 2 à 3 mm poecilites, de la biotite en cristaux de 2 à 3 mm.

Structures. Globalement de structure équante, ce granite ne présente pas de fabrique apparente. Les mesures d'ASM (Jover, 1986) montrent cependant une structuration syn-magmatique, avec une anisotropie planaire faiblement pentée vers le Sud-Ouest et une linéation magnétique moyenne E-W horizontale. En bordure de la carte, ce granite présente une orientation planaire faiblement pentée (30 à 50° vers l'Ouest), de mieux en mieux exprimée vers l'Ouest (vers la faille d'Argentat) qui évolue en une foliation. Cette foliation est discordante sur celles des granites à biotite orientés (Pontarion et à grenat et cordiérite).

Origine. En bordure ouest de la carte, ce granite semble associé au Leucogranite de Bourgneuf ; il est injecté en lame faiblement pentée vers l'Ouest. Lors de sa mise en place il a subi une structuration syn-magmatisme mise en évidence par l'ASM, puis il a été déformé après sa cristallisation par le jeu normal de la faille d'Argentat.

Composition chimique des Leucogranites du Millevaches. Les analyses chimiques seulement disponibles sur les leucogranites de Courcelles, de Chasselins-Goutelle (« type Hyverneresse ») et le granite à biotite ± muscovite et sillimanite de Chavanat (Razafimahefa, 1987) montre que tous ces granites sont chimiquement très similaires. Le Granite de Chavanat se distingue très légèrement des autres granites à deux micas par une pauvreté relative en Na_2O et une teneur plus forte en CaO. Ils sont chimiquement très proches : $72\% < \text{SiO}_2 < 74\%$, rarement supérieur à 74 % ; teneurs peu élevées en Fe_2O_3 (< 1,6 %), MgO (< 0,36 %) et TiO_2 (< 0,32 %) entraînant une variable $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} < 3$. Ces roches sont alumineuses $14\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$, le bilan alumine est toujours fortement excédentaire ($\text{Al-K-Na-2Ca} > 3,5$). Le CaO, dont une partie est fixée dans l'apatite ($\text{P}_2\text{O}_5 > 0,15$), est inférieur à 0,4 % ; K_2O est généralement supérieur à 4,8 % et ne devient inférieur à cette valeur que lorsque Na_2O est plus élevé (> 3,4 %).

Intrusions isolées et filons

Ont été regroupées dans ce paragraphe les descriptions d'intrusions n'appartenant pas aux massifs de Guéret et de Millevaches, rencontrées soit sous forme de petites masses (granite fin à biotite et épanchement rhyolitique de Fourneaux), soit sous forme de filons.

Filons

Nombreux et de puissance pluri-décamétrique à pluri-centimétrique, ces filons sont intrusifs dans les formations magmatiques et métamorphiques ; ils sont souvent non cartographiables. Les plus importants par leur puissance sont des filons de leucomonzogranite de grain fin à biotite et muscovite ($f\gamma^{3-2}$), de granitoïdes très quartzeux (γ^0), et de leucogranites à grains moyens et des pegmatites. On rencontre également des filons de quartz de puissance souvent métriques à infra-métriques intrusifs dans tous les terrains, non cartographiables et des rhyolites en bordure est de la carte dans la région d'Augères et du Breuil.

$f\gamma^{3-2}$. **Leucomonzogranite de grain fin, à biotite et muscovite.** Ce granitoïde affleure dans les massifs de Guéret et de Millevaches en filons de 20 à 200 m à puissance, orientés globalement NW-SE, ou en petits massifs arrondis, elliptiques. Sa couleur est beige jaunâtre, son grain est très fin (millimétrique) et la roche apparaît presque microlithique. Deux faciès sont distingués : l'un relativement riche en biotite, l'autre plus pauvre 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 ($f\gamma^2$) du Millevaches dont il pourrait constituer une expression subvolcanique filonienne.

En lame mince, ces faciès présentent de la biotite, du plagioclase zoné, du feldspath K, 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. Globalement de structure équante ces roches montrent localement une foliation parallèle aux épontes marquée par l'orientation des biotites.

γ^0 . **Granitoïde très quartzeux et quartz.** En relation avec les failles qui encaissent le bassin de Saint-Michel-de-Veisse, ce granitoïde est une roche grenue, grisâtre, parfois blanchâtre, très pauvre en micas à grain moyen (2 à 4 mm), constituée de quartz très abondant et de feldspaths présents en quantité variable. Les micas (biotite décolorée) y sont rares ou absents. Ce granitoïde est généralement fortement fracturé.

(Non cartographiés). Leucogranites à grain moyen et pegmatites.

Disposé en filons non cartographiables, ces roches ne sont pas représentées sur la carte. Nous les citons car il est possible de les observer sur les affleurements. Les filons de leucogranites sont très rares, rencontrés uniquement dans la région Larfouillère (1 km au Sud-Est de Monteil-Vicomte), associés aux filons de leucomonzogranite de grain fin ($f\gamma^{3-2}$). Ces leucogranites à grain moyen sont similaires au leucogranite à grain fin ($f\gamma^2$) du Millevaches.

Les pegmatites ont été observées : vers Chasselines dans les micaschistes en bordure sud-ouest du Granite de Chasselines–Goutelle, au Sud de Lachaud dans le Granite de Chasselines–Goutelle, et vers Villescot dans le Granite de Courcelles. Elles forment un chevelu de filons (ou stockwerks) en relation spatiale, et peut-être magmatique, avec le Granite de Chasselines–Goutelle.

ρ . Filons rhyolitiques du Breuil et d'Augères. Deux filons sont cartographiés dans la partie sud-ouest de la carte, à l'Ouest du Granite de Soubrebost, aux environs des villages d'Augères et du Breuil. De puissance hectométrique leur longueur semble d'environ 500 m (à Augères) ; ils s'orientent en direction méridienne parallèlement à la faille d'Argentat. Ces roches sont de couleur blanc rosé, composées d'une mésostase recristallisée emballant des quelques phénocristaux uniformément répartis de quartz en nodules arrondis et subautomorphes (1 à 2 mm de diamètre), de feldspaths alcalins (parfois de 1 cm environ) et d'un peu de biotite. L'âge de ce magmatisme est inconnu, il est rapporté au volcanisme permien sans certitude.

Q. Quartz. Ce sont des filons de quartz blanc laiteux, qui affleurent parfois en boules décimétriques ou en blocs volants dans les labours.

$f\gamma^3$. Granite fin à biotite. Ce granite forme de petits massifs, de dimensions hectométriques à plurikilométriques, à limites nettes, souvent de formes arrondies, circonscrits à l'intérieur des autres granitoïdes ou des métamorphites. Dans le massif de Guéret, il affleure au Nord-Ouest de Saint-Georges-la-Pouge, sous un faciès bien homogène, en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse près de Massigoux, et au Sud de Durazat où il est imbriqué avec les migmatites grenues à cordiérite. Plus rare dans le Millevaches, il affleure à proximité du massif leucogranitique de Soubrebost. De grain fin (1 à 2 mm) et de couleur grise, ce granite montre une structure équante, sauf dans le petit massif de Saint-Georges-la-Pouge où il présente une discrète foliation magmatique, paraissant concordante avec les limites lithologiques.

Au microscope, ce granite possède une texture grenue à grain fin, isogranulaire et équante. La biotite est abondante et la muscovite en quantité accessoire, qui soulignent la foliation quand elle existe.

*COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET
FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Formations sédimentaires houillères au Stéphaniens moyen

Les formations houillères affleurent dans deux bassins étroits : le bassin d'Ahun et celui de Saint-Michel-de-Veisse.

Formations sédimentaires du bassin houiller d'Ahun

Ce bassin correspond à un graben dissymétrique d'orientation NW-SE, limité au Nord-Est par la faille d'Ahun que jalonne un ressaut topographique de 100 m ; au Sud-Ouest ses sédiments reposent en discordance sur le massif de Guéret. Ces sédiments sont recoupés par deux failles du faisceau de la Creuse, dont celle de la Creuse qui le recoupe à proximité de sa bordure sud-ouest. Trois horizons sédimentaires géométriquement superposés sont distingués : à la base un conglomérat grossier « le Poudingue de base » (h5a) surmonté du complexe grés-argileux, houiller (h5b) de 350 m environ de puissance, et couronné d'un autre niveau conglomératique « le Poudingue supérieur » (h5c) d'environ 50 m d'épaisseur.

h5a. Poudingue inférieur (bassin d'Ahun). Ce niveau grés-conglomératique, épais de 80 à 100 m, affleure sur toute la bordure ouest du bassin. Il est composé de galets roulés, d'une taille allant de 5 à 10 cm en moyenne, pouvant atteindre 12 à 20 cm, emballés dans une matrice gréseuse de couleur jaune-beige à brun clair, avec des passées de teinte rouille. Elle est souvent peu altérée, mais peut par endroits être bien déstructurée en surface, présentant alors les galets dans un sable brun clair.

La nature de ces galets est variée. Ce sont souvent des galets granitiques provenant de la destruction des Granites de Guéret entourant le bassin (faciès γ^{3M} au γ^{3-4}). On trouve également en quantité importante des blocs d'origines filoniennes diverses, à savoir de microgranites, de quartz et plus rarement de granites leucocrates. Le conglomérat renferme également des galets d'anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » de différents aspects, ainsi que quelques galets de microgranites ou de rhyolites.

Certains niveaux plus fins sont intercalés dans ce poudingue, les galets y sont absents et on peut observer un litage fin de grès brun, avec des lits centimétriques de grès gris foncé de type psammite, dans lequel on voit nettement de nombreux grains de quartz émoussés, avec des lits millimétriques de silt noir.

h5b. Grès argilo-silteux à couches de charbon (bassins d'Ahun) (Stéphanien moyen). C'est une formation d'environ 350 m de puissance, n'affleurant pas ou très mal, reconnue par des travaux d'exploitation (données extraites de rapports internes de la Société des Houillères d'Ahun). Sa lithologie contrastée est formée d'une alternance complexe de bancs de grès et de bancs de silts argileux dans lesquels sont souvent intercalés des niveaux de charbon. Les grès sont de couleur jaune, arkosique, disposés en lits centimétriques à décimétriques. Ils sont riches en clastes de granite, incorporés dans une matrice plus fine de nature grésos-arkosique. Les silts argileux sont sombres et correspondent à des silts noirs légèrement argileux, souvent micacés, associés ou surmontant les niveaux productifs de houille.

Les veines de charbon qui ont été exploitées ont une épaisseur de l'ordre de 50 cm, la plus épaisse atteignant presque 2 m, les plus fines étant souvent centimétriques. Elles affleurent encore dans la partie ouest du bassin et au niveau de la ville de Lavaveix-les-Mines, cependant elles sont très difficilement visibles du fait de leur exploitation et des installations urbaines (constructions et voiries). Le charbon appartient à quatre catégories :

- le « fusain », noir mais laissant une trace brune, à éclat soyeux, dans lequel on trouve encore des débris carbonés dont la structure est conservée ;
- le « durain », noir, à éclat mat, où les débris ont perdu leur structure cellulaire, principalement par écrasement ;
- le « clarain », noir, brillant ou mat, riche en spores et en débris de cuticules et de feuilles, pris dans un ciment carboné amorphe appelé vitrinite ; il se présente en lits centimétriques souvent groupés ; c'est le type de charbon le plus fréquemment remonté du bassin ;
- le vitrain, noir (très propre, ne tachant pas), à éclat vitreux, avec un ciment très abondant et chargé de débris très fins ; c'est le charbon le plus pur et qui possède le plus grand potentiel énergétique.

La houille, d'origine phytogène, est très riche en fossiles. C. Gréber, en 1962, a inventorié la flore relevée dans les stériles de l'exploitation de Lavaveix-les-Mines. Il a ainsi répertorié un ensemble de fossiles important et varié : *Alethopteris grandini* très abondante, *Pecopteris polymorpha*, *Pecopteris cyatheoides*, *Pecopteris cyathea*, *Pecopteris hemiteloides*, *Callipteridium pteridium*, *Odontopteris mino zeileri* abondante, *Sphenopteris matheti*, *Dicranophyllum gallicum*, *Diplotmema busqueti*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Annularia stellata*, *Annularia sphenophylloides*, *Calamites cistisuckowi* et *Procordaites*. Cette flore est caractéristique du Stéphanien moyen.

Cette formation s'est accumulée dans un lac comblé par des dépôts détritiques plus ou moins fins, alimenté par la destruction de reliefs modestes, et où s'est développée une sédimentation phytogène dans les zones calmes en dehors des secteurs de forts apports de sédiments.

h5c. **Poudingue supérieur (bassin d'Ahun).** Situé au centre du bassin, il se présente comme une alternance de bancs gréseux et de niveaux conglomératiques. Le grès est de même nature que celui du Poudingue inférieur, sans les passées grises, psammitiques et silteuses. Le conglomérat renferme quant à lui, des galets également de même nature que ceux du Poudingue inférieur, mais de taille plus réduite, comprise entre 1 et 5 cm. Les passées conglomératiques reposent sur les niveaux gréseux par des contacts de forme cintrée, correspondant à des chenaux ; on observe de même des structures en biseaux et lentilles dans le grès.

Dans ce Poudingue supérieur se trouvent de superbes empreintes et fossiles de branches d'arbres équisétales de type *Calamites*, d'un diamètre de l'ordre de 5 centimètres.

Cette formation fluviatile a une puissance estimée à une cinquantaine de mètres dans sa partie la plus épaisse. Affleurant très peu, elle n'est délimitée qu'approximativement.

Formations sédimentaires du bassin houiller de Saint-Michel-de-Veisse

La formation sédimentaire de Saint-Michel-de-Veisse occupe un graben dissymétrique, limité sur trois de ses côtés par des failles. Elle repose au Sud en discordance structurale sur des migmatites du massif de Guéret (discordance passant dans le village de Saint-Michel-de-Veisse, entre la mairie excentrée du bourg et les premières maisons de celui-ci). Deux niveaux sédimentaires géométriquement superposés peuvent être distingués : à la base un conglomérat (h5a) surmonté d'une alternance grésouillière d'environ 50 m de puissance (h5b).

h5a. **Formation conglomératique.** C'est une accumulation non indurée de galets de taille variable inférieure à 10 cm, à ciment sablo-argileux. Les galets sont du quartz filonien et des Gneiss d'Aubusson pour l'essentiel et des granitoïdes variés connus dans les environs immédiats.

h5b. **Formation grésouillière.** Il s'agit d'une alternance de bancs de grès parfois grossiers, voire conglomératiques, épais d'une vingtaine à cinquantaine de centimètres et de schistes charbonneux à empreintes végétales, incrustées de pyrite. Ces terrains affleurent dans les caniveaux des chemins et routes qui traversent le bassin. La stratification est globalement pentée vers le Nord-Est et aucun pli n'a été observé. Entre la mairie de Saint-Michel-de-Veisse et les premières maisons du village, des travaux temporaires ont montré en 1963 (Forestier, 1965) un conglomérat de base avec éléments d'anatexites, de mylonites, de microgranites de 2 à 20 cm, bien roulés, reposant normalement sur des granitoïdes (anatexites).

Magmatisme permien

ρF. Rhyolite de Fourneau (Bassin d'Ahun) : lave de type andésitique (trachyandésite ?) (Permien). Elle affleure au Sud du bassin d'Ahun et forme une butte sur laquelle est bâti le village de Fourneaux. Son gisement tabulaire suggéré par les observations de terrain et par la cartographie, a été vérifié par les travaux d'exploitation du charbon. Elle forme un niveau horizontal qui recouvre les formations houillères (h5b). Cette roche volcanique est de couleur bleue relativement intense et peut prendre une teinte brunâtre ou verdâtre lorsqu'elle est altérée. De texture essentiellement vitreuse, elle présente très peu de phénocristaux. Elle est très dure, mais très fracturée (ce qui a permis sa traversée par les puits d'exploitation minière). Les familles de fracture qui l'affectent sont de directions variées et souvent sans liaisons directes avec celle des autres roches qui l'entourent. L'épanchement rhyolitique de Fourneaux, postérieur à la série sédimentaire houillère, est rapporté au volcanisme permien connu dans la région (Bazot, 1970).

Au microscope cette roche présente une texture microlitique. Le plagioclase très abondant est fortement orienté et souligne une fluidalité magmatique. Ces microlites plagioclasiques qui composent le fond de la roche sont automorphes et la mésostase révèle de la chlorite. De la calcite remplace d'anciens phénocristaux de forme monoclinique ou orthorhombique (clinopyroxène, amphibole, olivine ?). Un hydrothermalisme à basse température a eu pour effet d'imprégner le fond de la roche de calcite. Certaines zones de l'affleurement sont moins affectées par la calcitisation. Le quartz n'a pas été observé en lame mince.

Formations superficielles

Formations d'altération

∞. Altérites en place ou déplacées. Les altérites recouvrent une grande partie de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs. 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 en trait discontinu.

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

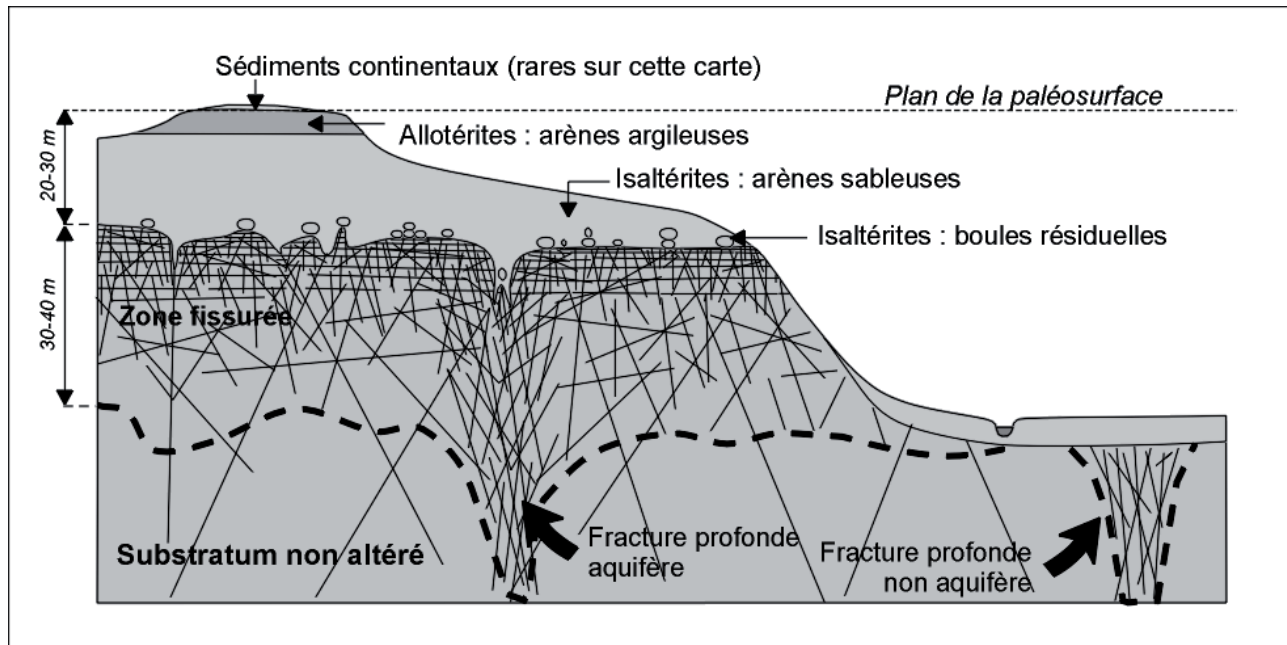


Fig. 7 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)

(Wyns *et al.*, 1988, 1999). En Vendée, sur les feuilles Thouarcé (n° 484), Parthenay (n° 565) et de Bressuire (n° 538) (Rolin *et al.*, 2005), des altérites analogues sont scellées par des dépôts cénomaniens ; leur formation est donc rapportée au Crétacé inférieur. Par analogie les altérites de la région seront donc supposées correspondre à d'anciennes surfaces d'érosion continentale d'âge anté-Cénomarien.

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

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

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

Trois stades d'altération sont identifiés sur les granites et granitoïdes, de bas en haut (fig. 7) :

- 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 par l'expansion verticale des phyllites (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 éparées 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 angles de ces différents blocs anguleux, tendant ainsi à les arrondir ;

– les allotérites de granites : ce sont des arènes argileuses ou des argiles, terme ultime de l'altération supergène des granites. Les argiles sont blanches, vertes ou jaunes en surface sur les granites, douces au toucher (kaolinites dérivées des feldspaths). Elles sont absentes sur la feuille Saint-Sulpice-les-Champs. Les rares passées kaolinitiques se localisent au sein des joints (diaclasses) qui accompagnent les couloirs de failles favorisant la circulation de fluides grâce à la perméabilité de type fracture. Des témoignages oraux relatent l'existence de petites exploitations, aujourd'hui disparues, de la kaolinite pour la fabrication de la porcelaine de Limoges.

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 fortement décapé par l'érosion sur l'essentiel de la carte ; il n'est préservé en totalité que dans les dépressions tectoniques (blocs effondrés entre failles) où son épaisseur dépasse 20 m ; il est partiellement épargné dans les dépressions de la paléo-pénéplaine où son épaisseur atteint encore souvent une dizaine de mètres.

Les profils d'altérites sont aussi mieux conservées sur les flancs nord et est des reliefs que sur les flancs sud et ouest. Cette dissymétrie dérive de l'impact au sol des eaux de pluie ; l'action des précipitations étant plus énergétique sur les flancs sud et ouest, elle participe ainsi plus efficacement au démantèlement des altérites. Localement, le sommet des reliefs peut être dégarni et laisse apparaître le socle sain (« Puy » ou « tête de rocher »).

La base des profils d'altération ne correspond pas à une surface horizontale à l'échelle locale ; elle progresse généralement vers le bas, le long des fractures et des surfaces de failles. En effet, la fracturation et le broyage des roches suivant la faille augmentent localement la perméabilité ce qui favorise une percolation plus profonde des eaux météoriques et donc une altération plus pénétrative. La conjonction de ces trois phénomènes (fracturation, broyage, altération) entraîne la formation de couloirs de forte perméabilité qui suivent les failles et explique la présence de nombreuses sources. Ces couloirs d'altérites sur failles sont préférentiellement empruntés par l'érosion qui forme ainsi des

vallées, ce qui permet de suivre la trace des accidents en surface à l'aide des cartes topographiques ou sur des modèles numériques de terrain.

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

Les replats topographiques correspondent à des surfaces d'altération où les altérites sont en place, tandis que les zones accidentées correspondent à des reprises d'érosion où le manteau d'altérites est très probablement colluvionné. Ces colluvions seront plutôt préservées sur les versants abrités des précipitations (nord et est), tandis que sur les versants sud et ouest, plus exposés, le démantèlement du manteau d'altérites est souvent total.

La répartition altimétrique de la base des altérites à l'échelle de la carte (cf. carte de répartition altimétrique des altérites). Chaque sommet a fait l'objet d'une prospection : la présence soit de boules (ou tors), soit d'un horizon fissuré dans le granite a permis de déterminer l'altitude du mur de ces altérites (cotée de cinq mètres en cinq mètres) et de réaliser une carte montrant l'altitude de leur base. À l'échelle de la carte, ces altérites apparaissent comme des formations sub-horizontales. Une variation de la cote de la base du profil est donc anormale. Elle s'explique soit par un changement de faciès, soit par la présence d'une faille.

Trois arguments liés aux altérites permettent d'établir ou de préciser le tracé des failles de socle et leur sens de mouvement : ce sont 1) les interruptions brutales des affleurements d'altérites (hors talus de raccordement), 2) les enfoncements locaux des profils suivant les surfaces des failles, et 3) les oppositions allotérites-isaltérites. Ces oppositions brutales désignent respectivement le compartiment abaissé et le compartiment soulevé de part et d'autre du plan de faille. Les grandes failles de la région ont guidé l'ouverture des dépressions où sont restées piégées les altérites, ce qui confirme que des failles transtensives tardives (au moins tertiaires) ont emprunté des accidents ductiles ou cassants tardi-hercyniens.

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

réduite. L'existence de tels couloirs d'altérites constituent des discontinuités dans le massif qui n'est plus homogène ; elles sont responsables de la formation des vallées étroites et linéaires qui jalonnent et révèlent l'existence des failles (celles-ci argumentées grâce à une Modélisation Numérique du Terrain (MNT) et parfois aussi grâce à l'observation de brèches ou de filons.

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. Ces alluvions s'observent le long de la Banize, du Thaurion et de la Creuse. Constituées de limons, sables, graviers et galets, ces formations sont généralement recouvertes de prairies. Les sables renferment du quartz et des feldspaths roulés, des paillettes de muscovite ; les graviers et les galets sont quartzeux, plus rarement de nature granitique.

Fz. Alluvions récentes et actuelles (Holocène). Ces dépôts forment les terrasses actuelles de nombreuses rivières de la région. Ils sont discontinus et parfois absents lorsque les cours d'eau entaillent fortement leur substratum en formant des gorges étroites. Ces alluvions dérivent du démantèlement des formations superficielles et du socle. 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.

FzT. Tourbières actuelles. Uniquement localisées sur le massif du Millevaches, ces tourbières installées sur un substratum imperméable n'occupent que les dépressions topographiques alimentées par une nappe d'eau affleurante. Sur la feuille Royère, les tranchées réalisées pour le drainage montrent que la tourbe, de puissance souvent métrique, repose généralement sur un horizon sableux, et qu'elle est surmontée par plusieurs décimètres de couverture végétale. Ces tourbières peu épaisses sont probablement récentes et à rapporter à l'Holocène ; elles sont actuellement menacées par le drainage. Le creusement des fossés provoque une rupture dans le tapis herbacé qui permet l'implantation d'arbustes (saules) ou même d'arbres (bouleaux) ; ce début de boisement peut entraîner la disparition des végétaux caractéristiques des tourbières fonctionnelles.

CF. Colluvions de fond de vallée (Holocène). Ce sont des argiles provenant de l'altération des phyllosilicates (micas) et des feldspaths du socle entraînés par les eaux de ruissellement dans le fond des vallées peu encaissées et les creux topographiques sans cours d'eau permanent. Ces zones souvent saturées en eau sont envahies de végétaux caractéristiques des milieux humides, tels que le carex et la prêle ; ce que le drainage tend à faire disparaître. Ces argiles recouvrent et se mélangent parfois avec les alluvions des terrasses alluviales.

X. **Dépôts anthropiques (remblais et terrils).** Uniquement cartographiables dans le bassin houiller de Lavaveix-les-Mines, ces déblais et remblais correspondent aux anciens terrils des mines de charbon. Constitués de débris de schistes, de grès et de charbon, ils sont pour la plupart recouverts de végétation.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Formations sédimentaires du Protérozoïque ou du Paléozoïque inférieur

Les gneiss qui encaissent les granites de la région dérivent pour l'essentiel de roches sédimentaires et pour une faible partie de volcanites. Les gneiss du Nord-Milleval (cf. Gneiss de la Pougé, de Saint-Hilaire-le-Château-Banize, et enclaves gneissiques des granites à biotite) sont issus d'une formation sédimentaire hétérogène de grauwackes et de pélites renfermant des niveaux volcaniques basiques (basaltes) ; l'horizon très quartzeux de Monteil-Bardoux reste d'origine inconnue. Quant à elles, les anatexites à cordiérite d'Aubusson, proviennent d'un puissant dépôt pélitique (composition chimique de shales), assez homogène et de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur.

Les différences lithologiques très nettes entre les métasédiments du Milleval et ceux du massif de Guéret pourraient correspondre : soit à des variations latérales de faciès résultant d'une différence d'aire d'alimentation dans un même bassin, soit à des variations verticales de faciès dans un même bassin, soit à des sédiments appartenant à deux bassins différents.

Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement d'attribuer un âge aux métasédiments de la région. Toutefois, ces formations fortement quartzo-feldspathiques et micacées et dans lesquelles s'intercalent des basaltes, rappellent fortement les sédiments grauwackeux briovériens et cambro-ordoviciens du Massif armoricain.

Formations sédimentaires stéphaniennes

Dans les deux bassins stéphaniens le remplissage débute par un poudingue à galets roulés (h5a), de même nature que les roches affleurant à proximité ; ce sont d'anciens cônes de déjection torrentiels mis en place en bordure des dépressions. Ces poudingues sont surmontés de formations fluviales et lacustres fines grésio-argilo-silteuses (h5b), provenant des arènes granitiques remaniées et dans lesquelles sont interstratifiés des niveaux de charbons d'âge stéphanien moyen. Dans le bassin d'Ahun, une

deuxième décharge détritique grossière et conglomératique (h5c) couronne la série fine ; celle-ci est probablement liée à une reprise d'érosion alentour, suite à un jeu des failles bordières.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES UNITÉS MÉTA-SÉDIMENTAIRES

Formations kinzigitiques du Millevaches

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

Formations d'âge supposé protérozoïque ou paléozoïque inférieur des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites »

Dans les migmatites, les structures et les minéraux antérieurs à l'anatexie ont totalement disparu. C'est pourquoi l'évolution tectono-métamorphique anté-anatectique de ces roches reste inconnue. Postérieurement à leur cristallisation, ces migmatites ont localement acquis une foliation très fruste de direction N80-100, rarement observée ailleurs qu'à proximité du Millevaches (d'où l'absence de pendage porté sur la carte).

Formations gneissiques de la bordure nord du Millevaches

Ces gneiss ont subi quatre étapes (ou phases) de déformation, sans que l'on puisse présager ou non, de leur appartenance au même continuum.

– La première étape (D1) est responsable de la foliation métatectique (S1) des gneiss et de la linéation minérale (Lm1) faiblement pentée. Cette foliation est contemporaine de la paragenèse métamorphique majeure à biotite, feldspath potassique et sillimanite qui affecte les gneiss, avec localement développement d'un début d'anatexie. Sa position actuelle, sub-verticale et de direction N100 à N130 (fig. 2), résulte probablement d'une réorientation induite par les déformations récentes du Nord-Millevaches : rien ne permet de supposer quelle était sa configuration initiale (horizontale ?). Cette foliation métatectique est probablement contemporaine de l'anatexie régionale des gneiss, rapportée au Dévonien moyen (anatexites grenues à cordiérite,

« aubussonites »). Aucun pli syn-schisteux (P1) n'a été reconnu, probablement faute de niveau repère adapté. Aucune structure de cisaillement n'est rapportée à cette phase de déformation.

– La seconde phase (D2), se traduit par des plis anisopaques post-schisteux (P2), replissant les leucosomes anatectiques et la foliation S1. Ces plis sont de taille pluri-centimétrique à décimétrique, homoaxiaux de la linéation minérale Lm1 (fig. 2). Leurs axes sont faiblement pentés dans les Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château–Banize et plongent de 20 à 50° vers le Sud-Est dans les gneiss rubanés métatectiques de la Pouge (fig. 2). Ce plissement est en relation avec l'histoire fini-Dévonien du Limousin, et l'attitude actuelle des plis est réorientée par les phases postérieures.

– À la troisième phase (D3), nous attribuons le redressement de la foliation S1 des gneiss et sa réorientation en direction N120 (fig. 3), parallèlement à la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Cette foliation est reprise par des plans de cisaillement subverticaux dextres qui la recoupent faiblement (angle de 10 à 20°). Ces structures résultent de l'implication des gneiss sur la bordure nord du Millevaches, dans une large zone de cisaillement syn-métamorphique (zone à biotite, voire sillimanite). La déformation cisailante se poursuit plus tardivement en bordure immédiate de la faille de Saint-Michel-de-Veisse en conditions rétromorphiques (faciès « Schistes verts »), responsables de la formation des micaschistes à ocelles feldspathiques de Villesourde. Ces micaschistes pourraient dériver de l'écrasement des gneiss métatectiques de la Pouge. Cette déformation s'accompagne d'un rejet vertical dans ces micaschistes marqué par des stries de glissement plongeant de 10 à 30° vers le Sud-Est (fig. 3). Dans ces micaschistes, la déformation se prolonge même à très basse température par une cataclase locale. De rares plis P3 à axes verticaux sont rapportés à cette phase.

– Lors de la quatrième phase (D4), toutes les structures planaires (foliation et plans de cisaillement) sont replissées par des plis dissymétriques en chevrons (P4), de longueur d'onde décimétrique à métrique, d'axes moyennement pentés vers le Sud-Est et déversés vers le Nord-Est (fig. 4) : ce plissement se traduit dans les gneiss du Nord-Millevaches et dans les Micaschistes de Villesourde, par une dispersion de la foliation vers une direction moyenne 10°/N125 (fig. 3), conforme à celle des plis P4. Nous rapportons à cette déformation les plans de cisaillement tardifs inverses à cinématique NNE de la Mouline, du Monteil-Bardoux et de Villesourde, qui recoupent les structures planaires antérieures (fig. 4). L'ensemble de ces structures suggère que la bordure nord du Millevaches a été impliquée tardivement, après le cisaillement dextre D3, dans un raccourcissement de direction grossièrement NNE-SSW.

MISE EN PLACE DES GRANITES

La plupart des granites présente une fabrique marquée par l'orientation des minéraux acquise au cours des déformations subies par le magma lors de sa mise en place dans la croûte. On sait (Vigneresse *et al.*, 1996), que lors de son refroidissement, le magma traverse trois états rhéologiques différents :

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

Afin de vérifier le caractère syn- ou post-magmatique de la fabrique d'un granite, il est bien sûr souhaitable de coupler les mesures de terrain avec l'observation pétrostructurale des roches. Toutefois pour les besoins de la cartographie, la fabrique a été réputée acquise à l'état magmatique dès que les minéraux orientés observés à la loupe n'apparaissent pas déformés ; quelques contrôles sur lames minces ont été effectués pour vérifier l'absence de déformation post-solidus. La publication de résultats d'études microstructurales réalisées ponctuellement par A. Gébelin (2004) sur le Millevaches ont confirmé ces interprétations. Directement mesurées sur le terrain, les structures planaires syn-magmatiques sont indiquées sur la carte par un signe de pendage particulier et les orientations linéaires indiquées par des flèches. Elles sont à la base de l'élaboration des trajectoires macroscopiques de la fabrique magmatique figurées en traits continus rouges sur la carte.

La fabrique magmatique étant parfois peu visible sur le terrain l'anisotropie de susceptibilité magmatique (ou ASM) est utilisée pour la révéler ou pour la confirmer. La méthode de mesures de l'ASM consiste à mesurer les orientations des trois axes de l'ellipsoïde de la susceptibilité

magnétique (K_{\max} , K_{int} et K_{\min}) d'une carotte orientée prélevée sur le terrain (Mollier, 1983 ; Guineberteau, 1986 ; Jover, 1986 ; Rochette *et al.*, 1992). Les axes K_{\max} et K_{\min} représentent respectivement la linéation magnétique et le pôle de la foliation magnétique. De nombreuses études (Mollier, 1983 ; Guineberteau, 1986 ; Jover, 1986 ; Rochette *et al.*, 1992) ont mis en évidence les corrélations entre la linéation magnétique, la linéation minérale, la foliation magnétique et la foliation magmatique. Cette fabrique magnétique mesurée dans les granites correspond principalement à la sous-fabrique pétrographique des micas.

Granites du massif de Guéret

Modélisation gravimétrique du massif. Une modélisation en trois dimensions de ce massif a été réalisée à partir des données extraites de la Banque gravimétrique française et de nouvelles mesures gravimétriques et de densités acquises sur le terrain (Gébelin *et al.*, 2004 ; Gébelin, 2004). Le massif de Guéret présente un caractère original : il se marque par une forte anomalie positive, en désaccord avec la faible densité des granites qui le composent (autour de $2,62 - 2,64 \text{ g/cm}^3$). En première analyse, cette anomalie suggère une faible épaisseur pour ce massif : de quelques centaines de mètres seulement. Toutefois, la présence systématique des anatexites à cordiérite au mur des granites ne suffit pas pour ajuster l'anomalie de grande longueur d'onde existant au-dessus du massif. Il est donc indispensable d'évoquer l'existence d'une source profonde de forte densité. Un modèle possible permettant d'ajuster correctement l'anomalie observée, consiste à placer un corps très dense de $3,1 \text{ g/cm}^3$ et d'un kilomètre d'épaisseur, sous le massif, entre 4 et 5 km de profondeur. En plan horizontal, ce corps présenterait une forme ellipsoïdale WNW-SSE, semblable à l'anomalie de Bouguer résiduelle de la carte. L'intensité de cette anomalie est pour A. Gébelin (2004) comparable à celle que l'on peut observer au niveau des synformes d'Uzerche ou de Saint-Germain-les-Belles, constitués de métagrauwackes à reliques de haute pression (éclogites) et de densité bien plus élevée (environ 2,83) que celles des granites.

La partie méridionale du massif de Guéret concerné par cette carte est principalement constituée de granites à biotite, intrusifs dans les Migmatites d'Aubusson et disposés cartographiquement en bandes de direction grossièrement WNW-ESE. Ces granites montrent un continuum pétrographique depuis un monzogranite à biotite-cordiérite (faciès « Peyrabout » à une granodiorite-tonalite (faciès « Villatange ») ; un monzogranite à tendance granodioritique (faciès « Saint-Fiel ») assurant la transition entre ces deux faciès extrêmes. Le Monzogranite d'Aulon (hors carte) (fig. 1), est intrusif dans les granites précédents et montre des limites lithologiques sécantes sur cette organisation en bandes.

Origine des magmas. Sur le terrain on constate localement une convergence macroscopique de faciès entre les migmatites et les granites, ce qui se traduit par une convergence graduelle de texture et de grain (voire de minéralogie), à l'approche du contact migmatites-granites. Ce phénomène pourrait laisser croire que ces granites dérivent pour partie de la fusion des migmatites, mais les données chimiques vont à l'encontre de cette hypothèse. La différence de peraluminosité entre le Granite de Guéret et les Migmatites d'Aubusson (*cf.* diagramme AB de Debon et Lefort, en annexe), ainsi que la différence de teneur en aluminium entre le Granite de Guéret et les Migmatites d'Aubusson, et enfin la différence des rapports initiaux en strontium dans le Granite de Guéret ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098 \pm 0,0004$) et les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71507 \pm 0,0002$), suggèrent que les migmatites d'Aubusson ne sont pas à l'origine des Granites de Guéret (ou du moins que ces granites n'en dérivent pas par fusion complète). Les différents granites du massif de Guéret pourraient dériver de l'évolution d'un magma intermédiaire préexistant et de chimie proche de celle du faciès « Saint-Fiel » ; les enclaves micro-dioritiques pourraient en représenter les restes. Ce magma intermédiaire aurait évolué par cristallisation fractionnée (*cf.* supra, § consacré aux Granites de Guéret) pour donner naissance d'une part, au faciès plus « cafémique » de type « Villatange » (faciès cumulatif à plagioclase-biotite) et d'autre part, aux faciès plus leucocrates et acides avec cordiérite de type « Saint-Fiel » (et « Aulon », non présent sur cette carte).

Les granites issus de cette cristallisation fractionnée se sont mis en place dans un intervalle de temps court (entre 359 et 346 Ma). Le premier, le granite de type « Villatange » est le moins évolué et le plus déformé de tous. Il se met en place à proximité de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, entre 359 et 347 Ma (datation à 353 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazites). Puis les granites les moins déformés se mettent en place, constituant l'essentiel du massif de Guéret. C'est d'abord le granite simplement orienté de type « Saint-Fiel » entre 352 et 340 Ma (346 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite), puis, le granite de type « Peyrabout », vers 352-346 Ma (en tenant compte des fourchettes d'erreur des âges : 360 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite ; 349 ± 3 Ma sur zircon ; 356 ± 10 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale). Enfin, le Granite d'Aulon, se met en place entre 356 et 346 Ma (en tenant compte des fourchettes d'erreur des âges disponibles : 351 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite et 351 ± 5 Ma sur zircon).

Déformation syn-magmatique des granites. Les foliations magmatique et magnétique (ASM) montrent un faible pendage et une direction variable, souvent proche de WNW-ESE pour la foliation magnétique (fig. 8 et 9), et de E-W pour la foliation magmatique. Ces différences de direction ne sont pas significatives en raison des difficultés de mesure sur des plans peu

pentés (fabrique planaire) et souvent peu visibles. Les linéations minérales (rarement mesurées sur le terrain) et surtout magnétiques, présentent une direction NW-SE, sauf dans la région du bassin houiller d'Ahun où elle est orientée NE-SW. L'attitude globalement sub-horizontale de la fabrique magmatique des granites du massif de Guéret traduit une structuration subhorizontale des magmas du secteur et leur étirement en direction NW-SE pendant leur mise en place.

Granites du massif du Millevaches

Modélisation gravimétrique du massif. La modélisation 3D du massif de Millevaches a été réalisée à partir des données gravimétriques anciennes, complétées par de nouvelles mesures gravimétriques et de densités acquises sur le terrain (Gébelin *et al.*, 2004 ; Gébelin, 2004). Elle apparaît cohérente avec les grandes unités litho-tectoniques connues (Gébelin *et al.*, 2004). Le massif du Millevaches présente une anomalie résiduelle négative relativement peu marquée, mais plus négative au Sud qu'au Nord du massif. Si on écarte l'éventualité d'une source inconnue sous-jacente, dont l'effet viendrait modifier la tendance sous le massif, le Millevaches apparaît globalement comme un laccolite (Gébelin, 2004) plus épais au Sud qu'au Nord. Son plancher se situerait entre 4 000 m de profondeur au Sud et 1 500 à 2 000 m de profondeur au Nord. Pour A. Gébelin (2004), l'étude gravimétrique remet en cause le concept évoqué par J. Lameyre (1982, 1984), où les granites se mettent en place comme des diapirs traversant une pile de nappes métamorphiques.

L'extrémité septentrionale du massif de Millevaches concernée par la feuille Saint-Sulpice-les-Champs, aurait la forme d'une lame de 1 500 à 2 000 m d'épaisseur, reposant sur un plancher gneissique encastré par failles dans le massif de Guéret (fig. 1). L'ossature de cette lame étant formée par l'imbrication des granites à biotite de Pontarion et de Royère. Les figures d'imbrication à l'état magmatique de ces granites (contours lobés ou persillés entre ces deux faciès) suggèrent leurs mises en place simultanées. Ils sont ceinturés d'intrusions linéaires de leucogranites, mis en place parallèlement aux actuelles failles bordières du massif de Millevaches (fig. 1).

Granites à biotite

L'ossature du massif est assurée par un pluton composite d'orientation N-S, formé de l'imbrication de deux magmas différents et intrusifs dans les Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château-Banize ou apparentés.

Origine des magmas. N. Razafimahefa (1987) a montré que les variations géochimiques entre les granites de Pontarion et de Royère suggèrent que ces

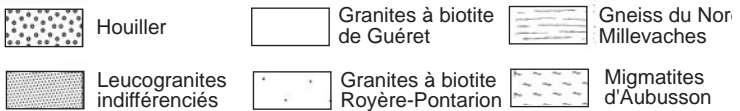
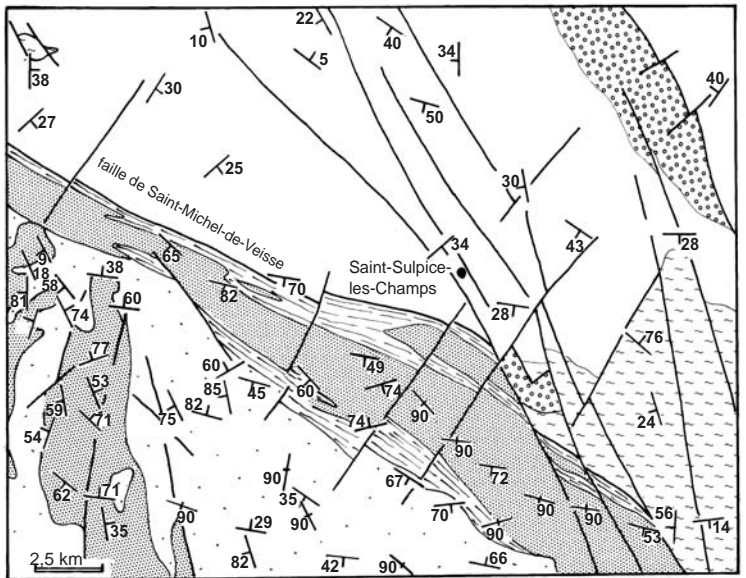


Fig. 8 - Carte des foliations magnétiques mesurées par la méthode de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (Jover, 1986) adaptée sur le fond géologique de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs

granites ne soient pas cogénétiques et qu'ils aient connu des modalités de différenciation distinctes. Pour cet auteur, la géochimie des éléments en traces indique que ces granites résulteraient de la fusion partielle d'un protolithe hétérogène, de nature plagioclasiqque et quartzeuse, mais peu potassique, d'affinité grauwackeuse. Les spectres de Terres rares des échantillons du Granite de Royère indiquent un processus de fusion partielle d'un matériel crustal à grenat. Les gneiss kinzigitiques seraient des restites de ce matériel crustal à grenat qui aurait fondu en contexte métamorphique granulitique de base de croûte (Gébelin, 2004), et qui aurait été entraînés en enclaves dans le granite lors de son intrusion (granite interprété comme un leucosome par A. Gébelin, 2004). La fin de cette anatexie en contexte granulitique est datée par la fermeture du système U/Pb des monazites entre 600-750 °C à 315 ± 4 Ma (Gébelin, 2004).

Mise en place et déformation syn-magmatique des granites. Les datations (U-Th-Pb sur monazites) acquises sur le Granite de Pontarion suggèrent une mise en place en plusieurs étapes. Les premières intrusions se faisant vers 345 Ma (348 ± 5 Ma, Cocherie, et 342 ± 5 Ma, Gébelin, 2004) à la limite Viséen inférieur-Viséen moyen, et les dernières entre 335 et 323 Ma ($329 + 8/-6$ Ma, Gébelin, 2004) au Viséen supérieur. Ces dernières intrusions seraient contemporaines de la mise en place du Granite de Royère vers 332-322 Ma (datations sur monazites à 323 ± 4 Ma, Annexe 1 et 327 ± 5 Ma, Gébelin, 2004, et sur zircon à 328 ± 6 Ma, Annexe 1) ; ce qui explique les figures d'imbrications à l'état magmatique observées sur le terrain, entre les granites de Pontarion et de Royère.

Durant leur mise en place de la fin du Viséen inférieur au Viséen supérieur, les granites de Pontarion et de Royère se sont costructurés à l'état magmatique (parallélisme des fabriques magmatiques). La foliation magmatique mesurée sur le terrain est en bonne accordance avec la foliation magnétique (ASM). Ces foliations sont fortement pentées, voire verticales (*cf.* carte et fig. 8), et de direction moyenne WNW-ESE à l'Ouest du Granite de Soubrebost. Toutefois, à l'Est de ce granite, elles se réorientent en direction N-S où elles sont moins fortement pentées (proximité de la faille d'Argentat). Les linéations magnétiques sont préférentiellement orientées NW-SE (fig. 9). L'attitude globalement sub-verticale de la fabrique planaire (magmatique et magnétique) des granites à biotite traduit leur structuration verticale en bordure nord du massif de Millevaches et leur étirement en direction NW-SE pendant leur mise en place. Mais cette attitude change plus au Sud de la région couverte par la carte Saint-Sulpice-les-Champs où A. Gébelin (2004) montre que cette fabrique planaire devient faiblement pentée dans la partie centrale du massif de Royère-Pontarion.

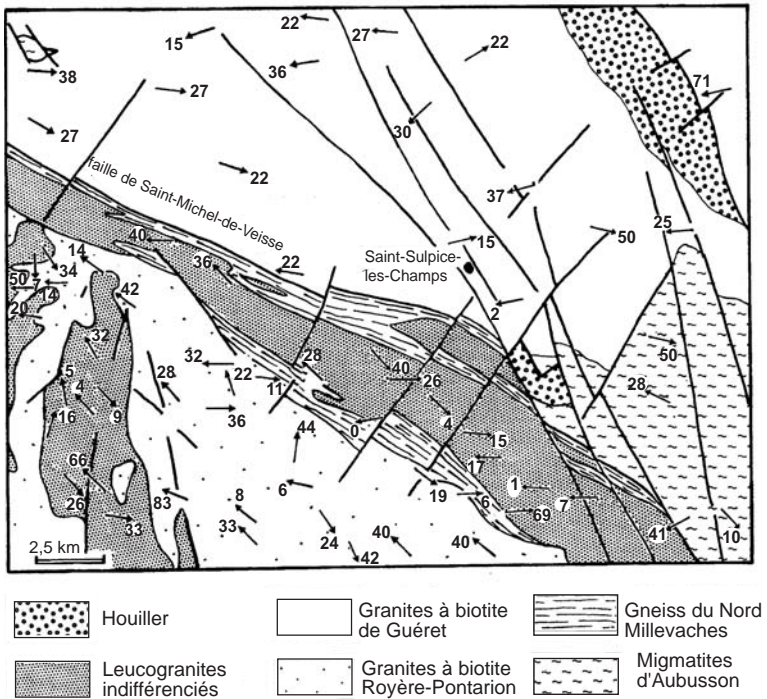


Fig. 9 - Carte des linéations magnétiques mesurées par la méthode de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (Jover, 1986) adaptée sur le fond géologique de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs

Granites à deux micas

Origine des magmas. Ces granites, chimiquement très proches et très alumineux, proviennent de la fusion d'un protolithe crustal qui pourrait être les micaschistes et les gneiss du Nord-Milleevaches enclavés entre ces intrusions. Des héritages minéralogiques sont visibles aussi bien sur les zircons que sur les monazites de leucogranites vers 440-460, 550, 760 et 1 900 Ma (cf. annexe 1). Ils attestent, soit d'une participation de granites ordoviciens et précambriens (ancien socle) à la source des magmas, soit d'une participation de granites ordoviciens et d'un matériel sédimentaire renfermant des minéraux provenant de l'érosion d'un socle précambrien polygranité.

Le Granite leucocrate de Chavanat s'injecte dans les gneiss du Nord-Milleevaches vers la limite Viséen moyen - Viséen supérieur (334 ± 4 Ma). Son gisement très linéaire et étroit parallèle aux structures verticales des gneiss incite à lui attribuer la forme d'une lame verticale. Sensiblement à la même époque, le *Leucogranite de Chasselines-Goutelle* se met en place (336 ± 4 Ma) sur la bordure nord-orientale du Milleevaches. Son contact avec l'encaissant gneissique ou granitique n'est nulle part visible, mais l'hypothèse de son gisement en lame verticale semble cartographiquement et structuralement plausible. Ce granite pourrait être inséré dans une étroite ouverture arquée à convexité nord-est, aménagée en bordure nord-est du massif de Milleevaches. C'est plus tardivement, au Namurien vers 318 ± 3 Ma, que le *Leucogranite de Courcelles* se met en place dans la zone de cisaillement du Nord-Milleevaches. Il présente des variations pétrographiques correspondant à des différences de magmas. Localement il est fortement imbriqué avec le Granite de Chavanat. En bordure ouest de la carte le *Leucogranite de Soubrebost* et les *leucogranites à grains fins* sont intrusifs dans les granites orientés à biotite de Pontarion et de Royère, dont ils recoupent la foliation. La cartographie des bordures du Leucogranite de Soubrebost, et surtout des leucogranites à grains fins, suggère un gisement de type laccolitique, en lame(s) faiblement pentée(s), recoupant obliquement les structures des Granites de Pontarion et de Royère.

Déformation syn-magmatique des leucogranites. La fabrique magmatique mesurée sur le terrain est en bonne accordance avec la fabrique magnétique (ASM). Les foliations magmatique et magnétique sont sub-verticales (cf. carte et fig. 8) et de direction moyenne WNW-ESE dans les leucogranites de la bordure nord du Milleevaches. Elles sont faiblement pentées et de direction N-S dans le massif de Soubrebost et dans les leucogranites fins en bordure de la carte. Dans tous ces granites, les linéations magnétiques sont faiblement pentées et préférentiellement orientées NW-SE (fig. 9). L'attitude de la fabrique planaire (magmatique et magnétique) des granites à deux micas traduit leur structuration en accordance avec la géométrie des failles bordières du Milleevaches : verticale en bordure nord du massif, et faiblement pentée sur sa bordure ouest à proximité de la faille d'Argentat.

DÉFORMATION DUCTILE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

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

Déformation ductile des granites du massif de Guéret

L'essentiel des structures observées dans les granites de ce massif a été acquis à l'état magmatique, peu de structures sont post-solidus. Les plus marquantes sont celles qui affectent la bordure méridionale du massif en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Elles résultent du jeu tardif inverse du cisaillement nord du Millevaches et seront décrites plus loin dans le paragraphe consacré à cette faille. Hormis ces structures ductiles, seules des brèches apparaissent le long des failles du système de la Creuse (*cf.* plus loin).

Déformation ductile des granites du massif de Pontarion–Royère

Une fois cristallisés, les granites de Pontarion et de Royère subissent une déformation qui affecte presque exclusivement le Granite de Pontarion, seul granite au contact des épontes de ce massif.

Rappel de données structurales concernant le massif. Le Granite de Pontarion est grossièrement orthogneissifié le long des Gneiss du Nord-Millevaches, sur 500 m de puissance. Sa foliation est fruste et verticale, de direction N115 à N130. Des structures de cisaillement conjugué dextres et senestres ont été observées parallèlement à la foliation (*cf.* supra), ainsi que les couloirs de cisaillement ductile conjugué (dextres de direction N150 et N170 et senestres de direction N110) obliques sur la foliation. Une déformation homogène en cisaillement dextre a seulement été observée dans la partie sud-est de cette bordure du Granite de Pontarion, vers Vallières. À proximité de la faille d'Argentat, le Granite de Pontarion est cisailé. Il présente des plans de cisaillement pénétratifs vers la faille, recoupant la foliation tectonique et magmatique du granite, faiblement pentée. Ces plans de cisaillement normal dextre, portent des stries plongeant vers le N330. Étant jalonnés d'enduit quartzeux, de séricite et de biotite en voie de chloritisation, ils traduisent une déformation de la bordure du granite dans le faciès des « Schistes verts ». Cette déformation en cisaillement se surimpose à la structuration synmagmatique de même attitude apparue sur cette bordure du Granite de Pontarion lors de sa mise en place.

Interprétation. Les structures visibles en bordure du granite contre les Gneiss du Nord-Millevalches traduisent la déformation coaxiale du Granite de Pontarion suivant une direction perpendiculaire à la foliation moyenne verticale de direction N115-N130. La déformation cisailante décrite vers Vallières (fig. 10, hors texte) est mise en relation avec un cisaillement dextre local, affectant la bordure nord-orientale du Millevalches (*cf.* ci-après). Le développement de blastes de biotite alignés dans les structures post-solidus du granite montre que sa déformation s'est produite durant le laps de temps nécessaire à son refroidissement. Les structures apparues durant ce refroidissement sont donc considérées comme contemporaines : la déformation coaxiale de la bordure nord du Granite de Pontarion serait contemporaine de la déformation normale, dextre, qui longe la faille d'Argentat. Le traitement de ces différentes structures par le logiciel « Faultkin » de traitement statistique des populations de failles (Allmendinger *et al.*, 1989) détermine un ellipsoïde de la déformation finie (fig. 10, hors texte) caractérisé par des axes Z et X sub-horizontaux de direction 15/N16 pour Z et 1/N285 pour X en bordure nord du granite. Cet ellipsoïde déterminé à l'échelle de l'extrémité septentrionale du Granite de Pontarion est tout à fait conforme aux ellipsoïdes de la déformation finie déterminés localement par l'étude de l'ASM dans cette extrémité (Jover, 1986 ; Gébelin, 2004).

Déformations ductiles des granites à deux micas du massif du Millevalches

Le granite leucocrate de Chavanat. Rappelons que ce granite est folié dans toute sa masse, et que ponctuellement cette foliation verticale disparaît au profit d'un débit « en crayon » résultant d'un fort étirement horizontal de direction N120. Aucune véritable structure de cisaillement n'a été observée et l'habitus symétrique des clastes moulés par la foliation est rarement dissymétrique, il est à la fois dextre et senestre. Ces structures suggèrent une déformation coaxiale du granite suivant une direction perpendiculaire à la foliation, avec étirement horizontal en direction N115-N130. Le Granite de Chavanat n'a pas subi la déformation en cisaillement dextre qui affecte les gneiss encaissants dont il emballa de nombreuses enclaves. Ceci suggère sa mise en place après la déformation en cisaillement dextre des gneiss encaissants.

Le Granite de Courcelles est dans l'ensemble non déformé et présente une texture équante, sauf dans ses extrémités sud-est et nord-ouest où ses minéraux légèrement étirés définissent une foliation fruste verticale, portant une linéation horizontale. Aucune structure de cisaillement n'étant visible, sa déformation est probablement coaxiale et résulte d'un aplatissement perpendiculaire à la foliation accompagné d'un étirement subhorizontal. Le gisement du granite en bordure du couloir ultramylonitique jalonnant la faille de Saint-Michel-de-Veisse, atteste de sa mise en place après la déformation cisailante dextre majeure, en bordure du massif de Millevalches.

Ce leucogranite se prolonge en bordure ouest du Millevaches (hors carte) par le Leucogranite de Bourgneuf, pétrographiquement identique. Ce dernier longe la faille d'Argentat et est fortement laminé (mylonitique et ultramylonite) en conditions ductiles (zone à séricite-chlorite). Il présente une foliation mylonitique très faiblement pentée, voire plate, reprise par des plans de cisaillement plongeant de 20 à 40° vers le Nord-Ouest ou l'Ouest, qui portent des stries dirigées au N310, avec cinématique normale dextre. Comme pour le Granite de Pontarion, le Leucogranite de Bourgneuf a donc également été déformé par un cisaillement normal dextre le long de la faille d'Argentat.

Dans le massif de Bourgneuf la transition entre granite à foliation verticale déformé en aplatissement en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Weisse, et granite à foliation faiblement pentée déformé en cisaillement normal le long de la faille d'Argentat, s'observe dans l'extrémité nord-ouest du Millevaches. C'est la même foliation qui passe de l'attitude verticale à l'attitude faiblement pentée.

Le Granite de Chasselines–Goutelle (336 ± 3 Ma). Cette intrusion s'étend largement sur la carte Royère où les structures observées complètent celles rencontrées sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs. Aussi pour comprendre la déformation de ce granite, nous les avons intégrées dans un schéma structural couvrant l'ensemble du granite (fig. 11, hors texte). C'est un petit pluton étroit à convexité nord-est, boudiné et tronçonné en cisaillement dextre par des failles ductiles de direction N150 (fig. 11, hors texte). Fortement orthogneissifié en dextre le long de la bordure du Millevaches, il présente une foliation souvent verticale recoupée par des plans de cisaillement dextres de direction respectivement N100 et N130 dans sa partie nord (carte Saint-Sulpice-les-Champs), puis N130 et N160 dans sa partie sud (carte Royère). Ces plans globalement verticaux portent une linéation minérale et des stries horizontales vers Saint-Michel-de-Weisse qui sont pentées de 20 à 50° vers le Sud-Est dans la partie sud du pluton (secteur Goutelle–Ontrugeas). Vers Saint-Quentin-la-Chabanne (fig. 11, hors texte), ces plans verticaux sont recoupés par une deuxième famille de plans de cisaillement faiblement pentés vers l'Est (de 40°) qui transposent les précédents presque complètement. Cette deuxième famille, apparue dans les mêmes conditions de déformation que la première (zone de la biotite), traduit une déformation en cisaillement dextre inverse de cette partie du granite, avec un déplacement du compartiment supérieur vers le SSW. Localement, vers Montrugeas (carte Royère) et Chansard (cette carte, et *cf. supra*) (fig. 11, hors texte) un deuxième système de cisaillement conjugué senestre de direction moyenne N80 à N100 apparaît, vertical ou penté vers le Nord.

Interprétation. Toutes les structures de cisaillement observées dans ce granite sont soulignées par les mêmes minéraux (notamment de la biotite), ce

qui indique que leur formation s'est faite dans les mêmes conditions de température : ce qui suggère donc qu'elles sont contemporaines. Les axes de l'ellipsoïde de la déformation déterminés grâce au logiciel « Faultkin » de traitement statistique des populations de failles (Allmendinger *et al.*, 1989) montre 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. 11, hors texte). Cet ellipsoïde illustre la déformation du Granite de Chasselines–Goutelle en cisaillement dextre sous l'action d'un raccourcissement de direction N200-N20. La déformation ductile du granite à proximité des failles qui l'affectent est sub-solidus d'après A. Gébeline (2004), et s'effectue avant l'induration complète du magma (qui subit le boudinage). Cette déformation atteste du fonctionnement d'un cisaillement en bordure nord-est du Millevaches, dès la limite Viséen inférieur – Viséen supérieur. Les âges « argon » obtenus par A. Gébeline (2004) datent la fin de la déformation du granite laminé (fermeture de la muscovite autour de 400°) vers 325 Ma au Nord et entre 325 Ma à 306 Ma, au Sud.

Les leucogranites à deux micas à grain fin et de Soubrebost. Ces granites sont également déformés à proximité de la faille d'Argentat. Globalement de structure équante, ces granites acquièrent progressivement une foliation faiblement pentée (30 à 50° vers l'Ouest), de mieux en mieux exprimée en s'approchant de la faille.

ZONES DE CISAILLEMENT ET FAILLES RÉGIONALES

Les gneiss de la bordure nord du massif de Millevaches soulignent une large zone de cisaillement ductile qui traverse en diagonale toute la feuille Saint-Sulpice-les-Champs. Elle affecte les bordures des massifs de Millevaches et de Guéret. La faille de Saint-Michel-de-Veisse qui met en contact ces deux massifs, n'est en réalité que l'expression fragile de cette large zone de cisaillement ductile de direction N115 que nous nommons « zone de cisaillement ductile du Nord-Millevaches ». Dans la partie sud-est de la carte, cette zone est recoupée par des failles grossièrement NW-SE, sub-parallèles, centrées sur la vallée de la Creuse, que nous nommons « système de failles de la Creuse ». Ces failles recoupent la zone de cisaillement du Nord-Millevaches dans le secteur du bassin houiller de Saint-Michel-de-Veisse. Une dernière faille d'importance régionale traverse l'angle sud-ouest de la feuille, sur 500 m : c'est la faille de Vassivière, qui n'affecte ici que le Granite de Pontarion.

ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE DU NORD-MILLEVACHES

Large de 3 à 6 km, cette zone de cisaillement affecte la bordure nord du Millevaches et partiellement la bordure sud du massif de Guéret.

Cisaillement dextre syn-métamorphe dans les Gneiss du Nord-Millevaches

Le jeu cisailant de cette zone affecte les Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château-Banize et de la Pougé en contexte fortement métamorphique, ainsi que le suggère leur paragenèse synfoliale à quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, muscovite, grenat. Ces minéraux disposés dans la foliation sont granulés, étirés (quartz surtout) et localement très fortement fragmentés (feldspaths). Des plans de cisaillement verticaux (« C ») dextres (de direction N120 à N130) recoupent la foliation, ils sont souvent très pénétratifs et confèrent à la roche une texture protomylonitique. Dans ces gneiss, l'attitude globalement horizontale de la linéation et des stries atteste d'un cisaillement sans composante verticale. Les micaschistes œillés de Villesourde apparaissent comme l'aboutissement ultime de l'écrasement des Gneiss du Millevaches en contexte rétro-morphique (faciès des « Schistes verts »). Écrasement marqué par une forte diminution du grain, le parallélisme des plans de cisaillement et de schistosité, à proximité de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Dans ces ultramytonites, les structures de cisaillement (plans de cisaillement pentés de 60 à 70° vers le Sud portant des stries pentées de 10 à 45° vers le Sud-Est) résultent d'une cinématique dextre inverse de la zone de cisaillement en contexte rétro-morphique.

Granites syn- et tardi-cinématiques

En bordure du massif de Guéret, seule la granodiorite-tonalite de type « Villatange » est déformée par ce cisaillement. Elle présente, sur une largeur de 700 à 1 000 m, une mylonitisation ductile qui se surimpose à la déformation syn-magmatique du granite. Cette mylonitisation, de plus en plus intense en direction de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, évolue du domaine de stabilité de la biotite à celui de la chlorite le long de la faille. Elle est caractérisée par une foliation subverticale recoupée par des plans de cisaillement « C » dextres (pentés de 70° vers le Sud) avec un rejet inverse (stries pentées de 20 à 40° vers le Sud-Est) parallèles à la faille. Ces structures de cisaillement sont similaires à celles affectant les ultramytonites de Villesourde. La granodiorite de type « Saint-Fiel » n'est que grossièrement foliée en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, et ne présentent pas de structure de cisaillement : sa mise en place semble tardive par rapport au cisaillement. Pour sa part, le monzogranite de type « Peyrabout » n'étant jamais en contact avec la faille de Saint-Michel-de-Veisse, ses relations avec le cisaillement sont inconnues.

Granites post-cinématiques

Les Leucogranites de Chavanat (336 ± 4 Ma) et de Courcelles (318 ± 3 Ma) sont intrusifs dans les gneiss jalonnant la zone de cisaillement, où ils forment deux lames étroites de 1 km de puissance au maximum alignées

parallèlement aux structures (fig. 2). Ils n'ont pas subi le cisaillement mais une déformation co-axiale (*cf. supra*). Les nombreuses enclaves de gneiss mylonitiques de dimension décamétrique à pluri-hectométrique emballées dans le Granite de Chavanat, suggèrent sa mise en place après la déformation en cisaillement dextre des gneiss encaissants du Nord-Millevalches. D'autre part, le gisement du Granite de Courcelles, en bordure du couloir ultramylonitique jalonnant la faille de Saint-Michel-de-Veisse, atteste également de sa mise en place après la déformation cisailante dextre majeure en bordure du massif de Millevalches. Le Granite de Pontarion quant à lui, n'apparaît pas impliqué dans le cisaillement, sa déformation correspond globalement à un mécanisme en aplatissement (co-axial).

Rejeux tardifs inverses de la zone de cisaillement

Les ultramylonites de Villesourde ont subi des déformations ultimes qui se traduisent par quelques micro-failles inverses qui recoupent leurs plans de cisaillement. Elles sont moyennement pentées (30 à 60°) vers le Sud-Ouest, et portent des stries plongeant vers le SSW. Des microplis les replissent également. D'axes moyennement pentés (40°) vers le Sud-Est, ces microplis sont dissymétriques et déversés vers le Nord-Est. Ces structures, ainsi qu'une deuxième famille de stries inverses à pitch vertical portées par les plans de schistosité-cisaillement des ultramylonites, attestent d'un rejeu tardif, inverse, vers le Nord-Est de la bordure nord du Millevalches. Enfin, des brèches et cataclasites jalonnent la faille de Saint-Michel-de-Veisse sur une dizaine de mètres de puissance. Dans cette dernière la déformation se prolonge même à très basse température par une bréchification intense, pseudo-cataclastique qui affecte les granites sur quelques mètres.

Synthèse et interprétation des données structurales

La faille de Saint-Michel-de-Veisse est l'expression fragile du rejeu de la vaste zone de cisaillement du Nord-Millevalches. Le début du cisaillement, effectué dans des conditions de pression-température (P-T) du faciès « Amphibolite » (zone à biotite et sillimanite), se produit peu après la formation des gneiss anatectiques de la région. Ces gneiss sont cisailés en dextre en conditions fortement métamorphiques et sur une large bande (cisaillement sans composante verticale). Les premiers granites du massif de Guéret se mettent alors en place au Tournaisien le long de la zone de cisaillement (Granodiorite-tonalite de Villatange, vers 353 ± 6 Ma) et sont déformés. Au cours du temps, le bâti se refroidissant, la déformation se poursuit en condition rétromorphique du faciès des « Schistes verts » et se localise sur une étroite bande le long de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, y provoquant une ultramylonitisation des Gneiss du Millevalches et du Granite de Villatange. Cette déformation résulte d'une cinématique de la zone de cisaillement devenue dextre inverse, qui induit un soulèvement du

Millevaches par rapport au massif de Guéret. Le Granite de Saint-Fiel, mis en place au Viséen inférieur (346 ± 6 Ma) en bordure de la faille, est peu déformé (orienté). Le jeu dextre de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches cesse avant l'intrusion du Granite d'Aulon (351 ± 5 Ma) qui l'oblitére (fig. 1). Les fourchettes d'erreurs des données géochronologiques disponibles sur les granites déformés ou non, attestent de la fin de son fonctionnement vers 350 Ma, soit vers la fin du Tournaisien ou au Viséen inférieur.

Au Viséen moyen supérieur, l'intrusion des granites du Nord du Millevaches dans les gneiss de la zone de cisaillement, est nettement postérieure à sa cinématique dextre. Leur déformation post-solidus est coaxiale et apparue sous l'action d'un raccourcissement NNE-SSW perpendiculaire à la foliation de ces granites et des gneiss encaissants. Un rejeu inverse de la faille de Saint-Michel-de-Veisse provoque en second le soulèvement du Millevaches et crée les structures tardives : stries à pitch vertical, micro-fractures inverses, plis déversés, et peut-être les brèches et cataclasites qui la jalonnent.

SYSTÈME DE FAILLES DE LA CREUSE

Faisceau de failles, ses relations avec la bordure du Millevaches

Entre Saint-Georges-la-Pouge et Villescot, la bordure nord-est du massif du Millevaches s'incurve en direction du Sud-Est. Cette courbure est assurée par la faille de direction N110 de Saint-Michel-de-Veisse (entre les Granites de Guéret et les Migmatites d'Aubusson d'une part, et les Micaschistes de Villesourde, d'autre part). À partir de Chasselines et en direction de Goutelle, la bordure du Millevaches est graduellement décrochée par le jeu dextre de failles N150 intra-Millevaches et se courbe progressivement en direction du Sud-Est. Elle se réoriente en direction N130 vers Goutelle, puis N150-160 vers Villescot, et se prolonge avec la même direction sur la carte Royère, jusqu'à Saint-Quentin-la-Chabanne.

Les failles du système de la Creuse forment un faisceau plus ou moins anastomosé d'orientation N130-N160 qui hache le massif de Guéret ; elles sont cartographiquement dans le prolongement des failles N150 intra-Millevaches qui décrochent la bordure du massif et disloquent les granites (Chasselines-Goutelle et Courcelles), ainsi que les Micaschistes de Villesourde. Les failles de Maisonnisses-Pétillas, Lépinas-Drouillet, et Donzeil-Saint-Sulpice-les-Champs, convergent vers le bassin houiller de Saint-Michel-de-Veisse qu'elles encastrent ; elles sont aussi dans l'alignement de celles qui passent par Courcelles-Hussard et Lachaud-Congres, dans le Millevaches. À Goutelle la faille fragile de la

Vergne-la Genête, de direction N150°, issue du massif de Guéret, se greffe sur la zone de déformation ductile en bordure du Millevaches.

Ces failles du système de la Creuse sont matérialisées dans le massif de Guéret par des alignements de vallées et des ressauts topographiques de plus en plus marqués vers le Nord de la carte. Leur jeu dextre induit le décrochement cartographique kilométrique des limites lithologiques du massif de Guéret.

La faille de Maisonnisses-Pétillas, de direction N130, induit un décrochement cartographique dextre, d'environ 1,5 km de la limite entre les faciès granitiques de types « Peyrabout » et « Saint-Fiel ».

La faille de Lépinas-Drouillet, de direction N150, se poursuit sur la carte Guéret (Berthier et Feys, 1986) où elle est jalonnée par le ressaut topographique orientale de la colline de Maupuy et se raccorde vers le Sud-Est à la faille de Maisonnisses. En bordure nord de la carte, le décrochement cartographique dextre, qui décale d'environ 700 m la limite entre les faciès granitiques de types « Peyrabout » et « Saint-Fiel », suggère une cinématique dextre.

La faille de Donzeil-Saint-Sulpice-les-Champs se déduit uniquement par la cartographie et par l'alignement des vallées ; aucune zone de brèche n'a pu y être observée. Vers le Nord-Ouest de Donzeil, un ressaut topographique permet facilement de la suivre jusqu'à la région de Guéret (feuille Guéret) ; en revanche, il est plus difficile de la suivre au Sud-Est de Saint-Sulpice-les-Champs. Elle induit un décrochement cartographique dextre apparent d'environ 1,5 km de la limite entre les faciès granitiques de types « Peyrabout » et « Saint-Fiel ».

Les failles de Fransèches et de Saint-Avit-le-Pauvre (jalonnées d'un filon de granite à deux micas) convergent au Nord-Ouest de la Vergne, pour se fondre en une faille unique, passant par la Vergne et la Genête et qui se greffe vers Goutelle sur la bordure du Millevaches.

La faille de Blessac, de direction N170, double la précédente vers l'Est, et se raccorde plus au Sud sur la carte Royère, en bordure du Millevaches. Cette faille met en contact des altérites de migmatites et des migmatites saines, sans qu'aucun ressaut topographique ne la souligne. Des brèches très altérées ont été observées ponctuellement à Beauze (figurées sur la carte) et près du moulin de Laroche-Mouron. Le décalage du contact granite-migmatites montre un jeu apparent senestre et le décalage de la paléo-surface d'altérite, indique un jeu vertical avec abaissement du compartiment oriental.

La faille d'Ahun jalonne la bordure orientale du bassin houiller d'Ahun-Lavaveix-les-Mines, de direction N130°, elle est marquée d'un ressaut topographique et est jalonnée par des brèches.

La faille de la Creuse, de direction N160, suit la vallée de la Creuse. Elle est mise en évidence par la cartographie de la limite entre Monzogranite de Peyrabout - migmatites et par le décalage des altérites. Cette faille qui passe par Alleyrat, s'ennoe sous la bordure ouest du bassin d'Ahun-Lavaveix-les-Mines qu'elle affecte. Il est possible de l'observer sur le terrain sur le front de taille nord de la carrière du Puy-du-Roy (carte Aubusson) et à Pradeau près d'Alleyrat. Le décrochement cartographique du contact entre le granite à biotite de type « Peyrabout » et les migmatites, vers Alleyrat, montre son rejet horizontal dextre de 1,5 km.

Déformations associées à ces failles

Dans le massif de Guéret. Du fait des conditions d'affleurement peu favorables et d'une altération importante le long des failles, les mylonites sont rarement visibles ; seules les failles de la Creuse, d'Ahun et de La Vergne-La Genête, ont pu être observées sur le terrain (*cf.* indications de brèches figurées sur la carte). Elles sont jalonnées de brèches et/ou de roches hachées de plans de glissement anastomosés obéissant au système de type « Riedel ». Dans la partie nord du front de taille de la carrière du Puy-du-Roy (carte Aubusson), la zone d'emprise de la faille forme un couloir d'une vingtaine de mètres de large (on y rencontre une famille principale d'orientation moyenne N170 pentée de 75° vers l'Est et deux familles secondaires bien exprimées d'attitude moyenne N20, NW80 et N100, N80), soulignées de brèches (brèches que l'on rencontre ponctuellement sur le tracé de la faille de la Creuse, notamment à Pradeau près d'Alleyrat). Les structures fragiles qui jalonnent ces failles dans le massif de Guéret attestent d'un fonctionnement dans des conditions de croûte superficielle.

Dans le Millevaches, des mylonites ductiles jalonnent les failles qui découpent le Leucogranite de Chasselines-Goutelle, orthogneissifié. Sa déformation sub-solidus dextre et son boudinage se sont effectués avant l'induration complète du magma, sous l'action d'un raccourcissement de direction N20-N200 (*cf.* supra). Elles attestent du fonctionnement d'un cisaillement dextre en bordure nord-est du Millevaches, au Viséen supérieur.

Influence des failles du système de la Creuse sur les bassins houillers

Les bassins d'Ahun et de Saint-Michel-de-Veisse correspondent tous deux à des grabens dissymétriques limités par des failles décrochantes et normales (bassin de Saint-Michel-de-Veisse). L'ouverture des bassins qu'elles encastrent, est étroitement contrôlée par les failles du système de la Creuse (fig. 15). La présence de ces bassins atteste du (re) jeu dextre de ces failles au Stéphanien moyen.

Synthèse et interprétation des données structurales

L'orthogneissification du Leucogranite de Chasselines–Goutelle est postérieure au fonctionnement dextre de la zone de cisaillement du Nord-Milleevaches. Cette zone était inactive en décrochement lors de l'intrusion des leucogranites au Viséen moyen à Namurien, ainsi que le suggèrent les structures du Granite de Chavanat qui la jalonne (granite contemporain de celui de Chasselines–Goutelle) et son scellement par le Granite d'Aulon. D'autre part, la direction du raccourcissement à l'origine des déformations des granites de Chavanat, de Courcelles (perpendiculaire à leur foliation N110-N130) et de Chasselines–Goutelle, est perpendiculaire à l'extension de la zone de cisaillement du Nord-Milleevaches, ce qui rend son jeu dextre très difficile au Viséen moyen et supérieur. Toutes ces raisons incitent à ne pas rapporter la déformation non coaxiale du Granite de Chasselines–Goutelle au cisaillement du Nord-Milleevaches, mais aux failles du système de la Creuse qui le disloquent.

La forme arquée de la bordure nord-est du Milleevaches est due : 1) à la torsion de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, du Granite de Chasselines–Goutelle et des Micaschistes de Villesourde, et 2) à leur décrochement graduel par le jeu dextre de failles du système de la Creuse qui les recoupent. Ces failles paraissent continues du Milleevaches au massif de Guéret, et elles forment un important système de failles qui interfèrent avec la bordure du massif. La faille ductile de direction N150 qui accole le Milleevaches et le Guéret entre Goutelle au Nord et Saint-Quentin-la-Chabanne au Sud (carte Royère) correspond, soit à un segment tordu et fortement réorienté de la faille de Saint-Michel-de-Veisse qui a été réutilisé au Viséen moyen-Namurien, soit à une nouvelle faille dextre recoupant la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Ductile en bordure du Milleevaches (Granite de Chasselina–Goutelle) cette faille (ou segment réorienté de faille ?) se divise et donne naissance dans le massif de Guéret à plusieurs failles fragiles, dont celles de La Vergne–La Genête et de Banize. Quelle que soit l'hypothèse retenue : segment tordu et réutilisé de la faille de Saint-Michel-de-Veisse ou nouvelle faille, l'accident N150 entre Goutelle et Saint-Quentin-la-Chabanne constitue la faille majeure du système de la Creuse, par l'importance de la déformation et du décrochement qu'elle génère. Elle sera désignée dans la suite du commentaire sous le nom de « faille de Saint-Quentin-la-Chabanne ». La cinématique dextre des failles du système de la Creuse décale la zone de cisaillement du Nord-Milleevaches par rapport à la zone de cisaillement de la Courtine. Si l'on cumule les rejets dextres de toutes les failles, le rejet total est d'environ 5 à 6 km ; cette valeur est probablement minimale car le rejet de certaines d'entre elles n'a pu être distingué.

L'évolution historique de cette zone de cisaillements complexe débute au Viséen moyen supérieur par la mise en place du Leucogranite de Chasselines–Goutelle (vers 334 Ma) en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse et le long d'une discontinuité d'orientation N150. Discontinuité préfigurant la bordure nord-est du Millevaches, encore en position profonde, alors que le massif de Guéret était déjà en surface et froid (ainsi que le suggèrent les dépôts viséens supérieurs qui le recouvrent). Le fonctionnement en décrochement dextre de cette bordure du Millevaches (faille de Saint-Quentin-la-Chabanne) et des failles satellites parallèles intra-Millevaches, provoque la déformation du Granite de Chasselines–Goutelle et son boudinage, ainsi qu'une vaste torsion dextre de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, décrochée par le jeu de ces failles N150. Leur jeu induit le décrochement de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches par rapport à celle de la Courtine. La propagation des décrochements dans le massif de Guéret, rigide, est à l'origine des failles fragiles qui le disloquent.

Au Namurien, le Leucogranite de Courcelles (318 Ma) se met en place en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse ; il est découpé à son tour par la poursuite du fonctionnement dextre de ces décrochements. Le refroidissement du Granite de Chasselines–Goutelle au Namuro-Westphalien (daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites synfoliales cisailées ; Gébelin, 2004) atteste du soulèvement du Millevaches et de la fin du cisaillement ductile.

Les rejeux ultérieurs (essentiellement verticaux) de ces failles sont mal datés, mais sont en partie contemporains de l'ouverture des bassins houillers. Plus récemment ces failles ont été réactivées, après le Cénomaniien (voir plus loin paragraphe Géodynamique récente).

FAILLE DE VASSIVIÈRE

D'orientation N140-150, cette faille traverse le Millevaches depuis les environs de Bourgneuf jusqu'au village de Millevaches (carte Bugeat), et elle n'apparaît que sur 500 m dans l'angle sud-ouest de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs. Elle est jalonnée d'un gros filon de quartz que l'on suit bien sur la feuille Bourgneuf, et en blocs volants sur celle-ci. C'est elle qui assure la limite cartographique des granites sur la carte Royère (levés en cours). Du fait des conditions d'observations défavorables, aucune mylonite n'a été observée. Les données de O. Jover (1986), montrent qu'elle n'a pas d'influence sur la structuration des différents faciès granitiques, tant à l'état magmatique que ductile. Elle est fragile et sa cinématique qui n'a pu être déterminée sur cette carte est réputée dextre (Jover, 1986).

FAILLE D'ARGENTAT

Accident majeur du Massif central, la faille d'Argentat n'affecte pas la région couverte par cette feuille, mais elle est présente à environ 2 à 3 km à l'Ouest de sa limite occidentale sur la feuille Bourgneuf. De direction subméridienne, cette dislocation met en contact en bordure du Millevaches, le Leucogranite de Bourgneuf et le Granite porphyroïde de Pontarion, avec en bordure du massif de Guéret le Granite d'Aulon (fig. 1, et schéma structural sur la carte).

La faille d'Argentat correspond à une zone de mylonites ductiles affectant exclusivement les granites du Millevaches, recoupée par un couloir de brèches, de même direction entre les deux massifs. Deux étapes sont distinguées dans le fonctionnement de la faille d'Argentat.

– La première correspond à un jeu en faille normale dextre responsable d'une orthogneissification du Granite de Pontarion et du Leucogranite de Bourgneuf, dans la zone de stabilité de la biotite et de la muscovite, puis de celle de la chlorite. Pour M. Mattauer *et al.* (1988), P. Ledru et A. Autran (1987), M. Faure (1995) et J.-Y. Roig (1997), ce jeu normal dextre est responsable du glissement gravitaire et de l'enfoncement du Limousin par rapport au Millevaches.

– Lors de la deuxième étape de son fonctionnement, la faille d'Argentat joue en faille verticale cassante, et recoupe les structures ductiles précédentes. Elle est responsable du développement d'une zone de brèches et de cataclasites : la zone broyée d'Argentat (Labernardière, 1970). Sa cinématique, mal définie faute de critères structuraux nets, est considérée senestre pour permettre l'ouverture des quelques bassins houillers qui jalonnent la faille (Labernardière, 1970). C'est ce jeu vertical qui est supposé décrocher la faille d'Arrènes de celle de Saint-Michel-de-Veisse. La puissance de la zone broyée est kilométrique et de nature fortement cataclastique ; vers Bourgneuf, elle décroît très rapidement vers le Nord et n'est réduite qu'à une zone de brèches de 50 m de puissance à proximité de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Avant de buter contre la faille de Saint-Michel-de-Veisse, la zone broyée recoupe les structures verticales N120 des gneiss ultramylonitiques du cisaillement du Nord-Millevaches, mais pas les structures mylonitiques du Granite de Villatange. Les conditions d'affleurement sont suffisantes pour que la cartographie réalisée montre l'absence de continuité de cette faille dans le massif de Guéret plus au Nord de la faille de Saint-Michel-de-Veisse. Ces deux failles forment un angle qui insère l'extrémité nord-ouest du massif de Millevaches dans le massif de Guéret (fig. 1, et schéma structural sur la carte).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

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

TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

L'analyse de la tectonique post-hercynienne de la feuille Saint-Sulpice-les-Champs 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 paléosurfaces décalées. Il existe cependant des éléments indirects en faveur de mouvements tectoniques tardifs dans la région. L'activité des failles d'origine hercynienne, après le Cénomanién, est enregistrée par le décalage de la surface d'altérites, qui n'est pas datée dans les environs, mais dont la formation est attribuée aux périodes antérieures au Cénomanién par analogie avec les travaux réalisés sur les feuilles du Massif armoricain : Thouarcé (n° 484), Parthenay (n° 565), Les Herbiers (n° 537, Rolin *et al.*, 2000) et Bressuire (n° 538, Rolin *et al.*, 2005).

La poursuite de l'activité de ces failles après le Cénomanién est probable, notamment le long de la faille de la Creuse.

NÉOTECTONIQUE

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quadernaire n'a été relevé sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs. Toutefois, plusieurs failles ont une signature géomorphologique qui traduit leur réactivation récente. À proximité du massif de Soubrebost, la faille de Saint-Pierre-de-Bellevue jalonne un fort ressaut topographique de 50 à 100 m de hauteur, qui se voit de loin. Le graben d'Ahun-Lavaveix-les-Mines correspondant à la dépression topographique de la vallée de la Creuse et est bordé à l'Est par un ressaut topographique très frais, d'une centaine de mètres, le long de la faille d'Ahun. Ce graben est limité à l'Ouest par un abaissement en gradins de la surface topographique, plus ou moins bien marqués par des escarpements : l'un correspond à la faille de la Creuse (d'une cinquantaine de mètres), un autre à celle de Blessac (30 m, avec un net décalage de la surface d'altérite), un dernier à celles de Sous-Parsat et Fransèches.

La faille de Donzeil-Saint-Sulpice-les-Champs est soulignée en bordure nord de la carte par un ressaut topographique d'environ 100 m, assez émoussé, et qui disparaît vers le Sud-Est pour ne plus être visible au-delà de Saint-Sulpice-les-Champs. Aucun ressaut ne marque la faille de

Lépinas–Drouillet sur cette feuille, mais par contre sa prolongation sur celle de Guéret est jalonnée de l'important ressaut topographique de la colline de Maupuy (Nolf, 1980), qui domine de 200 m, à l'Ouest, la ville de Guéret. La fraîcheur de ce ressaut atteste du fonctionnement récent de cette faille avec abaissement de son compartiment est. La faille de Maisonnisses–Pétillas n'est pas apparente dans la morphologie de la région couverte, mais sur la carte Guéret (Berthier et Feys, 1986), vers Saint-Christophe et Saint-Léger-le-Guéretois, elle jalonne, à l'Ouest, le relief de la colline de Maupuy–Chabrières (Nolf, 1980). La fraîcheur du ressaut topographique de la colline de Maupuy–Chabrières (150 m) sur la carte Guéret, suggère un fonctionnement récent, avec abaissement de son compartiment ouest.

Les escarpements parfois importants (plus de 50 à 100 m sur la carte Saint-Sulpice-les-Champs, 150 m, voire 200 m sur la carte Guéret) qui jalonnent ces failles, doivent correspondre à leur réactivation récente (plio-quaternaire), bien que l'on ne puisse pas évaluer la part respective de la tectonique et de l'érosion différentielle dans la construction des escarpements.

SISMICITÉ

La région de Saint-Sulpice-les-Champs est très peu sismique et selon le catalogue SisFrance, accessible par Internet, aucun épïcentre connu n'existe sur cette feuille. Cependant, quelques rares séismes lointains ont été sentis au cours du XX^e siècle, avec une intensité modérée (III MSK) ou plus forte (IV-V MSK). Le tableau suivant donne la liste des séismes ressentis dans les communes de Saint-Sulpice et de Pontarion.

Année	Date	Heure	Localisation de l'épïcentre	Distance épïcentre	Intensité à l'épïcentre (MSK)	Intensité ressentie (MSK)
1975	13 avril	4 h 56	Dun-le-Palestel Limousin	36 km	V-VI	III
1968	7 avril	19 h 13	Châteauponsac Limousin	56 km	IV-V	?
1954	2 nov.	20 h 58	Saint-Étienne-Fursac Limousin	30 km	V	IV
1925	3 déc.	18 h 58	La Châtre Berry	65 km	VI	IV-V
1925	26 sept.	5 h 05	Châteaumeillant Berry	68 km	VI-VII	IV
1922	12 oct.	22 h 30	Dun-le-Palestel Limousin	31 km	V	II-III
1909	26 fév.	12 h	W. Aubusson Limousin	25 km	IV-V	?

Principaux séismes ressentis sur la feuille Saint-Sulpice-les-Champs depuis un siècle

Pour mémoire, l'intensité des séismes est évaluée grâce à l'échelle MSK (du nom de ses auteurs : Medvedev, Sponheuer et Karnik, 1964), qui comporte 12 degrés exprimés en chiffres romains : III, correspond à une secousse faiblement ressentie par quelques personnes, avec balancement des objets suspendus ; IV, est une secousse largement ressentie dans et hors les habitations, avec tremblement des objets ; V, est une secousse forte, avec réveil des dormeurs, chutes d'objets, et parfois légères fissures dans les plâtres.

DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES

Il est difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Évolution sédimentaire et magmatique anté-tectonique

Durant le Protérozoïque supérieur et/ou le Paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien ?) des sédiments détritiques grauwackeux et pélitiques très épais se déposent dans la région de Saint-Sulpice-les-Champs. Ils reposaient sur un substratum qui a disparu au cours de la tectonique varisque, et dont nous ne savons rien (les zircons hérités des leucogranites du Millevaches témoignent peut-être de la présence d'un socle précambrien polyphasé). Dans la région du Millevaches, cette sédimentation est entrecoupée par quelques épanchements volcaniques basiques (basaltiques). Le rattachement de ces dépôts à l'une des grandes unités structurales du Limousin est actuellement hasardeuse, car sans fondement.

Convergence et collision siluro-dévonienne

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

Au Dévonien inférieur à moyen, survient une collision qui induit une tectonique tangentielle de type himalayenne. Elle provoque l'empilement des grandes nappes de charriage du Limousin (Ledru et Hottin, 1984 ; Guirardeau *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989) en contexte métamorphique de faciès « Amphibolite profond » sur un autochtone relatif : ce sont les gneiss parautochtones du Limousin. Le déplacement des nappes en direction méridienne dans le Limousin (Guirardeau *et al.*, 1986 ; Roig, 1997) et N20-45

sur le plateau d'Aigurande est indiqué par une linéation minérale ayant cette direction (Rolin et Quenardel, 1980 ; Rolin, 1981 ; Quenardel et Rolin, 1984 ; Rolin, 1987 ; Cohen-Julien *et al.*, 1988). Aucune trace de cette tectonique tangentielle n'est distinguable dans la région étudiée, si ce n'est la foliation S1 qui pourrait lui être contemporaine (?). Faute de données pétrographiques et géochimiques appropriées, il est impossible de replacer les gneiss du massif de Guéret et du Millevaches dans ce schéma, car nous ne savons pas à quelle unité de l'Ouest du Massif central les rapporter.

Blocage de la collision et anatexie

Au Dévonien moyen supérieur se produit une anatexie totale du protolithe des Migmatites d'Aubusson (*cf.* tabl. 3, annexe 1) et une anatexie partielle dans les Gneiss du Nord-Millevaches (gneiss métatectique).

Vers la fin du Dévonien, un serrage de l'Ouest du Massif central résultant du blocage de la collision, provoque un raccourcissement NNE-SSW. Corrélativement s'ensuit une extension régionale WNW-ESE, induisant un étirement syn-métamorphique des roches (faciès « Amphibolite »), à l'origine d'une linéation minérale de direction N110-120 et d'un plissement général à toutes les échelles des formations limousines (Floc'h, 1983 ; Ledru et Autran, 1987 ; Faure, 1989 ; Faure *et al.*, 1990 ; Faure et Pons, 1991 ; Faure *et al.*, 1993 ; Faure, 1995 ; Faure *et al.*, 1997 ; Roig, 1997). Dans le Nord-Millevaches, cette tectonique serait à l'origine de la linéation minérale (Lm1 portée par la S1), et des plis P2 homoaxiaux de la linéation (ce plissement qui affecte les veines de leucosomes des gneiss est donc bien post-anatexie).

Magmatisme tardi-collisionnel tournaisien (massif de Guéret)

Dès la fin du Dévonien et surtout au Tournaisien (*cf.* tabl. 3, annexe 1), un fort flux de chaleur accompagné d'une ascension de magmas mantelliques induit un important magmatisme basique calco-alcalin dans les régions environnantes. En faisant fondre la croûte, il génère également un magmatisme peralumineux qui se mettra en place durant tout le Carbonifère inférieur (*cf.* tabl. 3).

Magmatismes calco-alcalins tournaisiens (vers 370-345 Ma) (*cf.* tabl. 3, annexe 1). Ces magmas basiques calco-alcalins forment des massifs très importants au Sud-Est de la présente carte : dans le Confolentais (Rolin *et al.*, 1999 ; Cuney *et al.*, 2001) et le Sud Limousin (diorites quartzifères et tonalites). Ces massifs forment un alignement E-W de plutons gabbros-dioritiques qui longent la faille de la Marche, au Nord du massif de Guéret (Cohen-Julien *et al.*, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1991 ; Pin et Paquette, 2002). Les masses dioritiques enclavées dans les granites du massif de Guéret et imbriquées dans les Gneiss du Nord-Millevaches, sont laminées par le cisaillement dextre, et sont rapportées à ce magmatisme fini-Dévonien-Tournaisien (vers 355 Ma).

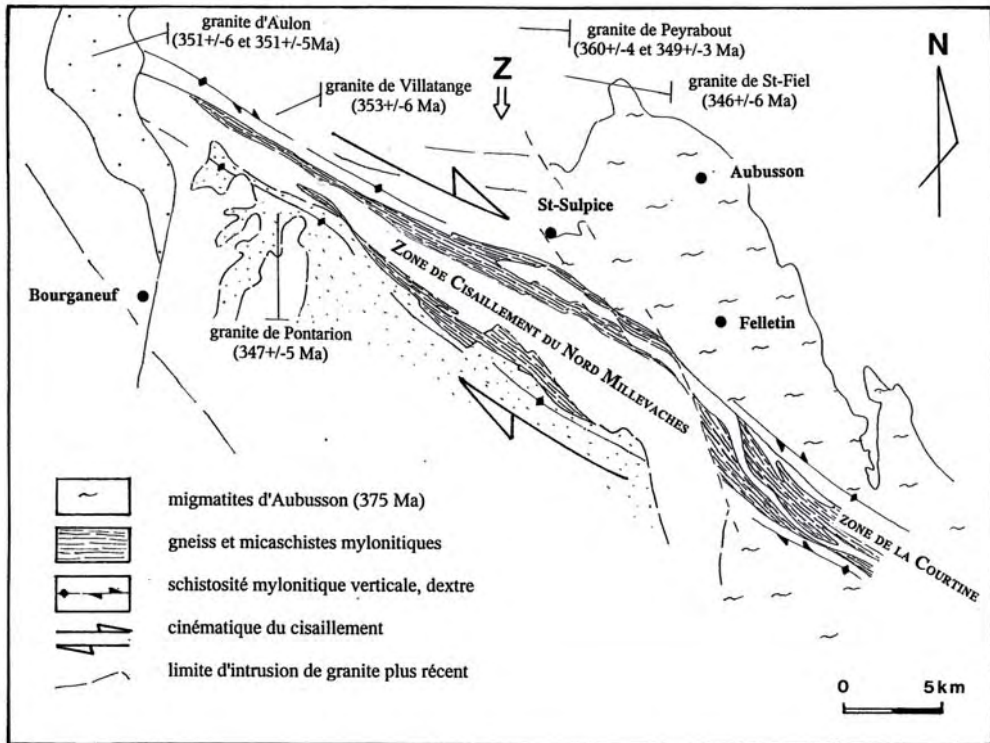


Fig. 12 - Évolution schématique du cisaillement Nord Millevaches et de la Courtine au Tournaisien - début du Viséen. Le fonctionnement du cisaillement du Nord Millevaches provoque la déformation mylonitique synmétamorphique (faciès amphibolite) de la totalité des gneiss et micaschistes situés entre le massif de Guéret et le Millevaches. Ce fonctionnement se poursuit durant la mise en place des granites de Villatange, et Saint-Fiel (massif de Guéret). La mise en place du granite d'Aulon sécant à la zone de cisaillement du Nord Millevaches post-date son fonctionnement (fin du Tournaisien-Viséen inférieur). La mise en place du granite de Pontarion débute vers la fin de cette tectonique en cisaillement ; il est alors modérément déformé en aplatissement

Granites peralumineux tournaisiens du massif de Guéret (cf. tabl. 3, annexe 1). Les principaux faciès de ce massif sont globalement synchrones : les Granites de Villatange, Saint-Fiel et Peyrabout, se mettent en place au Tournaisien-Viséen inférieur (vers 355-345 Ma), en bordure du cisaillement dextre du Nord-Milleevaches. Ces granites sont co-structurés horizontalement (fabrique planaire et linéation minérale E-W acquises pendant leur cristallisation). Le Granite d'Aulon, le dernier à se mettre en place au Tournaisien supérieur, recoupe toutes les structures magmatiques ainsi que le cisaillement du Nord-Milleevaches, qu'il post-date.

Le cisaillement ductile du Nord-Milleevaches

L'initiation et le fonctionnement en dextre de cette zone de cisaillement se produisent au Tournaisien (voire dès la fin du Dévonien), en contexte fortement métamorphique (zone à biotite-sillimanite) et affectent les gneiss métatectiques du Nord-Milleevaches. Les premiers granites du massif de Guéret (apparentés à la Granodiorite-tonalite de Villatange) se mettent alors en place le long de ce cisaillement, et sont déformés. Le bâti se refroidissant, la déformation se concentre dans l'axe de la zone de cisaillement, et s'accompagne d'une rétro-morphose des mylonites dans le faciès des « Schistes verts ». Devenue dextre inverse le long de la faille de Saint-Michel-de-Veisse, la cinématique de cette faille amène un soulèvement de la bordure du Nord-Milleevaches. Les derniers granites du massif de Guéret à se mettre en place sont peu ou pas déformés par cette cinématique (granites de types « Saint-Fiel » et « Peyrabout »). Le jeu de cette faille est scellé par la mise en place du Granite d'Aulon (351 ± 5 Ma) vers la limite Tournaisien-Viséen inférieur (fig. 12).

Magmatismes tardifs viséo-namuriens (massif du Milleevaches) et tectoniques cassantes

L'intrusion du Granite de Pontarion dans les Gneiss du Milleevaches (premier granite du massif à se mettre en place) est polyphasée et étalée dans le temps. Elle s'effectue de la fin du Viséen (vers 345 Ma) au Viséen supérieur (entre 335-323 Ma). Ces dernières intrusions étant vraisemblablement contemporaines de la mise en place du Granite de Royère (vers 332-322 Ma). Les Granites de Pontarion et de Royère vont constituer l'ossature du massif de Milleevaches. Le Granite de Pontarion dont l'ascension se serait effectuée sur une longue durée, est structuré suivant une direction NNE-SSW pendant sa mise en place et son refroidissement. La fabrique est réorientée sur ses épontes et mise en accordance avec la foliation des Gneiss de Saint-Hilaire-le-Château-Banize au Nord et avec la faille d'Argentat (ou protofaille) à l'Ouest.

Au Viséen moyen supérieur, le leucogranite à sillimanite de Chavanat s'injecte (vers 334 Ma) dans les gneiss de l'ancienne zone de cisaillement du

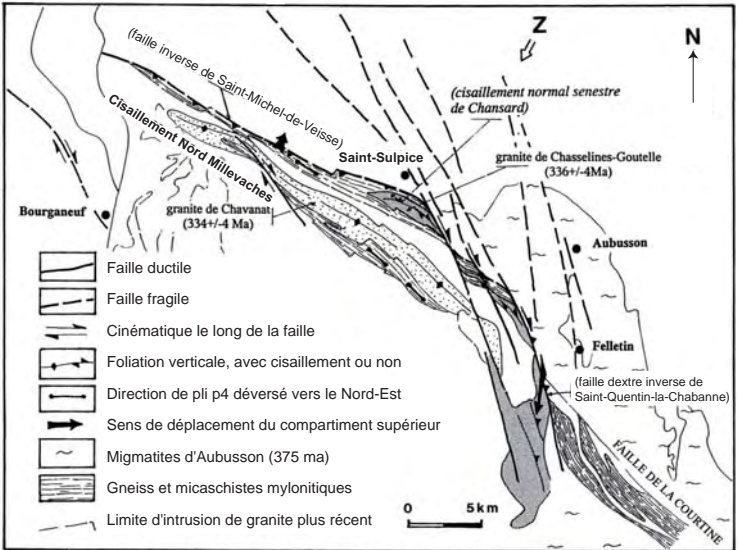


Fig. 13 - Évolution schématique de la bordure nord du Millevaches au Viséen moyen-supérieur. Les granites de Chavanat et de Chasselins – Goutelles se mettent alors en place en périphérie du massif de Millevaches. En cours de refroidissement et sous l'action d'un raccourcissement de direction proche de N20° ces granites sont déformés en aplatissement et disloqués par des failles de direction N160° ; elles sont ductiles dans le Millevaches et fragiles dans le massif de Guéret. Le granite de Chasselins – Goutelle est alors boudiné et tronçonné par ces failles qui décrochent la zone de cisaillement de La Courtine par rapport à celle du Nord Millevaches. La faille de Saint-Quentin-la-Chabanne est la plus importante d'entre elles. Localement cette faille connaît un jeu dextre inverse qui amène le chevauchement du Millevaches par le massif de Guéret. Des plis en chevrons P4 déforment également les gneiss et micaschistes du Millevaches et la faille de Saint-Michel-de-Weisse joue en inverse.

Nord-Millevaches, tandis que le Leucogranite de Chasselines–Goutelle se met en place à la même période (vers 336 Ma) le long d'une discontinuité N160 (future faille de Saint-Quentin-la-Chabanne) greffée sur cette zone de cisaillement. Le Nord-Millevaches est comprimé contre le massif de Guéret déjà en surface et recouvert de dépôts volcano-sédimentaires viséens. Le Leucogranite de Chavanat subit une déformation co-axiale tardi- et post-solidus, perpendiculairement à la schistosité (serrage de direction NNE-SSW). Un cisaillement dextre apparaît le long de la discontinuité N160 jalonnée du Granite de Chasselines–Goutelle en bordure nord-est du Millevaches ; il est à l'origine de la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne. Sa cinématique induit le décrochement de la zone de cisaillement du Nord-Millevaches par rapport à celle de la Courtine ; il induit également dans le massif de Guéret, les failles fragiles N130-160 qui le découpent (fig. 13). Le Granite de Chasselines–Goutelle subit ce cisaillement dextre, il est boudiné, fortement déformé et tronçonné par sa cinématique. Localement, les contraintes amènent la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne à fonctionner en cisaillement ductile dextre inverse (sur la carte Royère). Le serrage de direction NNE-SSW crée également des plis en chevrons (P4) et des structures de cisaillement inverses (C2) à vergence NNE dans les métamorphites du Millevaches, et fait fonctionner en inverse de la faille de Saint-Michel-de-Veisse (cataclase de la bordure des granites du massif de Guéret).

Les derniers granites du Nord-Millevaches se mettent en place durant la période fin Viséen–Namurien et sont déformés dans la continuité de l'évolution précédente : le Granite de Royère (323 ± 4 Ma et 328 ± 6 Ma) au centre du Millevaches avec les dernières intrusions du Granite de Pontarion ; le Granite de Courcelles en bordure de la faille de Saint-Michel-de-Veisse (vers 318 Ma) prolongé par le Leucogranite de Bourgneuf le long de la faille d'Argentat. Ce dernier granite formant une lame faiblement pentée vers le Nord-Ouest. Le serrage toujours en direction NNE-SSW du Nord-Millevaches induit la déformation co-axiale tardi- et post-solidus de ces granites perpendiculairement à la schistosité et le jeu normal dextre de la faille d'Argentat (à l'origine de l'écrasement du Granite de Bourgneuf ; fig. 14). Le Leucogranite de Soubrebost, de forme laccolitique, se met en place à son tour en lame sub-horizontale à proximité de la faille d'Argentat, mais sans être impliqué par la fin de son jeu normal.

Vers la fin du Namurien, voire durant le Westphalo-Stéphanien (?), les failles dextres N15-N20 du système de failles de Felletin–Ambrugeat (en bordure est du Millevaches) découpent la région et décrochent les failles N160 du système de la Creuse (fig. 15). Un autre réseau de failles fragiles senestres d'orientation N40-50 affectent également la région, leurs rejets dépassent rarement 700 m (*cf.* carte). Elles recoupent tous les granites du Nord-Millevaches, la faille de Saint-Michel-de-Veisse et les failles du système de la Creuse : elles sont donc tardives. Ces failles N40-50

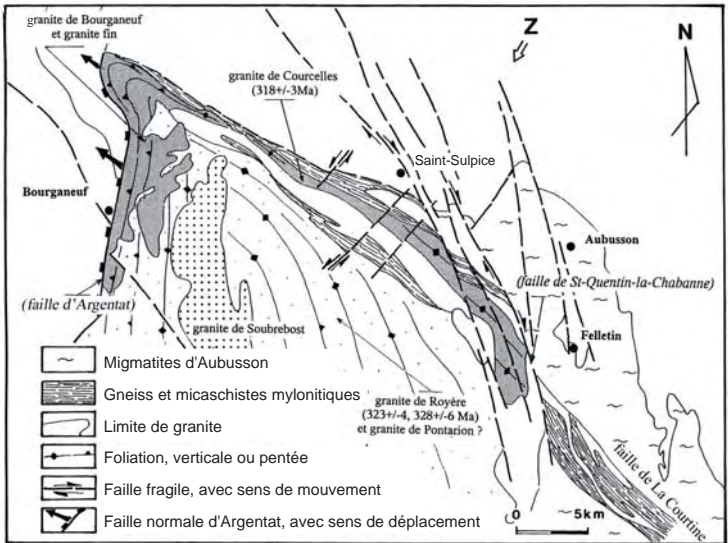


Fig. 14 - Évolution schématique de la bordure nord du Millevaches au Viséen supérieur-Namurien (vers 327 - 320 Ma). Dans la continuité de la précédente, cette étape est marquée par la mise en place de l'essentiel des granites du Millevaches qui achève son édification ; ce sont les granites : de Royère (323 +/- 4, 328 +/- 6 Ma), de Pontarion (dernières mises en place), de Courcelles (318 +/- 3 Ma), de Bourgneuf et de Soubrebost. Le raccourcissement toujours de direction voisine de N20° amène 1) la déformation du leucogranite de Courcelles en aplatissement, 2) le jeu en faille normale de la dislocation de Bourgneuf (faïlle d'Argentat), qui provoque la déformation ductile du leucogranite de Bourgneuf, et 3) induit les jeux conjugués des failles dextres N160° du système de la Creuse et de failles senestres de direction N40°. La faille de Saint-Michel-de-Weisse a pu fonctionner en sens inverse lors de cette déformation

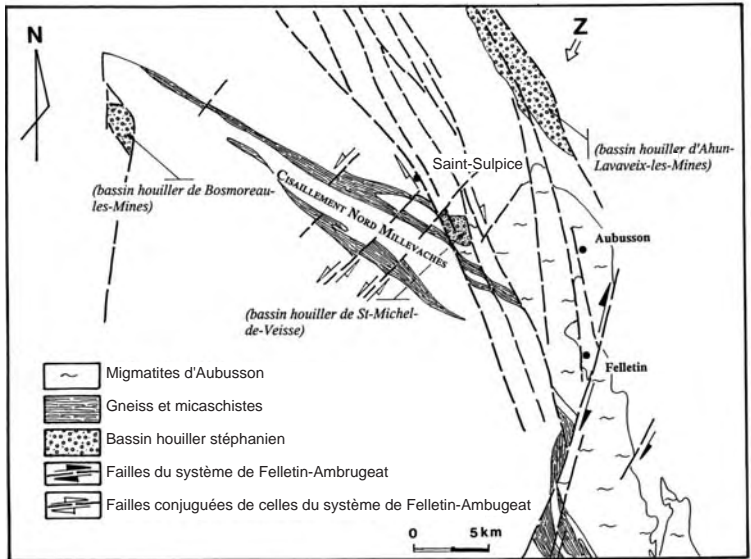


Fig. 15 - Évolution schématique de la bordure nord du Millevaches au Westphalo-Stéphanien. La tectonique tardi hercynienne est marquée par l'apparition de failles de direction N15-20° du système de Felletin-Ambugeat qui recoupent et décrochent les failles du système de la Creuse. De nombreux filons de leucogranites, et surtout de microgranites et rhyolites rapportés au Permien (Bazot, 1970), jalonnant ces failles scellent leur fonctionnement : ante Permien. Ces failles décalent de nouveau la zone de cisaillement du Nord Millevaches par rapport à celle de la Courtine d'environ 5 km, vers le SSW. Le raccourcissement de direction proche de N20° (Z) induit également les rejeux conjugués des failles dextres N160° du système de la Creuse et de failles senestres de direction N40°. Au Stéphanien, le rejet vertical de certaines failles N160° guident l'ouverture de bassins houillers stéphanien

pourraient être conjuguées du jeu dextre des failles N15-N20 du système de Felletin–Ambrugeat (fig. 15). Sur la carte Aubusson (en cours de levés), des filons rhyolitiques non déformés et rapportés au Permien scellent certaines failles N15-20, N40-50 et N160, ce qui permet de rapporter cette tectonique complexe décrochante (fig. 15) à l'intervalle de temps Westphalo-Stéphanien.

C'est l'interférence des failles N130-160 du système de la Creuse avec la faille N15-20° de Saint-Michel-de-Veisse, qui explique la forme arquée à convexité nord-est de la bordure du Millevaches. Contrairement à l'interprétation de F.-H. Forestier (1965) et A. Gébélín (2004), cette bordure ne paraît pas correspondre à une faille unique et continue reliant la faille de Saint-Michel-de-Veisse à celle de la Courtine.

Sur la période Viséen moyen supérieur à Namurien (ou Westphalo-Stéphanien ?), la succession des déformations dans les environs du Nord-Millevaches correspond à un continuum résultant d'une direction de raccourcissement *Z* quasiment constante, proche de NNE-SSW. Cette direction se détermine à partir de l'ellipsoïde de la déformation finie des granites (Chasselines–Goutelle et Pontarion–Royère) et à partir des jeux conjugués des failles N130-160 et N15-20 dextres, N40-50 senestres, inverse N120 de Saint-Michel-de-Veisse et normale dextre N10 d'Argentat, de légères variations étant possibles autour de cette direction durant cette période.

Formations sédimentaires stéphanien

Durant une longue période, westphalienne, sans dépôt ni intrusion connue, la région émergée est soumise à une érosion continentale. Au Stéphanien, le rejeu en failles normales des accidents orientés N160 du système de la Creuse (de flèche inconnue, peut-être très faible), induit le basculement vers le Nord-Est de blocs limités par failles (fig. 15). Les dépressions créées sont occupées par des lacs comblés de sédiments fluviaux et torrentiels, charriant des débris végétaux à l'origine des bassins houillers d'Ahun–Lavaveix-les-Mines et de Saint-Michel-de-Veisse.

Géodynamique récente

La réactivation post-Cénomanienn des failles régionales, surtout celles du système de la Creuse, se traduit par les rejets verticaux recoupant la surface d'altérites cénomanienn ; ces mouvements sont probablement très récents (Quaternaire) si l'on se base sur l'importance des ressauts topographiques induits.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

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

L'agriculture de subsistance a longtemps constitué la seule activité économique locale et les exploitations agricoles, traditionnellement tournées vers l'élevage et la culture vivrière, sont de petites tailles. Actuellement, ces exploitations 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 et surtout occupés par des bois et des pâturages. Les fonds de vallées humides sont généralement peu propices à la culture et l'élevage et sont souvent laissés à l'abandon.

Région en voie de désertification du fait d'un exode de sa population vers les grandes villes, le pays n'offre cependant que peu de maisons délabrées ou en ruines, car acquises et rénovées par des citadins. Les villages habituellement en grande partie délaissés reprennent vie pendant les périodes de congés. À l'écart des grands axes de circulation, la région de Saint-Sulpice-les-Champs s'ouvre de plus en plus au tourisme et à la pêche, ce qui lui offre une nouvelle possibilité d'activités modestes : locations estivales, hôtels et camping, activités touristiques saisonnières.

Depuis peu, un modeste développement de petites et moyennes entreprises de service et parfois industrielles, rassemblées autour d'Aubusson fournit de nouveaux emplois.

RESSOURCES EN EAU

Sur le territoire de la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs, plusieurs types de formations sont susceptibles de recéler des ressources en eaux souterraines : les alluvions des cours d'eau, les dépôts détritiques primaires dans les sillons houillers et les niveaux arénisés, altérés, fissurés et fracturés des roches cristallines d'origine plutonique (granites *s.l.*) et métamorphiques (gneiss, schistes, micaschistes, ...).

Les alluvions des cours d'eau (Creuse, Gartempe et Taurion) du secteur ne sont pas assez développées pour pouvoir constituer des aquifères individualisés exploitables indépendamment. Toutefois, elles sont le siège de circulations d'eaux en relation directe avec la rivière. Ces écoulements peuvent être captés par puits mais les débits soutirés auront un impact direct sur le régime du cours d'eau.

Les sédiments stéphaniens des petits bassins carbonifères composés d'une part, par une alternance de grès, de schistes et de niveaux charbonneux et d'autre part, par une assise conglomératique (« Gros poudingues ») sont potentiellement aquifères. Dans le bassin d'Ahun-Lavaveix, lors des abandons successifs des extractions, une partie des galeries des houillères a été envahie par les eaux. Les archives ne mentionnent pas si l'exploitation des couches de charbon les plus profondes au XIX^e et au début du XX^e siècle nécessitait ou pas une exhaure. Lors de la dernière phase d'exploitation des niveaux supérieurs entre 1944 et 1968, un dispositif de pompage de 300 m³/h permettait d'éviter en périodes pluvieuses, la montée du plan d'eau au niveau des travaux de mine. Depuis sa fermeture définitive en 1968, un trop-plein se déverserait dans un ruisseau affluent de la Creuse maintenant une cote stable de l'eau dans la mine. Des recherches hydrogéologiques en vue de l'exploitation de cette « ressource » par forage pour l'alimentation en eau potable ont été entreprises par la Direction Départementale de l'Équipement (DDE) de la Creuse. Elles n'ont pas fourni les résultats escomptés. En effet, le forage intéressant les grès et les schistes recoupe, outre des venues d'eau dans ces terrains, une ancienne galerie à 53 m de profondeur remplie d'eau. En conséquence, la productivité propre de la nappe n'a pu être évaluée. D'autre part, aucun ouvrage n'a intercepté l'éventuel réservoir des formations conglomératiques dont l'existence n'a pas pu être vérifiée.

Pour le domaine de socle cristallin, les ressources en eaux souterraines sont considérées discontinues et d'extensions modestes. Leurs productivités sont jugées faibles en comparaison de celles rencontrées dans les autres milieux hydrogéologiques, en particulier sédimentaires. Toutefois, lorsque les conditions sont requises, les aquifères du domaine de socle peuvent fournir des débits de plusieurs mètres cubes par heure (m³/h), voire de quelques dizaines. Ils peuvent constituer en zone rurale un appoint non négligeable pour l'alimentation en eau potable pour des agglomérations de faible taille et pour des écarts. Les ressources en eaux dans ces formations se localisent au niveau de deux types de réservoirs d'une part, les arènes et les altérites et d'autre part, les fissures et les fractures de la roche. De par leurs caractéristiques hydrogéologiques et leurs propriétés hydrodynamiques, ces deux milieux sont nettement distincts.

Les roches métamorphiques et plutoniques s'altèrent en surface du fait des phénomènes météorologiques. Ces derniers tendent à déstructurer la roche en place par des actions chimiques. C'est le phénomène d'arénisation. Il se forme une couche de sables plus ou moins grossiers et argileux selon le degré d'altération de la roche en place. En surface, les allotérites désignent l'horizon altéré où les structures de la roche mère (stratification, foliation...) ne sont plus visibles. La stabilité des minéraux initiaux n'est plus assurée. Certains minéraux argileux évoluent par diagenèse et deviennent plus

stables, sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes. Ce processus s'accompagne d'une perte de volume, par rapport à celui occupé par la roche originelle.

Sous cet horizon, les altérites correspondent à la partie du sous-sol constituée par la roche meuble où les relations spatiales entre les minéraux sont en théorie conservées. De nouveaux minéraux peuvent cependant se former. Selon le degré d'hydratation de ce domaine du profil, le nouvel assemblage des minéraux augmente ou diminue en volume. La perméabilité des altérites dépend de leur teneur en argile dont la proportion est fonction de la nature de la roche originelle et du degré de son altération. Ce type d'aquifère se comporte comme une nappe libre, et est donc très vulnérable aux pollutions superficielles. Dans ces formations pouvant atteindre vingt à trente mètres d'épaisseur, la transmissivité est assez faible (en général, inférieure à 10^{-5} m²/s), mais les coefficients d'emménagement sont importants (de quelques % à 20 %). Lorsqu'ils sont saturés en eau, ces réservoirs assurent une fonction de stockage. Ils peuvent alimenter en continu les niveaux aquifères plus profonds et plus transmissifs que constitue le socle fissuré et fracturé.

Les altérites assurent la majeure partie des besoins en eau pour la consommation humaine des régions rurales du Limousin. Cette ressource en eau est mobilisée principalement à partir de sources d'émergence et de débordement. Sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs, il existe une quarantaine de captages, pouvant regrouper plusieurs sources, destinés à l'alimentation en eau potable. Le nombre élevé de ces ouvrages pour une faible population est dû à leur faible productivité, le débit moyen unitaire de ce type de point d'eau n'excédant pas généralement 1 l/s. À l'étiage, certaines tarissent, engendrant des difficultés d'approvisionnement en eau pour les populations. Sur la feuille, parmi les sources répertoriées, seuls les captages de Perseix (d'indice national 06665X0013/HY) à Soubrebost présentent des débits de l'ordre de 10 l/s.

La roche, en domaine de socle, quelle que soit sa lithologie, suit un gradient d'altération négatif suivant la profondeur. Ainsi, au mur des altérites se trouve le socle altéré ou très fissuré dans lequel les eaux provenant des niveaux supérieurs s'infiltreront. La fracturation provient de l'éclatement de la roche sous l'effet des contraintes produites par les changements de phases des minéraux (hydratation, oxydation...). Les paramètres hydrodynamiques sont ceux définis pour des milieux diaclasés ou fracturés, soit une transmissivité assez forte (de l'ordre de 10^{-3} m²/s) et un coefficient d'emménagement assez faible (0,5 à 1 % pour le milieu fissuré et 0,05 à 0,1 % pour le fracturé). Sa puissance peut atteindre 50 à 100 m. Ce type d'aquifère se comporte comme une nappe semi-captive, voire captive. Lorsque les niveaux très altérés n'ont pas été décapés par l'érosion, la vulnérabilité du réservoir fissuré/fracturé aux pollutions

anthropique est faible. Il assure une fonction de drain et sa productivité peut être intéressante s'il est associé à des altérites saturées en eau.

La géométrie de ces réservoirs est très difficile à estimer et nécessite des investigations lourdes : campagne géophysique aéroportée, sondages par résonance magnétique protonique, etc.. Les terrains passent sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, d'un milieu altéré très fissuré à un milieu sain. La limite imperméable de cet aquifère est caractérisée par le toit de la roche saine. Les fractures profondes peuvent être des niveaux aquifères potentiellement productifs si elles sont en continuité hydraulique avec des formations réservoirs supérieures.

Sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs, peu de captages d'eau intéressent les réservoirs du socle fissuré et/ou fracturé. Le forage communal des Essarteaux (d'indice national 06667X0003/F1) à Vallières est le seul ouvrage de ce type à être exploité pour l'alimentation en eau potable. Quelques reconnaissances avec un taux de réussite variable ont été entreprises en vue d'un usage agricole. Dans le cadre de la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE), le BRGM en collaboration avec le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (MEDD) a construit deux piézomètres intégrés au réseau piézométrique régional Limousin destiné à suivre l'évolution des niveaux d'eau des nappes, les données acquises étant disponibles sur le site Internet <http://www.ades.eafrance.fr/>. L'un (d'indice national 06668X0007/F3) implanté sur la commune d'Aubusson et l'autre (d'indice national 06667X0006/P1) sur celle de Vallières concernent respectivement les « masses d'eau » : « Massif central BV Creuse » et « Massif central BV Vienne ».

Un programme régional dénommé SILURES Limousin (Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eau Souterraines) est mis en œuvre dont les objectifs sont de constituer une base de données numérique actualisable, évolutive et partagée et de produire des documents d'orientation et d'aide à la décision. Il vise à définir un modèle global de fonctionnement des différents hydrosystèmes (eaux souterraines, cours d'eau, plans d'eau et zones humides), à évaluer les échanges entre les nappes d'eaux souterraines et les rivières, à identifier les ressources exploitables tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif et à les localiser géographiquement. Une première approche de la contribution des eaux souterraines aux débits des cours d'eau montre que leur régime hydraulique est lié à trois écoulements distincts découlant de la pluie. Le premier rapide est associé au ruissellement sur la surface et dans les premiers centimètres du sol. Les deux autres, lent à très lent, proviennent des réservoirs aquifères souterrains. En année « normale », les écoulements des rivières peuvent être alimentés par les eaux souterraines dans des proportions de 40 et 70 %. En année sèche, ce taux peut atteindre 70 à 80 %, voire plus. En cours d'année,

la contribution des eaux souterraines au cours d'eau est évolutive en fonction de la pluviométrie. Elle devient prépondérante à la fin du printemps et durant la période d'étiage. Durant trois à quatre mois de l'année (de juin –juillet à septembre), les eaux souterraines peuvent assurer en quasi-totalité l'alimentation de la rivière.

En ce qui concerne leur qualité, les eaux des nappes en domaine de socle sont très faiblement minéralisées (inférieures à 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Leur faciès est bicarbonaté calcique ou sodique. Leur pH est acide (5,5 à 6,1). Elles sont agressives. Des teneurs significatives en métaux lourds (arsenic, plomb, cyanures, ...) sont fréquentes. Les eaux des sources, plus vulnérables, peuvent présenter un léger impact aux activités anthropiques, en particulier agricoles, avec la présence de nitrates avec des concentrations pouvant atteindre 10 à 20 mg/l.

Les eaux souterraines des petits bassins houillers sont moyennement minéralisées (400 à 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Leur faciès est bicarbonaté calcique. Leur pH est légèrement acide à neutre (6,1 à 6,8). Elles présentent des teneurs excessives en fer, en manganèse et en arsenic (supérieure à 50 $\mu\text{g}/\text{l}$), les rendant impropres à la consommation humaine en l'absence de traitement.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Aucune carrière n'est actuellement en activité sur le territoire de la carte. Les anciennes carrières sont rares, de petites dimensions et ont fait jadis l'objet d'une exploitation artisanale pour l'empierrement et la construction.

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

HOUILLE

Exploitation houillère du bassin de Saint-Michel-de-Veisse

Le bassin houiller de Saint-Michel-de-Veisse a fait l'objet de prospections vers 1900 et 1941 afin de déterminer son potentiel minier, mais qui n'ont pas abouti à une mise en exploitation. Des travaux superficiels d'extraction (grattages) ont toutefois été réalisés dans le complexe gréso-argileux (h5b) par les habitants pour leurs besoins personnels, à mi-chemin entre le hameau de Villote et le bourg de Saint-Michel-de-Veisse, dans une zone où le charbon affleure dans les talus de chemins.

Exploitation houillère du bassin d'Ahun

L'historique du bassin a été rédigé à partir des archives de la Société des Houillères d'Ahun. Le bassin houiller dans lequel se situe la ville de Lavaveix-les-Mines a été exploité pendant 200 ans. La première concession est accordée en 1779 aux environs de Chantaud à la suite de la découverte de charbon par un agriculteur, où sera établie la ville de Lavaveix-les-Mines. Par la suite une multitude de petites concessions sont ouvertes. Elles seront regroupées en 1808 en deux exploitations, qui deviendront les sociétés « Ahun Nord » et « Ahun Sud ». La production du bassin sera faible, avec par exemple : 1 500 t de houille en 1840 et 3 000 t en 1848. Le 8 janvier 1862, les deux concessions sont réunies en une « Société anonyme des houillères d'Ahun ».

La ligne de chemin de fer Montluçon-Limoges est mise en service fin août 1864, suite à une demande intervenue en 1856. Cet événement marquera le début de l'essor de l'exploitation qui, ayant alors la possibilité d'approvisionner de nombreuses industries, produira jusque 35 400 t en 1874, soit 3,3 % de la production française. Par ailleurs, la commune de Lavaveix-les-Mines est officiellement fondée au lieu-dit la Vaveix, le 29 avril 1868, sur une surface de 449 ha pris sur les trois communes de Saint-Pardoux-les-Cardes, Saint-Martial-le-Mont et Moutier-d'Ahun. Elle comptera jusque à 6 000 habitants (qui sont aujourd'hui au nombre de 800 environ). À partir de 1877, la production diminue jusqu'en 1929, date où l'activité sera suspendue à Lavaveix-les-Mines suite à un grand mouvement de grève ayant abouti à la destruction partielle des infrastructures. La mine est réouverte en 1943 et assure une modeste production d'environ 7 500 t par an, jusqu'en 1958. En 1965, les Cimenteries Lafarge, qui s'étaient portés acquéreurs de la production en 1951, mettent un terme à leurs achats. Le charbon ne s'écoule plus que dans l'alimentation des petites industries locales et les foyers domestiques. Le dernier puits de l'ancienne concession Sud, le « Puits Quatre » de Courbarieux, ferme en avril 1960. Le « Puits Robert », le dernier de l'ensemble du bassin, cesse de fonctionner en août 1969. Pour éviter de licencier les quelques dizaines d'employés restants, la société se recycle en une entreprise de travaux publics, qui fermera en 1975, à la mort du directeur. En 2003, la Société des houillères d'Ahun ne comptait plus qu'un employé : la secrétaire, qui gère le patrimoine immobilier construit au fil du temps autour de l'exploitation minière.

Le bassin houiller de Lavaveix-les-Mines renferme des dizaines d'ouvrages miniers (puits et constructions) dont certains sont encore visibles et même parfois bien conservés en 2003.

– *Le complexe du Puits Central* (au centre de Lavaveix-les-Mines), comprend un puits de 300 m environ et des puits annexes également très profonds, ainsi que des bâtiments encore visibles : la descenderie (en ruine et ensevelie sous

des remblais), la centrale Diesel (reconvertie en antenne de la Croix-Rouge), les ateliers, la chapelle (aménagée en habitation), la machinerie de descente (réaménagée en bureaux, puis abandonnée, mais en très bon état).

– *Le barrage de Chantegrêle* est situé à l'Ouest de Lavaveix-les-Mines. Bâti en 1904 sur la Creuse, il fournissait grâce à sa centrale électrique, le courant nécessaire aux mines de la ville.

– *Le Puits Saint-Marcelin* est situé sur le flanc nord du terril situé au lieu-dit Sainte-Marie, au Sud de Lavaveix-les-Mines. Les murs de la machine de descente sont encore visibles, entre lesquels se trouve l'orifice du puits, barré par une grille d'acier (fragile). Un petit bâtiment, aujourd'hui habité, abritait autrefois une forge. Cependant la construction la plus visible reste une cheminée d'aéragé d'une quinzaine de mètres de hauteur.

– *Le Puits Quatre* est sans doute le site le mieux conservé du bassin. Situé à Courbarieux, à environ 4 km au Sud de Lavaveix-les-Mines, il présente un groupe de constructions en très bon état, dont l'ensemble de la descenderie. On y trouve également le bâtiment de la centrale électrique, les vestiaires (la « Salle des Pendus »), les bureaux et les ateliers.

Étendue des travaux miniers dans le bassin

L'exploitation minière du bassin d'Ahun a été effectuée sur deux grandes zones principales, les secteurs nord et sud.

– *La partie sud* a été exploitée en continu de 1796 à 1960, par des puits d'une profondeur d'un peu plus de 100 m pour les plus importants, certains (comme le Puits Saint-Charles) traversaient l'Andésite de Fourneaux.

– *La partie nord* quant à elle, a connu une interruption d'exploitation de 14 ans (de 1929 à 1943). La première phase d'exploitation s'est faite par le biais de puits profonds jusqu'à 300 m. À la reprise de l'exploitation, le niveau hydrostatique de la nappe d'eau a été rencontré à 18 m de profondeur. Les travaux d'excavation se sont donc effectués au-dessus de ce niveau, ce durant 26 années. Ce ne sont pas les galeries de cette période qui causent des perturbations de surface, mais bien le réseau peu profond qui a été creusé à partir de 1943, dont bon nombre de galeries se situent à moins de 10 m de la surface.

L'exploitation minière du bassin houiller d'Ahun a cessé toute activité en 1969. Les galeries, étayées avec du bois, commencent à s'effondrer depuis l'année 2000, en créant un nombre croissant de désordres de surface. Ce phénomène est très important dans l'agglomération même de Lavaveix-les-Mines où les dernières galeries ont été creusées à faible profondeur, à moins de 10 m pour certaines.

CARRIÈRES ABANDONNÉES

Aucune carrière importante n'est en exploitation sur cette carte, ni n'a existé ; seules subsistent de petites excavations à usage local et plus ou moins abandonnées. Citons les dernières connues en usage pour extraire des pierres de construction et des granulats : la carrière de la Gosne, en bordure de la rivière de même nom, ouverte dans une petite masse de leucogranite annexe du massif de Courcelles, à 2 km au Nord de Saint-Hilaire-le-Château ; la petite carrière de Bouleaux, ouverte en bordure de la D7 dans le Granite de Courcelles, à 1 km environ à l'Est de Fraisse ; la carrière de Chansard, ouverte le long du chemin communal, à 500 m au Nord du bourg. En usage pour l'extraction de sable : la carrière de l'ancien moulin de Confolent, ouverte dans des arènes du Granite de Pontarion, le long de la rivière Banize, à 2,5 km à l'Ouest du village de Banize.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

À notre connaissance, hormis l'extraction de charbon, aucune activité minière n'a existé sur ce territoire.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires d'excursions géologiques dans le Guide géologique régional « Massif central » de J.-M. Peterlongo (1972), édité par Masson et C^{ie}. On regardera notamment les descriptions de l'itinéraire 5, consacré au massif du Millevaches.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit au Service Géologique Régional (SGR) « Limousin », ESTER, BP 6932, 87069 Limoges Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris, ou encore sur le site Internet <http://www.brgm.fr/infoterre>

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.
- ARÈNE A., AUTRAN A., COFRANT D. (1972) – Carte géologique à 1/50 000 de Bourgneuf (665). Orléans, BRGM.
- 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, Université Lyon, 144 p.
- BARD (1990) – Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Éd. Masson & C^{ie}, 2^e édition, 208 p.
- BAZOT G. (1970) – L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le nord du Massif central français. La couverture oligocène et les ressources thermales et minérales. Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 182 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975) – Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas Limousin (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Université Clermont Ferrand. *Ann. Sci.*, n° 55, 243 p.
- BERTHIER F., DUTHOU J.-L., ROQUES M. (1979) – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du Granite de Guéret (Massif central). Âge fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. BRGM Fr.* (2), t. I, n° 2, p. 60-71.
- BERTHIER F., FEYS R. (1986) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Guéret (642). Orléans, BRGM. Notice explicative par A.-M. Hottin, F. Bertier et coll. (1993), 83 p.
- BERTRAND J.-M., LETERRIER J., CUNNEY 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.
- BOUCHEZ J.-L., JOVER O., DIOT H. (1984) – Anisotropie de la susceptibilité magnétique des granitoïdes du massif de Guéret occidental. Doc. BRGM, vol. 81-3, p. 35-48.
- BOUTON P. (1990) – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - Partie orientale du synclinorium de Chantonay - Massif armoricain. Thèse, Univ. Poitiers, 378 p.
- CHANTRAINE J., ROSSI P. (1996) – Carte géologique de la France à 1/1 000 000 ; 6^e édition. *Géochronique*, vol. 59, p. 11-26.

- CHAPPELL B.W., WHITTE A.J.R. (1974) – Two contrasting granite types. *Pacif. Geol.*, n° 8, p. 172-174.
- CHENEVOY M. (1958) – Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, Imp. nat., Paris, 428 p.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1989) – L'histoire des « Gneiss d'Aubusson », migmatites à cordiérite du Massif central français, d'après le chimisme de leurs grenats. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 5, n° 2, p. 295-307.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.N. (1998) – Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 62, n° 14, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) – An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 65, n° 24, p. 4509-4522.
- COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.-M., FREYTET P., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1988) – Notice explicative Carte géologique France (1/50 000), feuille Dun-le-Palestel (616), Orléans, BRGM, 60 p. Carte géologique par Quenardel J.-M., Schmitt P., Lerouge G., Cohen-Julien M., Bouvier P., Lerebourg P., Rolin P., (1988).
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S., KIRSCHVING J.L., ZHANG Z., MA G. (1992) – Zircon U-Pb ages for early Cambrian time scale. *J. Geol. Soc., G.B.*, n° 149, p. 171-184.
- COMPSTON W. (1996) – SHRIMP : Origins, impact and continuing evolution. *J. r. Soc. Western Australia*, n° 79, p. 109-117.
- COSTA S., MALUSKI H., LARDEAU J.-M. (1993) – ⁴⁰Ar-³⁹Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe : the Monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chem. Geol.*, n° 105, p. 339-359.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., VIRLOGEUX D. (2001) – Le complexe plutonique de Charroux-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. r. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, n° 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Miner.*, n° 111, p. 493-510.

- DEBON F., ENRIQUE P., DREUX G., BOYMOND E., DESMIDT A. (1991) – Composition chimique et nomenclature de 1 724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des Pyrénées (France, Espagne). *Géologie de la France*, n° 4, p. 39-70.
- DOWNES H., SHAW A., WILLIAMSON B.J., THIRLWALL M.F. (1997) – Sr, Nd and Pb isotopes of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif central, France. *Chem. Geol.*, n° 136, p. 99-122.
- DUPIS A., ROBIN G., DURANDEAU A., LAMEYRE J., VAUCHELLE L. (1990) – Étude géophysique de l'extrémité occidentale du Granite de Guéret. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. VI, n° 4, p. 683-691.
- 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. Sci.*, n° 63, 294 p.
- FAURE M. (1989) – L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, II, n° 309, p. 1839-1845.
- FAURE M. (1995) – Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan french Massif central. *Tectonics*, n° 14, p. 132-153.
- FAURE M., PROST A., LASNE E. (1990) – Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 8, p. 189-197.
- FAURE M., PONS J. (1991) – Crustal thinning recorded by the shape of the namuro-westphalian leucogranite in the variscan belt of the Northwest Massif central, France. *Geology*, n° 19, p. 730-733.
- FAURE M., BECQ-GIRAUDON J.-F. (1993) – Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, sér. II, n° 315, p. 967-973.
- FAURE M., GROLIER J., PONS J. (1993) – Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif central). *Geol. Rdsch., Dtsch.*, n° 82, p. 461-474.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FEIX I. (1988) – Étude géologique dans le Sud-Millevaches ; lithologie, géochimie, métamorphisme et structure des séries métamorphiques situées au Sud de la vallée de la Dordogne. Place dans le Massif central français occidental. Thèse 3^e cycle, Univ. Orléans, 535 p.
- FORESTIER F.-H. (1965) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Aubusson (156), 2^e édition.
- FLOC'H J.-P. (1983) – La série métamorphique du Limousin central. Thèse Sci., Université, Limoges, 445 p.

- GÉBELIN A. (2004) – Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne varisque (plateau de Millevaches), Massif central. Thèse, Université Montpellier II, 235 p.
- GÉBELIN A., MARTELET G., BRUNEL M., FAURE M., ROSSI P. (2004) – Late hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data: the example of the Millevaches massif (Massif central, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 175, n° 3, p. 239-248.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G., MERCIER J.-C. (1986) – Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin ; Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, t. II, n° 5, p. 849-860.
- GRÉBER C. (1962) – Inventaire de la flore relevée dans les stériles de l'exploitation de Lavaveix-les-Mines. Rapport interne de la Société des Houillères d'Ahun (inédit).
- GUINEBERTEAU B. (1986) – Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse 3^e cycle, Université Nantes. Géol. Géochim. Uranium, Mém., Nancy, n° 11, 218 p.
- HOTTIN A.-M., GROS Y., MARTEAU P., MARCHAND G., MAURIN G., DEBACQUE G., CONSTANS J., TURLAND M., FREYTET P. (1991) – Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Evaux-les-Bains (n° 643). Orléans, BRGM. Carte géologique par Hottin A.-M. et coll. (1991), 102 p.
- HOTTIN A.-M., BERTHIER F. et coll. (1993) – Notice explicative, carte géologique France (1/50 000), feuille Guéret (n° 642). Orléans, BRGM, 83 p. Carte géologique par Berthier F., Feys R. (1986).
- JOVER O. (1986) – Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevaches (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 164 p.
- LABERNARDIERE H. (1970) – La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (Nord-Ouest du Massif central français). *Bull. BRGM, Fr.*, sér. 2, section I, n° 1, p. 29-33.
- LAMEYRE J. (1966) – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. Thèse Sci., Université Clermont-Ferrand. *Ann. Sci.*, n° 29, fasc. 12, 264 p.
- LAMEYRE J. (1982) – Contribution à la géologie du Limousin ; arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, sér. 2, vol. 294, n° 20, p. 1237-1240.
- LAMEYRE J. (1984) – Contribution à la géologie du Limousin : (II). Les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayien. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, sér. 2, vol. 298, n° 20, p. 895-900.

- LAMEYRE J., DURANDEAU A., LAURENT O., SAGON J.-P., VAUCHELLE L., DUZELIER D., JUTEAU J., LERICHE A., VUILLEMENOT P. (1988) – Démonstration par sondage de la présence de Gneiss d'Aubusson sous les granites du batholite de Guéret (Massif central français) et de la nature tectonique du contact. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, sér. 2, n° 307, p. 2077-2083.
- LA ROCHE H. (DE), STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre, Fr.*, t. XXIV, n° 1, p. 5-121.
- LAUNAY L. (DE) (1902) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Aubusson (156), 1^{ère} édition.
- LAUNAY L. (DE) (1902) – Les roches éruptives carbonifères de la Creuse (feuille Aubusson). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 83, 119 p., 2 cartes.
- 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., Fr.*, t. 303, sér. II, n° 17, p. 1557-1562.
- LEDRU P., HOTTIN A.-M. (1984) – Le chevauchement de Saint-Germain-les-Belles. Programme GPF-87-106.
- LEDRU P., AUTRAN A. (1987) – L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin ; rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Milleval. *In Géologie Profonde de la France, Thème 3 : Chevauchements symmétamorphes varisques du Limousin. Doc. BRGM*, n° 140, p. 51-91.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 8, vol. 3, p. 605-618.
- LUDWIG K.R. (2000) – Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. 1a, 43 p.
- MANIAR P.-D., PICCOLI P.-M. (1989) – Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* n° 101, p. 635-643.
- 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., Fr.*, sér. 2, vol. 306, n° 10, p. 671-676.
- 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 3^e cycle, Université Nantes, 253 p.

- MONIER G. (1980) – Pétrologie des granitoïdes du Sud-Millevaches (Massif central français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 288 p.
- NOLF J.-L. (1980) – Le rôle de la tectonique cassante dans l'élaboration du relief du Limousin nord-oriental. Thèse, Université Limoges, 183 p.
- PACES J.B., MILLER J.D. (1993) – Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, Northern Minnesota: geochronological insight to physical, petrogenic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *J. Geophys. Res., USA*, n° 98, p. 13997-14013.
- PIN C., 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*, n° 15, p. 63-77.
- POMMIER A., COCHERIE A., LEGENDRE O. (2002) – EPMA Dating User's manual: Age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb. Rapport interne BRGM, 9 p.
- PUPIN J.-P. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n° 73, p. 207-220.
- QUENARDEL J.-M., ROLIN P. (1984) – Paleozoic evolution of the plateau d'Aigurande (NW Massif central, France). In Hutton D. & Sanderson D. ed., variscan tectonics of the north Atlantic region. *Geol. Soc. G.B.*, spec. pub., n° 14, p. 63-70.
- QUENARDEL J.-M., COHEN-JULIEN M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., PEULVAST J.-P. (1991) – Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Aigurande (617). Orléans, BRGM, 100 p. Carte géologique par Quenardel J.-M., Bouvier P., Freytet P., Lemaire D., Lerouge G., Rolin P., Schmitt P. (1991).
- RANCHIN G. (1970) – La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Thèse, Université Nancy, 467 p.
- RAZAFIMAHEFA N. (1987) – Granites et leucogranites alumineux du Nord-Est du massif de Millevaches (Massif central français) : pétrologie, géochimie et synthèse cartographique. Thèse, Université Nancy, 164 p.
- ROCHETTE P., JACKSON M., AUBOURG C. (1992) – Rock magnetism and interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys., USA*, n° 30, p. 209-226.
- 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, Université Orléans, 287 p.

- ROIG J.-Y., FAURE M., LEDRU P. (1996) – Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif central: kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geol. Rdsch., Dtsch.*, n° 85, p. 139-153.
- ROIG J.-Y., FAURE M., MALUSKI H. (2002) – Surimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the Western French Massif central: a structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova*, n° 14, p. 25-32.
- ROLIN P. (1981) – Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon. Thèse 3^e cycle, Université Orsay, 210 p.
- ROLIN P. (1987) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse Sci., Université Orsay, 484 p.
- ROLIN P., QUENARDEL J.-M. (1980) – Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Fr., (D)*, vol. 290, p. 17-20.
- 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., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD É., AVEC LA COLLABORATION DE CHANTRAINE J., LAMBERT J., TERRIER-SEDAN M. (2000) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R. (2000).
- ROLIN P., AUDRU J.-C., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A., FARJANEL G., FAUCONNIER D., LEMORDANT Y., SOYER C., DOMINIQUE P. (2005) – Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bressuire (538). Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Papin H., Jousseau S., Maillard A. (2005).
- SANTALLIER D. (1981) – Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central (France). Thèse Sci., Université Orléans, 340 p.
- STUSSI J.-M., CUNEY M. (1990) – Granites et leucogranites du massif du Millevaches. Rapport de fin de contrat CEA/CREGU, inédit, 77 p.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) – Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, n° 25, p. 357-376.

- STUSSI J.-M., CUNNEY M. (1993) – Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 164, n° 4, p. 585-596.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) – U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n° 14, p. 281-304.
- 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.*, n° 104, p. 163-172.
- VAUCHELLE L. (1988) – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français). Thèse, Université Clermont-Ferrand. *Ann. Sci.*, n° 88, fasc. 12, 397 p.
- VAUCHELLE L., LAMEYRE J. (1983) – Géologie. L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français) : types lithologiques, organisation, minéralisations. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 297, sér. II, n° 5, p. 63-68.
- VAUCHELLE L., ROBIN G., LAMEYRE J. (1986) – Niveaux structuraux du granite de Guéret. Réunion annuelle des Sciences de la terre, vol. 11, p. 180.
- VIGNERESSE J.-L., BARBEY P., CUNNEY M. (1996) – Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.*, t. 37, n° 6, p. 1579-1600.
- WENDT I., CARL C. (1991) – The statistical distribution of the mean squared weighted derivation. *Chem. Geol.*, n° 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.W. (1956) – Discordant uranium-lead ages 1. *Trans., amer. geophys. Un.*, n° 37, p. 320-326.
- WILLIAMS I.S. (1998) – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Rev. Econ. Geol.*, 7, p. 1-35.
- WYNS R. (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM, n° R40519.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., HIRON R. (1988) – Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). Orléans : BRGM, 76 p. Carte géologique par Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A. (1984).
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D - Résultats et perspectives, Document BRGM n° 293 (1999), p. 103-108.

AUTEURS

La part de rédaction incombant aux différents auteurs de la notice se répartit comme suit :

– Patrick ROLIN, de l'université de Franche-Comté à Besançon a assuré la coordination des travaux et l'encadrement des étudiants, ainsi que les levés de la région de Vallières–Blessac. Il est également le rédacteur des chapitres : formations métamorphiques et magmatiques, évolution tectono-métamorphique, synthèse régionale.

Cette notice s'appuie sur des travaux d'étudiants en MST de l'université de Franche-comté :

- Charles CARTANNAZ, a réalisé des levés de terrain de 2000 à 2002, ainsi que l'étude pétrographique et géochimique des différents faciès ;
- Frédéric SALEN, a accompli des levés géologiques durant l'été 2000 ;
- Nicolas THALOUARN, a réalisé des levés géologiques durant l'été 2001 ;
- Benoît DELWAULLE, a réalisé des levés géologiques durant l'été 2002 ;
- Philippe HENRY, a effectué l'étude géochimique de différents faciès ;

Ainsi que :

- Michel ROSSY, de l'université de Franche-Comté à Besançon, a effectué l'étude pétrographique des différents faciès ;
- Alain COCHERIE, ingénieur au BRGM à Orléans, a effectué les datations radiochronologiques.

ANNEXES

ANNEXE 1 - GÉOCHRONOLOGIE

Les granites de la région ont fait l'objet de datations par la méthode U-Th-Pb sur monazite, certaines datations étant testées sur le même échantillon par la méthode U-Pb sur zircon.

Méthodes de datation utilisées

Les datations U-Pb sur zircon. Les mesures isotopiques ont été effectuées à la microsonde ionique, SHRIMP II (RSES, ANU de Camberra). Le zircon du gabbro de Duluth (Paces et Miller, 1993) est utilisé comme standard de normalisation pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Par contre, seul le zircon gemme du Sri Lanka (SL13) est utilisable comme standard de référence pour calculer les teneurs en U et Th en raison de sa remarquable homogénéité de concentration en U et Th (238 et 21,2 ppm) (Williams, 1998).

– Pour les **zircons récents** (< 1000 Ma), du fait de l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, le diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992) a été utilisé. Dans celui-ci on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. Connaissant la valeur du rapport de Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé de la roche, il est possible de calculer le rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ corrigé du Pb commun pour chaque analyse ponctuelle. On accède ainsi à l'âge $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ pour chaque analyse et il est possible de faire la moyenne de ces âges. Un résultat similaire peut-être obtenu graphiquement dans le diagramme concordia de Tera et Wasserburg : l'âge moyen U-Pb est donné par l'intercepte avec la concordia de la droite de mélange tracée à l'aide des analyses regroupées au voisinage de la concordia et du point représentatif de la composition du Pb commun. Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de K.R. Ludwig « ISOPLOT/EX - version 2 » (Ludwig, 2000), à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ . Par contre, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ , afin de faciliter la lecture du diagramme. Les grains retenus ont été étudiés après observation des photos en lumière réfléchie (recherche des fractures), des photos en lumière transmise (recherche des défauts) et des photos réalisées en cathodoluminescence (recherche de zones métamictes, d'inclusions et des cours hérités).

– Pour les **zircons anciens** (> 1 000 Ma), la détermination du ^{204}Pb à la SHRIMP II est assez précise pour utiliser le diagramme concordia conventionnel, dit de G.W. Wetherill (1956) : $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. Ensuite, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une contrainte chronologique significative d'un second événement géologique.

	N° échantillon	Coordonnée Lambert II		carte	Localité	Unité géologique
		X	Y			
1	LA 35b	586,137	2105,487	Aubusson	Aubusson (carr. Du Puy-du-Roy)	Migmatites d'Aubusson
2	LA 37	587,588	2105,205	Aubusson	Sortie SE d'Aubusson	Migmatites d'Aubusson
3	LA 38	586,138	2108,425	Aubusson	Bord Creuse 2,5 km N Aubusson	Migmatites d'Aubusson
4	LA 39	585,262	2109,587	Saint-Sulpice	Alleyrat 3 km N Aubusson	Granite d'Alleyrat
5	LA 48	571,387	2105,925	Saint-Sulpice	Chavanat (bord N Millevaches)	Granite leucocrate de Chavanat
6	LA49	559,55	2110,862	Saint-Sulpice	Thauron	Granite de Pontarion
7	LB 92	552,212	2119,637	Bourganeuf	Bande de Saint Cyr Bourganeuf	Monzogranite d'Aulon
8	CH 43	578,822	2123,625	Guéret	Carrière de l'Epys	Monzo-grandiorite St. Fiel
9	CH 45	561,12	2128,612	Guéret	Carrière de Maupuy	Monzogranite de Peyrabout
10	CJ 41	582,425	2101,762	Saint-Sulpice	Coin NE Millevaches	Leucogranite de Goutelle
11	CJ 47	569,45	2102,362	Saint-Sulpice	Centre Millevaches	Granite de Royère
12	CJ 50	555,412	2104,587	Bourganeuf	Bordure Millevaches	Leucogranite de Bourganeuf
13	CJ 51	554,95	2116,762	Bourganeuf	Coin NW Millevaches	Granodiorite de Villatange
14	CJ 53	576,387	2105,2	Saint-Sulpice	Bordure N Millevaches	Leucogranite de Courcelles

Tabl. 1a – Localisation des échantillons prélevés pour la géochronologie.

	Pb (ppm)	± σ	U (ppm)	± σ	Th (ppm)	± σ	Th*(U) (ppm)	± σ	Age isochrone Ma ± 2σ
Migmatites d'Aubusson									
Migmatite de la carrière du Puy-du Roy (LA 35B)									
n = 123	880	112	3789	876	41810	3957	54170	4786	373 ± 5
Migmatite de la sortie sud-est d'Aubusson (LA 37)									
n = 86	992	226	4267	1030	47181	10536	61101	11706	375 ± 2
Migmatite du bord de la Creuse (LA 38)									
n = 86	964	204	4660	1665	44144	8871	59346	12164	371 ± 8
Massif de Guéret									
Granodiorite de Villatange (CJ 51)									
n = 93	822	114	2831	1564	43646	6197	52870	6926	353 ± 6
Monzogranite de Peyrabout, carrière de Maupuy (CH 45)									
n = 94	1133	386	2930	1792	61426	25031	70980	23729	360 ± 4
Monzogranite d'Aulon (LB 92)									
n = 83	873	132	3430	2573	44814	6007	55988	8931	351 ± 6
Monzogranite de type Saint-Fiel, carrière de l'Epys (CH 43)									
n = 58	986	147	3660	1966	52516	13125	64436	18869	346 ± 6
Monzogranite d'Alleyrat, type saint-Fiel (LA 39)									
n = 90	939	150	2821	1375	48242	7452	57447	7375	377 ± 9
Massif de Millevaches									
Granite de Pontarion (LA 49)									
n = 106	1361	218	8154	3437	62347	8057	88903	13804	348 ± 5
Granite leucocrate de Royère (CJ 47)									
n = 83	1565	275	14095	5184	63219	5311	109049	19335	323 ± 4
Granite leucocrate de Chavanat (LA 48)									
n = 86	1682	472	13610	7703	69636	22970	113918	31813	334 ± 4
Leucogranite de Goutelle (CJ 41)									
n = 83	1376	462	10077	5179	59410	20545	92210	30820	336 ± 4
Leucogranite de Courcelles (CJ 53)									
n = 95	1724	363	13463	8299	78175	10932	121934	27003	318 ± 3

Tabl. 1b - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur monazites des granitoïdes du Massif central. Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est entre parenthèses. L'incertitude sur la mesure de l'âge isochrone est donnée à ± 2σ. Les écarts types, donnés pour les teneurs, sont indicatifs de la variabilité de ces teneurs dans la monazite.

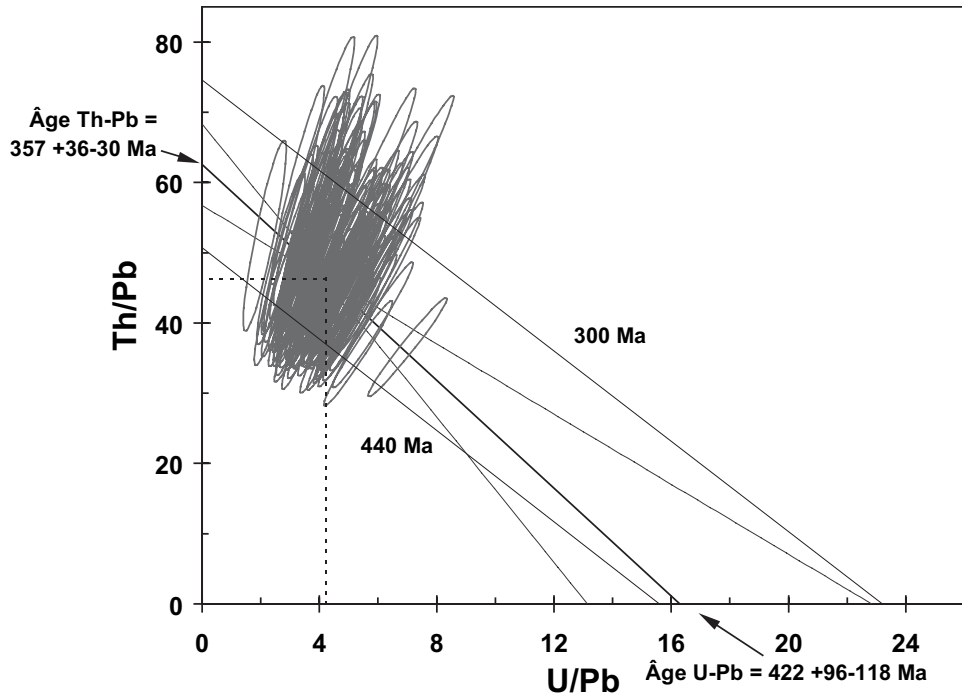


Fig. 16 - Âge monazite, migmatite d'Aubusson (LA 35B). Âge U-Th-Pb = 373 ± 5 Ma (2σ) ; MSWD = 0.95 (n = 123)

Les datations U-Th-Pb sur monazite. La méthode s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb réalisées sur la microsonde électronique SX 50 du BRGM. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998), après Suzuki et Adachi (1991). Lorsqu'une population homogène de points est identifiée et lorsqu'une certaine variation du rapport U/Th est observée, un âge isochrone peut être calculé, ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$, selon la méthode définie dans Cocherie et Albarède (2001). Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Le traitement des données brutes issues de la microsonde et le calcul des âges individuels sont effectués à l'aide du programme « EPMA dating » (Pommier *et al.*, 2002). Les traitements statistiques aboutissant au calcul des âges moyens, utilisent le programme « ISOPLOT » de K.R. Ludwig (2000). Tous les âges sont calculés à 2σ . Deux conditions doivent être remplies pour valider un âge moyen calculé au barycentre des points analytiques portés dans le diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$: (i) les points analytiques étant représentés par les ellipses d'erreurs, la droite de régression passant par les ellipses doit être statistiquement satisfaisante, c'est-à-dire que le « MSWD » (Mean Square Weight Deviation) doit être tel que $MSWD < 1 + 2(2/f)^{0,5}$, f étant égal à $(n-1)$, avec n = nombre d'analyses (Wendt et Carl, 1991) ; (ii) la droite de régression doit être une isochrone dans la limite de l'erreur sur sa pente, c'est-à-dire qu'elle doit être parallèle aux isochrones de référence tracées pour des âges encadrant l'ensemble des données. En d'autres termes, les âges calculés sur les interceptes avec les deux axes doivent être identiques dans la limite des erreurs sur ces âges. Les âges obtenus interprétés comme l'âge de cristallisation des monazites, sont considérés comme celui de la mise en place des différents granites.

Résultats des datations

Migmatites d'Aubusson

• **Âge sur monazite de migmatites de la carrière du Puy-du-Roy** (éch. LA-35b, tabl. 1b). À partir des 123 analyses ponctuelles retenues, un très bon regroupement des ellipses a conduit à un MSWD, très bon, de 0,95. Toutefois, ce regroupement dû à la constance des teneurs en U et Th et du rapport Th/U n'est pas favorable à une bonne définition de la pente de la droite de régression. Néanmoins, dans la limite des erreurs sur les âges calculés aux interceptes avec les axes, ces âges Th-Pb et U-Pb sont identiques (357 +36/-30 Ma et 422 +96/-118 Ma). On peut donc calculer l'âge moyen, là où il est le mieux défini, c'est-à-dire au barycentre des points (fig. 16). L'âge calculé est de **373 ± 5 Ma**. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Cet âge peut être aussi interprété comme l'âge de la migmatisation.

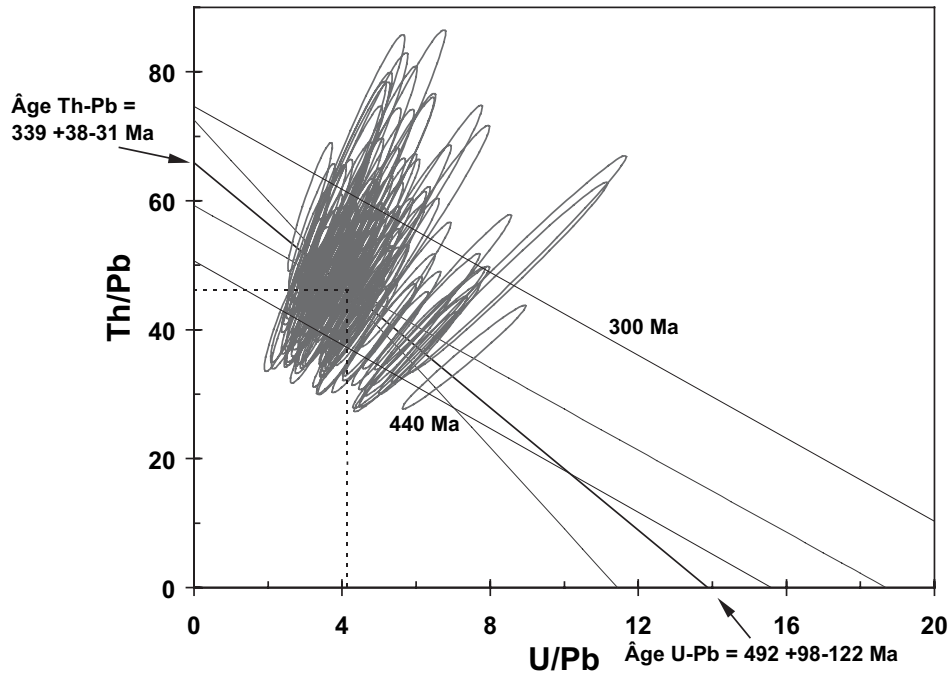


Fig. 17 - Âge monazite, migmatite d'Aubusson (LA 37). Âge U-Th-Pb = 375 ± 2 Ma (2σ) ; MSWD = 1.4 (n = 108)

• *Âge sur monazite de migmatites affleurant à la sortie sud-est de la ville d'Aubusson* (éch. LA-37, tabl. 1b). À partir des 108 analyses ponctuelles retenues, un alignement satisfaisant des ellipses a conduit à un MSWD tout à fait acceptable de 1,4. Toutefois, ce regroupement dû à la constance des teneurs en U et Th et du rapport Th/U n'est pas favorable à une très bonne définition de la pente de la droite de régression, comme l'indique la forme des hyperboles d'erreur. Néanmoins, dans la limite des erreurs sur les âges calculés aux interceptes avec les axes, ces âges Th-Pb et U-Pb sont identiques (339 +38/-31 Ma et 492 +98/-122 Ma). On peut donc calculer l'âge moyen, là où il est le mieux défini, c'est-à-dire au barycentre des points (fig. 17). L'âge calculé est de **375 ± 2 Ma**. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Cet âge peut être aussi interprété comme l'âge de la migmatisation.

• *Âge sur monazite de migmatites affleurant en bord de la Creuse, au Nord d'Aubusson* (éch. LA-38, tabl. 1b). À partir des 86 analyses ponctuelles retenues, un alignement satisfaisant des ellipses a conduit à un MSWD très satisfaisant de 1,07. Toutefois, ce regroupement dû à la constance des teneurs en U et Th et du rapport Th/U n'est pas favorable à une très bonne définition de la pente de la droite de régression. Néanmoins, dans la limite des erreurs sur les âges calculés aux interceptes avec les axes, ces âges Th-Pb et U-Pb sont identiques (387 +31/-27 et 326 +74/-87 Ma). On peut donc calculer l'âge moyen, là où il est le mieux défini, c'est-à-dire au barycentre des points (fig. 18). L'âge calculé est de **371 ± 8 Ma**. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Cet âge peut être aussi interprété comme l'âge de la migmatisation.

Granites du massif de Guéret

• *Âge monazite de la granodiorite syn-cinématique de Villatange*. L'échantillon (CJ-51, tabl. 1b), a été prélevé dans la bande de granodiorite déformée par la zone de cisaillement du Nord-Milleval, à proximité (700 m) de la faille de Saint-Michel-de-Versee. Onze grains, de 150 à 250 µm, ont été extraits et montés sur section polie pour la datation de cette monazite. Les grains contiennent beaucoup d'inclusions, ils sont altérés et contiennent de multiples défauts et fractures. À partir des 94 analyses ponctuelles réalisées sur onze grains retenus, l'alignement des ellipses a conduit à un MSWD satisfaisant de 0,93 qui montre la validité statistique de la régression linéaire (fig. 19), parallèle aux isochrones de référence, ce qui se traduit par des âges Th-Pb et U-Pb identiques, sur les interceptes (359 +13/-12 Ma et 328 +49/-53 Ma). On peut donc calculer l'âge moyen au barycentre des points : **353 ± 6 Ma** (2σ).

• *Âges sur monazite et sur zircon du Monzogranite de Peyrabout*. Cet échantillon (CH-45, tabl. 1b), a été daté par les deux méthodes, et a été

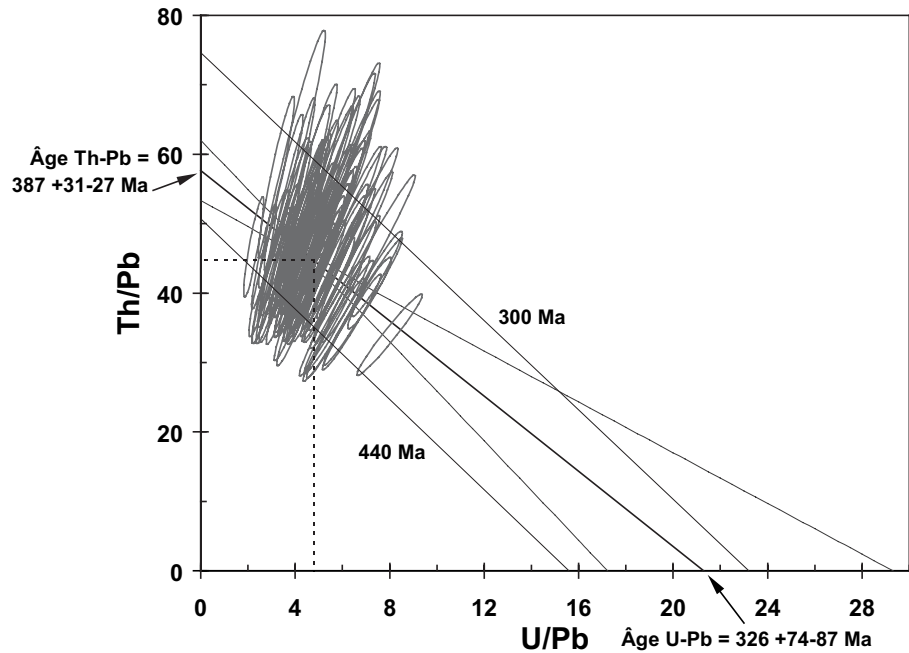


Fig. 18 - Âge monazite, migmatite d'Aubusson (LA 38). Âge U-Th-Pb = 371 ± 8 Ma (2σ) ; MSWD = 1,07 (n = 86)

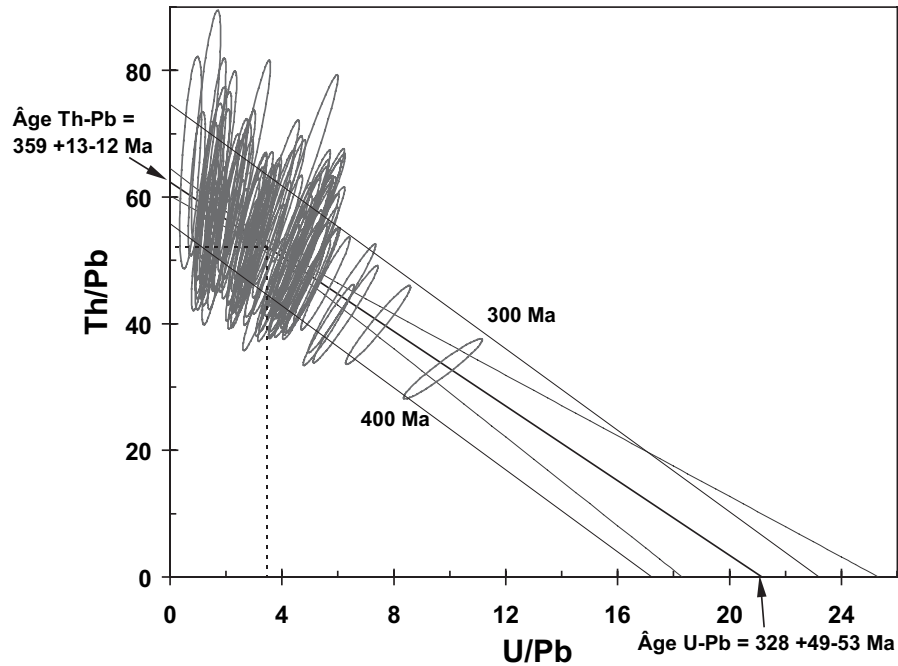


Fig. 19 - Âge monazite, granodiorite de Vallantage (CJ 51). Âge U-Th-Pb = 353 ± 6 Ma (2σ) ; MSWD = 0,93 (n = 93)

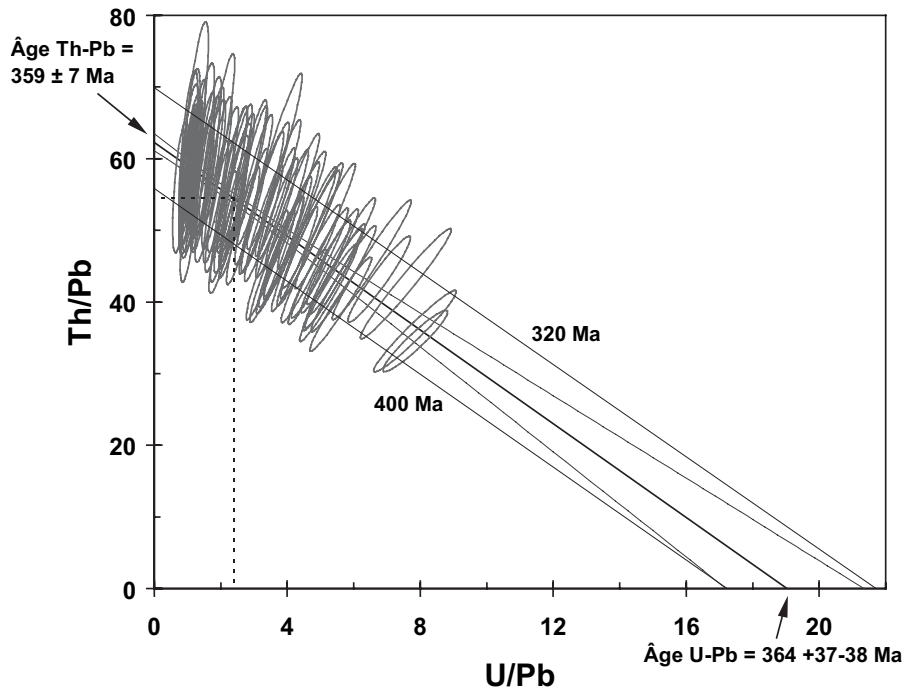


Fig. 20 - Âge monazite, monzogranite de Peyrabout, carrière Maupuy (CH 45). Âge U-Th-Pb = 360 ± 4 Ma (2σ) ; MSWD = 0,75 (n = 94)

prélevé dans la carrière de Maupuy, près de Guéret, au même endroit où J.-L. Duthou a daté le Granite de Peyrabout par la méthode Rb/Sr sur roche totale (âge de 356 ± 10 Ma, avec un rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7098 \pm 4$, in Berthier *et al.*, 1979).

– *Âge sur monazite.* 100 analyses ponctuelles en U, Th et Pb réalisées sur quinze grains d'assez grande taille (~ 200 μm), définissent un alignement satisfaisant des ellipses avec un MSWD de 0,75, qui montre la validité statistique de la régression linéaire (fig. 20) parallèle aux isochrones de référence, ce qui se traduit par des âges Th-Pb et U-Pb, sur les interceptes, exactement identiques. Le calcul de l'âge moyen au barycentre des points est de **360 ± 4 Ma** (2σ).

– *Âge sur zircon.* Les zircons de cette roche sont de grande taille (200-300 μm), nombreux, incolores ou parfois opaques. Une seule population est distinguée, centrée autour du type S2 selon la terminologie de J.-P. Pupin (1980). 55 % des grains sont indexables, car automorphes, l'indice moyen de cette population est de 332-379 (ce qui la place dans le domaine des granites d'origine crustale sialique-anatexie). Sur seize analyses réalisées (tabl. 2) sur 13 grains différents, dix sont parfaitement concordantes et donnent un âge à **349 ± 3 Ma** (fig. 21). Le MSWD à 0,51, conforte la validité statistique de cet âge à 2σ . L'âge de cristallisation des zircons est donc de 349 ± 3 Ma (2σ). Deux zircons hérités (2.1 et 11.1) ont été observés dans la population étudiée, comme le montrent le tableau 2 et la figure 21. L'âge moyen, similaire pour ces deux zircons concordants est de **757 ± 39 Ma**.

Dans la limite des erreurs sur les âges obtenus sur monazite et zircon, ces âges sont significativement différents. Cela pose un réel problème dans la mesure où ces deux âges sont analytiquement sans équivoque : l'âge sur zircons a été obtenu à partir d'analyses parfaitement concordantes, en nombre suffisant (10 analyses) et l'âge sur monazites a été obtenu sur des grains ne montrant pas de signe d'héritage et à l'aide d'une régression (dans le diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb)) parfaitement bien définie et parallèle aux isochrones de référence (fig. 21). Il faut donc admettre que les incertitudes calculées ici sont légèrement sous-estimées, dans la mesure où il apparaît très peu probable que la monazite cristallise 10 Ma après le zircon. Dans ce cas, on considèrera qu'un âge de mise en place du monzogranite vers 354 ± 4 Ma est probable, en tenant compte des fourchettes d'erreurs des âges de cristallisation calculés sur monazite et zircon ; il valide et affine la datation obtenue par J.-L. Duthou.

• *Âges sur monazite et sur zircon du monzogranite post-cisaillement d'Aulon.* Cet échantillon (LB-92), daté par les deux méthodes, a été prélevé dans la bande de granite qui recoupe le couloir de cisaillement du Nord-Millevalches.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
<i>Monzogranite de Peyrabout, carrière Maupuy (CH 45)</i>														
1.1	1024	71	0.07	48.6	0.000068	<0.01	18.123	0.258	0.0531	0.0004	0.0552	0.0008	346.4	4.8
2.1	457	258	0.56	47.5	0.000013	0.04	8.281	0.119	0.0641	0.0004	0.1207	0.0018	734.7	10.2
3.1	1968	85	0.04	89.8	0.000009	0.08	18.815	0.272	0.0538	0.0004	0.0531	0.0008	333.6	4.7
4.1	2132	50	0.02	100.7	0.000005	0.01	18.182	0.262	0.0535	0.0003	0.0550	0.0008	345.1	4.9
5.1	1249	21	0.02	59.1	0.000049	0.06	18.150	0.257	0.0539	0.0003	0.0551	0.0008	345.5	4.8
6.1	582	198	0.34	27.7	0.000063	0.04	18.069	0.274	0.0537	0.0005	0.0553	0.0008	347.1	5.2
7.1	3766	967	0.26	183.4	0.005159	8.85	17.636	0.675	0.1241	0.0168	0.0517	0.0024	324.8	15.0
8.1	690	88	0.13	33.0	0.000049	0.02	17.950	0.258	0.0536	0.0005	0.0557	0.0008	349.4	4.9
8.2	499	121	0.24	24.0	0.000040	<0.01	17.850	0.384	0.0535	0.0006	0.0560	0.0012	351.4	7.4
9.1	317	136	0.43	15.2	0.000107	0.09	17.945	0.269	0.0542	0.0007	0.0557	0.0008	349.3	5.1
9.2	382	110	0.29	18.7	0.000061	<0.01	17.511	0.302	0.0527	0.0007	0.0572	0.0010	358.5	6.1
9.3	307	138	0.45	14.1	0.000094	0.11	18.771	0.334	0.0540	0.0009	0.0532	0.0010	334.2	5.9
10.1	319	82	0.26	15.4	0.000087	<0.01	17.860	0.313	0.0532	0.0008	0.0560	0.0010	351.4	6.0
11.1	379	231	0.61	40.8	-	0.02	7.979	0.137	0.0647	0.0006	0.1253	0.0022	761.0	12.5
12.1	962	218	0.23	45.6	-	0.03	18.146	0.302	0.0536	0.0005	0.0551	0.0009	345.7	5.6
13.1	890	38	0.04	50.7	-	0.21	15.092	0.252	0.0567	0.0005	0.0661	0.0011	412.7	6.7

Tabl. 2 – Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
<i>Monzogranite d'Aulon (LB 92)</i>														
1.1	1208	338	0.28	60	0.000031	<0.01	17.358	0.253	0.0532	0.0003	0.0577	0.0008	361.3	5.2
2.1	788	181	0.23	36	0.000809	1.65	18.574	0.266	0.0663	0.0013	0.0530	0.0008	332.6	4.8
3.1	1085	95	0.09	52	0.000027	0.06	17.849	0.278	0.0540	0.0004	0.0560	0.0009	351.2	5.4
4.1	1424	57	0.04	67	0.000013	<0.01	18.190	0.257	0.0528	0.0004	0.0550	0.0008	345.2	4.8
5.1	619	157	0.25	30	0.000141	0.14	18.014	0.260	0.0546	0.0005	0.0554	0.0008	347.8	4.9
6.1	1020	282	0.28	49	0.001508	2.68	17.843	0.272	0.0749	0.0010	0.0545	0.0009	342.4	5.3
7.1	1099	140	0.13	52	0.000032	<0.01	18.024	0.256	0.0533	0.0004	0.0555	0.0008	348.2	4.9
8.1	1009	265	0.26	49	0.000048	<0.01	17.546	0.251	0.0536	0.0004	0.0570	0.0008	357.4	5.0
9.1	3165	108	0.03	155	0.000024	<0.01	17.551	0.252	0.0533	0.0002	0.0570	0.0008	357.4	5.0
10.1	1255	59	0.05	64	0.000079	0.04	16.764	0.287	0.0544	0.0005	0.0596	0.0010	373.4	6.3
11.1	2421	1133	0.47	146	0.000052	<0.01	14.217	0.250	0.0533	0.0003	0.0705	0.0013	439.5	7.5
12.1	564	217	0.38	27	0.000091	<0.01	18.083	0.308	0.0533	0.0006	0.0553	0.0009	347.1	5.8
<i>Granite de Royère (CJ 47)</i>														
1.1	1260	150	0.12	60	0.001947	3.42	18.056	0.268	0.0807	0.0023	0.0535	0.0009	335.9	5.3
2.1	3125	17	0.01	136	-	0.02	19.804	0.279	0.0529	0.0003	0.0505	0.0007	317.5	4.4
3.1	3019	18	0.01	127	0.000009	0.10	20.484	0.292	0.0533	0.0002	0.0488	0.0007	307.0	4.3
4.1	570	103	0.18	23	0.000601	1.11	21.353	0.313	0.0610	0.0009	0.0463	0.0007	291.8	4.3
5.1	253	72	0.29	11	0.000952	0.89	19.054	0.317	0.0601	0.0012	0.0520	0.0009	326.9	5.4
6.1	2936	10	0.00	132	0.000008	<0.01	19.134	0.268	0.0530	0.0002	0.0523	0.0007	328.4	4.5
7.1	369	133	0.36	19	0.006874	12.28	16.685	0.277	0.1518	0.0015	0.0526	0.0014	330.3	8.3
8.1	3711	287	0.08	177	0.000026	<0.01	17.964	0.251	0.0529	0.0002	0.0557	0.0008	349.5	4.8
9.1	2274	33	0.01	95	0.000225	0.43	20.597	0.301	0.0559	0.0003	0.0483	0.0007	304.3	4.4

Tabl. 2 – Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. (suite). Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
10.1	3972	380	0.10	177	0.000732	1.34	19.263	0.269	0.0636	0.0002	0.0512	0.0007	322.0	4.5
11.1	2282	103	0.05	111	0.000004	<0.01	17.587	0.267	0.0527	0.0004	0.0569	0.0009	356.9	5.3
12.1	702	824	1.17	32	0.000155	0.24	18.675	0.269	0.0551	0.0005	0.0534	0.0008	335.5	4.8
<i>Leucogranite de Goutelle (CJ 41)</i>														
1.1	96	89	0.93	8.9	0.000007	<0.01	9.279	0.213	0.0608	0.0017	0.1079	0.0025	660.4	14.7
2.1	633	122	0.19	25.7	0.006039	11.80	21.147	0.555	0.1461	0.0037	0.0417	0.0014	263.4	8.4
3.1	813	430	0.53	36.0	0.000034	0.06	19.394	0.280	0.0534	0.0005	0.0515	0.0007	323.9	4.6
3.2	721	521	0.72	30.9	-	0.05	20.048	0.292	0.0530	0.0006	0.0499	0.0007	313.7	4.5
3.3	747	275	0.37	32.6	-	0.01	19.686	0.286	0.0529	0.0006	0.0508	0.0007	319.4	4.6
3.4	6010	346	0.06	307.1	0.000060	<0.01	16.811	0.257	0.0540	0.0003	0.0595	0.0009	372.5	5.6
4.1	407	163	0.40	26.2	0.000080	<0.01	13.340	0.198	0.0563	0.0009	0.0750	0.0011	466.0	6.7
5.1	918	213	0.23	59.4	0.000052	0.06	13.284	0.198	0.0569	0.0004	0.0752	0.0011	467.6	6.8
6.1	274	210	0.77	12.0	-	0.15	19.552	0.314	0.0540	0.0009	0.0511	0.0008	321.1	5.1
6.2	270	270	1.00	11.0	0.000107	0.08	21.063	0.369	0.0530	0.0010	0.0474	0.0008	298.8	5.2
7.1	347	173	0.50	26.6	0.000070	0.03	11.204	0.174	0.0588	0.0007	0.0892	0.0014	551.0	8.3
8.1	445	219	0.49	128.4	0.000010	0.01	2.977	0.071	0.1173	0.0005	0.3359	0.0081	1867	39
9.1	335	199	0.59	49.3	0.000350	0.54	5.838	0.086	0.1165	0.0008	0.1704	0.0025	1014	14

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ.
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard FC1 est incluse dans les erreurs ci-dessus..
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 2 – Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. (suite). Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb* (ppm)	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	f_{206} %	Rapports non corrigés				Rapports radiogéniques				ρ	Age (Ma)				Conc. %		
							$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	\pm		$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm	\pm	\pm		\pm	
8.1	445	219	0.49	128	0.00001	0.01	2.977	0.060	0.1173	0.0005	0.3359	0.0068	5.425	0.113	0.1171	0.0005	0.976	1867	33	1913	8	98
9.1	335	199	0.59	49	0.00035	0.54	5.838	0.064	0.1165	0.0008	0.1704	0.0019	2.625	0.042	0.1118	0.0013	0.688	1014	10	1828	21	55

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard FC1 était de 0.37 % lors de la session.
(inclue dans les erreurs ci-dessus)
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).
5. Pour les domaines plus vieux que ~800 Ma la correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
6. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 2 – Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. (suite et fin). Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen.

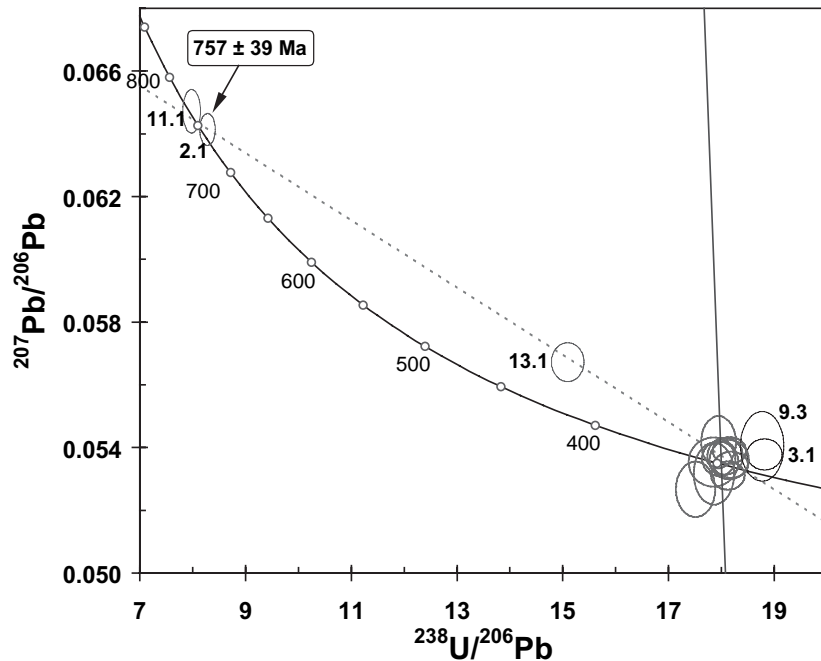


Fig. 21 - Âge zircon (SHRIMP), monzogranite de Peyrabout, carrière Maupuy (CH 45).
 Âge U-Pb : 349 ± 3 Ma (2σ) ; MSWD = 0,51 (n = 10)

– *Âge sur monazite*. Dix grains, parfois de grande taille, jusqu'à 300 μm , ont été extraits ; ils contiennent tous des inclusions, et sont parfois altérés et très souvent fracturés. 83 analyses ponctuelles retenues définissent un alignement satisfaisant des ellipses avec un MSWD de 0,51, qui montre la validité statistique de la régression linéaire (fig. 22), parallèle aux isochrones de référence, ce qui se traduit par des âges Th-Pb et U-Pb identiques, sur les interceptes (360 ± 11 Ma et $316 \pm 34-36$ Ma). On peut donc calculer l'âge moyen au barycentre des points : **351 ± 6 Ma** (2σ) (fig. 22).

– *Âge sur zircon*. Une seule population est distinguée, centrée autour du type S2 selon la terminologie de J.-P. Pupin (1980). Plus de la moitié des grains sont indexables, car automorphes, l'indice moyen de cette population est de 333-384 (ce qui la place dans le domaine des granites d'origine crustale sialique). Sur douze analyses réalisées (tabl. 2 et fig. 23) sur 12 grains différents, 9 sont parfaitement concordantes avec un % de ^{206}Pb issu du Pb commun (f_{206}) est très proche de zéro, et 2 analyses sont discordantes, dont une est semble-t-il, affectée d'une perte partielle de Pb radiogénique (analyse 2.1), et une analyse d'âge plus ancien (analyse 11.1) mais affectée d'une discordance inverse. Dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 22), une des 9 analyses concordantes montre un caractère hérité (analyse 10.1). Il reste donc un groupe de 8 analyses parfaitement concordantes, ainsi qu'une analyse significativement discordante en raison de son taux élevé de Pb commun ($6,1 : 2,68$ % de ^{206}Pb issu du Pb commun (f_{206})). Neuf points sont donc bien regroupés en terme d'âge. Une droite de mélange est tracée entre la composition du Pb commun à 350 Ma, le point discordant et le groupe des 8 analyses (fig. 23). Le MSWD à 1,6, acceptable, conforte la validité statistique de cet alignement à 2σ . L'âge de cristallisation des zircons donné par l'intersection de cette droite avec la Concordia est de **351 ± 5 Ma** (2σ), il est identique à celui obtenu sur monazite. Un héritage vers 440 Ma a clairement été enregistré sur le point 11.1.

Les âges obtenus sur monazite et zircon sont donc exactement les mêmes. L'âge de mise en place de ce monzogranite est donc de **351 ± 5 Ma**. Un cœur hérité a été identifié sur un zircon vers 440 Ma.

• *Âges sur monazite du granite monzonitique à granodioritique de type « Saint-Fiel »*. L'échantillon (CH-43, tabl. 1b), a été prélevé dans la carrière de l'Epys, dans une bande de granite jalonnant la vallée de la Creuse. Seulement cinq grains, de petite taille (< 200 μm), ont été extraits et montés sur section polie pour la datation de cette monazite. Les grains contiennent tous des inclusions, ils sont généralement altérés et contiennent de multiples défauts et fractures. Malgré la très haute résolution spatiale de la sonde électronique (1-2 μm), il a été difficile de travailler uniquement sur des domaines de très bonne qualité cristallographique. 58 analyses ponctuelles en U, Th et Pb ont été retenues, elles définissent un alignement satisfaisant des ellipses avec un MSWD de 0,87 qui

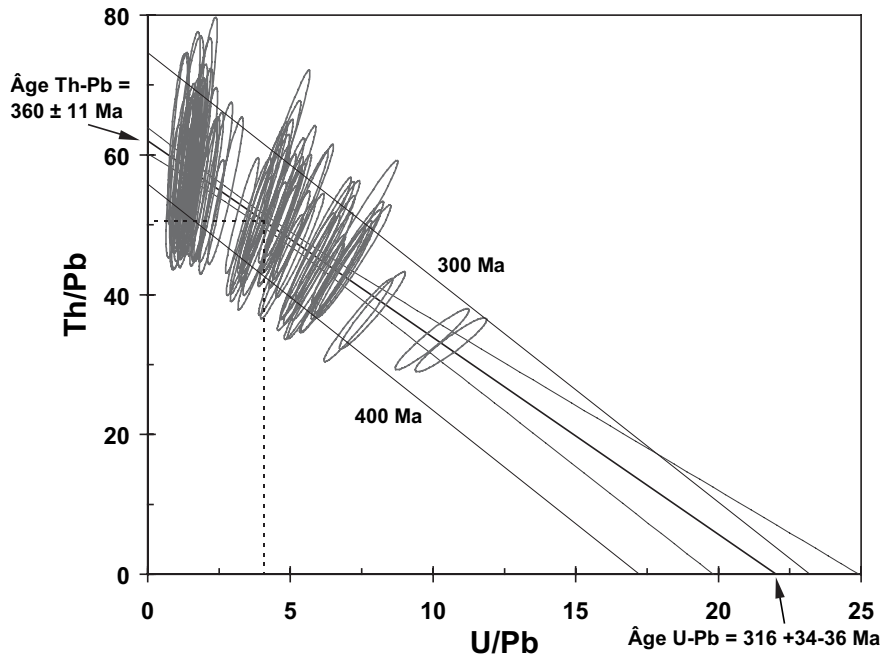


Fig. 22 - Âge monazite, monzogranite d'Aulon (LB 92). Âge U-Th-Pb = $351 \pm 6 \text{ Ma}$ (2σ) ; MSWD = 0,51 (n = 83)

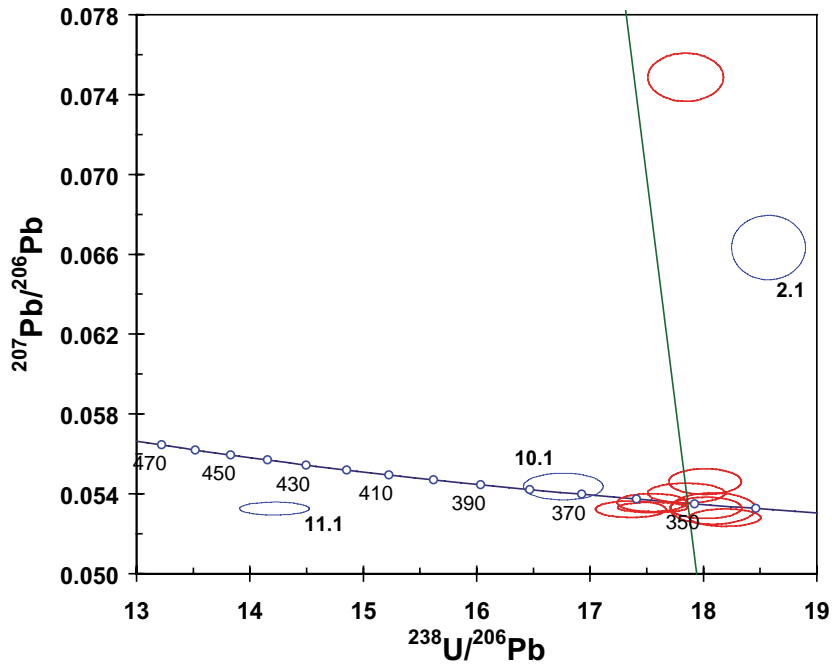


Fig. 23 - Âge zircon (SHRIMP), monzogranite d'Aulon (LB 92). Âge U-Pb : 351 ± 5 Ma (2σ) ; MSWD = 1,6 (n = 9)

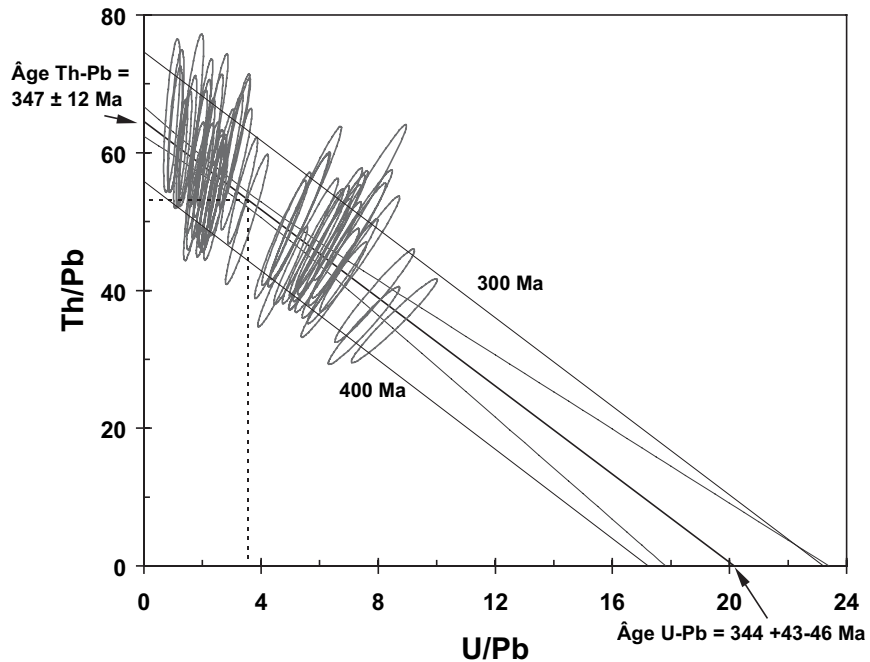


Fig. 24 - Âge monazite, granodiorite de Saint-Fiel, carrière de l'Epy (CH 43). Âge U-Th-Pb = 346 ± 6 Ma (2σ) ; MSWD = 0,87 (n = 58)

montre la validité statistique de la régression linéaire (fig. 24), parallèle aux isochrones de référence, ce qui se traduit par des âges Th-Pb et U-Pb identiques, sur les interceptes (347 ± 12 Ma et $344 +43/- 46$ Ma). On peut donc calculer l'âge moyen au barycentre des points : **346 ± 6 Ma** (2σ) (fig. 24).

• **Âges sur monazite du granite monzonitique à granodioritique d'Alleyrat, de type « Saint-Fiel ».** L'échantillon (LA-39, tabl. 1b) a été prélevé en bordure du massif de Guéret, au village d'Alleyrat, à 500 m du contact avec les migmatites. À partir des 90 analyses ponctuelles retenues, un alignement satisfaisant des ellipses a conduit à un bon MSWD de 1,4. La variabilité des teneurs en U et Th et du rapport Th/U conduit à une bonne définition de la pente de la droite de régression. Ainsi, dans la limite des erreurs sur les âges calculés aux interceptes avec les axes, ces âges Th-Pb et U-Pb sont absolument identiques ($377 +20/-18$ Ma et $380 +85/-94$ Ma). On peut donc calculer l'âge moyen au barycentre des points (fig. 25) : **377 ± 9 Ma**. Cet âge est en total désaccord avec les autres datations obtenues sur le massif de Guéret et celle précédente sur le même faciès.

Granites du massif de Millevaches

• **Âges sur monazite du granite porphyroïde à biotite et cordiérite de Pontarion.** L'échantillon daté (LA-49, tabl. 1b) a été prélevé dans la vallée du Thaurion près du village de Thauron. À partir des 106 analyses ponctuelles retenues, un alignement très satisfaisant des ellipses a conduit à un bon MSWD de 1,3. La variabilité des teneurs en U et Th est favorable à une variation significative du rapport Th/U conduisant à une bonne définition de la pente de la droite de régression. Ainsi, les âges calculés aux interceptes avec les axes sont bien définis et ces âges Th-Pb et U-Pb sont identiques, dans la limite des erreurs ($362 +18/-16$ Ma et $316 +35/-39$ Ma). On peut donc calculer l'âge moyen, là où il est le mieux défini, c'est-à-dire au barycentre des points (fig. 26). L'âge calculé est de **348 ± 5 Ma**. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Cet âge est aussi interprété comme l'âge de la mise en place du granite.

• **Âges sur monazite et sur zircon du granite leucocrate de Royère.** Ce massif a fait l'objet d'une datation par les deux méthodes (échantillon CJ-47).

– **Âge sur monazite.** Onze grains, d'assez grande taille (200-300 μm), ont été étudiés, ils contiennent tous des inclusions plus ou moins volumineuses et ils sont généralement très fracturés. À partir des 87 analyses ponctuelles des teneurs en U, Th et Pb retenues, un alignement satisfaisant des ellipses a conduit à un MSWD de 0,63 qui montre la validité statistique de la régression linéaire (fig. 27), sub-parallèle aux isochrones de référence, ce qui se traduit par des âges Th-Pb et U-Pb, sur les interceptes, identiques dans la limite des erreurs sur ces âges : $333 +17/-15$ Ma et $311 +20/-22$ Ma. Le calcul d'un âge moyen au barycentre des points est de **323 ± 4 Ma**.

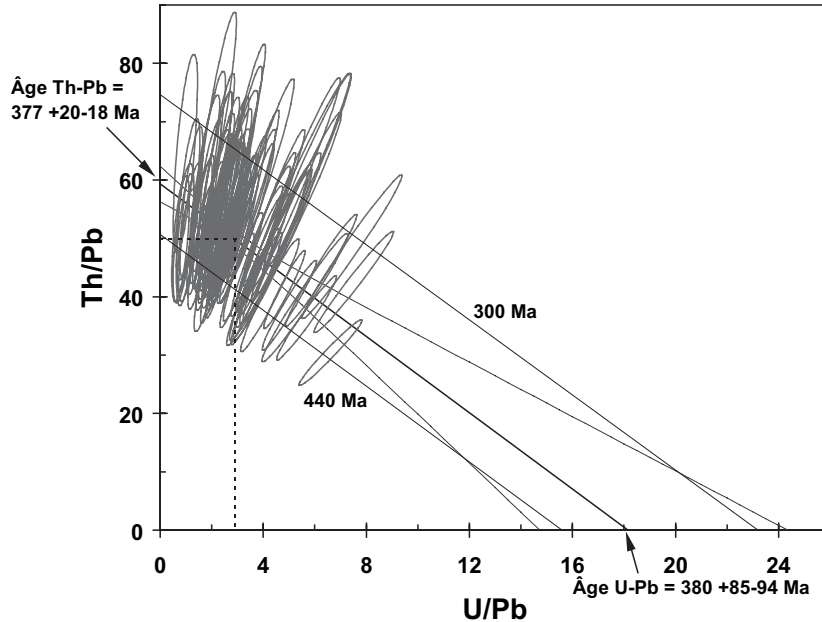


Fig. 25 - Âge monazite, granodiorite d'Alleyrat, faciès Saint-Fiel (LA 39). Âge U-Th-Pb = 377 ± 9 Ma (2σ) ; MSWD = 1,4 (n = 90)

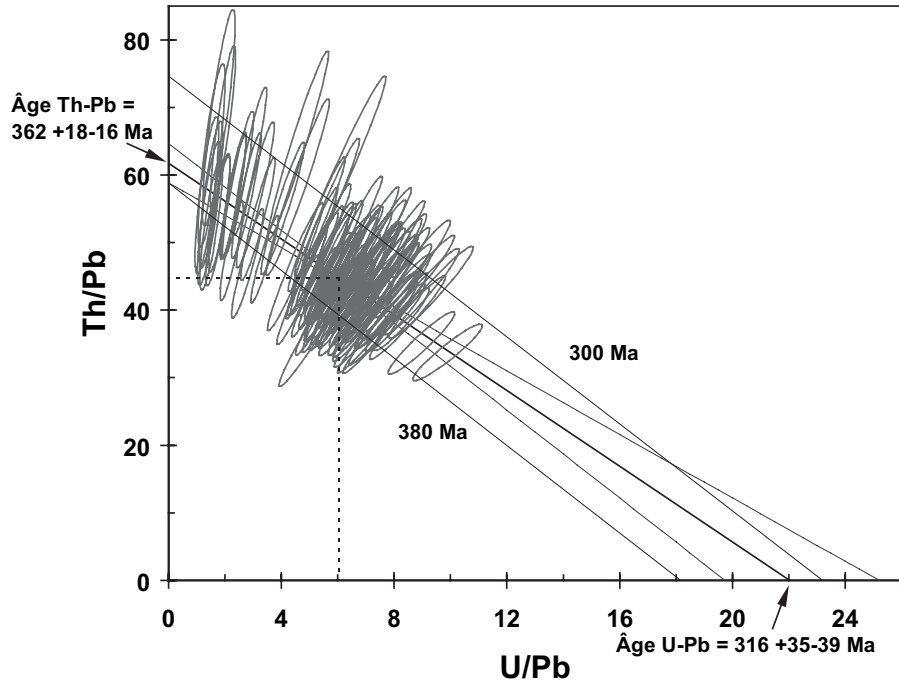


Fig. 26 - Âge monazite, granite de Pontarion (LA 49). Âge U-Th-Pb : 348 ± 5 Ma (2σ) ; MSWD = 1,3 (n = 106)

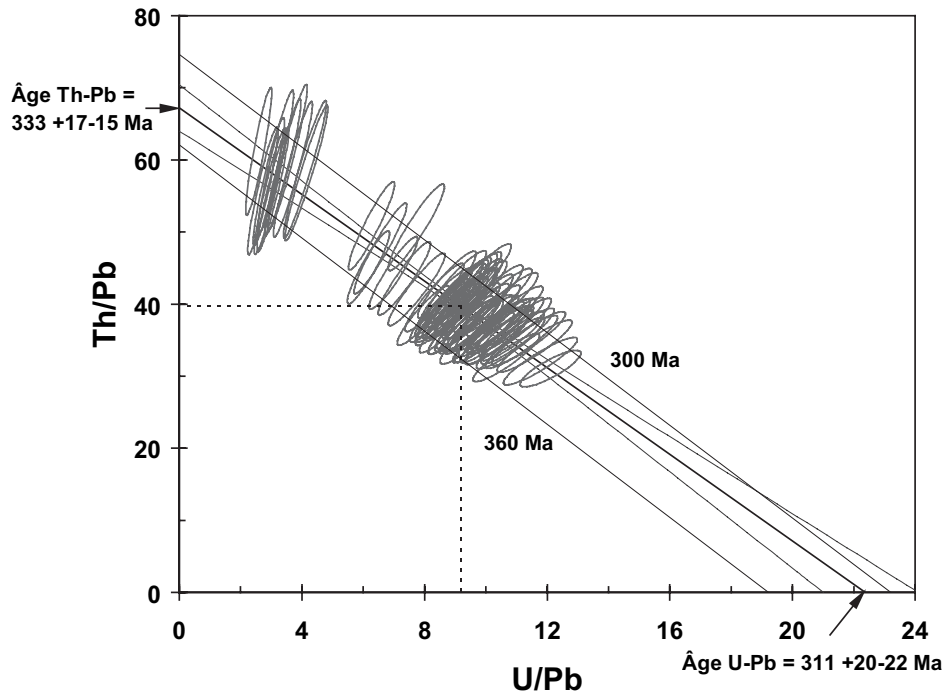


Fig. 27 - Âge monazite, granite de Royère (CJ 47). Âge U-Th-Pb : 323 ± 4 Ma (2σ) ; MSWD = 0,63 (n = 82)

– *Âge sur zircon*. Les zircons de cette roche sont relativement nombreux, automorphes mais souvent chargés d'inclusions et de multiples défauts et fractures. Ils sont de grande taille, généralement compris entre 200 et 400 μm . On distingue une seule population centrée autour des types S1, S2, S6 et S7 selon la terminologie de J.-P. Pupin (1980). 51 % des grains sont indexables, l'indice moyen de cette population est de 263-359. Sur 12 points analysés (tabl. 2) sur 12 grains, beaucoup sont discordants, et le % de ^{206}Pb issu du Pb commun (f_{206}) est > 1 %. Tous les âges obtenus sont hercyniens, comme le montre le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 28). Les sept analyses retenues se situent sur une droite de régression issue de la composition du Pb commun hercynien jusqu'aux analyses non corrigées du Pb commun (fig. 28). Toutefois, seuls 3 points analysés sont concordants à sub-concordants ; les 4 autres analyses prises en compte sont affectées d'une quantité de Pb commun significative : le taux de ^{206}Pb d'origine non radiogénique peut atteindre 12,3 % (analyse 7.1). Le MSWD est relativement élevé à 2,1. L'âge intercepte avec la concordia est calculé à **328 \pm 6 Ma** sur 7 analyses, tout à fait similaire à l'âge sur monazite.

• *Âge sur monazite du Leucogranite de Chavanat*. L'échantillon (LA-48, tabl. 1) a été prélevé dans le bourg de Chavanat. À partir des 86 analyses ponctuelles retenues, un alignement très satisfaisant des ellipses a conduit à un très bon MSWD de 1,2. La variabilité très grande des teneurs en U et Th et du rapport Th/U conduit à une très bonne définition de la pente de la droite de régression. Ainsi, les âges calculés aux interceptes avec les axes sont très bien définis et ces âges Th-Pb et U-Pb sont identiques, dans la limite des erreurs (345 +13/-12 Ma et 317 +17/-18 Ma). On peut donc calculer l'âge moyen au barycentre des points (fig. 29) : **334 \pm 4 Ma**. Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite. Cet âge est aussi interprété comme l'âge de la mise en place du granite.

• *Âges sur monazite et zircon du Leucogranite de Chasselines–Goutelle*. Cet échantillon (CJ-41, tabl. 1b), prélevé dans la vallée de la Beauze, 300 m au Sud du village de Goutelle, a fait l'objet d'une datation par les deux méthodes.

– *Âge sur monazite*. Onze grains, d'assez petite taille (S 150 μm), ont été étudiés ; ils contiennent tous des inclusions plus ou moins volumineuses et ils sont généralement très fracturés. La mesure des teneurs en U, Th et Pb, a été effectuée à partir des 7 grains de monazite les moins fracturés et les moins altérés. À partir des 83 analyses ponctuelles retenues, un alignement satisfaisant des ellipses a conduit à un MSWD de 0,76 qui montre la validité statistique de la régression linéaire (fig. 30), parallèle aux isochrones de référence, ce qui se traduit par des âges Th-Pb et U-Pb identiques, sur les interceptes (337 \pm 12 Ma et 335 +19/-21 Ma). On peut donc calculer l'âge moyen au barycentre des points : **336 \pm 4 Ma** (2 σ).

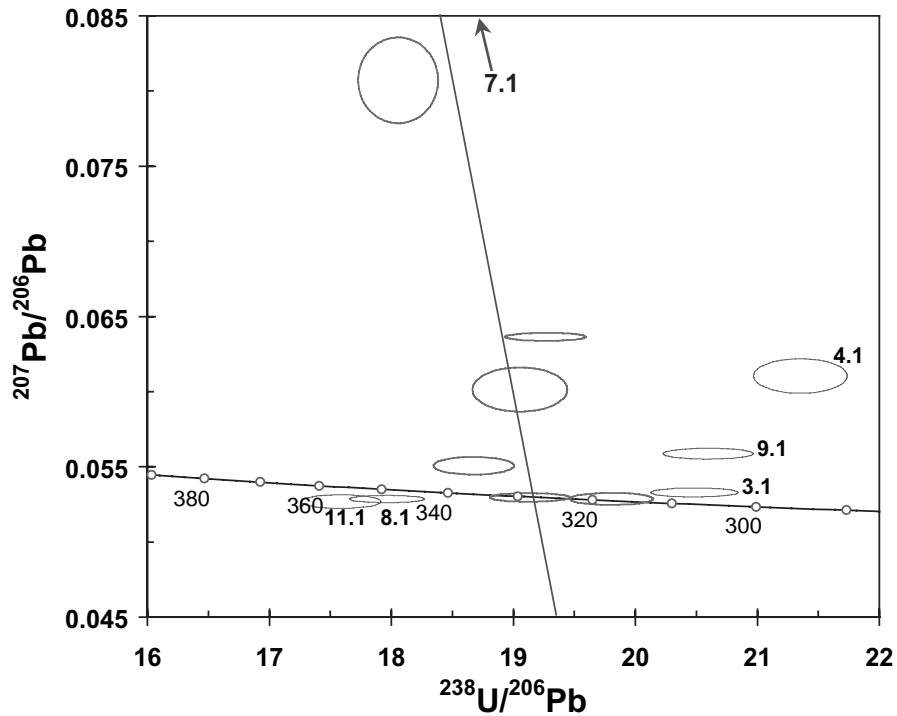


Fig. 28 - Âge zircon (SHRIMP), granite de Royère (CJ 47). Âge U-Pb : 328 ± 6 Ma (2σ) ; MSWD = 2,1 (n = 7)

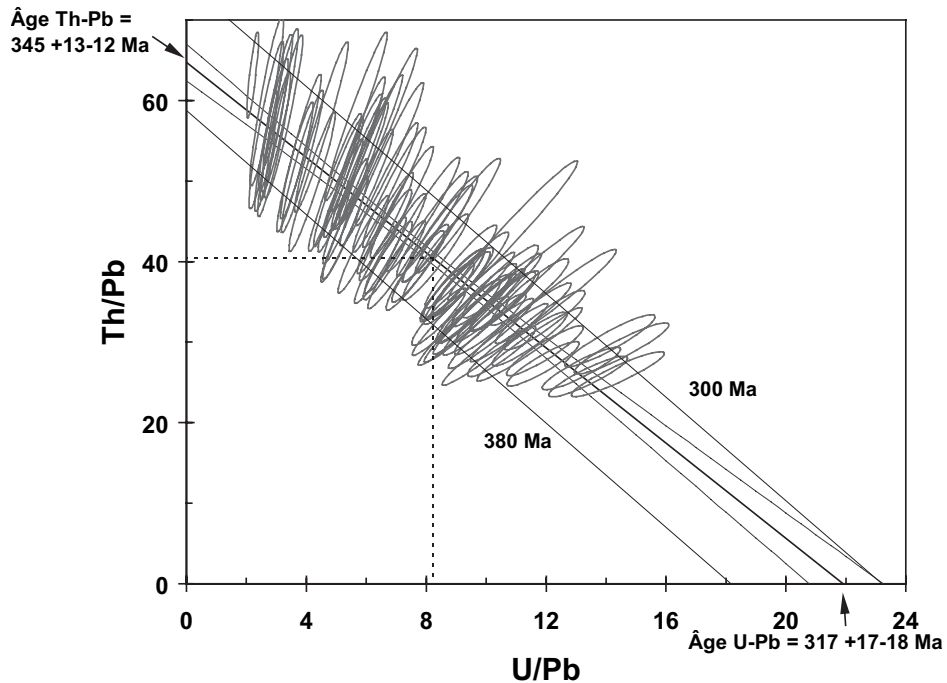


Fig. 29 - Âge monazite, granite de Chavanat (LA 48). Âge U-Th-Pb : 334 ± 4 Ma (2σ) ; MSWD = 1,2 (n = 86)

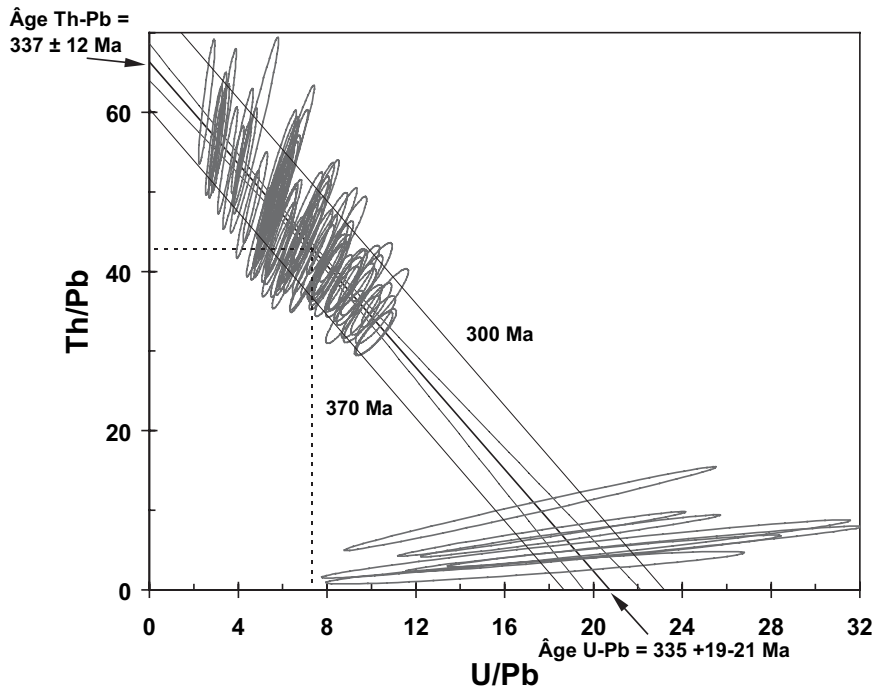


Fig. 30 - Âge monazite, leucogranite de Goutelle (CJ 41). Âge U-Th-Pb = 336 ± 4 Ma (2σ) ;

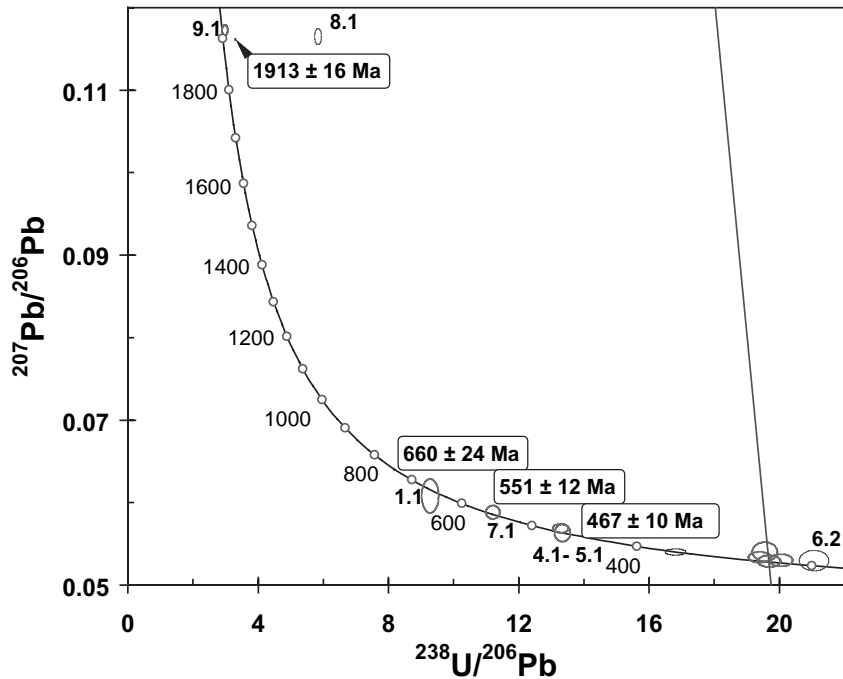


Fig. 31 - Âge zircon (SHRIMP), leucogranite de Goutelle (CJ 41). Grains 3 et 6 : « $320 \pm 5 \text{ Ma}$ » (2σ) ; MSWD = 0,89 (n = 4)

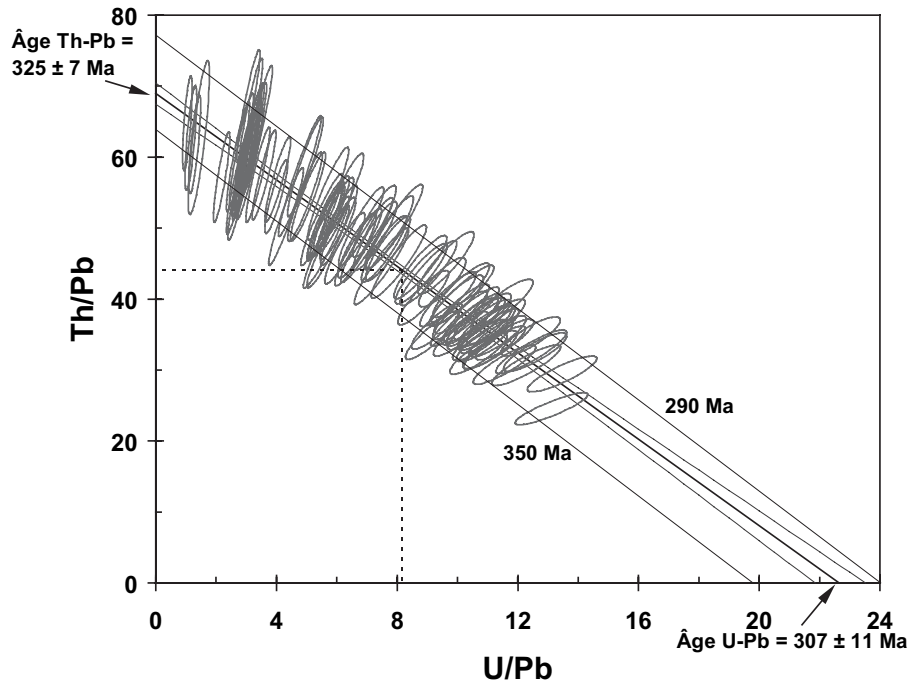


Fig. 32 - Âge monazite, leucogranite de Courcelles (CJ 53). Âge U-Th-Pb : 318 ± 3 Ma (2σ) ; MSWD = 0,87 (n = 95)

Conclusion à l'étude géochronologique

Il a été possible de mesurer des âges de mise en place malgré la fréquence importante d'héritages dans ces granitoïdes. Les héritages sont très divers et visibles aussi bien sur les zircons que les monazites et sur tout type de roche : vers 440-460 Ma, 550 Ma, 760 Ma et 1 900 Ma. La mise en place de trois des roches a pu être datée conjointement sur zircon et monazite, avec succès, avec une précision de ± 3 à 5 Ma. Ceci conforte donc la crédibilité des âges obtenus uniquement sur monazite dans les autres cas.

En première approximation, la période d'anatexie à l'origine des migmatites d'Aubusson se place vers 374 Ma (proche de la limite inférieure du Dévonien supérieur) (373 ± 5 Ma ; 375 ± 2 Ma ; et 371 ± 8 Ma). Les premières mises en place de granites, postérieures à cette anatexie de 20 Ma, n'ont probablement aucun lien avec elle.

On remarque un net diachronisme de mise en place des granites entre le massif de Guéret et celui du Millevaches (tabl. 3). Les différents granites du massif de Guéret sont tournaisiens : granodiorite de Villatange (353 ± 6 Ma), Monzogranite de Peyrabout (348 ± 3 Ma ; 359 ± 4 Ma), Monzogranite de Saint-Fiel (346 ± 6 Ma) et Monzogranite d'Aulon (351 ± 5 Ma ; 350 ± 6 Ma). Les dépôts volcano-sédimentaires viséens moyens et supérieurs (Hottin *et al.*, 1991) qui les recouvrent en discordance, montrent que le massif de Guéret est déjà en surface et érodé dès le Viséen moyen supérieur, alors que les granites se mettent seulement en place dans le massif de Millevaches encore en profondeur (sillimanite dans le Granite de Chavanat). Dans ce dernier massif les granites se mettent en place en deux étapes :

– la première vers **336 Ma** (Viséen moyen) pour certains leucogranites de la périphérie du massif : leucogranites de Chavanat (334 ± 4 Ma) et le Leucogranite de Chasseline-Goutelle (336 ± 4 Ma) auxquels il est possible de rapporter des leucogranites déformés en bordure de la faille d'Argentat, plus au Sud de la zone étudiée (chaîne corrézienne) et datés par la méthode Rb/Sr sur roches totales par G. Monier (1980) à 332 ± 6 Ma, 336 ± 7 Ma, et 332 ± 16 Ma ; âges confirmés par les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites post-foliales de gneiss du Limousin proches de la faille d'Argentat et issues d'une circulation de fluides synchrone de la mise en place de ces leucogranites (Roig, 1997 ; Roig *et al.*, 2002) ;

– la seconde étape vers **325-320 Ma** (limite Viséen supérieur-Namurien), marquée par la mise en place du Granite de Royère au centre du Millevaches (325 ± 3 Ma) et du Leucogranite de Courcelles (318 ± 3 Ma).

ANNEXE 2 - GÉOCHIMIE

Roches métamorphiques

Les unités métamorphiques étudiées géochimiquement (tabl. 4 et 5) sont : les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » (5 analyses), les gneiss de la bande de Banize (4 analyses), dont deux amphibolites intercalées, et enfin les migmatites kinzigitiques en enclaves dans le Granite de Royère (5 analyses). Les diagrammes de classifications chimiques des roches métamorphiques (fig. 33) ne permettent pas de distinguer chimiquement les différentes unités métamorphiques silico-alumineuses. Les gneiss à cordiérite-sillimanite de la bande de Banize, les migmatites kinzigitiques du Millevaches et les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » occupent tous une position centrale dans le champ des paragneiss silico-alumineux. Leurs compositions sont modérément potassiques et pauvres en CaO. Seules les amphibolites se distinguent nettement de ces roches, mais occupent un domaine correspondant aux compositions para-dérivées, ce qui est en désaccord avec l'observation pétrographique qui conclut à des amphibolites ortho-dérivées.

Les spectres de Terres rares (fig. 34) montrent un fractionnement des Terres rares légères-lourdes sensiblement plus important pour les gneiss à cordiérite et sillimanite de Banize, avec un rapport La_N/Yb_N d'environ 12, que l'on peut comparer avec les compositions des kinzigites du Millevaches et des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » où ce rapport La_N/Yb_N est de 7 à 10. Cette différence est essentiellement due aux comportements des Terres rares lourdes. Il est vraisemblable que la fusion partielle subie par les kinzigites et les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » affecte le « budget » local des Terres rares lourdes, comme le suggèrent les concentrations en Terres rares des kinzigites, qui montrent des variations dans les concentrations en Terres rares lourdes, plus élevées pour les termes leucocrates et déprimées dans les termes restitiques (par exemple, P-17d).

Granitoïdes de Guéret et anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites »

Les Granitoïdes de Guéret ont été divisés en 4 faciès principaux par L. Vauchelle (1988) : Villatange, Paulhac, Grand-Bourg et Aulon. Les compositions modales de ces faciès reportées dans le triangle de Streickeisen se placent dans les champs des tonalite, granodiorite, monzogranite et granite (Vauchelle, 1998, fig. II-2, p. 48). Le nuage de point est caractérisé par un pourcentage de quartz modal compris entre 25 et 50 % quelles que soient les proportions relatives plagioclases-feldspaths potassiques. De nouvelles analyses de roches granitoïdes du massif du Guéret sont données dans le

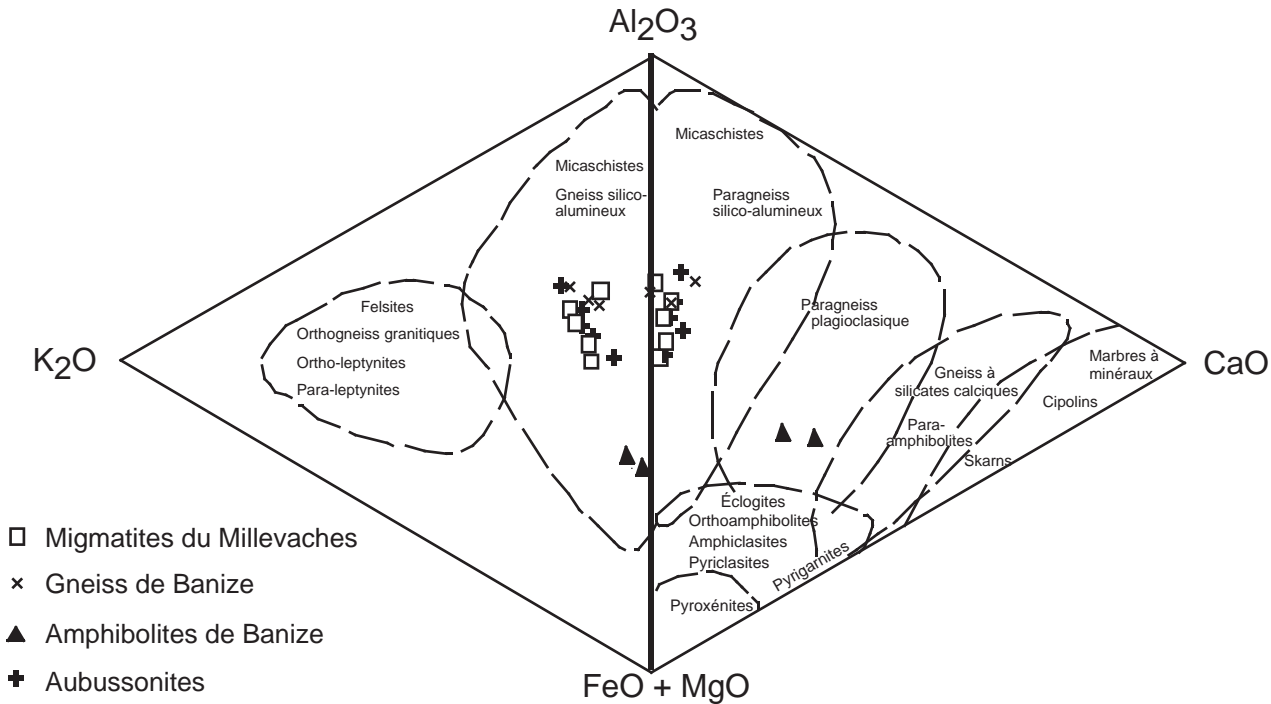


Fig. 33 - Classification chimique des roches métamorphiques (Bard, 1990). Gneiss et amphibolites de la bande de Banize, migmatites (kinzigites) du massif de Millevaches et anatexites grenues à cordiérites (« aubussonites »). Les oxydes sont exprimés en moles, FeO est

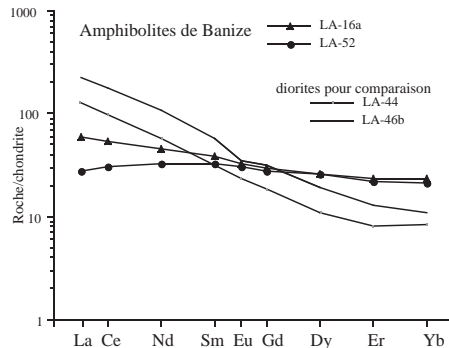
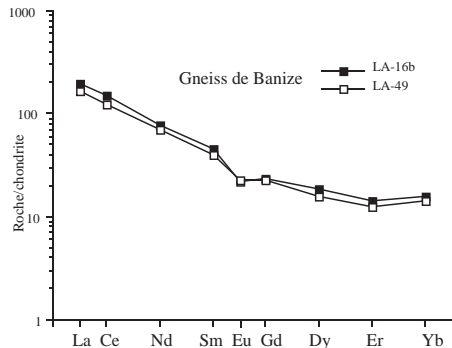
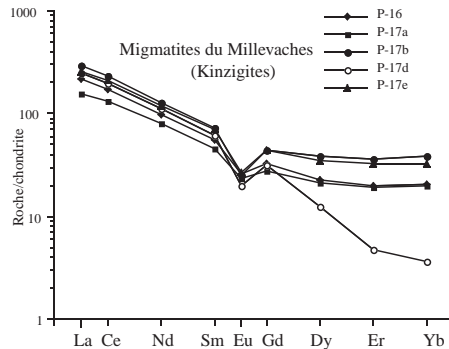
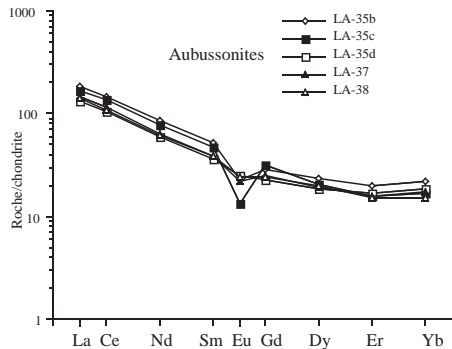


Fig. 34 - Diagramme de terres rares des roches métamorphiques. Gneiss et amphibolites de la bande de Banize, migmatites (kinzigites) du massif de Millevaches et anatexites grenues à cordiérites (« aubussonites »)

tableau 8. Ces nouvelles analyses confirment le découpage de L. Vauchelle (1988), soit 4 faciès géochimiques principaux : (1) faciès tonalitique (= Villatange) ; (2) faciès granodioritique (= Saint-Fiel ou Paulhac) ; (3) faciès monzogranitique (= Peyrabout ou Grand-Bourg) ; et (4) faciès leucomonzogranitique (= faciès d'Aulon et autres monzogranites leucocrates). Les caractéristiques géochimiques sont résumées dans le tableau 4.

Faciès tonalitique	Faciès granodioritique	Faciès monzogranitique	Faciès leucomonzogranitique
SiO ₂ < 64 %	64 < SiO ₂ > 67,5	67,5 < SiO ₂ < 70 %	SiO ₂ > 70 %
FeO > 4 %	2,5 < FeO < 4	2 < FeO < 2,5	FeO < 2
TiO ₂ > 0,75	0,45 < TiO ₂ < 0,75	0,35 < TiO ₂ < 0,45	TiO ₂ < 0,35

Tabl. 4 - Caractéristiques géochimiques des 4 faciès du complexe magmatique de Guéret (Pour plus de détail, voir le tabl. 8).

Les compositions chimiques et les diagrammes de Harker (par exemple Downes *et al.*, 1997) suggèrent un lien génétique entre les différents faciès et permettent de considérer que ces faciès sont issus d'un magma granitoïdique de composition unique. Cette composition est caractérisée par un rapport A/CNK (ou ASI des anglo-saxons : Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) en moles) compris entre 1,12 et 1,33 et un rapport initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr compris entre 0,7089 et 0,7121 (Downes *et al.*, 1997). Les granites de Guéret sont donc des granites de type « S » : relativement pauvres en sodium, Na₂O < 3,2 % pour environ 5 % de K₂O ; avec ASI > 1,1 ; corindon normatif > 1 % et ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr > 0,708 (Chappell et White, 1974 ; White et Chappell, 1983) et fortement peralumineux à biotite et/ou cordiérite. La cordiérite y est cependant assez rare, abondante uniquement dans le faciès d'Aulon, le plus leucocrate avec SiO₂ > 70 %. Les enclaves surmicacées, microgrenues, de compositions dioritiques (plagioclase et biotite) et riches en quartz sont peralumineuses.

Les figures 35 et 36 (respectivement diagramme AB de Debon et Lefort, 1983 ; Debon *et al.*, 1991 et diagramme A/CNK *versus* SiO₂) montrent que la différenciation des granites au sein du massif de Guéret se fait avec une relative constante du caractère peralumineux. La tendance « Guéret » souvent citée dans la littérature avec augmentation du caractère peralumineux [paramètre A = Al-(K + Na + 2Ca)] en fonction de la différenciation (paramètre B = Fe + Mg + Ti) n'est pas retrouvée. Les compositions du faciès tonalitique (Villatange) ne semblent pas compatibles avec la composition d'un liquide magmatique. Pour exemple, ces compositions sont en dehors des courbes représentant les granites varisques pyrénéens (Debon *et al.*, 1991).

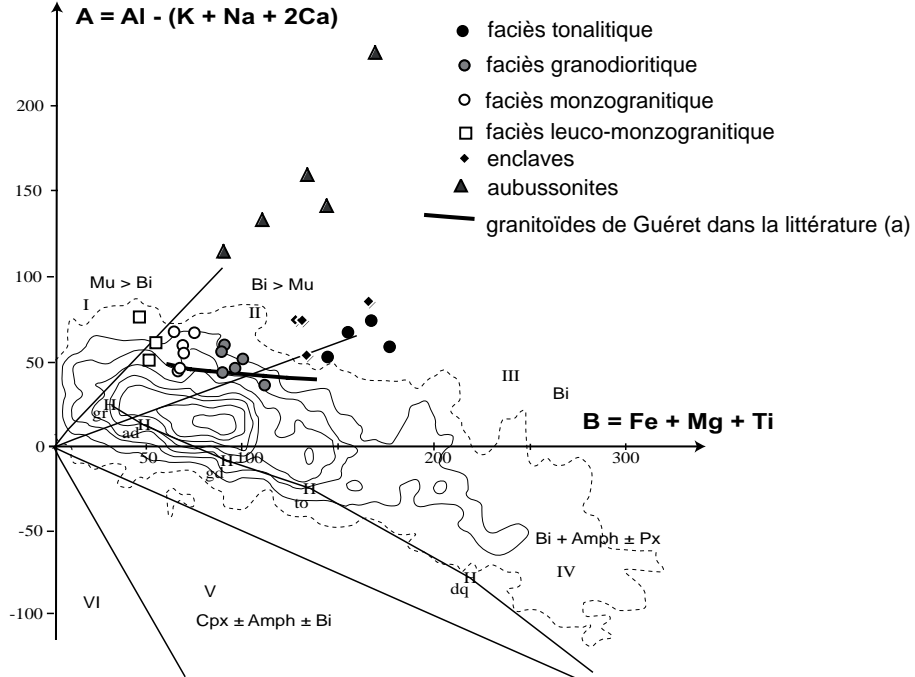


Fig. 35 - Position des faciès des granitoïdes de Guéret dans le diagramme AB. (Debon et Lefort, 1982 et Debon *et al.*, 1991). La tendance souvent exprimée dans la littérature est reprise de Stussi et Cuney (1993). Cinq analyses d'anatexites grenues à cordiérites (« aubussonites ») sont montrées pour comparaison

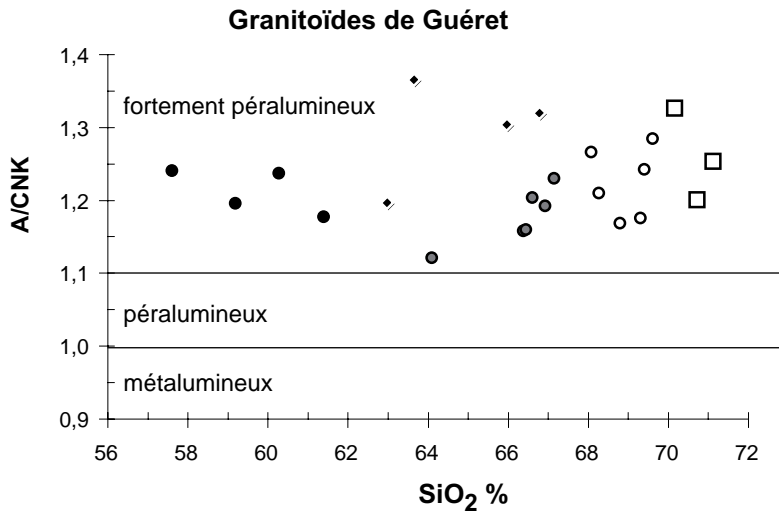


Fig. 36 - Diagramme A/CNK vs. SiO₂ pour les granitoïdes du Nord du plateau de Millevaches.
 La dispersion du paramètre A/CNK (ASI des anglo-saxons) est indépendante de la différenciation exprimée par SiO₂ %.

L'interprétation la plus simple est de considérer ces compositions comme celle de cumulats à plagioclases et biotites alumineuses, en accord avec les observations minéralogiques et les interprétations antérieures (Vauchelle, 1988). Les éléments en traces apportent peu d'informations du fait d'un comportement généralement compatible qui peut être lié à la cristallisation des phases accessoires (zircon, apatite et monazite). Seuls Ba, Rb et Sr échappent à cette tendance générale, ces trois éléments sont sous le contrôle des feldspaths et sont de plus sensibles à l'altération. Les diagrammes de Terres rares (fig. 37, hors texte) montrent une grande homogénéité des faciès, à l'exception notable de la tonalite LB-50. Cette dernière possède des concentrations élevées en Terres rares lourdes inexplicables, sauf à suggérer des phases accessoires riches en Terres rares lourdes, mais qui n'ont pas été identifiées au microscope.

Les enclaves microdioritiques possèdent des spectres de Terres rares identiques à ceux des granites, suggérant qu'elles soient des « remobilisats » du magma granitique en cours d'ascension et de différenciation. Les compositions des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » sont reportées pour comparaison (fig. 35 et 37, hors texte). Les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » ne sont pas à l'origine du magma granitique, tout au plus peuvent-elles participer à une légère contamination des faciès en bordure (par exemple le Granite d'Alleyrat : LA-39). Les Terres rares ne semblant pas être fractionnées lors de la cristallisation (cristallisation fractionnée simple ou AFC) ; le rapport La_N/Yb_N peut donc être interprété comme un paramètre de source. La dispersion des rapports La_N/Yb_N en fonction de SiO_2 , choisi comme indice de différenciation et de reconnaissance géochimique des faciès (fig. 38), montre la grande hétérogénéité à la source de la composition magmatique. Classiquement cette dispersion peut correspondre soit à des hétérogénéités propres au protolithe paradérivé en cours de fusion partielle, soit au fractionnement chimique lors de la fusion partielle, soit au mélange des magmas acides produits à la base de la croûte avec des magmas basiques issus du manteau.

Avec des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ compris entre 0,709 et 0,712 et des valeurs de ϵ_{Nd}^t de -4 à -8, l'étude isotopique de Downes *et al.* (1997) met clairement en évidence l'hétérogénéité des compositions magmatiques. Les comparaisons entre le rapport isotopique initial du Sr et SiO_2 et le rapport ASI (fig. 39, hors texte) suggèrent que les hétérogénéités dans les compositions magmatiques ont pour origine la production des magmas peralumineux dans un contexte de mélange des magmas basaltiques sous-plaqués et d'une croûte inférieure méta-sédimentaire affectée par la fusion partielle (MASH zones : Melting Assimilation Storage Homogenisation).

Cependant, la difficulté de l'étude de ces granitoïdes réside dans le fait que les tendances géochimiques semblent dépendre du nombre d'échantillons

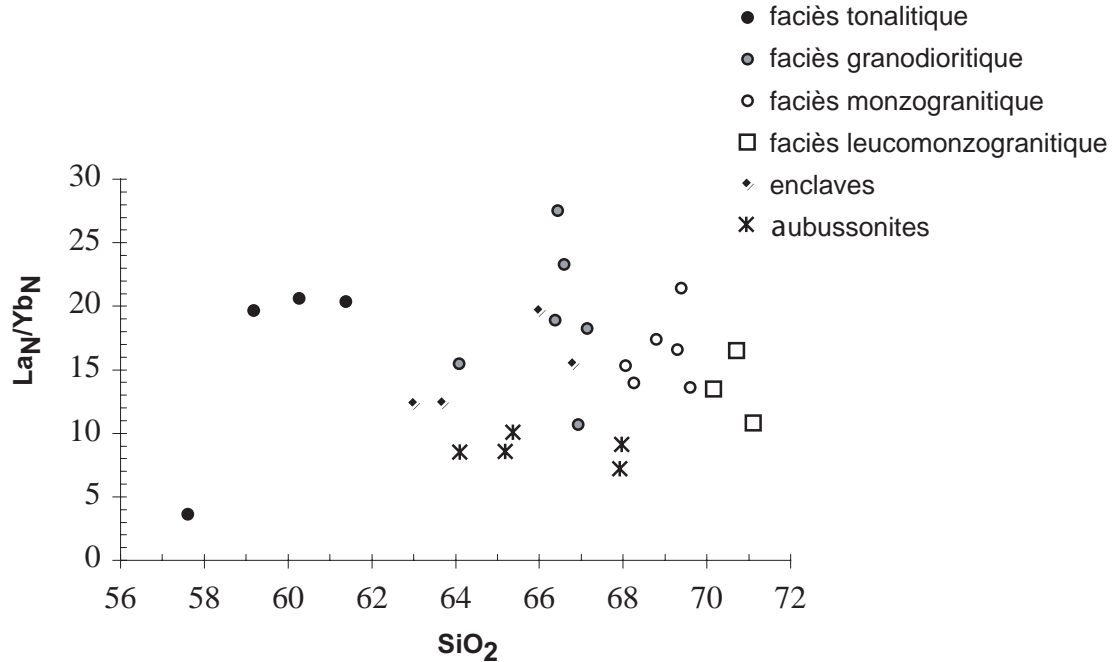


Fig. 38 - Diagramme La_N/Yb_N vs. SiO₂ pour les granitoïdes du Nord du plateau de Millevaches.

Les différences du rapport La/Yb sont interprétées comme des hétérogénéités de source indépendamment de la différenciation

analysés et peut-être du choix des types pétrographiques retenus pour l'analyse chimique. Ne disposant pas de nouvelles compositions isotopiques du Granite de Guéret, on peut cependant vérifier la représentativité des échantillons retenus par Downes *et al.* (1997). En observant la relation ASI et SiO_2 , on constate qu'en reportant nos analyses avec celles de Downes *et al.* (1997), elles se disposent selon un nuage de points sans que l'on observe de relation simple entre les différents faciès et notamment sans évolution du caractère peralumineux. Les faciès granodioritique, monzogranitique et leucomonzogranitique définissent un nuage de points qui peut se comprendre si on admet que la cristallisation fractionnée, sous le contrôle du couple plagioclase-biotite (faciès tonalitique), conserve les hétérogénéités initiales générées en base de croûte pendant la formation des magmas « Guéret ». Dès lors, la construction du massif en multiples intrusions est envisageable et réconcilie les observations géochimiques et les données de terrain.

En conclusion, les Granites de Guéret sont des granites fortement peralumineux. Leur origine est à rechercher dans la fusion partielle d'une source métasédimentaire dans le faciès granulitique de la croûte inférieure, puis par le mélange des magmas issus de cette fusion partielle avec des magmas basaltiques à andésitiques d'origine mantellique sous-plaqués dès 360 Ma à la croûte varisque. Cette origine explique les hétérogénéités géochimiques constatées à l'échelle du massif indépendamment des types pétrographiques. La mise en place des granites au Tournaisien s'accompagne d'une évolution par cristallisation fractionnée en produisant des cumulats tonalitiques (faciès « Villatange » à texture cumulative de plagioclase et biotite alumineuse) et des faciès plus acides pouvant aller jusqu'à des monzogranites leucocrates, les seuls riches en cordiérite (faciès d'Aulon). Il est également possible qu'il y ait eu localement une contamination des magmas par les anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » encaissantes. Les caractères géochimiques des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » (très forte aluminosité pour SiO_2 compris entre 64 et 68 %, les rapports La_N/Yb_N et la représentation des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » dans le diagramme AB (fig. 35) nous conduisent à minimiser cette dernière solution, bien qu'un échantillon (LA-39, Granite d'Alleyrat) ait fourni des monazites probablement héritées d'âges comparables aux âges obtenus sur les monazites des anatexites grenues à cordiérite, « aubussonites » (377 ± 8 Ma, par méthode U-Th-Pb).

Granitoïdes du Nord du massif du Millevaches

Le massif du Millevaches est constitué de différents granitoïdes que l'on peut regrouper en trois faciès principaux (Razafimahefa, 1987 ; Stussi et Cuney, 1993) :

– **type « Pontarion »** : granites mésocrates porphyroïdes à biotite et cordiérite (faciès A, B et C, de N. Razafimahefa, 1987) ;

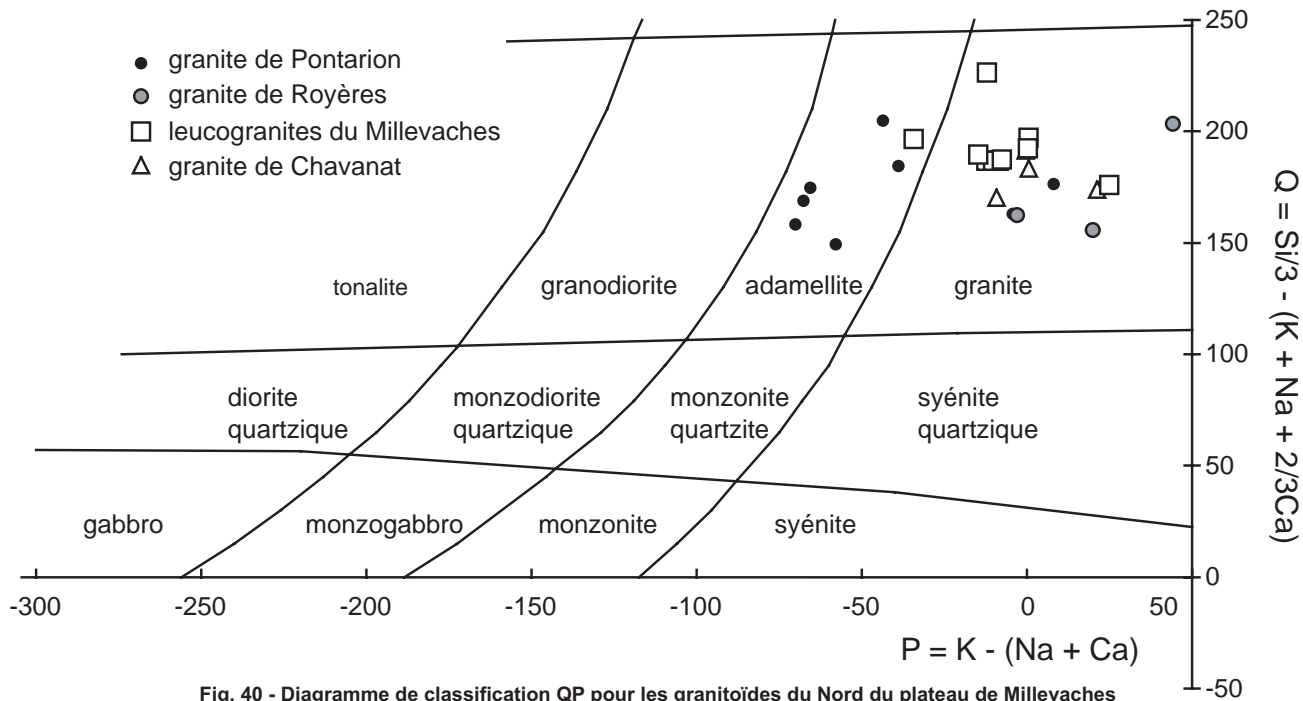


Fig. 40 - Diagramme de classification QP pour les granitoïdes du Nord du plateau de Millevaches

– **type « Royère »** : granites leucocrates équi-granulaires à biotite, cordiérite et grenat (faciès D, E et F, de N. Razafimahefa, 1987) ;

– **les leucogranites du Millevaches** regroupant des granites et leucogranites à 2 micas (faciès I à M, de N. Razafimahefa, 1987). Parmi ces leucogranites, signalons le leucogranite à sillimanite de Chavanat (faciès H, de N. Razafimahefa, 1987).

Quelques analyses chimiques ont été réalisées lors de la réalisation de cette carte (tabl. 10) ou sont issues de la thèse de N. Razafimahefa (1987), en choisissant les analyses qui comprennent les éléments majeurs et quelques éléments en traces dont les Terres rares. Les différents faciès possèdent les caractéristiques chimiques suivantes :

Granite de Pontarion N = 8	Granite Royères N = 3 ou N = 2 si excepté le faciès D, RAZ 25 (en italique)	Leucogranites du Millevaches N = 10	Granite de Chavanat N = 4 ou N = 3 si excepté le faciès H2, MV 296 (italique)
67 < SiO ₂ < 75 %	71 < SiO ₂ < 75 %	72 < SiO ₂ < 76 %	70 < SiO ₂ < 74 % 73 < SiO ₂ < 74 %
1,07 < CaO < 2,15 %	0,67 < CaO < 0,82 %	0,07 < CaO < 1,28 %	0,48 < CaO < 1,08
3,75 < K ₂ O < 5,65 %	5,70 < K ₂ O < 6,18 %	4,21 < K ₂ O < 5,99 %	5,16 < K ₂ O < 5,72
10 < A ^a < 44	24 < A ^a < 40	20 < A ^a < 84	28 < A ^a < 61
41 < B ^a < 82	17 < B ^a < 42 17 < B ^a < 19	8 < B ^a < 35	22 < B ^a < 48 22 < B ^a < 24
1,04 < A/CNK < 1,18	1,09 < A/CNK < 1,17	1,08 < A/CNK < 1,42	1,11 < A/CNK < 1,26
16 < La _N /Yb _N < 69	17 < La _N /Yb _N < 75 17 < La _N /Yb _N < 34	5 < La _N /Yb _N < 28	22 < La _N /Yb _N < 27

a : paramètres A = Al- (K + Na + 2Ca) et B = Fe + Mg + Ti de Debon et Lefort (1991).

Tabl. 5 - Caractéristiques chimiques de différents granitoïdes du Nord du plateau de Millevaches.

Les différentes classifications géochimiques montrent que :

– **le Granite de Pontarion** est le plus souvent une adamellite (6 analyses sur les 8 discutées ici) dans le diagramme Q-P (fig. 40). Le rapport A/CNK

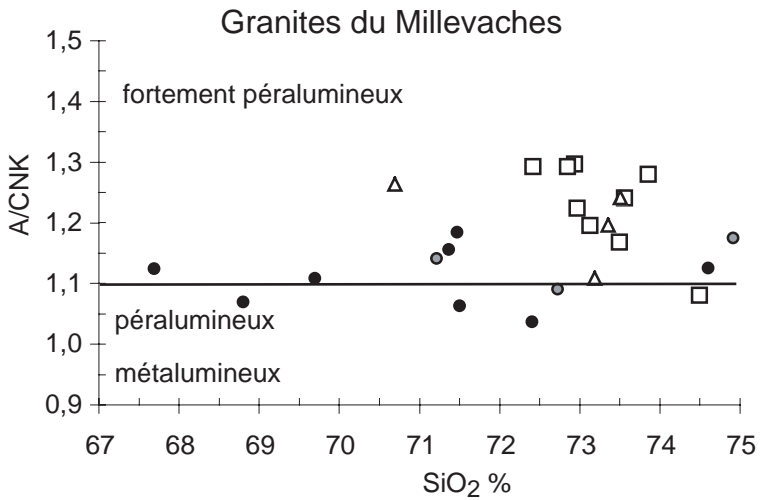


Fig. 41 - A/CNK vs. SiO₂ pour les granitoïdes du Nord du plateau de Millevaches (symboles, voir fig. 40)

compris entre 1,04 et 1,18, indique un faciès peralumineux à fortement peralumineux indépendamment de SiO_2 (fig. 41) ;

– **le Granite de Royère** est dans le champ des granites du diagramme Q-P (fig. 40). Il se distingue géochimiquement du précédent par des pourcentages en CaO particulièrement bas, entre 0,6 et 0,8 % et en K_2O particulièrement élevé, entre 5,7 et 6,2 % et par un paramètre B plus faible. Sous réserve d'un nombre d'analyses suffisant (3 analyses dont une qui correspond au faciès D, de N. Razafimahefa (1987) possédant des caractéristiques ambiguës entre les deux faciès « Pontarion » et « Royère »), les paramètres chimiques sont ceux de leucogranites fortement peralumineux (A/CNK entre 1,1 et 1,2, fig. 41) ;

– **les leucogranites à deux micas** se classent communément comme granites dans le diagramme Q-P. Le rapport A/CNK , bien que variable, est souvent élevé (moyenne de 1,25) et pour SiO_2 voisin de 73-74 % ;

– **le Granite de Chavanat** possède une composition très proche des autres leucogranites du Millevaches, en étant cependant le moins riche en quartz (Q plus faible dans le diagramme Q-P, fig. 40).

Les Terres rares (fig. 42, hors texte) montrent des variations importantes, à la fois des concentrations, du fractionnement entre les Terres rares légères et lourdes (rapport La_N/Yb_N du tableau comparatif) et de l'anomalie en Eu. Les faits essentiels sont :

– des variations importantes du rapport La_N/Yb_N au sein du faciès de Pontarion (fig. 42a, hors texte) ;

– des concentrations des Terres rares et des rapports La_N/Yb_N nettement plus faibles pour les granites leucocrates de Royère et les leucogranites (fig. 42b, c, d, hors texte) ;

– l'observation de deux spectres de Terres rares (fig. 42e, hors texte) symétriquement opposés pour les deux faciès « Pontarion » et « Royère » échantillonnés au lieu-dit « les Rigoles du Diable » où ils sont intimement mêlés.

Le diagramme La_N/Yb_N en fonction de SiO_2 (fig. 43a) montre qu'il existe deux grandes tendances au sein des faciès des granites à biotites de type « Pontarion » et granites leucocrates de type « Royère » :

– **la tendance 1** (La41b et faciès A, C1 et D) montre un fractionnement des Terres rares qui augmente avec SiO_2 ;

– **la tendance 2** (La41a et faciès B, C2 et F) possèdent des rapports La_N/Yb_N plus faibles et qui n'évoluent pas de façon significative en fonction de SiO_2 .

Si on observe d'autres diagrammes géochimiques, alors les tendances observées ne correspondent pas aux mêmes groupes d'échantillons. Par

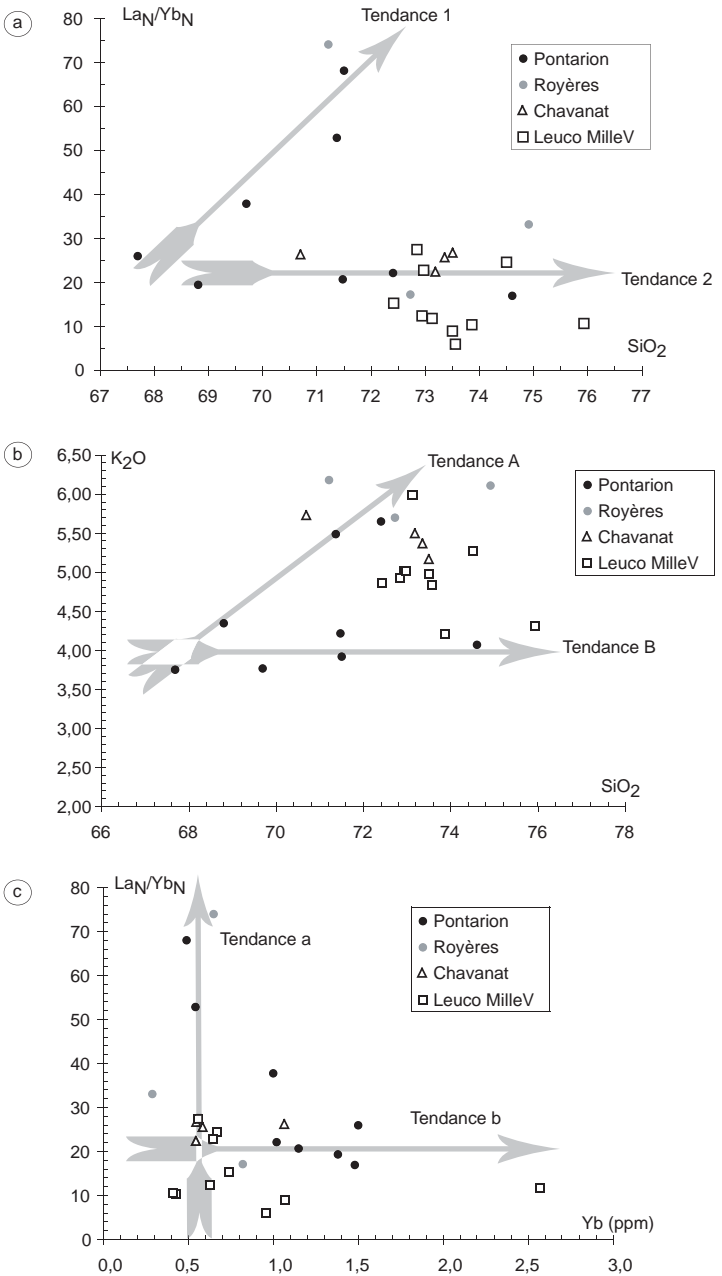


Fig. 43 - Comparaison des compositions chimiques caractéristiques

exemple, le diagramme K_2O vs. SiO_2 (fig. 43b) permet de visualiser deux tendances notées A et B, avec respectivement augmentation ou constance de K_2O en fonction de SiO_2 , soit certainement des modalités différentes lors de la cristallisation fractionnée. Dans le cas La_N/Yb_N versus Yb (fig. 43c), dessiné pour illustrer les modalités de la fusion partielle et le fractionnement des Terres rares, les tendances notées α et β , suggèrent qu'un type de magma serait produit avec un fort fractionnement des Terres rares accompagné d'un comportement compatible de Yb, soit la présence de grenat en résidu de fusion (tendance α). Les autres magmas, tendance β , ont un mode de fabrication n'impliquant pas un tel fractionnement des Terres rares. Ces observations traduisent un décalage entre l'observation pétrographique et la division des granites.

Les études antérieures mettent en avant plusieurs processus qui contrôlent les variations géochimiques. On peut retenir avec Stussi et Cuney (1993) :

- la cristallisation fractionnée de l'oligoclase, d'une phase alumineuse et du quartz, qui conduit la diminution de la peraluminosité au cours de la différenciation ;
- la cristallisation fractionnée de biotite, andésine, orthose et quartz, qui conduit à l'augmentation de la peraluminosité ;
- un mélange magmatique avec une composition méta-alumineuse à hornblende, qui tend à diminuer faiblement la peraluminosité.

L'étude isotopique de Downes *et al.* (1997) montre des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux entre 0,706 et 0,711 et des valeurs de ϵ_{Nd}^t de -4 à -6 . Comparées avec les compositions disponibles sur le massif de Guéret, ces valeurs tendent à suggérer qu'il existe les mêmes sources et hétérogénéités à l'origine des magmas du Millevaches, auxquelles il faut ajouter la fusion partielle d'une source méta-ignée acide. Ce modèle complexe expliquerait pourquoi il est difficile d'obtenir des relations géochimiques claires dans le Millevaches et expliquerait le caractère moins peralumineux et des rapports isotopiques initiaux plus bas en Sr pour les granites à biotite du Millevaches par rapport au massif de Guéret.

Diorites

Deux diorites affleurant au contact sud de la Bande de Banize avec le Millevaches ont été analysées. Leurs spectres de Terres rares (fig. 34) sont beaucoup plus fractionnés que ceux des amphibolites intercalées dans les Gneiss de Banize. Elles peuvent être interprétées comme les témoins des magmas basiques qui sont à l'origine des fusions partielles en base de croûte. Elles sont considérées comme équivalentes des gabbros et diorites septentrionales (par exemple Boussac, Huriel : Nord du massif de Guéret, carte Boussac à 1/50 000). On remarquera que si c'est ce type de magma,

avec une telle signature géochimique, qui se mélange avec les produits de la fusion partielle de la base de croûte para-dérivée, alors les différents magmas produits par ces mélanges ne seront distinguables que par leur composition isotopique.

Tableaux d'analyses géochimiques (tabl. 6 à 10)

Au cours du temps la déformation se concentre dans un couloir plus réduit où se produit une rétomorphose dans le faciès des « Schistes verts » (quartz granulé et étiré ; biotite fragmentée et en partie chloritisée, muscovite tordue entourée de séricite et grenat fragmenté en partie transformé en chlorite).

Nos. éch.	LA-37	LA-35b	LA-35c	LA-35d	LA-38
SiO ₂	64,13	65,22	65,40	67,95	67,99
Al ₂ O ₃	17,11	16,52	17,06	15,83	15,62
Fe ₂ O _{3t}	5,75	6,51	7,14	4,04	4,69
FeO					
Fe ₂ O ₃					
MnO	0,06	0,06	0,11	0,04	0,05
MgO	2,21	2,11	2,96	1,35	1,80
CaO	0,60	1,11	0,55	0,79	0,73
Na ₂ O	2,03	2,17	1,02	2,09	2,20
K ₂ O	4,19	3,45	2,37	4,73	3,59
TiO ₂	0,58	0,83	0,52	0,51	0,59
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,21	0,16	0,16
PF	3,08	1,71	2,49	2,39	2,46
Total	99,88	99,88	99,83	99,88	99,88
A/CNK (=ASI)	1,91	1,77	3,25	1,58	1,77
A	159	141	232	114	133
B	133	143	169	90	110
Rb	170	164	114	154	142
Ba	883	592	326	832	753
Sr	141	182	78	194	169
Th	12,3	16,3	14,4	13,8	11,7
U	3,2	3,9	3,9	3,4	3,4
Ta	1,1	1,6	1,0	1,1	1,2
Nb	12,0	16,7	10,5	10,6	12,0
Hf	4,2	6,7	5,4	4,6	5,5
Zr	164	254	212	166	204
Y	28,9	38,6	29,5	29,4	28,4
V	103	113	77	57	77
Co	17,5	16,8	15,7	9,1	11,9
Cr	78,6	94,1	67,9	64,5	64,8
Ni	41,2	44,3	34,0	27,2	32,1
La	35,8	45,4	40,9	32,7	34,0
Ce	73,0	93,2	86,6	66,1	69,4
Nd	29,8	40,3	37,1	28,0	29,4
Sm	5,9	8,1	7,2	5,6	5,9
Eu	1,3	1,3	0,8	1,5	1,4
Gd	5,2	5,9	6,5	4,7	5,0
Dy	4,9	5,9	5,2	4,7	5,0
Er	2,6	3,4	2,7	2,8	2,5
Yb	2,9	3,6	2,8	3,1	2,5
Lu	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4
LaN/YbN	8,40	8,48	9,97	7,10	9,01
LaN/SmN	3,81	3,52	3,58	3,69	3,64
GdN/YbN	1,45	1,32	1,90	1,21	1,57
eu*	0,70	0,55	0,33	0,86	0,79

Tabl. 6 - Chimie des aubussonites.

Nos. éch.	Diorite		Gneiss de Banize		Amphibolites	
	LA-46b	LA-44	LA-16b	LA-49	LA-16a	LA-52
SiO ₂	54,54	53,71	65,14	76,46	48,44	49,67
Al ₂ O ₃	19,08	18,55	17,42	11,52	15,74	14,66
Fe ₂ O _{3t}	7,48	7,05	5,94	2,92	13,04	12,58
FeO	5,86	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	0,97	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,09	0,11	0,06	< L.D.	0,22	0,24
MgO	3,87	6,42	1,64	1,06	5,34	5,91
CaO	6,32	6,13	0,61	0,95	8,48	11,19
Na ₂ O	2,44	1,97	1,96	2,00	2,81	2,01
K ₂ O	3,07	3,10	3,09	3,08	2,07	0,59
TiO ₂	1,39	0,77	0,78	0,52	2,12	1,98
P ₂ O ₅	0,46	0,24	0,12	0,12	0,32	0,24
PF	1,22	1,86	3,10	1,21	1,30	0,81
Total	99,96	99,91	99,86	99,84	99,88	99,88
A/CNK (=ASI)	1,01	1,04	2,27	1,38	0,71	0,60
A	4	15	191	62	-129	-190
B	196	257	124	69	321	328
Rb	170	162	128	158	89	18
Ba	1079	648	606	731	261	77
Sr	688	396	112	138	274	235
Th	16,12	11,98	16,54	14,04	1,59	0,75
U	4,79	3,10	6,95	3,81	0,38	0,58
Ta	1,02	0,89	1,37	1,07	0,53	0,37
Nb	12,57	9,46	16,70	10,48	7,48	4,02
Hf	4,59	3,84	6,38	8,10	4,28	3,37
Zr	186	152	271	326	188	142
Y	24,2	15,4	28,4	24,8	40,8	40,4
V	192,9	134,5	81,6	46,6	328,7	301,7
Co	21,1	28,7	10,5	7,5	42,8	49,1
Cr	26,0	190,7	78,3	39,8	285,9	157,2
Ni	9,8	56,0	28,0	19,2	73,3	88,2
La	54,7	30,8	47,6	40,8	14,6	6,7
Ce	111,6	61,8	97,3	79,6	33,8	19,2
Nd	51,9	27,0	37,3	32,7	21,5	15,6
Sm	8,87	4,93	7,00	6,21	5,89	4,95
Eu	2,00	1,36	1,28	1,31	1,88	1,75
Gd	6,44	3,78	4,87	4,60	6,12	5,61
Dy	4,95	2,81	4,69	4,06	6,68	6,48
Er	2,11	1,36	2,39	2,09	3,96	3,66
Yb	1,83	1,40	2,63	2,35	3,94	3,45
Lu	0,25	0,22	0,44	0,37	0,69	0,51
LaN/YbN	20,14	14,85	12,20	11,72	2,50	1,32
LaN/SmN	3,88	3,94	4,29	4,14	1,56	0,85
GdN/YbN	2,84	2,18	1,49	1,58	1,26	1,32
eu*	0,77	0,93	0,64	0,72	0,95	1,01

Tabl. 7 – Chimie des gneiss et amphibolites du Millevaches.

Nos. éch.	type Villatange (γ 4) SiO ₂ <64%			type Paulhac - Saint Fiel (γ 3-4) 64<SiO ₂ <67,5					
	LB-50	LB-53	LB-52	LA-39	P-9	LB-38	LB-37	LB-51	LB-2b
SiO ₂	57,60	59,18	61,38	64,08	66,37	66,43	66,59	66,92	67,14
Al ₂ O ₃	19,38	18,18	17,73	16,86	16,11	16,85	16,67	16,14	16,17
Fe ₂ O _{3t}	7,61	7,00	5,74	4,68	3,92	3,77	3,55	3,96	3,61
FeO	6,23	5,67	4,63	3,56	2,86	3,29	2,77	3,19	2,85
Fe ₂ O ₃	0,69	0,70	0,59	0,72	0,74	0,11	0,47	0,41	0,44
MnO	0,06	0,09	0,07	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	2,50	3,39	2,77	2,13	1,70	1,74	1,75	1,95	1,77
CaO	3,25	3,54	3,04	2,92	2,30	2,51	2,31	2,47	1,55
Na ₂ O	3,60	2,76	3,07	3,07	3,26	3,12	3,10	3,01	3,31
K ₂ O	3,48	3,88	4,12	4,30	4,01	4,44	4,18	3,76	4,49
TiO ₂	1,36	0,97	0,80	0,66	0,55	0,52	0,50	0,52	0,50
P ₂ O ₅	0,10	0,28	0,25	0,28	0,25	0,14	0,17	0,19	0,23
PF	0,94	1,02	0,95	0,87	1,37	0,85	1,02	0,92	1,04
Total	99,88	100,29	99,92	99,90	99,88	100,42	99,89	99,89	99,86
A/CNK (=ASI)	1,24	1,20	1,18	1,12	1,16	1,16	1,20	1,19	1,23
A	74	58	52	36	43	46	55	51	59
B	166	176	144	111	89	96	88	100	90
Rb	183	174	206	180	204	172	141	160	236
Ba	501	927	826	928	662	954	837	600	515
Sr	329	374	331	380	332	339	308	264	217
Th	28,7	21,8	19,0	15,6	19,1	19,8	15,4	14,2	20,1
U	4,0	2,8	6,7	2,7	7,9	4,2	3,7	3,7	3,9
Ta	1,7	1,5	1,7	1,6	1,7	1,1	1,0	1,3	1,8
Nb	16,4	17,0	14,7	14,7	14,2	10,6	10,5	10,8	12,3
Hf	5,3	7,2	6,5	6,1	5,4	5,3	4,7	4,2	5,0
Zr	207	278	237	222	211	185	164	138	161
Y	129,0	24,5	17,8	22,2	18,6	13,0	14,3	21,5	17,1
V	86	113	84	75	58	57	50	51	48
Co	18,6	17,0	12,4	11,2	9,4	8,5	7,5	8,3	8,1
Cr	58,8	90,7	62,1	51,5	46,6	39,7	34,0	41,7	41,8
Ni	20,7	32,8	22,6	19,6	17,3	15,9	13,7	15,6	15,3
La	59,4	54,2	44,5	42,5	46,6	43,3	33,2	32,4	39,1
Ce	127,8	116,3	94,6	84,2	95,5	92,5	66,1	63,2	83,6
Nd	56,0	49,2	39,6	34,2	39,1	38,7	29,7	29,2	35,1
Sm	11,5	8,4	7,0	5,9	6,6	7,0	5,6	5,3	6,8
Eu	1,8	1,6	1,4	1,5	1,3	1,3	1,2	1,1	0,9
Gd	12,5	6,4	5,1	4,5	4,9	4,7	4,2	4,1	4,7
Dy	16,9	4,8	3,5	3,8	3,6	2,9	3,0	3,8	3,3
Er	12,5	2,1	1,6	1,9	1,5	1,1	1,3	2,0	1,6
Yb	11,1	1,9	1,5	1,9	1,7	1,1	1,0	2,0	1,4
Lu	1,7	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
Lan/Ybn	3,61	19,64	20,37	15,50	18,90	27,53	23,29	10,68	18,27
Lan/SmN	3,24	4,06	4,02	4,56	4,46	3,91	3,75	3,84	3,61
GdN/Ybn	0,91	2,76	2,80	1,95	2,39	3,59	3,51	1,64	2,60
eu*	0,46	0,63	0,68	0,87	0,66	0,67	0,73	0,66	0,46

Tabl. 8 – Granites du massif de Guéret.

Nos. éch.	Faciès Peyrabout 67,5<SiO ₂ <70							Enclaves dans les granites		
	LA-94b	P-8	LB-36	LA-98	LB-4	LB-1b	P-5	LB-1a	LB-2a	LA-94a
SiO ₂	69,30	69,39	69,60	70,72	68,06	68,26	68,79	63,68	65,99	66,80
Al ₂ O ₃	15,54	15,40	15,46	15,35	16,15	16,06	15,60	16,19	16,21	15,55
Fe ₂ O ₃ t	2,89	3,18	2,74	2,36	3,23	2,96	2,95	5,34	4,69	4,57
FeO	2,21	2,30	2,11	1,75	2,49	2,31	2,12	4,05	3,72	3,66
Fe ₂ O ₃	0,43	0,62	0,40	0,42	0,46	0,39	0,59	0,84	0,56	0,50
MnO	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05
MgO	1,25	1,29	1,21	0,92	1,39	1,27	1,26	4,05	2,76	2,97
CaO	1,76	1,74	1,13	1,42	1,44	1,64	1,57	2,30	2,39	2,43
Na ₂ O	3,24	2,84	3,02	3,22	3,09	3,37	3,23	2,96	3,43	2,95
K ₂ O	4,31	4,19	4,61	4,52	4,65	4,37	4,77	2,59	2,26	2,32
TiO ₂	0,40	0,35	0,35	0,32	0,42	0,41	0,40	0,60	0,53	0,46
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,16	0,18	0,17	0,22	0,18	0,18	0,19	0,16
PF	0,92	1,36	1,70	1,17	1,23	1,06	1,08	1,90	1,30	1,56
Total	99,84	99,91	100,03	100,21	99,87	99,67	99,87	99,85	99,81	99,82
A/CNK (=ASI)	1,18	1,24	1,29	1,20	1,27	1,21	1,17	1,36	1,30	1,32
A	46	59	67	50	67	55	44	85	74	74
B	67	69	64	51	75	69	66	165	127	131
Rb	218	138	185	193	202	211	224	247	203	197
Ba	491	1055	560	601	779	512	692	226	104	166
Sr	208	355	217	196	251	220	258	218	189	197
Th	16,5	13,4	12,4	14,1	14,0	15,8	15,3	14,9	16,5	15,7
U	3,7	5,7	9,7	2,9	3,6	9,3	6,1	5,2	4,9	4,9
Ta	1,7	1,1	1,1	1,0	1,1	1,6	1,8	1,4	1,5	1,5
Nb	10,0	9,6	9,7	7,5	9,2	9,8	11,2	10,5	11,7	9,9
Hf	4,3	3,8	3,6	3,6	4,2	4,2	4,7	5,1	5,1	4,5
Zr	145	136	118	119	140	138	154	170	173	151
Y	15,1	10,6	15,0	12,9	16,8	16,2	14,8	19,4	14,4	15,1
V	37	45	34	29	40	35	45	79	55	56
Co	5,7	7,2	5,0	4,6	6,2	5,7	6,7	15,9	11,4	11,9
Cr	29,5	35,9	24,1	22,5	31,2	28,8	33,9	215,0	97,7	171,8
Ni	15,8	14,3	8,9	8,4	12,1	10,0	12,1	72,7	37,6	35,8
La	31,5	32,2	27,2	27,1	31,2	30,9	34,1	32,1	32,9	31,0
Ce	63,0	67,2	54,6	53,7	61,3	61,3	72,5	64,8	65,6	61,7
Nd	28,3	27,1	24,3	24,6	28,1	27,6	28,5	29,8	30,0	27,4
Sm	5,2	4,5	4,8	4,7	5,4	5,3	5,4	5,6	5,5	4,9
Eu	0,9	1,4	0,8	0,9	1,1	0,9	1,0	0,9	0,7	0,8
Gd	3,8	3,2	3,5	3,4	4,1	4,0	3,9	4,2	3,8	3,8
Dy	2,8	2,3	2,7	2,4	3,2	3,0	2,9	3,4	2,8	2,9
Er	1,3	1,0	1,4	1,1	1,4	1,5	1,3	1,7	1,3	1,4
Yb	1,3	1,0	1,3	1,1	1,4	1,5	1,3	1,7	1,1	1,4
Lu	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
LaN/Ybn	16,61	21,45	13,63	16,50	15,32	13,98	17,37	12,41	19,67	15,48
LaN/SmN	3,81	4,54	3,53	3,64	3,62	3,66	3,94	3,62	3,74	3,96
GdN/Ybn	2,42	2,55	2,10	2,51	2,42	2,16	2,37	1,96	2,75	2,25
eu*	0,57	1,06	0,60	0,64	0,66	0,54	0,62	0,54	0,46	0,53

Tabl. 9 – Chimie du Granite de Peyrabout et des enclaves du massif de Guéret.

	Granites à biotite		Gneiss kinzigitiques, migmatitiques					Leucogranites		
	Pontarion	Royère						Courcelles	Chavanat	
Nos. éch.	LA-41b	LA-41a	P-16	P-17a	P-17b	P-17d	P-17e	LA-10	LA-48	LA-51a
SiO ₂	71,37	74,91	59,32	67,33	52,16	51,78	56,57	72,97	73,52	73,37
Al ₂ O ₃	14,45	13,67	21,00	16,48	23,78	28,57	20,99	14,53	14,45	14,47
Fe ₂ O _{3t}	2,38	0,80	7,50	5,82	10,64	7,32	10,77	1,66	1,36	1,35
FeO analysé	1,69	0,50	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,86	0,70	0,69
Fe ₂ O ₃	0,50	0,24	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,70	0,58	0,58
MnO	< L.D.	< L.D.	0,09	0,10	0,09	< L.D.	0,13	< L.D.	< L.D.	< L.D.
MgO	0,98	0,31	2,42	1,40	2,90	3,04	2,82	0,31	0,24	0,21
CaO	1,07	0,67	0,51	0,55	0,65	0,18	0,42	0,64	0,48	0,56
Na ₂ O	2,79	2,30	1,78	1,81	1,84	1,52	1,61	3,20	3,15	3,21
K ₂ O	5,49	6,11	5,77	4,73	5,58	4,75	4,98	5,02	5,16	5,36
TiO ₂	0,41	0,08	1,03	0,74	1,21	1,31	1,02	0,17	0,13	0,14
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,14	0,12	0,11	0,09	0,12	0,27	0,20	0,16
PF	0,78	0,82	0,87	0,91	0,96	1,17	0,51	1,00	1,08	0,94
Total	99,83	99,81	100,43	99,99	99,92	99,73	99,94	99,77	99,77	99,77
A/CNK (=ASI)	1,16	1,17	2,08	1,81	2,32	3,58	2,38	1,22	1,24	1,19
A	38	40	213	144	265	404	239	52	55	46
B	53	16	166	116	219	183	216	22	17	17
Rb	260	226	399	225	338	254	236	341	310	264
Ba	552	572	962	907	922	769	1019	262	220	234
Sr	232	238	161	186	150	138	169	83	63	68
Th	26,11	7,91	22,87	16,07	25,16	25,09	24,49	16,50	15,29	14,07
U	7,76	3,20	4,97	2,78	4,37	3,96	2,94	17,54	9,30	11,75
Ta	1,76	0,36	1,99	1,13	1,88	1,85	1,41	1,68	1,66	1,30
Nb	18,00	3,42	24,59	15,00	23,36	27,46	17,60	16,34	15,29	13,60
Hf	5,32	1,82	7,96	6,42	5,65	5,76	6,39	2,88	2,82	2,57
Zr	189	61	305	237	204	209	240	101	96	94
Y	9,4	3,8	34,6	32,7	60,5	10,8	54,7	10,9	10,3	10,4
V	28,4	6,9	105,7	67,0	130,7	158,4	110,9	8,4	3,8	2,9
Co	4,8	1,4	16,9	11,6	19,3	17,0	18,8	1,3	1,1	1,0
Cr	40,1	12,7	98,4	67,5	122,9	154,8	105,5	5,6	< L.D.	< L.D.
Ni	13,1	< L.D.	38,9	27,5	45,7	44,0	39,8	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La	42,5	14,2	52,5	38,5	71,1	60,2	63,7	21,8	21,7	22,2
Ce	89,0	28,7	110,6	83,3	146,4	124,6	133,6	49,0	45,5	45,5
Nd	38,0	11,7	46,6	37,4	61,2	53,0	56,7	19,4	19,3	18,5
Sm	6,39	2,27	8,49	7,07	11,13	9,45	10,71	4,15	4,43	4,25
Eu	1,04	0,91	1,52	1,37	1,48	1,15	1,54	0,51	0,39	0,45
Gd	3,87	1,23	6,77	5,70	8,93	6,56	9,00	2,84	3,28	3,12
Dy	2,13	0,90	5,80	5,34	9,84	3,13	8,84	1,97	2,23	2,27
Er	0,68	0,33	3,26	3,21	5,98	0,80	5,40	0,77	0,69	0,64
Yb	0,54	0,29	3,44	3,28	6,32	0,60	5,45	0,65	0,55	0,59
Lu	0,08	0,03	0,52	0,48	0,96	0,11	0,84	0,12	0,07	0,09
Lan/Ybn	52,85	33,11	10,32	7,92	7,60	67,50	7,90	22,65	26,52	25,42
Lan/SmN	4,18	3,93	3,89	3,43	4,02	4,01	3,74	3,31	3,09	3,29
GdN/Ybn	5,77	3,43	1,59	1,41	1,14	8,80	1,34	3,53	4,80	4,28
eu*	0,60	1,52	0,59	0,64	0,44	0,42	0,47	0,43	0,30	0,37

Tabl. 10 - Chimie de granites du Millevaches et de gneiss kinzigitiques.

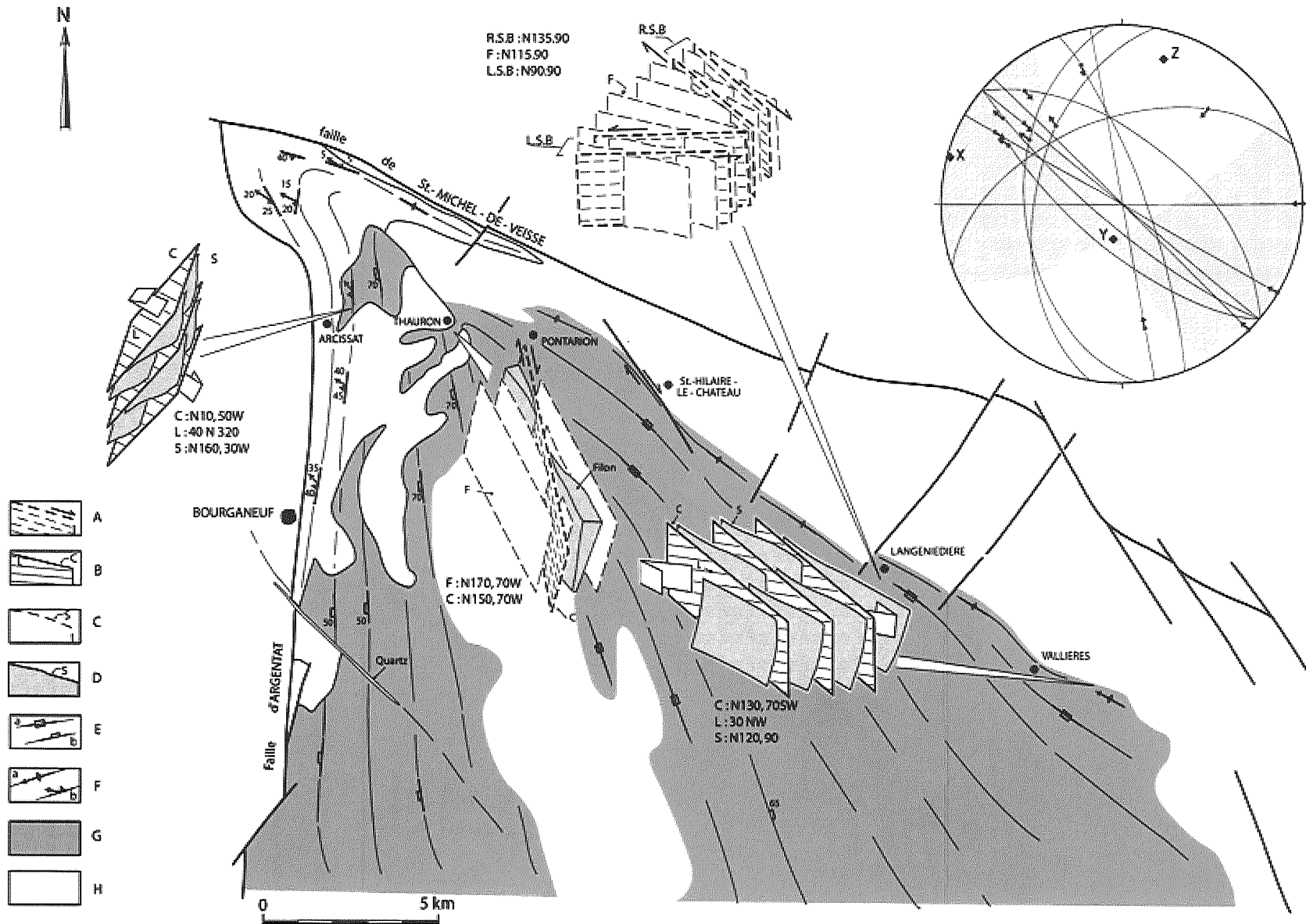


Fig. 10 - Carte structurale du massif de Royère-Pontarion, avec représentation schématique des différentes structures de cisaillements décrites dans le texte.

Légende : (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 de Royère-Pontarion ; (H) : Leucogranite de Bourgneuf. (B.C.D.) : bandes de cisaillement dextres, (B.C.S.) ou senestres, observées vers le hameau de Langenédière 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. Les axes de l'ellipsoïde de la déformation déterminés grâce au logiciel Faultkin de traitement statistique des populations de failles (Allmendinger *et al.*, 1989) montre que la direction de raccourcissement Z était orientée 15/N16, la direction d'extension X orientée 1/N285, et la direction intermédiaire Y, 73/N193 (cf. structurogramme)

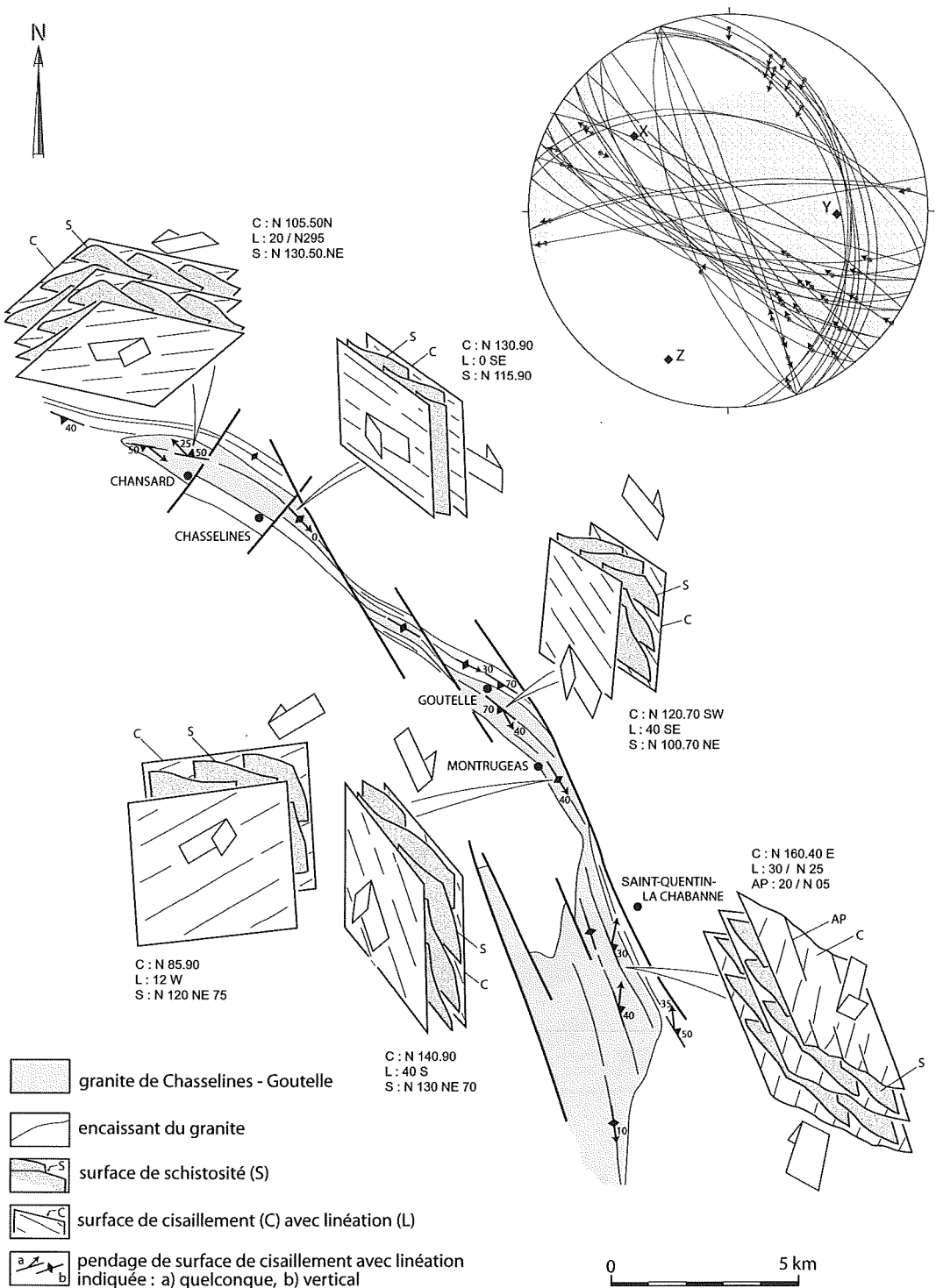


Fig. 11 - Carte structurale du granite de Chasselines-Goutelle, avec représentation schématique des différentes structures de cisaillements décrites dans le texte.
 Les surfaces figurées représentent les plans de cisaillement « C » et de foliation « S » synmétamorphiques. Les axes de l'ellipsoïde de la déformation déterminée à partir des mesures relevées dans le granite grâce à au logiciel Faultkin de traitement statistique des populations de failles (Allmendinger *et al.*, 1989) montre que la direction de raccourcissement Z était orientée 20/N201, la direction d'étirement X orientée 39/N308, et la direction intermédiaire Y, 44/N92 (cf. diagramme)

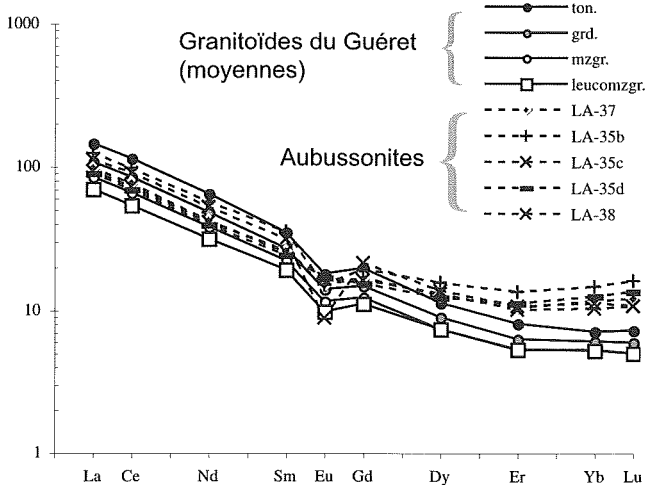
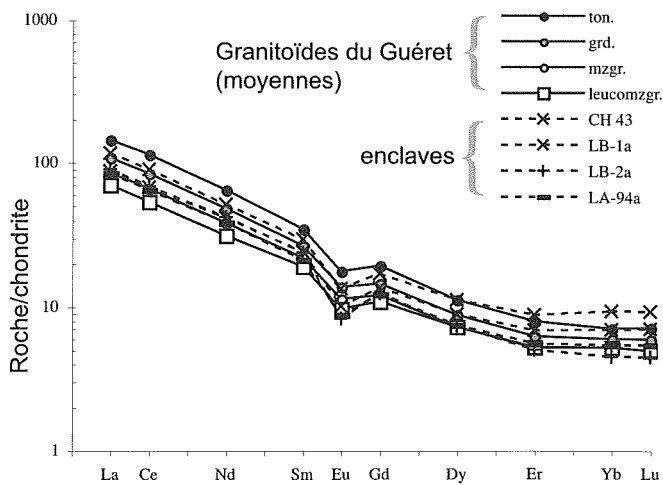
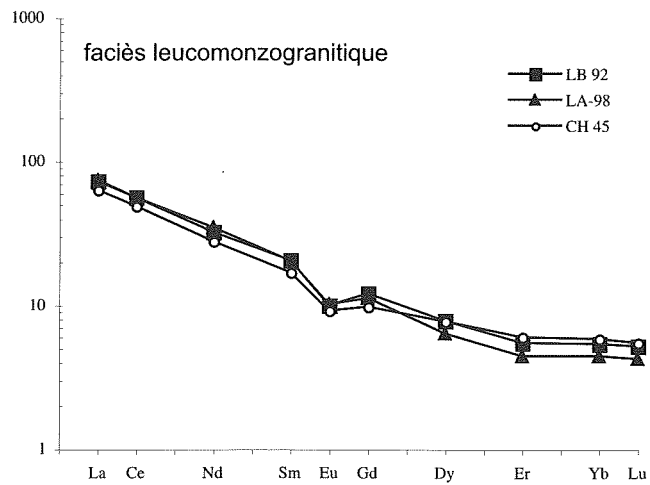
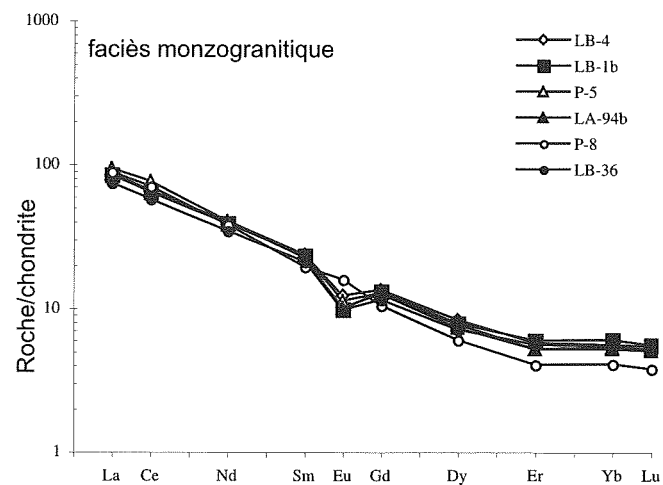
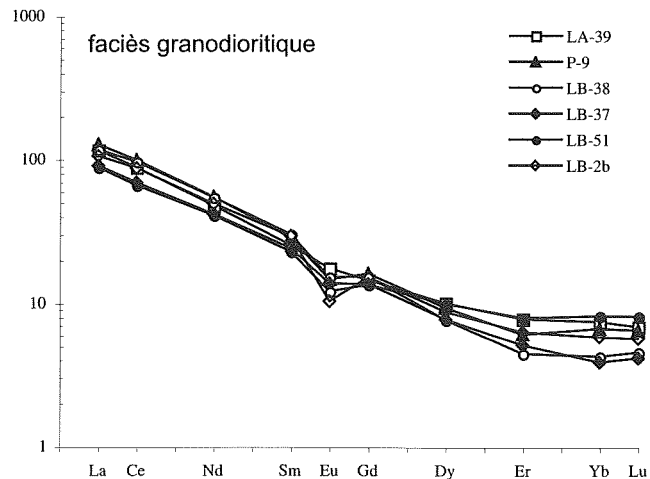
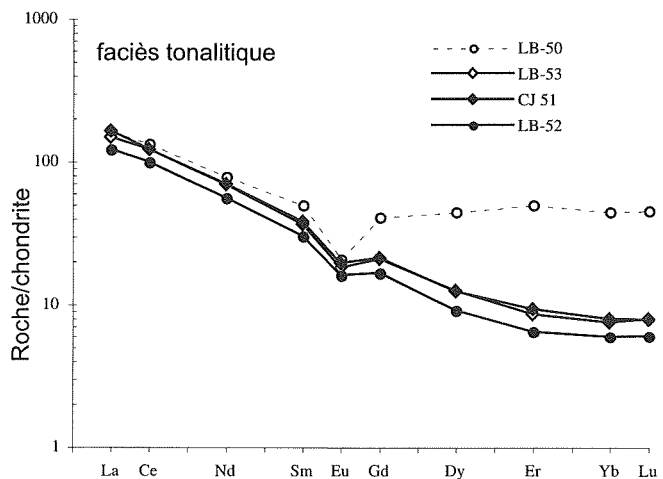


Fig. 37 - Diagrammes de terres rares

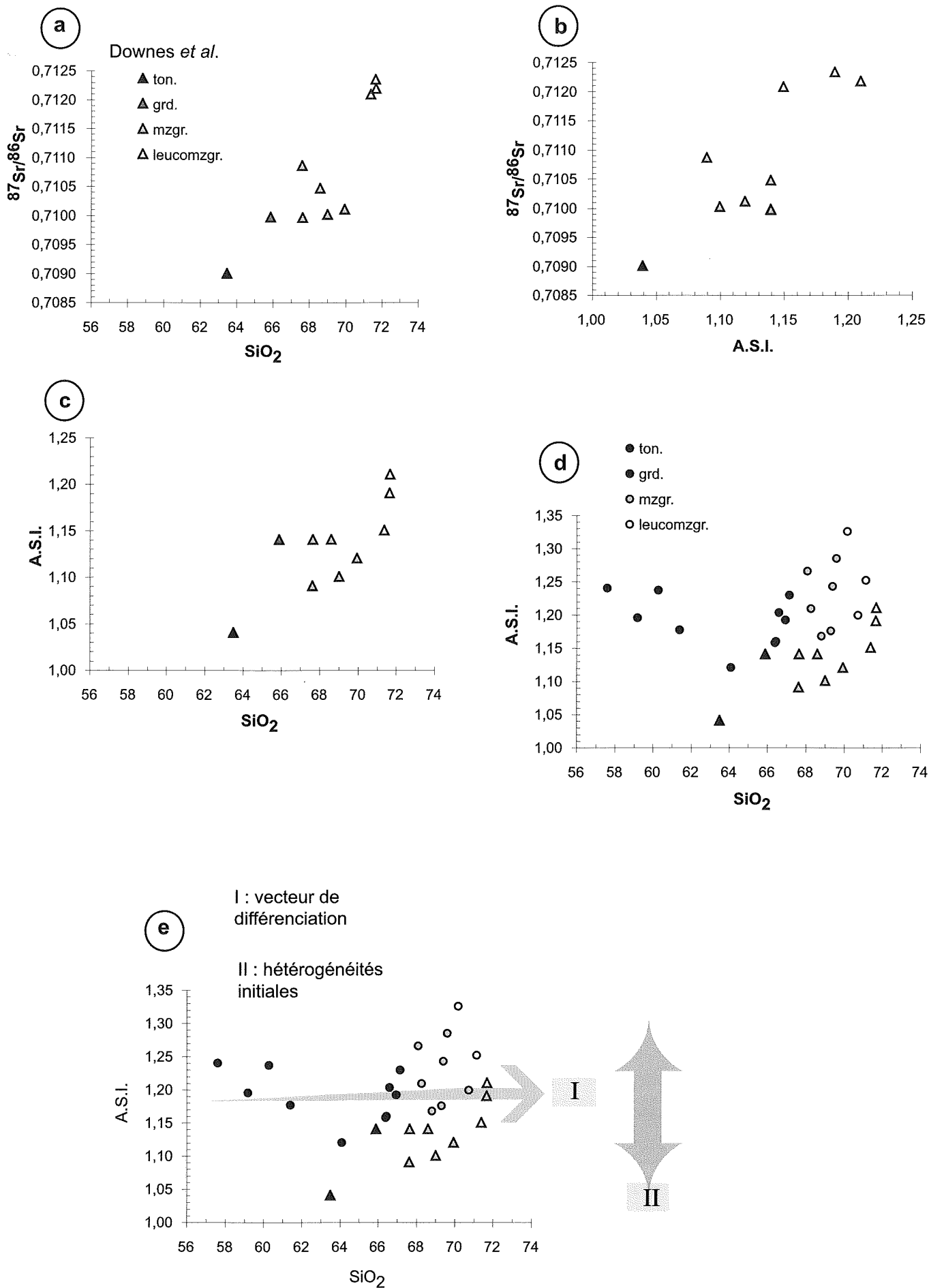


Fig. 39 - Comparaison avec l'étude de Downes *et al.*, (1997) en utilisant les paramètres ASI, SiO_2 , et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (voir texte)

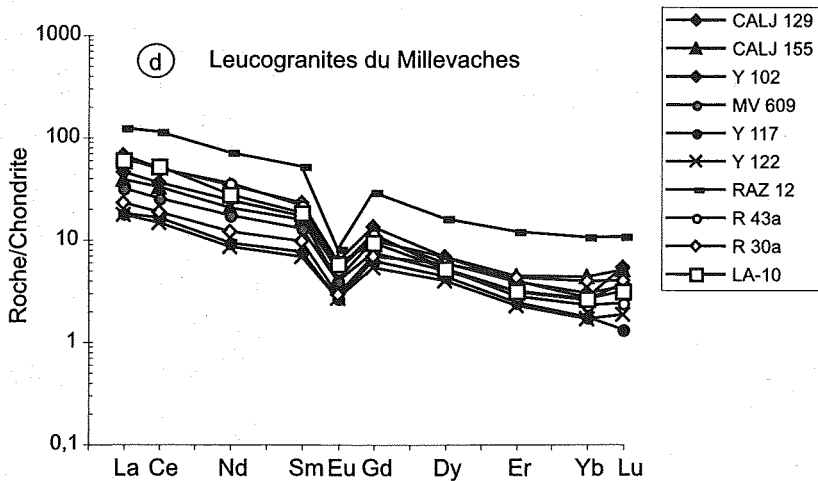
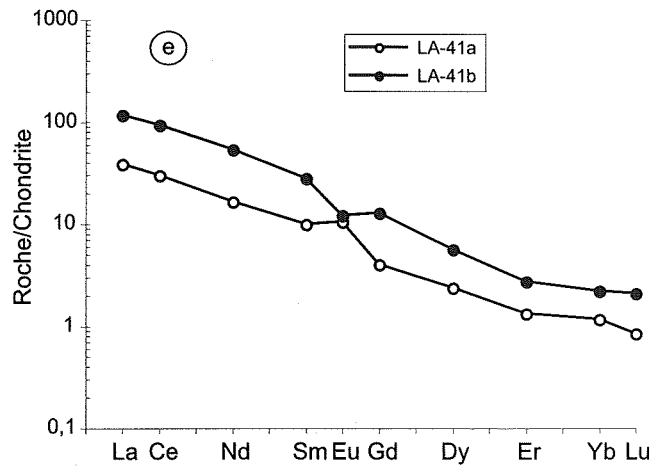
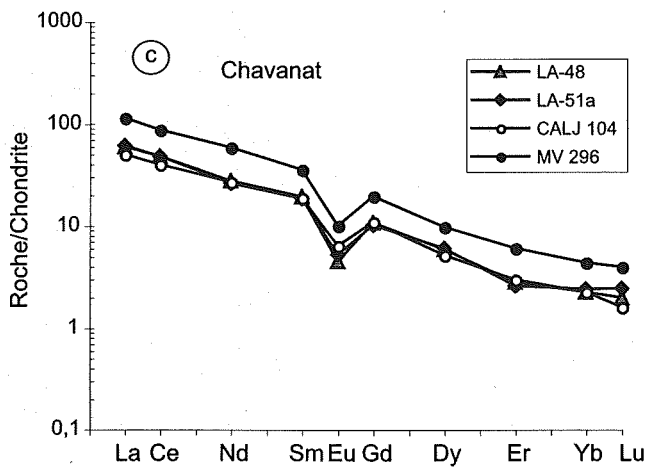
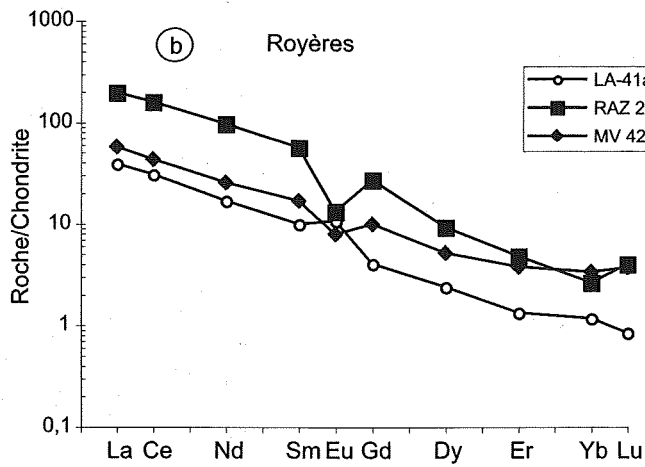
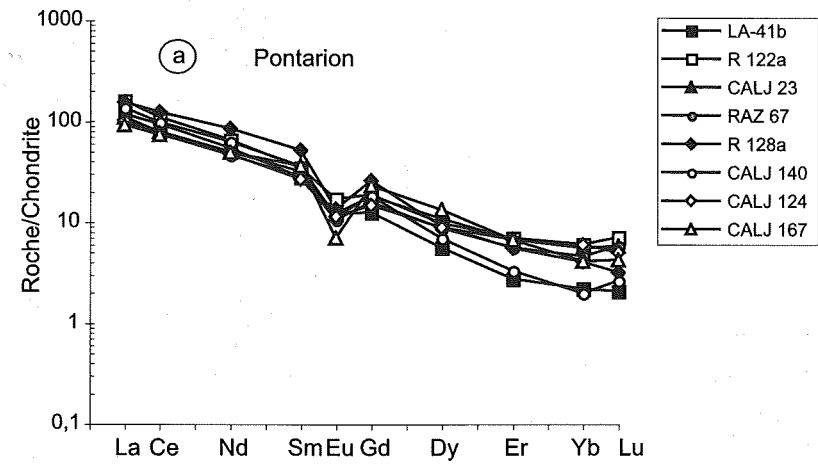
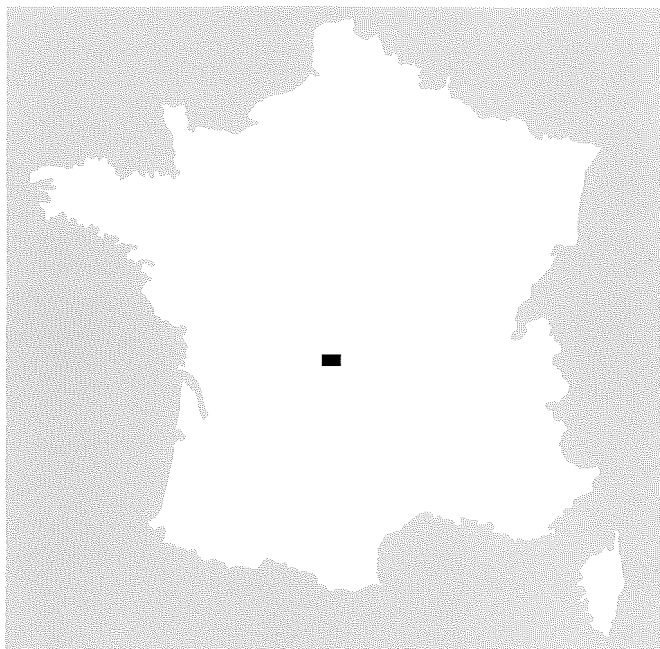


Fig. 42 - Diagrammes de terres rares



SAINT-SULPICE-LES-CHAMPS

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-SULPICE-LES-CHAMPS est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'Ouest : GUÉRET (N° 155)
à l'Est : AUBUSSON (N° 156)

La Souterraine	Guéret	Évaux- les-Bains
Bourganeuf	SAINT- SULPICE- LES-CHAMPS	Aubusson
Saint- Léonard- de-Noblat	Royère	Felletin