

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

LA SOUTERRAINE

par

C. CARTANNAZ, A. COCHERIE





LA SOUTERRAINE

La carte géologique à 1/50 000
LA SOUTERRAINE est recouverte
par la coupure GUÉRET (N° 155)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Saint-Sulpice-les-Feuilles	Dun-le-Palestel	Aigurande
Magnac Laval	LA SOUTERRAINE	Guéret
Ambazac	Bourganeuf	Saint-Sulpice-les-Champs

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* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

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

par

C. CARTANNAZ, A. COCHERIE

2012

**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., GRANDPRAT M., MOUGIN B., BOUILLIER N. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille La Souterraine (641). Orléans : BRGM. Notice explicative Cartannaz C., Cocherie A., 165 p.

– *pour la notice* : CARTANNAZ C., COCHERIE A. (2012) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille La Souterraine (641). Orléans : BRGM, 165 p. Carte géologique par Cartannaz C., Grandprat M., Mougin B., Bouillier N. (2012).

© BRGM, 2012. 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 : 978-2-7159-1641-8

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	10
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	12
Massif de Guéret	12
Domaine du Limousin	15
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
TERRAINS METAMORPHIQUES	16
Terrains métamorphiques du domaine du Massif de Guéret	16
Terrains métamorphiques du domaine du Limousin	28
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i>	41
Complexe magmatique de Guéret	41
Granitoïdes à biotite et ± cordiérite	43
Granitoïdes à biotite et ± cordiérite et ± muscovite	61
Intrusions tardives	91
<i>DOMAINE DE LA MARCHE</i>	93
<i>DOMAINE DU LIMOUSIN</i>	97
<i>ENCLAVES DE ROCHES NON ASSIMILÉES DANS LES GRANITOÏDES À BIOTITE DE GUÉRET</i>	104
Xénolites de roches métamorphiques	104
Enclaves surmicacées	105
Enclaves de roches magmatiques microgrenues sombres, peralumineuses	105
« Enclaves ? » calco-alcalines monzonitiques	107
<i>FILONS</i>	107
COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES	109
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	109
Altérites	109

FORMATIONS RÉSIDUELLES ET ALLUVIALES	113
LES STRUCTURES FRAGILES	113
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	117
<i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES</i>	117
Formations migmatitiques d'Aubusson	117
Formations métamorphiques de Folles-Laurière (domaine du Limousin)	118
DÉFORMATION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES	119
<i>ZONES DE CISAILLEMENT DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	119
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUES (DOMAINE DE FOLLES-LAURIÈRE)</i>	119
ORIGINE, DÉFORMATION ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES	121
<i>ORIGINE DES DIFFÉRENTS MAGMAS (À PARTIR DE LEUR GÉOCHIMIE)</i>	121
<i>DÉFORMATION POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS MAGMATIQUES</i>	122
<i>MISE EN PLACE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES</i>	125
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	133
<i>ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTE TECTONIQUE</i>	133
<i>MÉTAMORPHISME DE HAUTE PRESSION ET DE ULTRA HAUTE PRESSION</i>	133
<i>LINÉATION NORD-SUD</i>	133
<i>ANATEXIE 380 MA à 350 MA</i>	134
<i>TECTONIQUE EN CISAILLEMENT DUCTILE DEXTRE</i>	134
<i>PHASE DE DÉFORMATION D2 (355 Ma)</i>	135
<i>ORIGINE DES MAGMAS DU COMPLEXE DE GUÉRET</i>	136
<i>TECTONIQUE ENTRE 355 ET 335 MA</i>	137
<i>TECTONIQUE POST 335 MA</i>	138
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	139
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	139

<i>RESSOURCES EN EAU</i>	139
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	139
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	140
<i>CONCLUSION</i>	141
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	144
ANNEXES	151
<i>ANNEXE A - GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES</i>	152
<i>ANNEXE B - GÉOCHRONOLOGIE</i>	157
<i>ANNEXE C - NOTIONS DE FABRIQUE UTILISÉES SUR CETTE CARTE</i>	162

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Synthèse des âges Rb/Sr, monazite et zircon réalisés sur les granitoïdes du CMG. Les âges zircon à 319 ± 4 Ma sur le massif de La Souterraine et à 329 ± 3 Ma sur le massif de Créchat sont jugés non significatifs	14
Fig. 2 - Schéma du contact entre la granodiorite du massif de Créchat et l'anatexite granitoïdique à cordiérite près duquel les deux roches ont été datées (migmatite de Chabannes : 359 ± 5 Ma, Mz ; Granodiorite de Créchat : 347 ± 3 Ma, Mz)	24
Fig. 3 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) de la linéation minérale (Lm2) portée par S0-1-2 et des axes de pli P2	30
Fig. 4 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des axes de pli P3, des axes de crénulation P4 et des plans de crénulation (S4)	32
Fig. 5 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement du couloir mylonitique de Lavaud qui affectent les gneiss anatectiques le long de la faille d'Arrênes. La cinématique sur le terrain indique un jeu ductile inverse de la faille d'Arrênes	34
Fig. 6 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement inverse ductile qui affectent les gneiss anatectiques sur la rive droite de la Gartempe	36

Fig. 7 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des schistosités de rubanement S_{n+1} , de la linéation minérale ($L_{m, n+2}$) et des axes de pli P_{n+2}	37
Fig. 8 - Pli P2 dans les amphibolites à pyroxène au Pont de la Touille	40
Fig. 9 - Place du Complexe Magmatique de Guéret sur la carte de La Souterraine	42
Fig. 10 - Place du massif de Marsac sur la feuille de La Souterraine	44
Fig. 11 - Place du massif de Paulhac sur la feuille de La Souterraine	46
Fig. 12 - Foliation magmatique N125, 90 du massif de Paulhac qui recoupe les contacts lithologiques des enclaves microgrenues sombres	48
Fig. 13 - Place du massif d'Aulon (Sud-Est de la feuille) et du massif de Bénévent-l'Abbaye (au centre Sud) sur la feuille de La Souterraine	49
Fig. 14 - Place du massif de Créchat sur la feuille de La Souterraine	52
Fig. 15 - Foliation magmatique du massif de Créchat qui recoupe les contacts lithologiques des enclaves microgrenues sombres au Nord de l'Étang de la Grande Cazine : N55, 70SE (Est du massif de La Souterraine) et au Poirier : N20, 25E (Sud de La Souterraine)	53
Fig. 16 - Observation du contact entre la granodiorite de Créchat mylonitisée et l'intrusion postérieure du leucogranite de Chabannes dans la granodiorite de Créchat	56
Fig. 17 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement dextres qui affectent la granodiorite de Créchat dans la Zone de Cisaillement de la Gardette	57
Fig. 18 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement normaux qui affectent la granodiorite de Créchat dans la Zone de Cisaillement de la Gardette	58
Fig. 19 - Place des massifs de Fursac (au Sud-Ouest), de Noth (au Nord-Est) et de Salagnac (au centre) sur la feuille de La Souterraine	60
Fig. 20 - Foliation magmatique recoupant les contacts lithologiques (étang de Maubrant)	64
Fig. 21 - Place du massif de Saint-Vaury sur la feuille de La Souterraine	66
Fig. 22 - Place des massifs de Saint-Priest-la-Plaine et des Trois Cornes sur la feuille de La Souterraine	68

Fig. 23 - Plans de cisaillements « C » dextres (hémisphère sud) dans les mylonites du monzogranite des Forges	70
Fig. 24 - Place du massif de La Souterraine (à l'Ouest) et des Forges (à l'Est) sur la feuille de La Souterraine	71
Fig. 25 - Observation du contact entre le monzogranite porphyroïde du massif de La Souterraine et la granodiorite de Créchat	74
Fig. 26 - Pôles des foliations magmatiques (n = 13) relevées dans le monzogranite de La Souterraine (en hémisphère sud)	78
Fig. 27 - Coupe NW-SE du massif de La Souterraine	79
Fig. 28 - Bloc diagramme 3D du massif de La Souterraine	80
Fig. 29 - Plans de cisaillements « C » inverses et dextres (en hémisphère sud) dans les mylonites du monzogranite de La Souterraine (n = 25), bordure NE du massif de La Souterraine	81
Fig. 30 - Place du massif de Grand-Bourg sur la feuille de La Souterraine	82
Fig. 31 - Place du massif de Montjourde sur la feuille de La Souterraine	83
Fig. 32 - Structures mylonites normales, inverses, dextres et senestres qui affectent le massif de Montjourde	86
Fig. 33 - Place du massif de Ribbes (au Nord) et du massif de Lachaud (au Sud) sur la feuille de La Souterraine	88
Fig. 34 - Place du massif de Voudy sur la feuille de La Souterraine	89
Fig. 35 - Coupe au niveau de l'aire de repos de la voie rapide entre les sorties Saint-Vaury et Fleurat	92
Fig. 36 - Chaîne de la Marche avec la synthèse des mesures structurales (Cartannaz, 2006)	94
Fig. 37 - Schéma synthétique des trajectoires de foliations magmatiques qui recoupent les limites lithologiques des leucogranites de la Betouille, la granodiorite de Créchat et le monzogranite du nord du massif de Saint-Vaury et des Trois Cornes. Les trajectoires suggèrent des sigmoïdes dextres	95
Fig. 38 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement qui affectent le leucogranite de Chabannes au niveau du Moulin Porcher	98
Fig. 39 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement (dextres ?) qui affectent le leucogranite de Chabannes au niveau d'Aigueperse, au Nord et à l'Ouest du Massif de La Souterraine	99

Fig. 40 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement interprétés comme normaux et qui affectent les leucogranites de Chabannes au niveau de Bussière-Madeleine	100
Fig. 41 - Position des différentes intrusions leucogranitiques dans le domaine du Limousin (coin SW de la feuille de La Souterraine)	102
Fig. 42 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement qui affectent le leucogranite de Saint-Sylvestre. La cinématique sur le terrain indique un jeu dextre inverse de la faille ductile d'Arrênes	103
Fig. 43 - Place des filons de quartz sur la carte de La Souterraine	110
Fig. 44 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)	112
Fig. 45 - Coupe de la faille de Chambon-sur-Voueize observée le long du caniveau de la route qui longe le ruisseau la Sedelle au Nord de La Souterraine	114
Fig. 46 - Mise en place des magmas granitoïdiques du CMG vers 360-350 Ma	124
Fig. 47 - Mise en place de la principale masse de magma du CMG entre 355 et 345 Ma accompagné par la cristallisation des diatexites grenues à cordiérite (Chabannes et Saint-Silvain Montaigut)	126
Fig. 48 - Mise en place des massifs de La Souterraine et des Forges entre 345 Ma et 335 Ma. Le bâti se refroidit et l'axe de raccourcissement Z change de direction de N150 à N20 vers 345-340 Ma	130
Fig. 49 - Mise en place des granitoïdes à deux micas (types Limousin et Guéret) après 335 Ma	131

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la carte La Souterraine s'étend essentiellement sur les monts de la Marche et se situe sur le plateau de Guéret, mollement ondulé, d'altitude moyenne comprise entre 300 et 600 m. La morphologie est caractéristique du modelé alvéolaire des contrées granitiques. Du point de vue géologique, la coupure embrasse la partie occidentale du Massif de Guéret et une petite part du domaine du Limousin. Le Complexe Magmatique de Guéret (CMG) est essentiellement constitué de granitoïdes imbriqués dans des masses de migmatites (diatexites grenues à cordiérite, etc.). Le domaine du Limousin (ou plus précisément le domaine de Folles-Laurière sur cette feuille) est constitué par des roches métamorphiques : micaschistes, gneiss, migmatites, métagrès feldspathiques, leptynites et amphibolites.

Le Massif de Guéret comprend à la fois le Complexe Magmatique de Guéret (CMG) et les diatexites grenues hétérogène à cordiérite (« Aubussonites »). Ces dernières constituent l'encaissant des granitoïdes du CMG qui est formé de plusieurs massifs d'âges et de structures plus ou moins distincts. À l'Ouest, les granitoïdes de Guéret, forment des plutons composites en gisement principalement laccolitique tandis qu'à l'Est, les granitoïdes de Crocq et de Fernoël sont en forme de dôme et recourent les premières venues magmatiques du CMG.

La géométrie de la déformation ductile post-solidus des granitoïdes syn-tectoniques révèle une hétérogénéité dans le style de déformation, la cinématique et l'âge de fonctionnement entre 375 et 340 Ma.

La majorité des intrusions magmatiques, dans cette partie de la feuille, se met en place vers 350 Ma dans un vaste domaine crustal soumis à une déformation en transpression dextre suivant un axe Z de raccourcissement horizontal N150 à Nord-Sud.

Le domaine de Folles-Laurières, qui constitue la partie septentrionale du domaine du Limousin, est située à la base de l'empilement lithotectonique du Massif Central. Il est formé principalement de métapélites et de métaquartzites néoprotérozoïques, déposés en milieu épicontinental, et qui ont été affectés par un métamorphisme varisque barrovien (Moyenne Pression/Moyenne Température) à grenat-biotite. Au sein du domaine de Folles-Laurière, une anatexie responsable d'un rubanement S1 intervient vers 355 ± 3 Ma. La localisation de cette anatexie au sommet de la pile métamorphique indique que l'ensemble du Domaine a subi un métamorphisme inverse.

ABSTRACT

Geographically, the La Souterraine map essentially consists of the Guéret plateau in the Marche mountains. This plateau is a gently undulating area with elevations ranging from 300 to 600 m. This morphology is characteristic of the alveolar model of granitic regions. Geologically speaking, the map area is underlain by the western part of the Guéret Massif and a small part of the Limousin domain. The Magmatic Guéret Complex (MGC) essentially consists of granitoid rocks imbricated in migmatite masses (granular diatexite with cordierite, etc.). The Limousin domain, or more precisely, the Folles-Laurière domain on this sheet, is made up of metamorphic rock, including micaschist, gneiss, migmatite, feldspathic metasandstone, leptynite and amphibolite.

The Guéret Massif comprises both the MGC and a heterogeneous granular diatexite with cordierite ("Aubussonite"). The latter forms the hostrock of the MGC granitoid rocks that consist of several massifs of more-or-less distinct age and structure. In the west, the Guéret granitoids form composite plutons, generally laccolith shaped, whereas in the east, the Crocq and Fernoël granitoids are dome shaped and intersect the first magmatic rocks of the MGC.

The geometry of the post-solidus ductile deformation of the syn-tectonic granitoid rocks reveals a heterogeneity in the style, the kinematics and the age of deformation that took place between 375 and 340 Ma.

Most of the magmatic intrusions in this part of the map area, were emplaced around 350 Ma in a huge crustal domain subject to deformation in dextral transpression along a horizontal shortening Z-axis trending N150 to north-south.

The Folles-Laurières domain, which is the northern part of the Limousin domain, is located at the base of the lithotectonic succession of the Massif Central. It mainly consists of Neoproterozoic metapelite and metaquartzite, deposited in an epicontinental environment. The rocks of the domain were affected by Variscan barrovian (medium-pressure/medium temperature) metamorphism with garnets, biotite. Within the Folles-Laurières domain, anatexis, causing S1 banding, occurred around 355 ± 3 Ma. The location of this anatexis, at the top of the metamorphic succession, indicates that the domain as a whole underwent inverse metamorphism.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Appartenant pour environ 90 % au département de la Creuse et pour 10 % à celui de la Haute-Vienne (coin sud-ouest de la feuille), le territoire couvert par la carte La Souterraine s'étend essentiellement sur les monts de la Marche qui doivent leur nom à l'ancien Comté de la Marche. Ces derniers comprennent les Monts d'Ambazac, les Monts de Blond et les Monts de Toulx-Sainte-Croix. Le secteur de la carte se situe sur le plateau de Guéret, mollement ondulé, d'altitude moyenne comprise entre 300 et 600 m. Le Puy des Trois Cornes, à 635 m d'altitude, constitue le point culminant de la feuille. La morphologie est caractéristique du modelé alvéolaire des contrées granitiques. Le paysage fortement façonné par l'homme est constitué de petites forêts disséminées composées de chênes, de frênes, de châtaigniers et de prairies servant au pâturage des troupeaux.

Le réseau hydrographique se compose d'une multitude de petits ruisseaux propices à la pêche à la truite. La principale rivière est la Gartempe qui traverse d'Est en Ouest l'ensemble du territoire de la feuille. L'Ardour au Sud-Ouest, retenu par le barrage de Pont-à-l'Age se jette dans la Gartempe un peu à l'Ouest de la carte.

La population rurale occupe l'ensemble du territoire, en maisons individuelles, en petits hameaux ou villages espacés d'à peine deux ou trois kilomètres. À mi-chemin entre Limoges et Clermont-Ferrand, la ville de La Souterraine comptait 5 375 habitants en 2007.

Faute d'un sol très développé, l'agriculture est rare et seulement propice à l'ensilage. La ressource première est l'élevage de la vache limousine et plus rarement la Charolaise, quelques espèces laitières comme la Noiraude apparaissent de manière sporadique.

Le Limousin mise sur le tourisme vert pour le développement économique de la région.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la carte appartient principalement au Massif de Guéret. Ce dernier comprend divers granitoïdes regroupés sous le nom de « Complexe Magmatique de Guéret » et des diatexites grenues hétérogènes à cordiérite connues sous le nom de « gneiss d'Aubusson » ou « Aubussonites ». Une toute petite part du domaine du Limousin septentrional affleure au Sud-Ouest de la carte (appelé ici : domaine de Folles-Laurière). La région couverte

par la carte est principalement disloquée par un réseau de failles fragiles de direction NW-SE. La faille d'Arrênes, orientée N115, sépare le Massif de Guéret du domaine du Limousin.

SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille à 1/80 000 de Guéret (2^e édition, 1953) était, jusqu'à la réalisation de la présente carte à 1/50 000, la carte géologique la plus récente couvrant la région de La Souterraine. La première édition de la carte à 1/80 000 avait été publiée en 1898 à partir des levés de L. de Launay.

Massif de Guéret

Le Massif de Guéret comprend à la fois le Complexe Magmatique de Guéret (CMG) et les diatexites grenues à cordiérite (« Aubussonites »). Ces dernières constituent l'encaissant des granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret qui est formé de plusieurs massifs d'âges et de structures plus ou moins distincts (Cartannaz, 2006). À l'Ouest, les granitoïdes de Guéret gisent au sein de plutons composites en gisement principalement laccolitique (Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Gebelin, 2004 ; Cartannaz, 2006). À l'Est, les granitoïdes de Crocq et de Fernoël, en forme de dôme (Sabourdy et Tempier, 1982), recourent les premières venues magmatiques de ce CMG.

La série granito-gneissique d'Aubusson (« gneiss d'Aubusson »)

Ce sont des diatexites grenues hétérogènes à cordiérite qui, d'après M. Chenevoy et J. Ravier (1989) proviennent de la fusion de sédiments pélitiques et grauwaqueux ; elles ont un aspect de granitoïdes hétérogènes. À l'aide des géothermobaromètres grenat - biotite et grenat - cordiérite ces auteurs estiment les conditions de l'équilibre au stade anatectique final d'évolution des matériaux à 680 °C et 5 kbar (15 km). Sur la carte, ces migmatites affleurent largement sous forme de panneaux dans les granitoïdes (zones de Saint-Silvain-Montaigut et de Chabannes).

Le sondage de Créchat – Les Sibieux (coupe géologique sur la carte), réalisé en 1988 par la COGEMA a démontré la présence des « gneiss d'Aubusson » sous les granitoïdes de Guéret (Laurent, 1984). Ils représentent ainsi l'encaissant de ces granitoïdes.

Les « gneiss 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. Ces roches ont été datées de nouveau par A. Cocherie à partir de trois échantillons prélevés à proximité d'Aubusson (*cf.* notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2006, et *cf.* § consacré aux diatexites

grenues à cordiérite). Les âges obtenus par la méthode U-Th-Pb sur monazite permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des « gneiss d'Aubusson » un âge moyen de 373 Ma.

Les granitoïdes de Guéret

Historiquement, ces granitoïdes ont été subdivisés en quatre types pétrographiques principaux (Ranchin, 1971 ; Berthier et Feys, 1986 ; Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle *et al.*, 1986) :

- 1 - des granodiorites-tonalites (de type Villatange) ;
- 2 - des granodiorites à cordiérite rare (de type Saint-Fiel ou Paulhac) ;
- 3 - des monzogranites mésocrates à cordiérite (de type Peyrabout ou Grand-Bourg) et ;
- 4 - des monzogranites leucocrates à cordiérite abondante (de type Aulon).

O. Jover (1986) établit la première carte des foliations et des linéations magmatiques des granitoïdes du Massif de Guéret en utilisant la méthode d'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) des roches. C. Cartannaz (2006) complète ce travail par une carte des foliations et des linéations magmatiques dans la partie centrale du massif (cartes de Saint-Sulpice-les-Champs et d'Aubusson). O. Jover (1986) montre que les foliations magnétiques présentent un faible pendage. Les linéations minérales (rarement mesurées sur le terrain) et surtout magnétiques sont orientées NW-SE. L'attitude globalement sub-horizontale de la fabrique magmatique dans ces granitoïdes traduirait pour O. Jover (*op. cit.*) leur structuration subhorizontale et leur étirement en direction NW-SE pendant leur mise en place.

D'après L. Vauchelle (1988), la fabrique magmatique et magnétique des granitoïdes (Bouchez *et al.*, 1984 ; Jover, 1986) et la répartition des types pétrographiques autour des enclaves migmatitiques suggèrent une disposition en lame, ou en laccolite des granitoïdes occidentaux du Massif de Guéret, posés sur une « semelle » migmatitique. Ce modèle a été conforté, outre par le sondage de Créchat – Les Sibieux (Laurent, 1984), par une modélisation gravimétrique (Gébelin *et al.*, 2004 ; Gébelin, 2004). D'après ces résultats, la partie occidentale (laccolitique) du Massif de Guéret présente un caractère anormal marqué par une forte anomalie positive en désaccord avec la faible densité des granitoïdes qui le composent (autour de 2,62-2,64 g/cm³). Cette anomalie suggère que cette partie du massif est de faible épaisseur, de l'ordre de quelques centaines de mètres (Gébelin *et al.*, 2004, et Gébelin, 2004).

Plusieurs granitoïdes du laccolite composite de Guéret ont fait l'objet d'une série de datations réalisées par A. Cocherie (*cf.* notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2006).

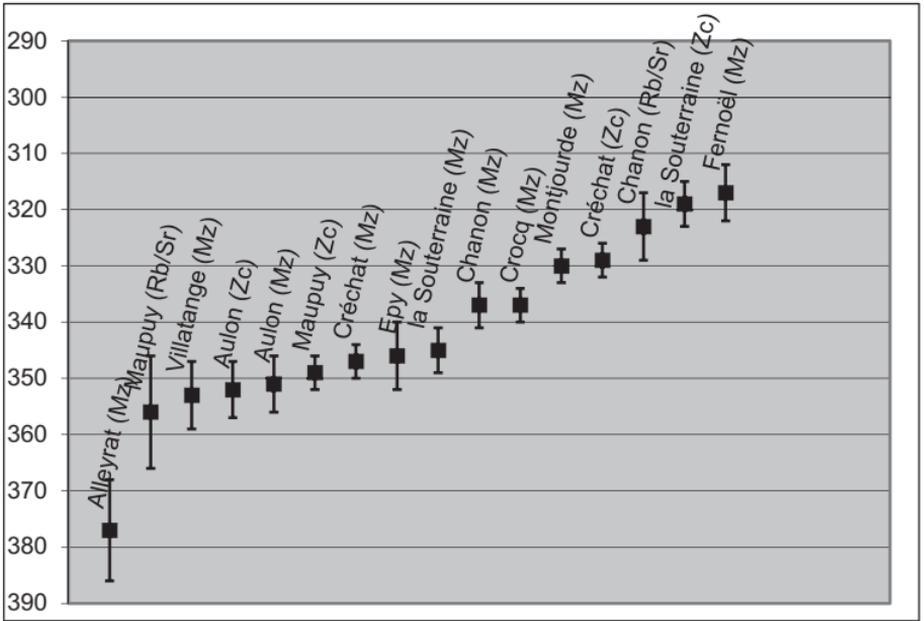


Fig. 1 - Synthèse des âges Rb/Sr, monazite et zircon réalisés sur les granitoïdes du CMG. Les âges zircon à 319 ± 4 Ma sur le massif de La Souterraine et à 329 ± 3 Ma sur le massif de Créchat sont jugés non significatifs

Les âges disponibles (dont ceux réalisés dans le cadre de ce travail) sont résumés sur la figure 1.

Origine des granitoïdes du Massif de Guéret

M. Chenevoy (1958) réalise la première étude de l'ensemble du Massif de Guéret, cette étude est ensuite reprise par G. Ranchin (1971) qui publie, dans le cadre de sa thèse, les premiers travaux géochimiques sur ce massif. La géochimie des granitoïdes fait ensuite l'objet de traitements statistiques (de La Roche *et al.*, 1980).

La thèse de C. Cartannaz (2006) reprend et complète les travaux pétrographiques et géochimiques sur les granitoïdes du Massif de Guéret. Le terme de Complexe Magmatique de Guéret est introduit et plus d'une vingtaine d'entités géologiques, pouvant elles-mêmes être des massifs composites, sont individualisées. Les premières grandes intrusions de ce complexe (360-340 Ma, fig. 1) montrent une composante de croûte inférieure, tandis que les dernières (340-320 Ma) semblent renfermer une composante mantellique.

Sur le terrain, la convergence macroscopique entre les « gneiss d'Aubusson » et certains granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret, pourrait laisser penser que ces granitoïdes dérivent pour partie de la fusion de « gneiss d'Aubusson » mais les données géochimiques vont à l'encontre de cette hypothèse. La différence de peraluminosité entre les granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret et les « gneiss d'Aubusson » (diagramme AB de Debon et Lefort), ainsi que la différence de teneur en calcium entre les granitoïdes de Guéret et les « gneiss d'Aubusson », et enfin la différence des rapports initiaux en Strontium dans les granitoïdes de Guéret (Maupuy : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7098 \pm 0,0004$) et les diatexites grenues à cordiérite ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,71507 \pm 0,0002$) indiquent que ces granitoïdes de type Guéret ne dérivent pas de la fusion complète des « gneiss d'Aubusson ».

L'analyse typologique des zircons réalisée par J.-M. Belin (Sabourdy et Tempier, 1982) indique qu'à l'exception des plutons de Crocq et de Fernoël, les autres massifs du Complexe Magmatique de Guéret présentent des zircons qui les rattachent à des granitoïdes d'origine crustale.

Domaine du Limousin

Le domaine de Folles-Laurières, décrit sur cette carte, constitue la partie septentrionale du domaine du Limousin.

Les roches métamorphiques

Rattachées à l'unité Parautochtone, elles affleurent à la base de l'empilement lithotectonique du Massif central (Ledru *et al.*, 1989) : il s'agit principalement de métapélites et de métaquartzites déposés en milieu épicontinental et métamorphisés dans le faciès amphibolite (Floc'h, 1983). Un âge néoprotérozoïque est attribué à ces dépôts (Ledru et Autran, 1987) qui ont été affectés par un métamorphisme barrovien (moyenne pression/moyenne température) à grenat-biotite, localement à staurotide (absente sur cette feuille). La feuille Bourganeuf (Arène *et al.*, 1972) décrit des faciès anatectiques identiques aux diatexites grenues à cordiérite observés à l'intérieur du Complexe Magmatique de Guéret.

Les leucogranites

Les massifs de la Brame, Saint-Sylvestre et Saint-Goussaud, intrusifs dans les micaschistes du Para-autochtone, ont largement été prospectés par la COGÉMA dans les années 1980 pour la recherche d'uranium. Différents types pétrographiques ont été mis en évidence suggérant des mises en place composites de ces différents massifs.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE

Les levés cartographiques ont été réalisés en 2007 et 2008 par C. Cartannaz (BRGM), et durant l'été 2008 par N. Bouillier et B. Mougin stagiaires en licence de géologie appliquée à Besançon. Les levés géologiques autour de la zone de diatexites grenues à cordiérite de Saint-Silvain-Montaigut ont été communiqués par M. Grandprat (TOTAL).

C. Cartannaz a assuré la coordination des travaux, l'encadrement des étudiants sur le terrain, l'échantillonnage pour la géochronologie ainsi que l'étude pétrographique des différentes roches. Les échantillons pour la chimie et la géochronologie ont été analysés au BRGM à Orléans. Les mesures et interprétations géochronologiques ont été réalisées par A. Cocherie.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Terrains métamorphiques du domaine du Massif de Guéret

Le Massif de Guéret occupe quinze seizièmes de la feuille La Souterraine. Le dernier seizième, localisé dans le coin SW de la feuille, est

constitué par le domaine de Folles-Laurière, séparé du Massif de Guéret par la faille d'Arrênes.

Formations métamorphiques et mylonitiques

M^c. **Diatexites grenues à cordiérite (faciès type « Aubusson »)**. Ces roches forment l'encaissant principal des granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret. Elles peuvent également former diverses masses enclavées dans ces granitoïdes. Les deux principales entités sont la zone de Saint-Sylvain-Montaigut, à l'Est de la feuille, et la zone de Chabannes à l'Ouest. La zone de Saint-Sylvain-Montaigut est bordée à l'Ouest par un réseau de failles d'orientation sub-méridienne à NW-SE. Le long de ce réseau faillé, les diatexites peuvent être suivies jusqu'au Nord, au sein du massif de Créchat avec la zone de Brézenty, et sont subodorées par la présence de quelques masses isolées d'anatexites granitoïdiques à cordiérite dans le secteur des hameaux des Francs, la Perche et de Balzac. De petites masses affleurent aussi vers La Bussière-Madeleine (Nord-Est de la carte) et à 1 km au Sud de Saint-Priest-la-Plaine (centre de la feuille).

Ces roches sont étroitement associées aux anatexites granitoïdiques à cordiérite qui, elles-mêmes, sont associées aux différents leucogranites à cordiérite qui composent les massifs de Salagnac, de Noth, de Fursac, de la Betouille ou de Saint-Jean. Les diatexites grenues à cordiérite sont principalement en contact avec la granodiorite du massif de Créchat ; mais plus rarement, elles peuvent se trouver au contact des monzogranites (massif de Saint-Vaury).

Ce sont des migmatites, à aspect granitoïdique, de couleur souvent rouille, à grain fin (de 1 à 2 mm), localement assez sombres car très biotitiques, à plagioclase automorphe trapu (1 à 2 mm). L'aspect hétérogène de ces migmatites est dû à la présence plus ou moins importante de nodules irréguliers, ou de taches d'une taille de 1 à 4 cm, de biotite et de cordiérite bleu-verdâtre à noirâtre, assez régulièrement réparties dans le fond grenu de la roche. L'étirement modéré et l'alignement fruste de ces nodules et l'orientation de minéraux confèrent un aspect très vaguement gneissique à la roche ; sans cela, la roche est peu foliée et il est difficile d'y mesurer l'orientation de la fabrique minérale.

En lame mince, la roche présente une texture magmatique avec des minéraux automorphes et un grain fin. La mésostase est composée de minéraux principalement quartzo-feldspathiques, cette paragenèse est issue de l'anatexite (datée à 373 Ma sur la feuille d'Aubusson). Le quartz cristallise en plages polycristallines avec des limites de grains rectilignes mais il peut également se présenter en plages engrenées, déformées (extinction roulante, limites de grains parfois suturées et localement sous joints en damier). Le plagioclase est souvent

automorphe et trapu (oligoclase à andésine acide : An₁₃₋₃₂). Le feldspath alcalin est peu abondant. Il se trouve sous forme de gros cristaux pœcilitiques déformés à extinction ondulante, et parfois sous forme de cristaux automorphes centimétriques également déformés à l'état ductile. Ces observations microscopiques argumentent qu'une déformation post-solidus à haute température est intervenue au moins localement. L'étude cartographique de cette déformation de haute température en relation notamment avec la distance des intrusions granitiques n'a pas été effectuée. La biotite orientée est assez rare dans la mésostase, voire exceptionnellement absente dans certains échantillons. Le quartz xénomorphe apparaît fréquemment enclavé dans la cordiérite et les feldspaths. La sillimanite est rare, en fines baguettes ou fibreuse, en inclusion dans la plupart des minéraux. Le grenat, rarissime, forme de petits grains corrodés en inclusions dans la cordiérite et le plagioclase. De la muscovite, associée au quartz, provient de la déstabilisation de la sillimanite et du feldspath potassique. L'apatite et le zircon sont fréquents. La cordiérite ($Fe/(Fe + Mg) > 0,4$: plus ferrique que les cordiérites du massif d'Aulon où $Fe/(Fe + Mg) < 0,4$) est le minéral typique et abondant des diatexites grenues à cordiérite. En lame mince, elle se présente sous au moins trois habitus :

1 - de la cordiérite cristallisée en grands cristaux **xénomorphes** et **pœcilitiques** qui forme des nodules sombres, bien visibles à l'œil nu. Ce minéral inclue de nombreux petits cristaux (quartz, biotite xénomorphe, minéraux opaques, exceptionnellement sillimanite fibreuse ou en baguette, plus rarement du grenat relictuel avec, [décrit par Le Breton *et al.* (1986) de manière ponctuelle à la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson] inclusion de corindon, de staurotide et peut-être de disthène). Les minéraux hérités enclavés dans la cordiérite pœcilitique appartiennent à une paragenèse primaire antérieure à l'anatexie. Ce type de cordiérite est probablement issu de réaction métamorphique avant, ou juste avant, l'anatexie et pourrait être considéré comme restitique (partie solide non fondue lors de l'anatexie). Ce minéral est né (Chenevoy et Ravier, 1989) par réaction de la sillimanite et du quartz. Cette réaction peut s'effectuer soit avec le grenat (grenat + sillimanite + quartz → cordiérite), soit avec la biotite (biotite + sillimanite + quartz → cordiérite + K-feldspath + eau). De la biotite automorphe peut ceinturer la cordiérite ou être disséminée dans sa couronne et sembler ainsi provenir de sa destruction. Il apparaît donc deux étapes dans la cristallisation de la biotite : une biotite xénomorphe ante-cordiérite pouvant avoir nourri ce minéral et une biotite automorphe post-cordiérite pouvant provenir de sa destruction. Une seconde origine pour la formation de ces nodules de cordiérites xénomorphes et pœcilitiques peut être envisagée en comparant ces derniers à ceux contenus dans les migmatites du complexe du Velay. P. Barbey *et al.* (1999) suggèrent une origine magmatique de ces nodules de cordiérite qui auraient été générés en contexte de décompression brutale, lors d'une remontée rapide du matériel partiellement fondu.

2 - la cordiérite **automorphe** forme soit des prismes plus ou moins automorphes habituellement moulés par le quartz interstitiel, soit des nodules

(0,1 à 3 cm) englobant des grains de quartz et des plagioclases automorphes. L'origine de cette cordiérite automorphe est magmatique : elle a cristallisé librement dans un bain silicaté ;

3 - de la cordiérite **interstitielle** qui pourrait être interprétée comme métasomatique. Des fluides enrichis en aluminium (peut-être issus de la mise en place des magmas peralumineux du Complexe Magmatique de Guéret) ont probablement percolé dans l'encaissant et permis la cristallisation de cette cordiérite secondaire.

La rétomorphose des diatexites grenues à cordiérite (« Aubussonites ») se traduit par une chloritisation de la biotite, ou sa décoloration et son envahissement par le rutile, et par une muscovitisation secondaire qui envahit les feldspaths et la cordiérite, généralement en voie de totale pinitisation.

Structure des diatexites grenues à cordiérite « Aubussonites »

Ces migmatites ne présentent pas de foliation bien marquée et on n'observe pas de déformation post-solidus à l'œil nu. Dans la zone de Chabannes, les fabriques minérales mesurées sur le terrain présentent des directions variables ; seul le pendage de la foliation est toujours supérieur à 45°. Au niveau de la zone de Saint-Sylvain-Montaigut, la fabrique est orientée majoritairement N-S avec des pendages qui varient de la verticale à 20° vers l'Est. Cette fabrique est concordante avec celle des anatexites granitoïdiques à cordiérite qui jouxtent les diatexites grenues à cordiérite et dans la granodiorite du massif de Créchat. La fabrique pourrait être considérée comme magmatique car ce matériel a certainement subi un taux de fusion partielle très élevé. Ces migmatites possèdent ainsi un comportement rhéologique comparable à celui d'un magma.

Part de la fusion partielle dans les diatexites grenues à cordiérite

L'aspect de granitoïde de cette roche à l'affleurement, la texture grenue de la mésostase, l'observation de limites de joints triples en lame mince et surtout le caractère automorphe des plagioclases et d'une partie des cordiérites, révèlent la genèse par la fusion partielle des diatexites grenues à cordiérite. Toutes ces données justifient l'utilisation du terme migmatite (roche partiellement fondue) pour les diatexites grenues à cordiérite. M. Chenevoy et J. Ravier (1989) proposent d'utiliser le grenat relictuel comme indicateur thermobarométrique pour la formation de ces roches. D'après ces auteurs, cette anatexie se serait produite à une pression d'environ 5-6 kbar (15 à 18 km), déterminée par le géobaromètre grenat-cordiérite, et à une température de 675-680 °C déterminée respectivement avec les géothermomètres grenat-cordiérite et grenat-biotite. Toutefois, compte tenu de la grande rareté du grenat, la prudence impose de ne pas généraliser ces conditions de pression et de température à l'ensemble des massifs diatexites grenues à cordiérite. En effet, les observations réalisées par V. Thiery (2010) indiquent que le grenat n'est pas à l'équilibre avec la paragenèse actuelle.

La forte fraction quartzo-feldspathique issue de l'anatexie datée à 373 Ma (Rolin *et al.*, 2006), ainsi que la rareté des minéraux reliques, indiquent que ces migmatites proviennent d'un taux de fusion très élevé, estimé supérieur à 25 %. Ce fort taux de fusion a pu permettre aux fractions solide et liquide de se déplacer ensemble avec un minimum de déformation. La mésostase est essentiellement composée de plagioclase ; elle pourrait avoir résulté de la séparation d'une hypothétique fraction liquide plus siliceuse et potassique qui aurait migré vers des niveaux supérieurs et actuellement érodés.

Géochimie des diatexites grenues à cordiérite

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

Ce groupe de roches est moyennement acide (SiO_2 entre 64,1 % et 72,8 %, moyenne = 67,4 %). La somme ($\text{FeOt} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) a pour moyenne 7,8 %. Le K_2O varie de 4,7 % à 2,4 % et le Na_2O de 1,0 % à 2,5 % pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO augmente de 0,5 % à 1,1 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 68 et 232) et un paramètre B entre 90 et 169. Le rapport A/CNK varie entre 1,37 et 1,25. Ce sont donc des roches très fortement alumineuses et mélanocrates (Debon et Le Fort, 1983).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La/Yb est assez constant (entre 7,1 et 11,4). Le rapport des Terres Rares lourdes (Gd/Yb) est plus bas pour les diatexites grenues à cordiérite que pour les granitoïdes de Guéret pour un pourcentage en SiO_2 équivalent. Les sommes de terres rares trivalentes s'évaluent entre 82 et 113. Les terres rares, le Zr, Hf et le Th ne montrent pas de fractionnement très importants car les variations de leurs concentrations ne sont pas corrélées avec l'index de fractionnement représenté par le paramètre B. Les éléments Ba, Pb, Sn et Sr ont un comportement incompatible.

Pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, les diatexites grenues à cordiérite se distinguent des granitoïdes de Guéret par un pourcentage faible en K_2O , Na_2O , CaO et P_2O_5 et plus élevé en Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 et MnO. De même pour les éléments en traces, il existe une teneur plus faible en Sr, Rb et Pb et un excès de Ni, Cr, Co, ainsi que de Terres Rares lourdes.

Rôle des diatexites grenues à cordiérite dans la génèse des magmas peralumineux de type Guéret

Les rapports initiaux du strontium sont de $0,71507 \pm 0,0002$ pour les diatexites grenues à cordiérite (Le Breton *et al.*, 1986) et de $0,7089 \pm 0,0004$ pour les monzogranites de Peyrabout (Berthier *et al.*, 1979). Cette basse valeur du rapport initial, de même que les pourcentages en CaO plus importants dans les granitoïdes de Guéret que dans les diatexites grenues à cordiérite (à valeurs

de SiO₂ égales), empêchent de considérer les diatexites grenues à cordiérite comme source potentielle unique du magma responsable des granitoïdes de Guéret. D'après O. Laurent (1989), la fusion partielle des diatexites grenues à cordiérite pourraient être responsable de mobilisats leucogranitiques. Ces mobilisats (dont il semble que le volume soit faible) de même aspect que les leucogranites des massifs de Fursac, Noth, Betoulle, Saint-Jean et Salagnac n'ont pas été distingués sur la carte.

Données géochronologiques

Les diatexites grenues à cordiérite ont fait l'objet de trois nouvelles datations par la méthode U-Th-Pb total sur monazite (âges publiés dans la notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.* 2006). Les trois échantillons de granitoïdes d'anatexie ont été prélevés à proximité d'Aubusson, dont l'un d'entre eux dans la carrière du Puy-du-Roy où a été réalisée la datation Rb/Sr (Le Breton *et al.*, 1986) qui a fourni un âge de 356 ± 8 Ma. Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de chaque échantillon déterminent plusieurs âges isochrones très voisins dont la moyenne pondérée donne un âge moyen, considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite, et interprété comme étant également celui de l'anatexie. Les âges obtenus sur les trois échantillons sont relativement proches : 372 ± 5 Ma ; $375 \pm 1,8$ Ma ; 371 ± 8 Ma et permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des migmatites d'Aubusson un âge moyen de 373 Ma. L'âge Rb/Sr de 356 ± 8 Ma pourrait être dû à un nouvel événement thermique tournaisien (*cf.* datation sur les anatexites granitoïdiques à cordiérite), à des circulations de fluides responsables de transformation géochimique ou bien, plus simplement, à une erreur chronologique due à l'hétérogénéité géochimique du matériel daté.

Origine diatexites grenues à cordiérite

Les paramètres A et B du diagramme F. Debon et P. Le Fort (1983, 1988) qui varient respectivement de 114 à 232 et de 90 à 169, les éloignent des compositions type d'un liquide granitique : ces migmatites n'ont pas la composition commune d'un granitoïde. La composition des diatexites grenues à cordiérite (ainsi que leurs spectres de Terres Rares) sont comparables à ceux de shales ou de grauwackes et non à ceux d'un granite moyen. Ces roches possèdent en outre un pourcentage en Na₂O de 2 % en moyenne contre 3 à 3,5 % pour un granite moyen, de plus la somme FeO + MgO + TiO₂ et la peraluminosité sont élevées par rapport à leur teneur en SiO₂. Les teneurs en Zr, Hf et Th sont également identiques à celles de shales ou de grauwackes moyennes. De même, les fortes valeurs de Mg, Ni, Cr et Co par rapport à des granitoïdes sont des teneurs normales pour des shales ou des grauwackes. La gamme des compositions en termes de peraluminosité et teneurs en ferromagnésiens dans le diagramme AB est considérée comme reflétant les hétérogénéités initiales de composition des sédiments. Bien que la migration sur de longue distance des liquides silicatés, accompagnés ou non d'une

fraction solide, puisse considérablement modifier le chimisme initial de la roche d'origine, la composition des diatexites grenues à cordiérite évoque néanmoins une origine métasédimentaire.

Les minéraux enclavés dans ceux de la paragenèse principale témoignent de phases primaires reliques antérieures à l'anatexie datée à Aubusson vers 373 Ma. Ce sont des restites du matériel métamorphique qui a partiellement fondu. Il s'agit du quartz, de la biotite, de la sillimanite, du grenat ($gr = 0,02$ $py = 0,10$ $al = 0,77$ $sp = 0,11$) et peut-être de la cordiérite; association minérale qui pourrait correspondre à une granulite.

À quelle unité du Massif central français rattacher les diatexites grenues à cordiérite ?

Le fort taux de fusion des migmatites et la petite taille de leur grain permettent d'envisager raisonnablement que ces migmatites aient été expulsées de leur zone d'origine pour venir cristalliser dans un niveau supérieur plus froid. Dans cette hypothèse, l'évolution tectonique de cette formation lithologique diffère de celle des autres unités du Massif central. Le plus simple est donc de les considérer à part et de placer ces roches dans une nouvelle unité appelée l'Unité Anatectique d'Aubusson (UAA).

M/c. Anatexites granitoïdiques à cordiérite. Ces roches affleurent principalement sur les bordures orientales des zones de Saint-Sylvain-Montaigut et de Chabannes. Elles sont étroitement imbriquées avec la granodiorite du massif de Créchat et sont également associées avec les diatexites grenues à cordiérite et les leucogranites à cordiérite qui composent les massifs de Salagnac, de Noth ou de Fursac. Ce type de roche est également présent sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs (non cartographié et confondu avec les diatexites grenues à cordiérite), d'Aubusson, de Saint-Gervais-d'Auvergne et de Felletin.

Ces roches métamorphiques isotropes ressemblent à des granitoïdes à grain fin (1 à 3 mm environ), parfois à grain plus gros (3 à 5 mm). Leur aspect est plus homogène que celui des diatexites grenues à cordiérite mais leur couleur orangée à rouille est identique à ces dernières. Leur texture est finement grenue et elles montrent les mêmes plagioclases automorphes que les diatexites grenues à cordiérite. La cordiérite est plutôt automorphe et très rarement en nodule, et sa taille varie de 2 mm à 2 cm. En fait, la distinction de ces roches avec les diatexites grenues à cordiérite n'est parfois pas évidente sur le terrain et les limites cartographiques ne sont qu'indicatives. On peut très bien observer des diatexites grenues à cordiérite et des anatexites granitoïdiques à cordiérite sur le même affleurement. Parfois, la rareté des nodules de cordiérite (1 nodule tous les m²) ne laisse aucun doute sur la

distinction entre les diatexites grenues à cordiérite (riches en nodules) et les anatexites granitoïdiques à cordiérite (pauvres en nodules).

En lame mince, la roche montre une texture finement grenue et magmatique. Elle renferme de petites biotites millimétriques, voire par endroits de taille moyenne (4 mm). Sa description minéralogique est similaire à celle des diatexites grenues à cordiérite.

Structure des anatexites granitoïdiques à cordiérite

Tout comme les diatexites grenues à cordiérite, la fabrique minérale assez isotrope, est difficilement détectable et les mesures sont rares. Ces migmatites ne présentent pas de foliation bien marquée et on observe rarement de déformation post-solidus à l'œil nu. Au niveau de la zone de Chabannes, les fabriques minérales mesurées sur le terrain semblent montrer une fabrique peu inclinée voire horizontale. Dans le secteur de Saint-Sylvain-Montaigut, la fabrique est orientée majoritairement NS avec des pendages qui varient de 90 à 20° vers l'Est. Cette fabrique est concordante avec celle des diatexites grenues à cordiérite (à l'Ouest) et celle de la granodiorite du massif de Créchat dans laquelle les anatexites granitoïdiques à cordiérite sont imbriquées (fig. 2).

Données géochronologiques

Cette roche a fait l'objet d'une datation (CPMGC) dont l'objectif est de comparer son âge avec d'une part des diatexites grenues à cordiérite et d'autre part avec celui de la granodiorite du massif de Créchat. Le site de prélèvement se situe à l'Est de la zone de Chabannes (WGS84 : E = 1°31'19", N = 46°9'8"), au lieu-dit les Moulins à 1 km de Saint-Étienne-de-Fursac. L'échantillon a été prélevé à moins de 2 m d'un contact entre la granodiorite du massif de Créchat (en dessous du contact) et de cette première (au-dessus du contact). Le contact globalement subhorizontal est partiellement lobé. La foliation magmatique également subhorizontale dans la granodiorite et l'anatexite granitoïdique à cordiérite recoupe le contact lobé (*cf.* fig. 2). Les observations de terrain de ce contact (foliation magmatique qui recoupe un contact lobé), suggèrent une cristallisation synchrone de la granodiorite et de la migmatite. Les deux magmas n'étaient pas encore totalement cristallisés lorsqu'ils ont été mis en contact et ont enregistré le même ellipsoïde de déformation à axe Z (axe de raccourcissement) vertical.

La technique de datation utilisée par A. Cocherie est la méthode U-Th-Pbtotal sur monazite (Mz). Près de 30 grains ont pu être séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés). Ils sont de grande taille : de 300 à 400 µm, généralement de bonne qualité bien qu'arrondis et parfois fracturés. 84 analyses ont pu être traitées dans le diagramme isochrone

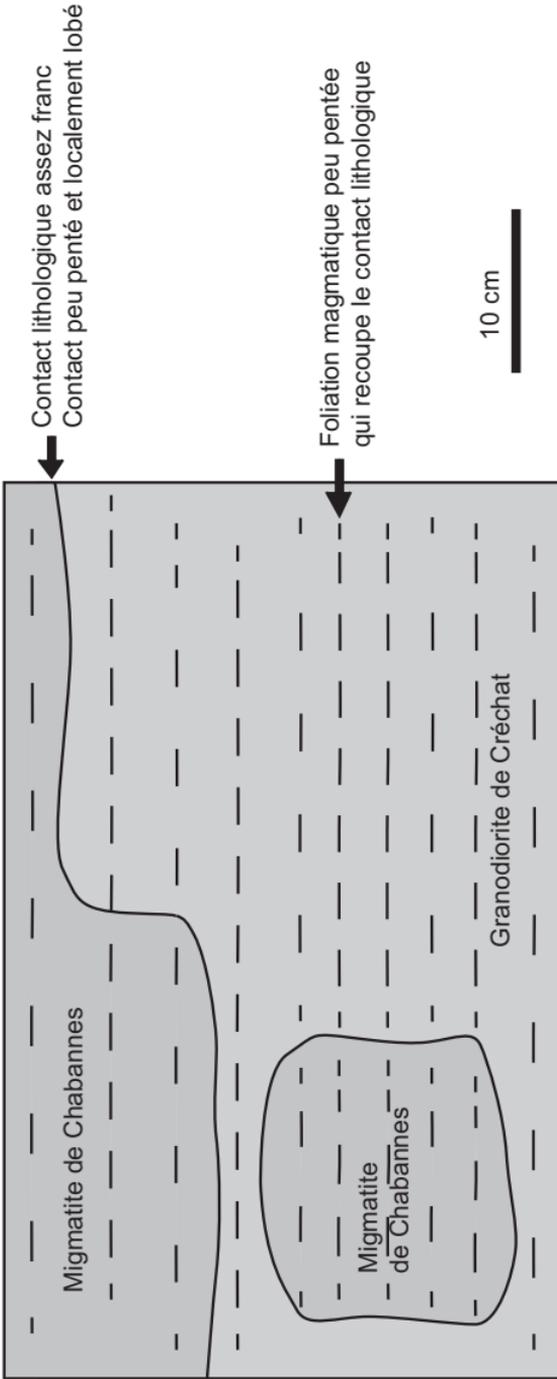


Fig. 2 - Schéma du contact entre la granodiorite du massif de Créchat et l'anatexite granitoïdique à cordiérite près duquel les deux roches ont été datées. (Migmatite de Chabannes : 359 ± 5 Ma, Mz ; Granodiorite de Créchat : 347 ± 3 Ma)

Th/Pb = f(U/Pb) ; un âge moyen à 359 ± 5 Ma est déterminé : cet âge est considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite.

La datation U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons a également été utilisée. Les zircons de la migmatite de Chabannes (CPMGC) n'ont pas permis de dater la migmatite elle-même, mais seulement les sources possibles de la roche : vers 2 600 Ma, 2 000 Ma, 735 Ma et les âges les plus représentatifs se trouvent entre 527 et 640 Ma. L'âge de la migmatite correspondrait à l'âge de cristallisation des monazites : 359 ± 5 Ma (2σ).

Discussion sur les âges

Cet âge (359 ± 5 Ma) est significativement différent de l'âge sur monazite obtenu sur la granodiorite de Créchat (347 ± 3 Ma), pourtant prélevée à 2 m au-dessus du contact. Deux interprétations sont possibles pour expliquer cet écart de 12 Ma.

1 - L'un des deux âges obtenus est non significatif si l'hypothèse d'une mise en place de la granodiorite de Créchat est synchrone de la cristallisation de la migmatite comme le montrent les observations de terrain. En fait, la monazite peut avoir cristallisé avant le reste des minéraux de la migmatite, d'où son âge plus vieux.

2 - Les âges sont significatifs. La granodiorite est intrusive dans un encaissant à peine cristallisé mais encore ductile depuis 12 Ma. L'axe Z vertical du champ de déformation est resté constant durant ce laps de temps. Cependant, les observations microstructurales montrent que les deux roches étaient dans le même état rhéologique lorsqu'elles ont acquis leur fabrique. Cette hypothèse est donc peu vraisemblable.

En outre, cet âge (359 ± 5 Ma) est significativement différent de l'âge obtenu sur les monazites des diatexites grenues à cordiérite (373 Ma) sur la feuille d'Aubusson. Au minimum, trois interprétations sont possibles pour expliquer cet écart de 14 Ma.

1 - Il y aurait soit une anatexie qui se développe sur toute la région de manière continue entre 375 et 355 Ma. Les diatexites grenues à cordiérite datées à côté d'Aubusson sont situées au toit du Complexe Magmatique de Guéret, tandis que ces migmatites sont imbriquées dans ce complexe sur la feuille de La Souterraine. Il pourrait exister un diachronisme vertical de la cristallisation qui demanderait à être étayé. Auquel cas, sur la feuille de La Souterraine, les faciès diatexites grenues à cordiérite (diatexites grenues à cordiérite) possèdent le même âge que celui des anatexites granitoïdiques à cordiérite (Tournaisien).

2 - Soit, il existe deux périodes d'anatexie. La première à 375 Ma (limite Frasnien/Famennien) est connue dans les migmatites du massif varisque

français, puis une seconde vers 355 Ma (Tournaisien) qui est peu documentée dans les migmatites varisques françaises. L'âge Rb/Sr de 356 ± 8 Ma (Le Breton *et al.*, 1986) obtenu près d'Aubusson pourrait être dû à la réouverture du système Rb/Sr à cause d'un nouvel événement anatectique tournaisien qui n'est pas enregistré partout dans les monazites. Dans cette hypothèse, les diatexites grenues à cordiérite subissent deux anatexies, une à 375 Ma et la seconde (qui est localisée) vers 355 Ma qui serait responsable de la formation des anatexites granitoïdiques à cordiérite. Les anatexites granitoïdiques à cordiérite n'ont probablement pas migré comme ont peut-être pu le faire les diatexites grenues à cordiérite vers 375 Ma.

3 - L'âge de 359 ± 5 Ma obtenu sur ces roches peut être considéré comme non significatif. Il faut toutefois noter qu'il est cohérent avec celui obtenu sur les migmatites du domaine de Folles-Laurière.

Origine du matériel

L'association étroite des anatexites granitoïdiques à cordiérite et des diatexites grenues à cordiérite avec lesquelles elles présentent une convergence dans l'aspect macroscopique suggère leur filiation. Cette étroite association est également visible sur les cartes de Felletin et d'Aubusson où ces deux roches sont imbriquées. Les anatexites granitoïdiques à cordiérite proviennent de l'anatexie *in situ* des diatexites grenues à cordiérite vers 355 Ma (Tournaisien).

M¹. **Métatexites à cordiérite.** Ces gneiss grossièrement rubanés sont peu représentés sur cette carte. Ils affleurent principalement sur la bordure ouest de la feuille au Peu de Rangeon (1,3 km au Sud de la Bussière-Madeleine), au lieu-dit le Moulin de Montautre (3 km au Nord-Ouest de Chabannes) et à 500 m au Sud-Ouest de Chabannes. Un petit paquet est subodoré dans la zone de diatexites grenues à cordiérite de Brézenty à 5 km au Nord-Ouest de Saint-Vaury. Ces roches sont toujours associées avec les diatexites grenues à cordiérite.

De même couleur (orangée rouille) que les diatexites grenues à cordiérite ou que les anatexites granitoïdiques à cordiérite, la roche montre une alternance parallèle de lits sombres (paléosome) riches en biotite accompagnée parfois de la cordiérite en nodule, et de lits clairs (leucosome) riches en quartz et feldspath. Les leucosomes présentent un grain assez fin (1 à 3 mm). Selon A.-M. Hottin *et al.* (1995), les paléosomes sont riches en biotite, muscovite et sillimanite relique ; la muscovite est en effet toujours très abondante et s'est développée tardivement en agrégats ou en grandes lamelles incluant de la sillimanite.

Les métatexites sont emballées au sein des diatexites grenues à cordiérite. La foliation anatectique est globalement orientée EW. Elle est faiblement pentée (25°N) vers la Bussière-Madeleine, ainsi qu'au niveau de Chabannes (pendage inférieur à 45°). Par contre, au niveau du Moulin de Montautre, le pendage dépasse les 45° et devient même vertical.

En lame mince, la roche présente une texture grano-lépidoblastique, avec un litage très net marqué par une alternance de lits fortement micacés (à biotite, quartz, plagioclase et cordiérite) et de lits granoblastiques quartzofeldspathiques.

Hypothèses sur la formation des métatexites

Leur association étroite avec les diatexites grenues à cordiérite conduit à élaborer trois hypothèses.

1 - Soit ce sont des enclaves emballées dans les diatexites grenues à cordiérite lors de la mise en place de ces dernières. L'origine de ces enclaves pourrait alors être variée (encaissant des diatexites grenues à cordiérite, etc.) ce qui indiquerait que l'anatexie des métatexites est intervenue avant celle des diatexites grenues à cordiérite.

2 - Soit elles sont issues de la fusion partielle des diatexites grenues à cordiérite, ou d'un autre matériel qui était enclavé, lors de l'anatexie des diatexites grenues à cordiérite.

3 - Soit elles représentent des zones moins remobilisées lors de l'anatexie des diatexites grenues à cordiérite.

ζc. Gneiss à biotite et cordiérite des Taillades et de Bospillat. Ces roches affleurent principalement aux Taillades vers la Bussière-Madeleine (coin NW de la carte). Une petite lentille (Bospillat) affleure à 3,5 km à l'Est de Grand-Bourg au sein des diatexites grenues à cordiérite qui composent la zone de Saint-Sylvain-Montaigut.

Aux Taillades, l'aspect de la roche approche celui des métatexites à cordiérite mais la charge en phyllosilicates, plus importante par endroits confère un aspect plus micaschisteux à ces roches.

À Bospillat, la roche présente un aspect qui tend plus vers l'anatexite granitoïdique à cordiérite. De couleur brunâtre, le grain est fin et la muscovite est abondante. L'affleurement montre de rares bandes grossièrement litées d'aspect gneissique. La linéation minérale est mal exprimée et aucun sens de cisaillement ne peut être déterminé. Ce ne sont pas des mylonites.

En lame mince, la texture est granolépidoblastique : le quartz, à extinction ondulante présente de larges plages aux contours non rectilignes ; il est associé avec du plagioclase très rarement automorphe et entièrement séricitisé. Le feldspath potassique est très rare. Les lits sombres sont composés de biotites et muscovites primaires avec rarement de la sillimanite. Des amas cordiéritiques pœcilitiques sont composés d'un assemblage de cordiérite, quartz, muscovite, biotite et sillimanite. La roche qui présente un début de cataclase est souvent très altérée.

Structure des Gneiss

Dans le secteur des Taillades, la foliation globalement plate (pendage inférieur à 40°) porte une linéation dont la direction oscille entre N70 et N100. Localement, la foliation EW peut être verticale avec une linéation faiblement pentée vers l'Ouest. L'agencement de ces structures peut être mis en relation avec la faille ductile de Chambon-sur-Voueize (EW et verticale) et la faille ductile de Bussière-Madeleine (faiblement inclinée). Vers Bospillat, la foliation est faiblement inclinée de 10° vers l'Est avec une linéation qui semble être orientée au N70.

Terrains métamorphiques du domaine du Limousin

Domaine de Folles-Laurière

Le domaine de Folles-Laurière occupe un seizième de la feuille de La Souterraine. Il est localisé dans le coin SW de la feuille, et séparé du Massif de Guéret par la faille fragile d'Arrènes. Ce domaine constitue la limite septentrionale du Limousin géologique.

ξs-g. Micaschistes à sillimanite et grenat. Ces roches affleurent à 1 ou 2 km au Sud-Est de Folles. Elles apparaissent uniquement en pierres volantes et sont très altérées. Il s'agit probablement de gneiss micachisteux à sillimanite et grenat auxquels le stade avancé de l'altération confère un aspect de micaschiste de couleur brun verdâtre. Les feldspaths rétrotransformés en argiles correspondent à de petits points blanc crème qui ponctuent la roche. Le grenat est rare mais il peut atteindre 5 mm de diamètre.

ζξ. Gneiss micachisteux à sillimanite et grenat. Ces types pétrographiques, les plus largement représentés, occupent tout le quart SW de la feuille : les affleurements types se situent au Pont à l'Age et à la carrière abandonnée de Galachoux. Ces faciès sont à rattacher aux micaschistes à biotite, muscovite, + sillimanite cartographiés sur la feuille voisine de Magnac-Laval (à l'Ouest de celle de La Souterraine). Les géologues ont en effet indifféremment utilisé le terme micaschistes ou gneiss pour décrire cette

roche. En lame mince, le pourcentage de feldspath étant généralement supérieur à 20 % cela justifie l'appellation de gneiss micaschisteux.

Ce sont des roches brunes, de couleur sombre à brun rouille, généralement altérées, et qui montrent généralement un fin litage constitué par l'alternance de lits sombres phylliteux et clairs quartzo-feldspathiques. Elles se débitent en plaques plus ou moins grossières, les lits clairs quartzo-feldspathiques peuvent se présenter soit sous la forme de lentilles centimétriques emballées dans les lits phylliteux composés de biotites (souvent chloritisées) et muscovites assez fréquentes, soit sous la forme de litages plurimétriques. Les blastes pœcilitiques d'andalousite, décrits dans la notice de Magnac-Laval, n'ont pas été observés au contact des granites de Saint-Sylvestre. Le grenat a été observé (Nenert, 1989) dans la carrière de Galachoux (coin SW de la feuille) mais il n'a pas été retrouvé lors des prospections sur le terrain, il doit normalement être contenu dans les niveaux les plus phylliteux de la roche. D'après S. Nenert (1989), le grenat montre des habitus variés avec la présence de cœurs reliques qui impliquent deux périodes de nucléations correspondant à deux paragenèses successives. Si la seconde correspond à la phase majeure responsable de la paragenèse principale à Mu-Bi-Oli-(FK-Sill), la première, observée seulement sous forme de cœurs reliques n'a pas pu être caractérisée. Les analyses sur ces grenats montrent des teneurs en spessartine de 20 % et en almandin de 60 à 70 %.

En lame mince, la roche présente une texture granolépidoblastique : le quartz est toujours associé à du plagioclase séricitisé, la biotite est plus ou moins chloritisée, la muscovite est abondante et remplace la sillimanite ou bien elle est en grands cristaux obliques sur la schistosité, la sillimanite est fréquente.

Structures des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat (fig. 3)

La schistosité principale S2 est celle qui est la plus visible sur le terrain. Elle est préférentiellement orientée NW-SE avec un pendage généralement peu incliné vers le Nord-Est qui se redresse à proximité de la faille d'Arrènes. À l'Ouest du domaine de Folles-Laurière, la foliation S0-1-2 s'arque pour prendre une attitude plutôt méridienne avec des pendages faiblement à fortement inclinés vers l'Est. Cette courbure peut s'expliquer soit par la possible réorientation de la foliation lors de la mise en place du massif leucogranitique de la Brame localisé à l'Ouest, soit par des réorientations locales dues aux crochons de la faille fragile N30 de Gaucharaud.

La schistosité principale S2, porte une linéation minérale (Lm2) qui est globalement orientée N-S à NE-SW. La linéation Lm2 et la schistosité principale S2 sont dispersées suivant un axe N115 parallèle à la faille d'Arrènes.

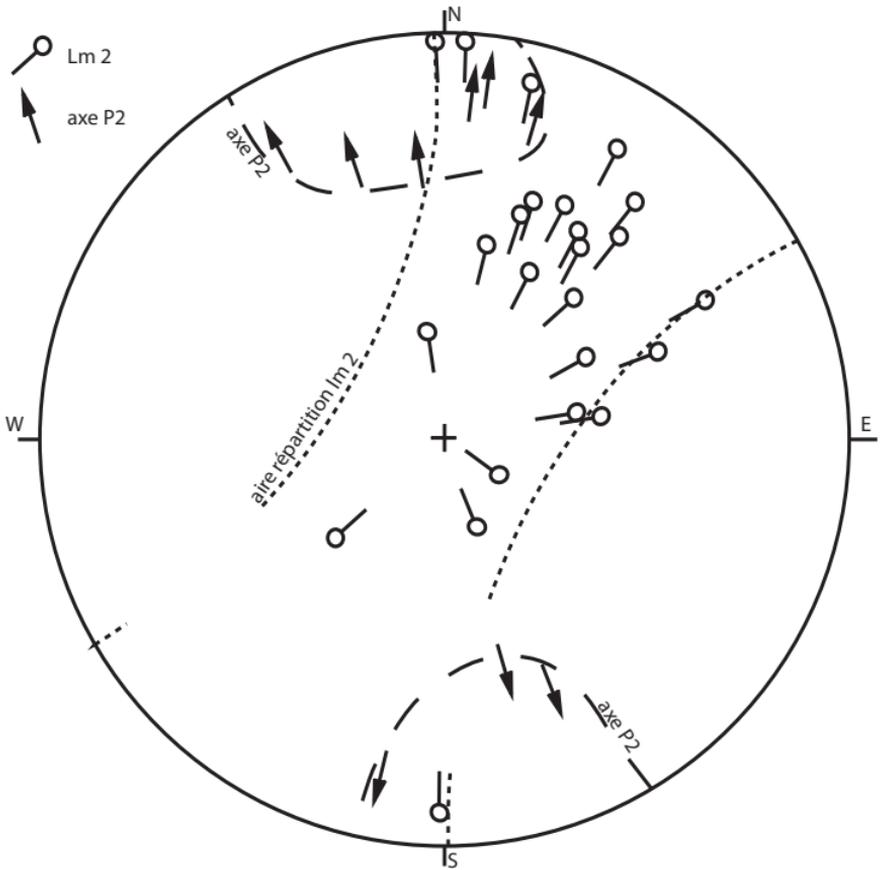


Fig. 3 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) de la linéation minérale (Lm2) portée par S0-1-2 et des axes de pli P2

Cette schistosité principale S2 transpose une S0-1 définie par une alternance de lits clairs (quartzo-feldspathique) et sombre (biotite) conservée dans les têtes des plis P2. Ces plis P2 synschisteux S2, isoclinaux, anisopaques et d'amplitude centimétrique à métrique peuvent être observés au niveau du Pont-à-l'Age. Homoaxiaux ou légèrement obliques par rapport à la Lm2, les axes de plis P2 sont orientés NS et peu inclinés vers le Sud ou le Nord.

À l'Ouest de Gaucharaud (fig. 4), des plis Pn + 3 anisopaques, ouverts et orientés 55/N115, remplissent la schistosité principale S2 et soulignent des plans axiaux d'orientation N70, 60SE. Ces plis Pn + 3 ont sensiblement la même direction que les plis de crénulation Pn + 4 d'axe 55/N90 responsable d'une schistosité de crénulation N70, 60SE.

Chronologie entre le rubanement Sn + 1 des métatexites à cordiérite et S0-1-2 (schistosité principale)

Le métamorphisme MP/MT lié à la schistosité principale S2 est datée sur monazite à 360 ± 4 Ma (Melleton *et al.*, 2009) et autour de 355 Ma par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar sur biotite et muscovite (Costa, 1991-1992) dans le sud Limousin. Dans le nord Limousin, le métamorphisme régional a atteint l'anatexie autour de 375 Ma, déterminée par l'isochrone Rb/Sr sur les granites d'anatexie du Taurion (Duthou, 1977). Les âges K/Ar ou Rb/Sr enregistrés par les biotites fixent un refroidissement de ces terrains à moins de 300° vers 340-330 Ma et les âges K/Ar des amphiboles fixent un refroidissement à moins de 500° vers 350-360 Ma (gneiss à amphiboles à biotite d'Orgnac) (feuille Bourganeuf, Arène, 1972). S2 a donc un âge situé entre la fin Dévonien et le début Tournaisien (360 Ma) dans le Limousin.

Sur la feuille de La Souterraine, le rubanement anatectique S1 est daté de 355 ± 3 Ma. L'âge de la schistosité principale (S2) est donc postérieur à cet âge tournaisien (355 ± 3 Ma) soit un âge début tournaisien (355-350 Ma). Cet âge (355-350 Ma) est légèrement plus jeune que celui de la S2 (360 Ma) dans le Limousin en général.

Ceci soulève le problème de l'interprétation de la linéation minérale NS (Lm2 portée par S2). Dans les scénarios géodynamiques classiques du Massif central, la linéation NS (appelée Lm1) dans le Limousin est interprétée comme résultant de l'empilement de nappes du Nord vers le Sud au Dévonien moyen (390 Ma) puis reprise par une linéation NW-SE (appelée Lm2) au Tournaisien (355 Ma). Il semblerait donc qu'il n'existe pas de synchronisme entre la linéation minérale NS (Lm1 dévonienne) habituellement décrite dans le Limousin et la Lm NS (d'âge tournaisien) présente sur cette feuille.

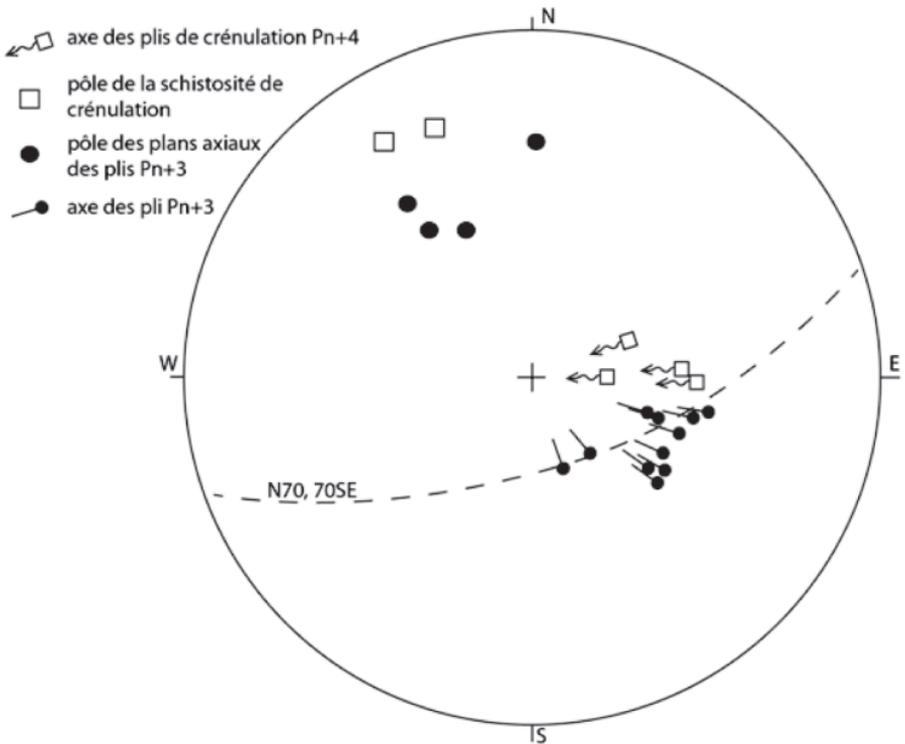


Fig. 4 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des axes de pli P3, des axes de crénulation P4 et des plans de crénulation (S4)

Structure mylonitique dans les gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat

Un couloir mylonitique parallèle à la faille d'Arrênes, orienté N115 et vertical, affleure au sud de Lavaud. D'une puissance de 100 m, il n'a pu être suivi sur toute sa longueur. Des micaschistes témoignent d'une intense déformation et la roche initiale n'est pas reconnaissable, mais il peut s'agir des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Les plans de cisaillement sont orientés entre N90 et N110 avec un pendage de 50 à 89 vers le Sud. Le pitch de la linéation d'étirement varie entre 40 et 60 principalement vers l'Est (fig. 5). Les critères de cisaillement indiquent un déplacement inverse dextre au sud de Lavaud.

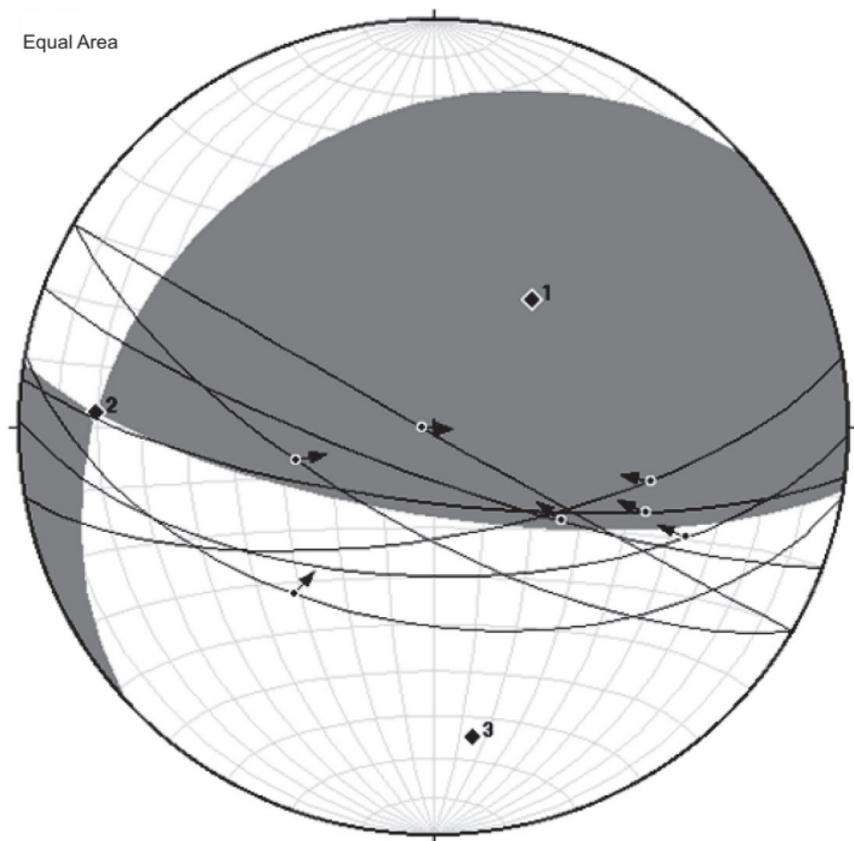
En lame mince, la structure est ultramylonitique. Le quartz est engrainé et forme de longs rubans entièrement recristallisés. Le phyllosilicate dominant est la muscovite dont les plus grands cristaux présentent tous une forme sigmoïde. La biotite, en minuscules petit cristaux, est entièrement chloritisée. Les rares plagioclases en mégacristaux sont arrondis et fracturés avec des queues de recristallisation et des zones d'ombre de pression entièrement constituées par du quartz. La déformation s'est opérée jusque dans le domaine du faciès schiste vert.

Les gneiss anatectiques sont également affectés par ce type de cisaillement au niveau du Point-du-Jour (Ouest de Marsac). Les critères de cisaillement indiquent une remontée du domaine de Folles-Laurière sur le Massif de Guéret. Partout ailleurs, il est impossible de retrouver ces structures, à cause du broyage fragile des roches le long de la faille d'Arrênes.

Enfin, des bandes de cisaillement très rares et locales de puissance centimétrique cisailent les gneiss suivant une attitude N105, 85N et une linéation minérale d'étirement 15/N105.

ζM. **Gneiss anatectiques.** Ces roches affleurent entre les métatexites à cordiérite et les gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Les limites cartographiques de cette zone ne sont qu'indicatives et il est difficile d'argumenter un passage graduel ou brutal entre la zone anatectique au Nord-Est et la zone non anatectique au Sud-Ouest. Les conditions d'affleurement ne permettent pas une cartographie précise du contact. Il semble néanmoins que le front anatectique ne soit pas linéaire mais au contraire affecte les gneiss micaschisteux de manière ponctuelle. Aussi, dans cette zone, retrouve-t'on à la fois des roches non anatectiques (gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat) et des roches anatectiques (métatexites à cordiérite). Par conséquent, pour la description macro et microscopique des roches, nous renvoyons le lecteur aux paragraphes consacrés aux métatexites à cordiérite (ci-avant) et aux gneiss micaschisteux à sillimanite et cordiérite (ci-après).

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

228.2°, 27.0° and 99.1°, 72.2°

LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue Eigenvector (T&P)

1. 0.4254 37.6° 57.8°

2. -.0723 272.5° 19.6°

3. -.3530 173.2° 24.4°

FAULTS & STRIAE (n = 7):

arrow shows the movement of the hanging wall

Fig. 5 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieure) des plans de cisaillement du couloir mylonitique de Lavaud qui affectent les gneiss anatectiques le long de la faille d'Arrênes. La cinématique sur le terrain indique un jeu ductile inverse de la faille d'Arrênes

Structure des gneiss anatectiques

Sur la rive droite de la Gartempe (500 au Sud de Mazéras), un affleurement de gneiss anatectiques mylonitisés montre des plans de cisaillement ductile majoritairement parallèles à la faille d'Arrênes. Ces plans sont fortement inclinés vers le Sud-Ouest et portent une linéation d'étirement verticale (fig. 6). Le sens de cisaillement inverse correspond à une remontée du domaine du Limousin par rapport au Massif de Guéret.

M^c. Métatexites à cordiérite mélangées avec des diatexites à cordiérite (faciès type « Aubusson »). Ces roches sont localisées au Nord-Est du domaine de Folles-Laurière et affleurent contre la faille fragile d'Arrênes. Elles ont été distinguées du reste des roches car l'anatexie qui les affecte est mise en évidence sur le terrain par un rubanement (à texture magmatique en lame mince) bien exprimé.

Le faciès métatectique présente un aspect nettement gneissique avec de minces lits irréguliers (mélanosome) de biotite et de cordiérite en amas étiré (0,5 à 3 cm) qui alternent avec des lits quartzo-feldspathique (leucosome) dont l'épaisseur peut dépasser le centimètre. Parfois, comme au village de la Ribière, cette roche est nettement grenue et perd sa foliation. Elle prend ainsi l'aspect d'une diatexite grenue à cordiérite parfaitement assimilable aux diatexites hétérogènes à cordiérite « Aubussonites ». En lame mince, la texture magmatique est franche, la composition minérale est à quartz, feldspath, biotite, cordiérite et sillimanite.

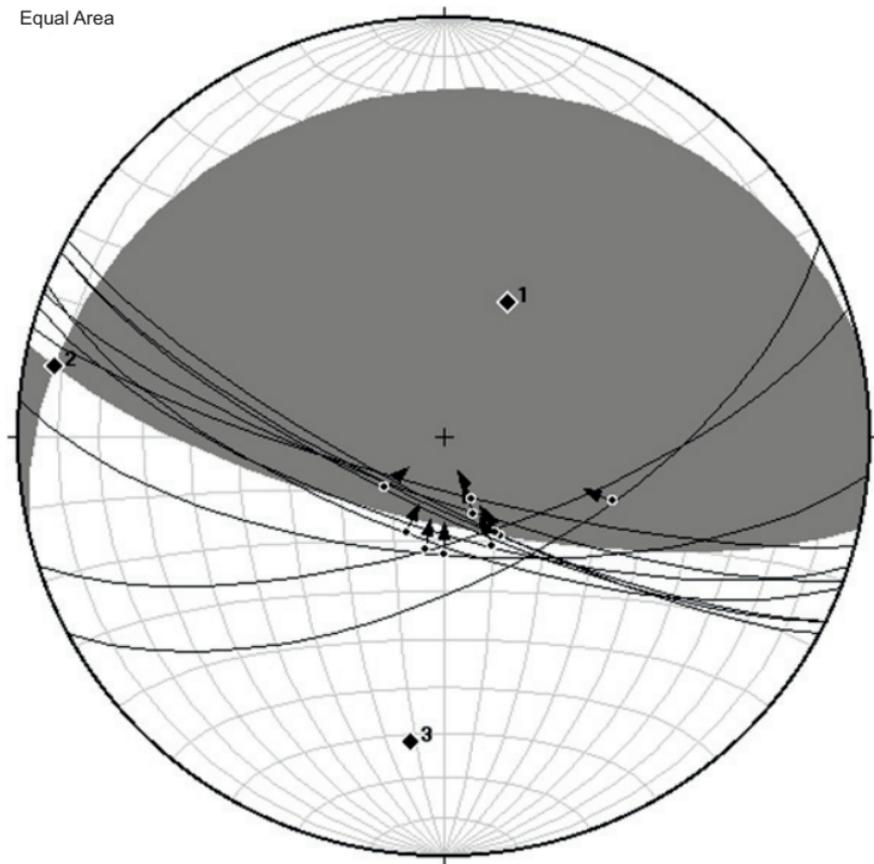
Structure des métatexites à cordiérite (fig. 7)

Les affleurements pour étudier la structure sont rares. Le rubanement (Sn + 1), généralement orienté N115 et fortement inclinée vers le Nord-Nord-Est se parallélise avec la faille fragile et ductile d'Arrênes. Quelques zones présentent un rubanement incliné vers le Sud-Sud-Ouest, ce qui suggère la présence de plis tardifs qui replissent le rubanement suivant une direction axiale N115. Des plis Pn + 2 (centimétriques à décimétriques) ouverts à isoclinaux replissent le rubanement Sn + 1 suivant un axe N115 indifféremment incliné vers le Nord-Ouest ou le Sud-Ouest. Une linéation minérale (Lm n + 2) est homoaxiale des axes de plis Pn + 2. Cette linéation minérale Lm n + 2, ainsi que les plis Pn + 2, s'exprime également dans les gneiss anatectiques (lieu-dit la Côte Plane rive droite de l'Ardour).

Données géochronologiques

Avec l'objectif de comparer l'évènement anatectique dans le nord Limousin avec celui qui s'opère au Tournaisien (355 Ma) dans le Massif de Guéret et qui conduit à la formation des anatexites granitoïdes à cordiérite (CPMGC), un échantillon (CP01) a été prélevé au lieu-dit de Laprade (WGS 84 : E =

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:
256.6°, 18.7° and 102.8°, 73.1°
FAULTS & STRIAE (n = 10):
arrow shows the movement of the hanging wall
LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue	Eigenvector (T&P)
1. 0.4774	24.7° 61.1°
2. -.8239	288.4° 7.8°
3. -.4535	186.3° 27.7°

Fig. 6 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieure) des plans de cisaillement inverse ductile qui affectent les gneiss anatectiques sur la rive droite de la Gartempe

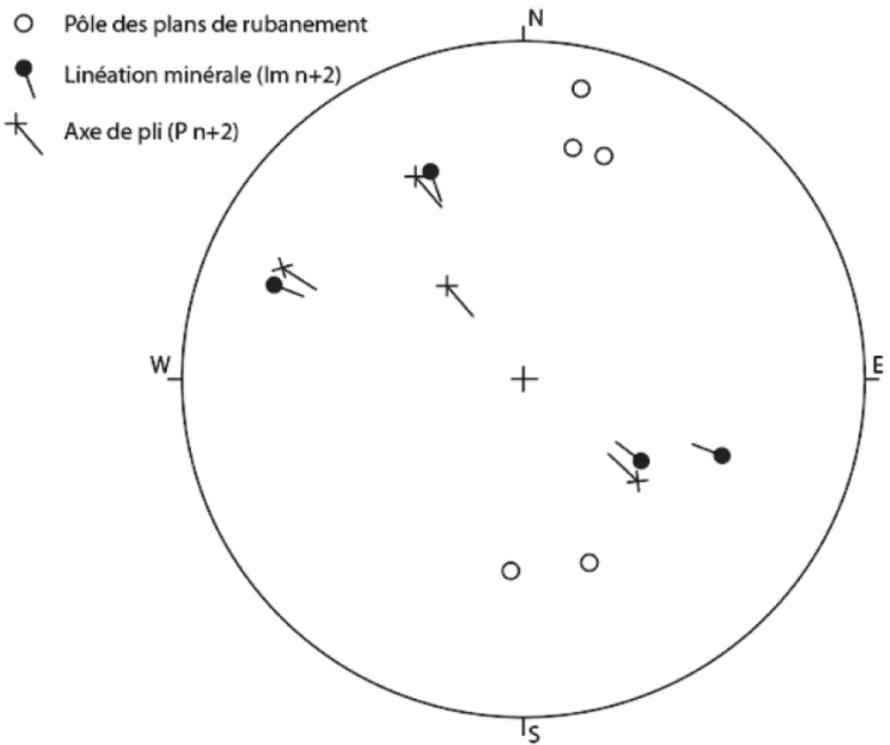


Fig. 7 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des schistosités de rubanement S_{n+1} , de la linéation minérale ($L_{m n+2}$) et des axes de pli P_{n+2}

1°30'58" ; N = 46°6'12"). Les observations en lame mince de la roche, comme la présence de microstructures magmatiques (cristaux automorphes), confirment bien une anatexie.

La technique de datation utilisée est la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite. Près de 50 grains ont pu être séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés). Leur taille varie de 200 à 300 µm. Ils sont généralement de bonne qualité bien qu'arrondis et parfois fracturés. 89 analyses ont pu être traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb). Un âge moyen à 355 ± 3 Ma est déterminé. Cet âge est considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite.

La datation U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons a également été utilisée par A. Cocherie pour dater les zircons de la migmatite de Folles-Laurière (CP01). La migmatite elle-même n'a pu être datée. Les zircons ont livré des âges allant de 1 936 Ma jusqu'à 480 Ma en passant par une population majoritaire à 593 Ma. Cette dernière population date vraisemblablement de l'âge du protolite.

Interprétation des âges

L'âge obtenu sur monazite (355 ± 3 Ma (2σ)), dans la limite des incertitudes, est comparable à l'âge obtenu sur les monazites des migmatites du Massif de Guéret (CPMGC : 359 ± 5 Ma (2σ)). La présence d'une anatexie tournaisienne dans le secteur, responsable du rubanement métatectique (Sn + 1), semble être confirmée.

¶. Granite à biotite à grain fin (leucosome des métatexites à cordiérite?). Un seul affleurement est cartographié sur la carte au sein des métatexites à cordiérite, il est situé entre la Puy Gerbon et Laprade en bordure de route.

La roche est un granite à grain fin (1 à 3 mm) dont la texture est identique aux leucosomes (rubanement claire) des métatexites à cordiérite. Les cristaux de biotite de petites tailles sont bien visibles. La muscovite, également de petite taille est rare. La cordiérite n'a pas été observée. De rares fins schlieren de biotite soulignent une foliation orientée N30, 30W.

¶. Métagrès feldspathiques, en intercalations dans la série. Ces roches sont intercalées en lentilles de puissance décimétrique à métrique dans les gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Elles affleurent au niveau du Montheil, au sud de Folles, sur la rive droite du lac du Pont à l'Age, à Forgefer, et le long de la voie ferrée entre le Petit et le Grand Boisgiraud. Ce faciès est décrit également sur la carte géologique de Bourgneuf.

Les affleurements forment des bancs massifs où affleure une roche plutôt claire à grain fin et peu micacée. Les faciès les plus siliceux présentent un débit

en plaquette comme le long de la voie ferrée. Dans le détail, les bancs sont hétérogènes. De fins lits de puissance infra-centimétrique à centimétrique sont soulignés par la présence de biotite en quantité plus ou moins importante. Des zones leptyniques riches en feldspaths s'intercalent également. La muscovite participe également à l'anisotropie de la roche. Les contacts avec les gneiss micaschisteux peuvent être graduels ou brusques. La notice de Bourganeuf indique qu'on peut trouver localement de gros blastes poëcilitiques de plagioclases de ce faciès.

En lame mince, la quantité de quartz fluctue suivant les échantillons et varie entre 60 % et 95 %. Certains échantillons tendent vers une composition de leptynite tellement le feldspath peut être abondant. Le quartz cristallise en petites plages très imbriquées ce qui témoigne de phénomènes de la recristallisation dynamique, les joints ne sont pas rectilignes. Du plagioclase (albite à oligoclase acide) xénomorphe s'intercale dans les plages de quartz. Le feldspath potassique est assez rare et peut présenter une extinction ondulante. Les cristaux de biotite, le plus souvent isolés sous forme de paillettes, soulignent de minces lits phylliteux discontinus. La muscovite accompagne la biotite dans les lits phylliteux, le zircon est présent.

δ. Amphibolites indifférenciées. Ce sont des roches massives, très sombres, irrégulièrement orientées ou, au contraire, rubanées, présentant une alternance de lits millimétriques à centimétriques clairs et sombres.

Ces amphibolites affleurent au sein des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Des affleurements en place peuvent être observés dans le lit de l'Ardour au sud de Folles, au niveau du pont de la Touille, et au lieu-dit le Noyer. De nombreux blocs épars sont présents dans les labours. Au niveau du Puy à l'Ouest de Ronchevoux, quelques masses sont enclavées dans le massif leucogranitique de Saint-Sylvestre. Les affleurements constituent des bandes orientées NNW, apparemment conformes à la foliation des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Cette orientation des affleurements, de même que les plans définis par les lits à amphiboles et pyroxènes, sont conformes à la schistosité de l'encaissant. Les amphibolites à grenat, également décrites dans la littérature (Nénert, 1989), n'ont pas été retrouvées sur la feuille de La Souterraine.

Au microscope on observe une texture granonématoblastique. Les constituants sont : hornblende verte abondante en fins cristaux associés aux plagioclases ; pyroxènes abondants en gros cristaux poëcilitiques ; plagioclases interstitiels (An 30 %) et quartz subordonné. Accessoirement épidoite, apatite, sphène, ilménite bordée de sphène. Pour les faciès rubanés (pont de la Touille, fig. 8), les lits clairs présentent une texture granoblastique et sont formés par un mélange de plagioclase (andésine basique à labrador) et d'(ortho?)pyroxène (clinopyroxène, Nénert, 1989). Les lits sombres, principalement formés par une hornblende verte automorphe sont allongés suivant la structure de la roche.

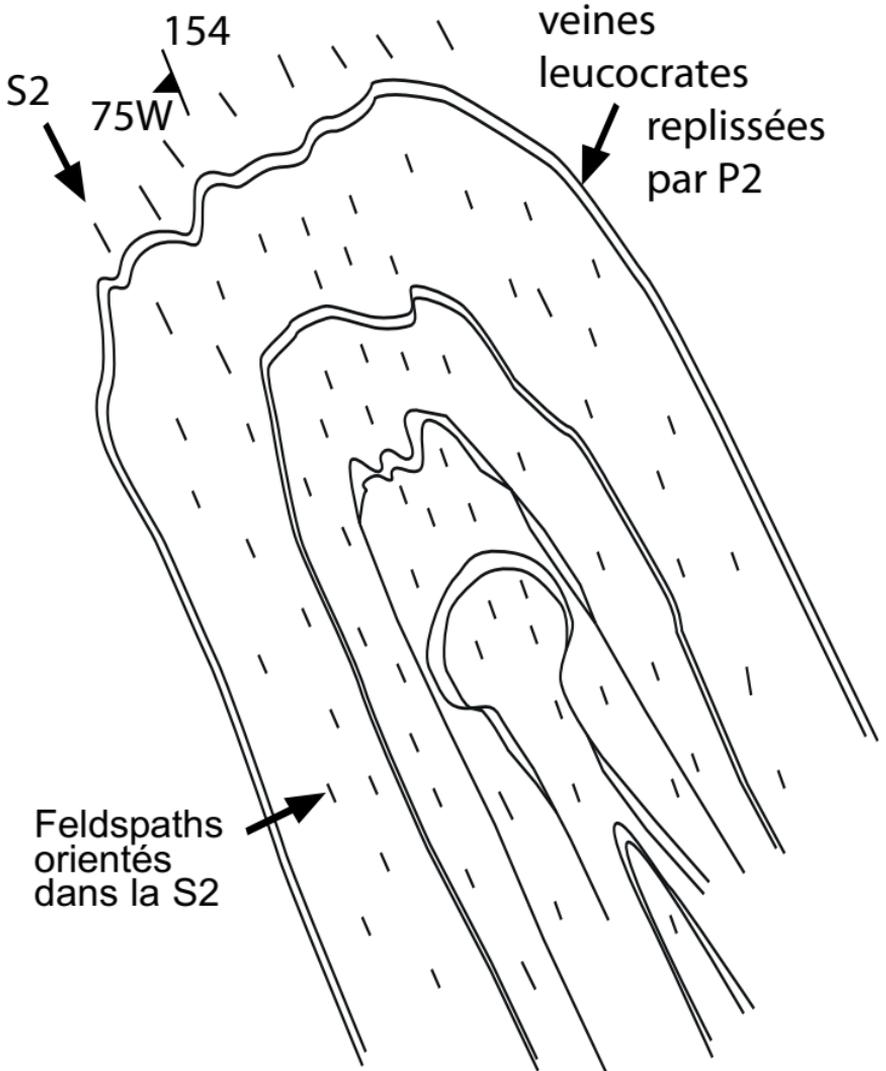


Fig. 8 - Pli P2 dans les amphibolites à pyroxène au Pont de la Touille

Structure des amphibolites (fig. 8)

Les amphibolites rubanées sont affectées par les plis P2 syn-schistosité principale (S0-1-2) (pont de la Touille). Serge Nenert (1989) a décrit des plis P1 dans les amphibolites rubanées (Le Moulin de Géral).

λ^3 . **Leptynites**. Ces roches sont intercalées en lentilles de puissance décimétrique à métrique dans les gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Elles affleurent en pierres volantes à 4 km au Sud de Folles au niveau du Grand Pré et entre le Petit et le Grand Boisgiraud. Un affleurement en place se trouve dans le lit de l'Ardour au Nord d'Audinas (1 km au Sud de Folles) où ce faciès est intercalé entre deux niveaux d'amphibolites.

Ce sont des roches très claires, qui peuvent être de couleur rosée quand elles sont altérées. Le grain est fin et de fines muscovites orientées définissent une foliation fruste. Les rares biotites sont totalement chloritisées et apparaissent verdâtres. La notice de Bourganeuf regroupe ce faciès avec les métagrès feldspathiques.

En lame mince, la composition minéralogique est semblable à celle des métagrès feldspathiques mais la quantité des plagioclases est au moins équivalente à celle du quartz.

FORMATIONS MAGMATIQUES

Trois unités magmatiques sont présentes sur la carte de La Souterraine. La plus importante est le Complexe Magmatique de Guéret qui constitue les sept huitièmes de la carte (fig. 9). Il est essentiellement d'âge tournaisien dans cette région. Au Nord de la carte, affleure suivant une petite bande EW séparée par la faille fragile de Chambon-sur-Voueize, l'unité magmatique de la Marche constituée par les leucogranites post tournaisiens de Chabannes et de Saint-Jean (type Limousin). Au Nord-Ouest, les leucogranites de la Betoulle classiquement rattachés au domaine de la Marche sont des leucogranites appartenant à la suite alumino-potassique de type Guéret ; ils sont certainement d'âge tournaisien. La troisième unité magmatique, au Sud-Ouest de la carte, est composée par les leucogranites de Saint-Goussaud et de Saint-Sylvestre qui sont intrusifs, au Namurien, dans les roches métamorphiques de Folles-Laurière.

Complexe magmatique de Guéret

L'apparente homogénéité des granitoïdes à biotite du Massif de Guéret cache une grande diversité de types pétrographiques (*cf.* le diagramme géochimique Q'/ANOR en annexe A). Plusieurs types de granitoïdes ont été reconnues, ils peuvent constituer, seuls ou associés, des massifs dont les limites sont définies à

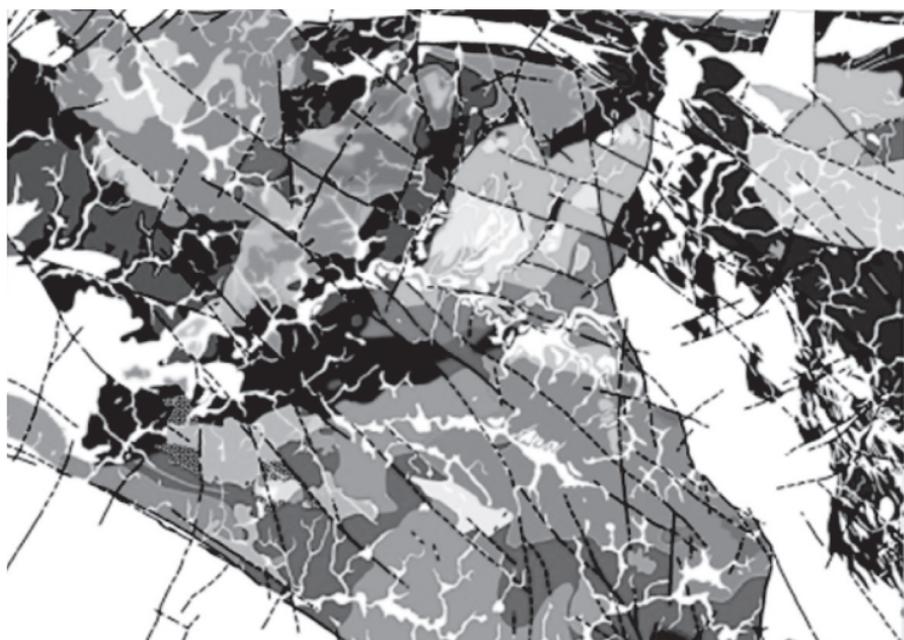


Fig. 9 - Place du Complexe Magmatique de Guéret sur la carte de La Souterraine

partir de critères structuraux (trajectoires de fabrique minérale) et/ou pétrographiques.

L'essentiel de la carte est occupé par le Complexe Magmatique de Guéret (fig. 9 et schéma structural sur la carte). La distinction entre les différents massifs n'est pas évidente et reflète qu'imparfaitement la réalité même si les grandes structures ont été mises en lumière. La cartographie des différents massifs est le reflet des connaissances au moment où ont été réalisés les levés cartographiques. Notre connaissance évoluera dans le temps avec l'acquisition de nouvelles données et les progrès dans la compréhension de la mise en place des corps magmatiques. Il a été distingué 19 massifs granitiques sur la feuille de La Souterraine. Il s'agit des massifs de Villatange, Créchat, Paulhac, Grand-Bourg, Marsac, Saint-Priest-la-Plaine, Trois Cornes, Saint-Vaury, Montjourde, La Souterraine, Forges, Ribbes, Voudy, Lachaud, Aulon, Bénévent-l'Abbaye, Fursac, Noth et Salagnac. Ces différents massifs sont caractérisés la plupart du temps par un type pétrographique dominant mais ils peuvent également associer plusieurs types pétrographiques. Les limites entre les différents types pétrographiques correspondent fréquemment à une zone de transition graduelle d'un type à un autre : de ce fait, elles sont souvent floues et difficiles à cartographier. Les zones de contact ont été ainsi le plus souvent placées au milieu des zones de transition entre deux types pétrographiques contigus.

Granitoïdes à biotite et ± cordiérite

Massif de Villatange

γ^{4-5} . **Granodiorites à tendance tonalitique à biotite.** Ce massif affleure pour une toute petite part au Sud-Est de la feuille. Son extension la plus importante se situe sur les feuilles de Bourgneuf et de Saint-Sulpice-les-Champs.

De couleur bleu sombre à noir bleuté, les roches de cette entité granitoïde s'altèrent facilement en boules bien arrondies ou en arènes de couleur marron à orange foncé. La taille moyenne du grain est comprise entre 2 et 5 mm. Le quartz est de forme globuleuse, le plagioclase automorphe est toujours dominant par rapport au rare feldspath potassique, rarement porphyrique. Enfin, la cordiérite est, à l'œil nu, absente de ce type pétrographique.

En lame mince, les roches présentent une texture grenue hypidiomorphe. Le quartz montre un début d'extinction ondulante. Le plagioclase (An₂₆₋₄₂), largement abondant dans la roche, est automorphe et zoné. Il forme des cristaux parallélépipédiques qui s'accrochent les uns contre les autres. Le feldspath potassique est xénomorphe. De la muscovite primaire est présente. La cordiérite

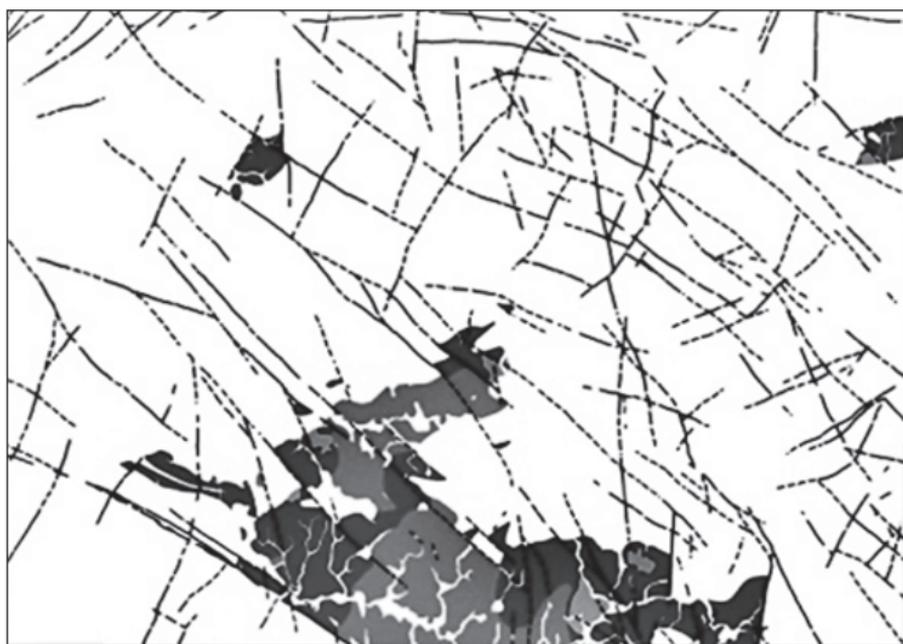


Fig. 10 - Place du massif de Marsac sur la feuille de La Souterraine

n'a pas été observée dans ce type pétrographique. De nombreux zircons sont présents dans les biotites.

Composition chimique

Chimiquement, ces roches sont caractérisées par des paramètres A de 52 à 74 et B de 144 à 166 (Debon et Lefort, 1983) et un rapport A/CNK de 1,18 à 1,24. Ce sont donc des roches fortement peralumineuses et relativement riches en ferro-magnésiens. D'après les observations microscopiques et les compositions chimiques dans le diagramme AB, ces roches apparaissent comme un cumulat plagio-biotitique qui se situe du point de vue géochimique en dehors des compositions types de granitoïdes. Cependant les critères structuraux et géochimiques (anomalie négative en europium), indiquent que les roches des massifs de Villatange ne sont pas des cumulats classiques issus d'une cristallisation fractionnée comme cela a été proposé par L. Vauchelle (1988) ; un processus de type « filtre presse » pourrait, en revanche, expliquer leur genèse. L'expulsion d'un liquide silicaté riche en potassium et en silice au travers d'un réseau cristallisé de biotites et plagioclases permettrait de former ce type de roche que l'on pourrait considérer comme un « cumulat dynamique ».

Structure du massif de Villatange

Sur la carte de La Souterraine, la foliation est clairement acquise à un stade magmatique tandis que les observations effectuées sur la carte de Bourgneuf montrent que la foliation y recoupe les enclaves microgrenues sombres. Sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, la bordure sud de ce massif est affectée par la Zone de Cisaillement Ductile dextre du Nord Millevaches (ZCNM) qui n'affecte pas le massif d'Aulon. Le massif de Villatange se met donc en place avant le massif d'Aulon, lui-même daté à 351 ± 5 Ma sur monazite et à 352 ± 5 Ma sur zircon.

Données géochronologiques

Dans le cadre des levés de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2006) un âge par la méthode U-Th-Pb_{total} a fourni un âge sur monazite à 353 ± 6 Ma sur le massif de Villatange; cet âge est compatible avec les observations de terrain et les datations effectuées sur le massif d'Aulon.

Massif de Marsac

γ^{3M} . **Monzogranites à cordiérite à grain moyen.**

γ_b^{3M} . **Monzogranites à biotite et cordiérite à grain moyen.** Ce massif affleure au sud de la feuille (fig. 10) et il est bordé au sud par la faille d'Arrênes. Il a été considéré comme le pôle monzogranitique du type pétrographique « Grand-Bourg » par L. Vauchelle (1988).



Fig. 11 - Place du massif de Paulhac sur la feuille de La Souterraine

C'est une roche plus claire que celle du massif de Grand-Bourg. Le grain est également légèrement plus gros et la cordiérite est bien présente. Elle peut localement montrer des feldspaths potassiques porphyriques. Les granodiorites franches sont assez rares dans ce massif. Un type pétrographique, dont les limites ne sont qu'indicatives, plus riche en biotite a été distingué, il s'agit de monzogranites à grain moyen, à biotite et cordiérite.

Structure du massif de Marsac

Il n'existe pas de foliation tectonique dans ce massif. Au Sud-Ouest de Grand-Bourg, la foliation magmatique est orientée N40 à N60 et semble recouper les orientations EW à N120 du massif du Grand-Bourg. Si l'on excepte de rares foliations verticales (surtout au niveau du contact de la bordure sud du massif de Grand-Bourg), la foliation est très peu inclinée. Elle est préférentiellement orientée N60 dans la partie ouest du massif et Est-Ouest dans la partie orientale. Bien que le nombre de mesures soit statistiquement insuffisant, il semblerait qu'une torsion dextre au contact de la faille d'Arrênes puisse être déduite des trajectoires de foliation.

Massif de Paulhac

γ^{4-3} . **Granodiorites à tendance monzogranitique à cordiérite et biotite à grain moyen.** Le type pétrographique Paulhac a été défini par L. Vauchelle (1988) qui l'a étendu à toutes les granodiorites à tendance monzogranitique de la partie ouest du Complexe Magmatique de Guéret. L'utilisation du terme Paulhac est maintenant restreinte au seul massif (6 km de long pour 1 km de large, fig. 11) accolé à la faille d'Arrênes au Sud-Ouest de la carte. Un affleurement remarquable qui se situe au lieu-dit la Villette montre des enclaves de métatexites, de roches microgrenues sombres peralumineuses (fig. 12), des filons de leucogranite orientés N30, 40E et des filons de pegmatites à tourmaline orientés NS, 90.

C'est une roche bleutée quand elle est saine et de couleur grise quand elle s'altère. La taille de son grain se situe entre 2 et 5 mm. La présence de biotite en proportion variable donne un fil à la roche. La cordiérite automorphe (en forme de tonnelet) est généralement pinitisée (altération en mica). Elle est en proportion variable (absente à la carrière de Mazéras) et peut atteindre le centimètre. Le feldspath potassique peut être parfois porphyroïde et le plagioclase pœcilitique, généralement zoné, renferme de la biotite. La muscovite est rarement présente, elle apparaît cartographiquement en relation spatiale avec les intrusions de filons de leucomonzogranites. Des schlierens de biotite (crapauds des tailleurs de pierres) sont souvent présents dans de cette roche.

En lame mince et d'après L. Vauchelle (1988), le plagioclase se présente le plus souvent en groupements polycristallins, parfois en beaux cristaux

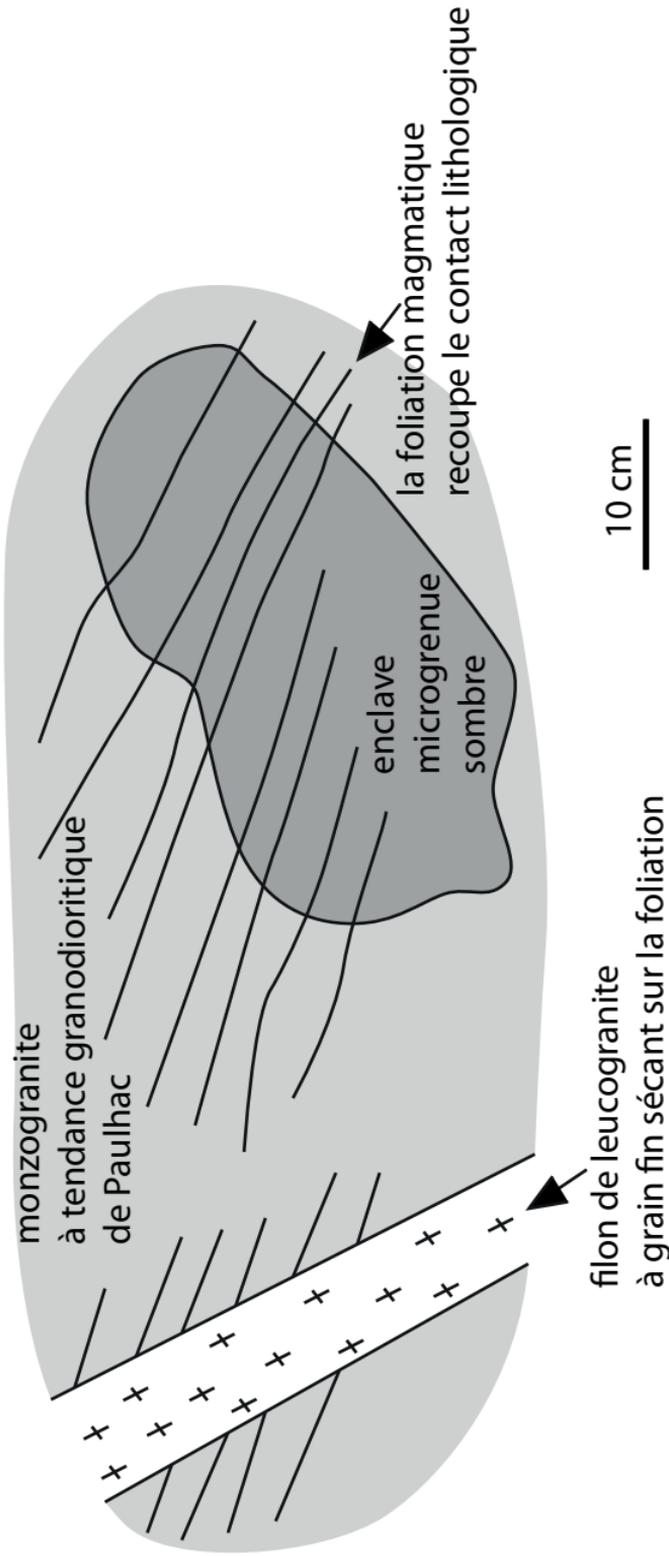


Fig. 12 - Foliation magmatique N125, 90 du massif de Paulhac qui recoupe les contacts lithologiques des enclaves microgrenues sombres



Fig. 13 - Place du massif d'Aulon (Sud-Est de la feuille) et du massif de Bénévent-l'Abbaye (au centre Sud) sur la feuille de La Souterraine

automorphes ou sub-automorphes zonés, toujours maclés albite. Il contient souvent des inclusions de petites biotites automorphes. Les plagioclases sont zonés (An 40-20 selon 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 présente soit en plages polycristallines, formées d'un assemblage de cristaux millimétriques, soit en inclusions dans les feldspaths potassiques. La biotite est le plus souvent en amas polycristallins. La cordiérite se trouve en cristaux toujours très altérés, xénomorphes ou subautomorphes. D'après L. Vauchelle (1988) la composition modale moyenne est : plagioclase (37 %), quartz (30 %), feldspath potassique (13 %), biotite (17 %), muscovite (2 %), cordiérite accidentelle.

Structures du massif de Paulhac

Il n'existe pas de déformation ductile (mylonite) le long de la faille d'Arrènes. La foliation, toujours magmatique, généralement orientée N125 à 90 est néanmoins parallèle à cette faille. Au niveau de la Villette, cette foliation magmatique recoupe les enclaves microgrenues sombres peralumineuses (fig. 12).

Les roches du massif de Paulhac ont été distinguées de celles du massif de Créchat par l'orientation de la fabrique magmatique. La foliation N115 du massif de Paulhac semble être recoupée par la foliation N65 du massif de Créchat. Il semblerait donc que la mise en place du massif de Paulhac soit antérieure à celle du massif de Créchat. Une autre hypothèse, serait de considérer une mise en place postérieure avec un contrôle de l'organisation de la fabrique magmatique suivant un axe de raccourcissement Z orienté N15 et perpendiculaire à la faille d'Arrènes N115. Ce raccourcissement N15 serait responsable du recoupement de la foliation magmatique au travers des contacts lithologiques (fig. 12).

Massif d'Aulon

L_{γ}^3 . **Leucomonzogranites à cordiérite à grain grossier.** Le massif d'Aulon affleure au Sud-Est de la feuille sur une surface inférieure au kilomètre carré (fig. 13). La masse principale affleure plus au Sud sur la feuille de Bourganeuf. Elle est en contact par faille fragile contre le coin NW du massif du Millevaches.

Il s'agit d'une roche beige clair isotrope, dans laquelle il est difficile de détecter une foliation, surtout au centre du massif. La taille moyenne du grain varie de 4 à 8 mm, la roche est porphyroïde avec une présence constante de feldspath potassique automorphe pouvant atteindre 4 cm. Le plagioclase en quantité inférieure au feldspath potassique est également automorphe. La quantité de biotite est variable (de 0 % à moins de 10 %), elle est, par exemple,

quasiment absente dans le bois du Puy de Mousse (4 km au Sud-Est d'Aulon, feuille Bourgneuf). La caractéristique principale de ce type pétrographique est l'occurrence constante de cordiérite automorphe pouvant parfois dépasser le centimètre. L'ensemble du corps granitoïde est assez altéré et il est difficile de trouver des affleurements frais. La cordiérite, lorsqu'elle s'altère, libère du fer qui colore en rouge les cristaux de cordiérite leur conférant alors un aspect de grenat. Le grenat n'a toutefois pas été identifié dans ce type de granitoïde. À l'affleurement, la roche est indemne de déformation ductile post-solidus, la foliation magmatique est peu inclinée.

En lame mince, cette roche a une texture grenue hypidiomorphe. Le feldspath potassique est pœcilitique (inclusion de plagioclase et de biotite). Le quartz montre une recristallisation dynamique. Les phénomènes deutériques sont à un stade assez avancé comme en témoignent le plagioclase séricitisé et la biotite, quasiment déstabilisée en chlorite. La cordiérite apparaît sous forme de cristaux automorphes fantomatiques totalement rétrotransformés en muscovite.

Le contact avec le massif de Marsac au Nord est difficile à mettre en évidence à cause de la similitude des types pétrographiques de ces deux massifs.

Sur la feuille de Bourgneuf, bien qu'affecté par une chloritisation importante, le contact à l'Est, avec la tonalite-granodiorite de Villatange, est bien tranché. De plus, la déformation post-solidus bien visible dans le massif de Villatange est absente dans le massif d'Aulon. Ce dernier recoupe donc le massif de Villatange. Par conséquent, le massif d'Aulon se met en place après celui de Villatange (datée à 353 ± 6 Ma sur monazite).

Massif de Bénévent-l'Abbaye

^L₉³**B.** **Leucomonzogranites à cordiérite à grain grossier.** Le massif de Bénévent-l'Abbaye affleure selon une lentille allongée de 3 km de long et de 800 m de large (fig. 13). Cette lentille orientée NW-SE est insérée entre le massif de Grand-Bourg au Nord et le massif de Marsac au Sud. Le type pétrographique de ce massif peut être assimilé à celui du massif d'Aulon. Il est cependant moins porphyroïde.

C'est un monzogranite leucocrate (clair) à gros grain (5 à 7 mm). La cordiérite, généralement automorphe, est systématiquement présente dans ce type pétrographique. La muscovite, observée localement, peut-être en rapport avec des filons leucogranitiques. Des pegmatites sont aussi présentes.

La foliation est magmatique est très peu inclinée.

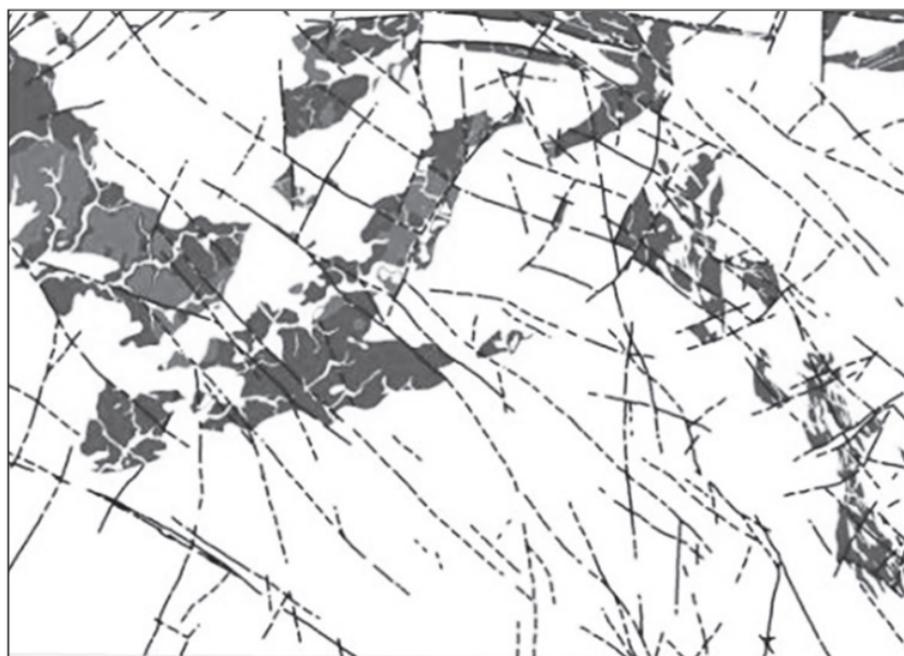


Fig. 14 - Place du massif de Créchat sur la feuille de La Souterraine

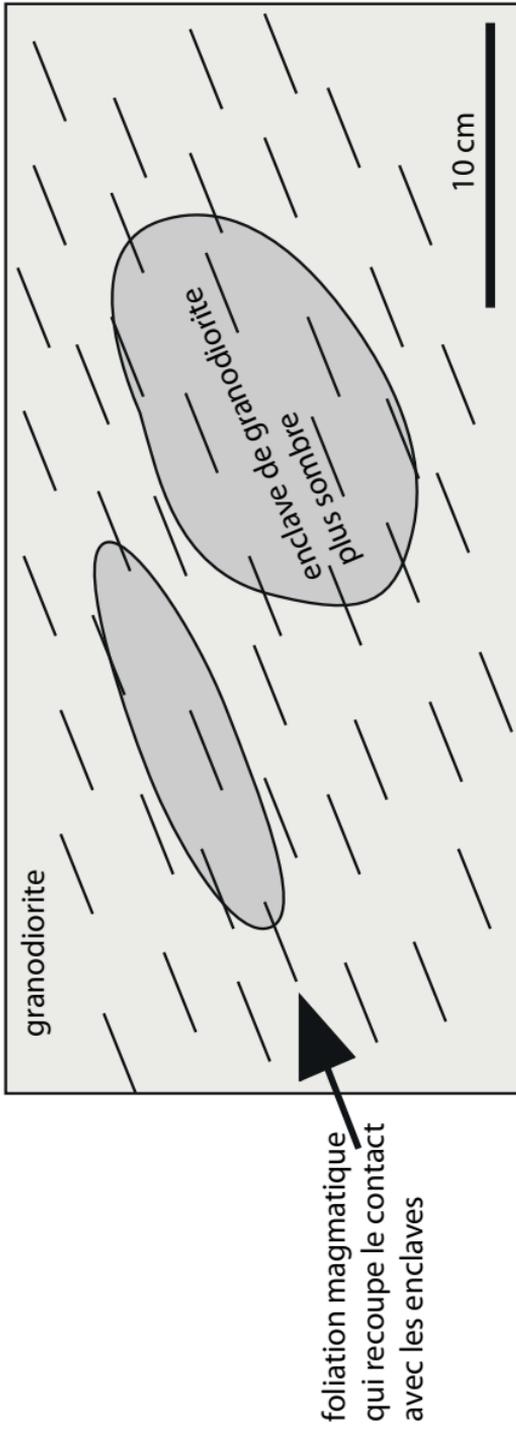


Fig. 15 - Foliation magmatique du massif de Créchat qui recoupe les contacts lithologiques des enclaves microgrenues sombres au Nord de l'Étang de la Grande Cazine : N55, 70SE (Est du massif de La Souterraine) et au Poirier : N20, 25E (Sud de La Souterraine)

Massif de Créchat

γ^5 . **Tonalites à cordiérite et biotite.** Sur la carte voisine de Magnac-Laval cette roche a été cartographiée en diorites quartzifères orientées à biotite, localement à cordiérite. Elle affleure au lieu-dit Balenton à 7 km au Sud-Ouest de La Souterraine et au Nord-Est de l'étang de la Grande Cazine (8 km à l'Est de La Souterraine). Elle est souvent associée aux anatexites granitoïdiques à cordiérite. C'est généralement une roche orientée et hétérogène riche en biotite, de granulométrie variable, localement à cristaux automorphes de plagioclase atteignant 0,5 cm. Ce type pétrographique est le plus sombre (riche en biotite) que l'on puisse rencontrer dans le massif de Créchat.

En lame mince, sa texture est granoblastique à grenue hypidiomorphe, le quartz est plus ou moins déformé, le plagioclase (oligoclase) et le feldspath K (microcline) sont généralement xénomorphes. La biotite, orientée, est localement en amas ; la muscovite parfois abondante est en grandes lamelles pœcilitiques. Le zircon, l'apatite et les sulfures sont accessoires. La cordiérite peut être localement présente mais toujours rétrotransformée en chlorite et muscovite.

γ^4 . **Granodiorites à cordiérite et biotite.** Ce massif granodioritique affleure sur l'ensemble de la carte suivant une bande plissée en forme de S couché qui suggère une structure en lame (fig. 14). De couleur bleu sombre à noir bleuté, cette roche a le même aspect que celle qui constitue le massif de Villatange. Nous renvoyons donc le lecteur au paragraphe du massif de Villatange pour la description macroscopique et microscopique de ces roches. La différence réside dans la présence de la cordiérite en tonnelet (2 à 10 mm) de couleur verdâtre dans le massif de Créchat.

Structures dans le massif de Créchat

La foliation magmatique s'organise de façon variée sur l'ensemble du massif : les foliations planes côtoient les foliations verticales sur très peu de distance. Il est même parfois impossible de mesurer un pendage de la foliation car les minéraux s'orientent de manière linéaire (foliation type L). C'est le cas à l'Ouest du massif de La Souterraine où les directions EW de la foliation semblent recouper le contact lithologique NS. Cet agencement paradoxal peut s'expliquer par des foliations linéaires ou des foliations peu inclinées comme à la Bonnelle. À l'Est du massif de La Souterraine, les foliations magmatiques sont orientées N15 à N70 et sont globalement assez inclinées (valeurs supérieures à 40°). Les trajectoires peuvent suggérer une torsion dextre causée par la Zone de Cisaillement de la Gardette. Dans tous les cas la géométrie de cette fabrique magmatique recoupe les contacts lithologiques (voir description des structures du massif de la Betoulle, fig. 37 et de la fig. 15 ci-avant).

Les structures mylonitiques (foliation tectonique) qui affectent ce massif s'organisent suivant deux types d'agencements. Le premier montre des plans de cisaillement peu inclinés avec un déplacement du sommet vers le Sud-Est (jeu normal) ; il s'agit de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine (ZCBM) localisée dans le coin NW de la feuille et d'une partie de la Zone de Cisaillement de la Gardette (ZCG) au centre Nord de la feuille. Le second consiste en un couloir mylonitique vertical dextre représenté par la Zone de Cisaillement de la Gardette (ZCG).

La Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine (ZCBM) est matérialisée par des plans ultramylonitiques orientés N45, 25SE qui portent une linéation minérale d'étirement au 25/N115, qui affectent la granodiorite de Créchat suivant le même schéma que les leucogranites déformées de Chabannes. Les observations montrent néanmoins qu'il existe un diachronisme dans la déformation puisque le leucogranite de Chabannes recoupe la granodiorite de Créchat (fig. 16).

La Zone de Cisaillement de la Gardette (ZCG) présente deux géométries de déformation. La première consiste en un couloir vertical long d'au moins 5 km et assez étroit. Sa puissance de plus de 300 m au Nord de la Barde se réduit à moins de 100 m au niveau du Bourdeau. Le gradient de déformation au sein de ce couloir mylonitique est hétérogène et des mylonites côtoient des protomylonites (majoritaires) avec des roches non déformées. Les plans de cisaillement dextres sont orientés N110, 90 avec une linéation d'étirement orientée 20/N110 (fig. 17).

La seconde géométrie de la ZCG consiste en une déformation peu inclinée au droit même du hameau de la Gardette (Nord de Fleurat). La roche est localement déformée au stade protomylonitique. Les plans de cisaillement sont orientée N60, 25SE et portent une linéation d'étirement orientée 22/N110 (fig. 18). Les critères cinématiques ne sont pas évidents mais un déplacement normal a pu être déduit des observations de terrain. Cette déformation est identique à celle de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine.

Discussion sur la structuration ductile post-solidus de la granodiorite de Créchat

Les observations en lame mince montrent une déformation de haute température conforme avec une mise en place syntectonique du massif de Créchat. L'ensemble des mesures structurales s'intègre bien dans un champ de déformation unique. Les plans de cisaillement dextres et normaux sont donc synchrones de la mise en place du massif vers la fin du Tournaisien et début Viséen (entre 355 et 345 Ma). Ces résultats indiquent un faible déplacement du Complexe Magmatique de Guéret (CMG) vers le Sud-Est durant cette période. Ces données sont cohérentes avec le fonctionnement de la Zone de Cisaillement

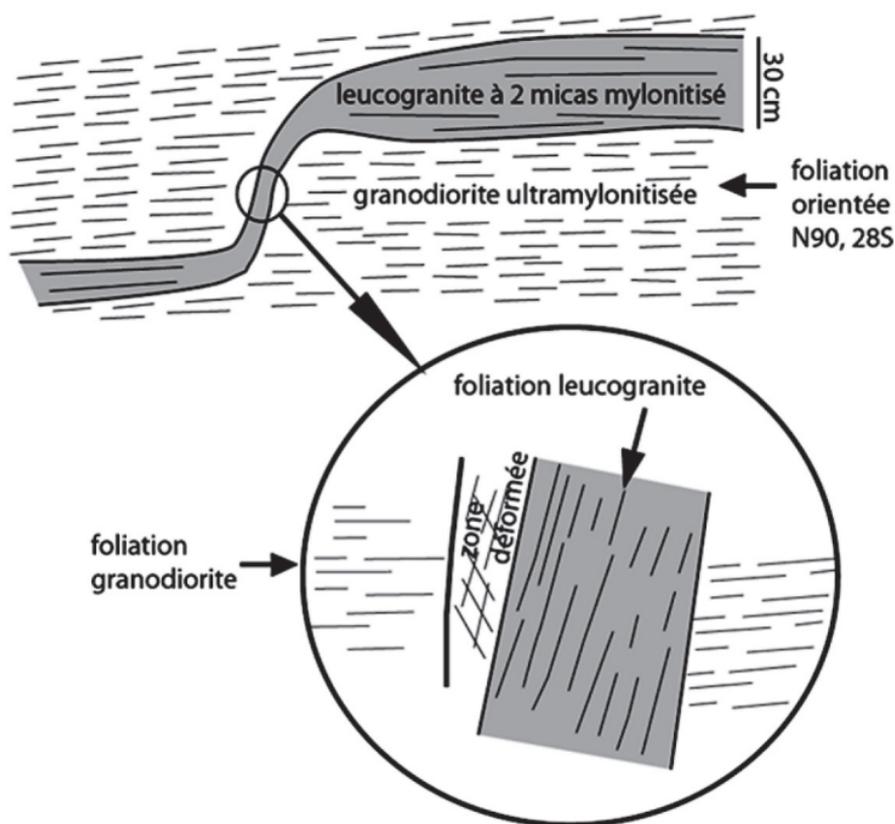
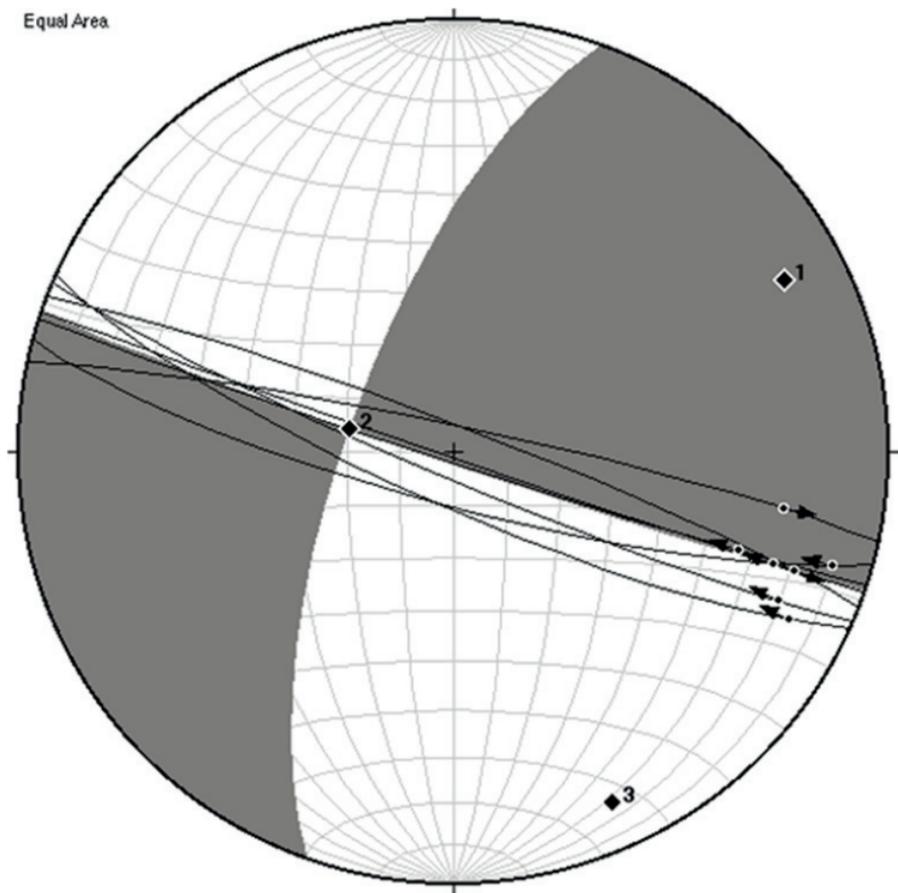


Fig. 16 - Observation du contact entre la granodiorite de Créchat mylonitisée et l'intrusion postérieure du leucogranite de Chabannes dans la granodiorite de Créchat

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

199.6°, 78.2° and 108.8°, 87.7°

FAULTS & STRIAE (n = 7):

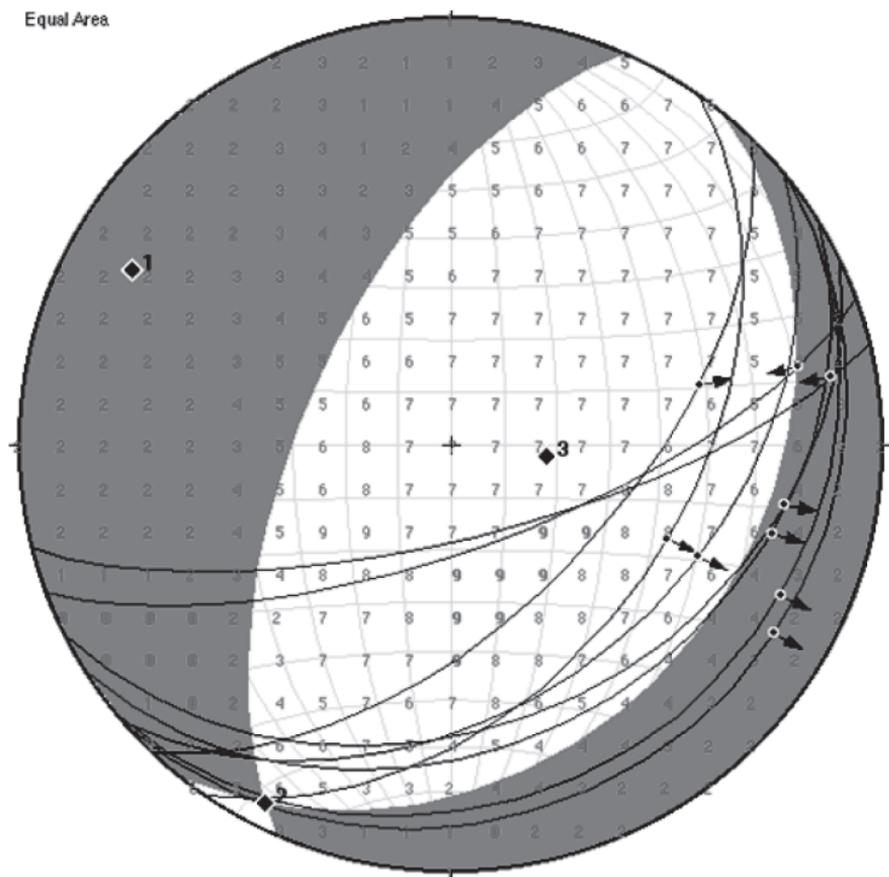
arrow shows the movement of the hanging wall

LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue	Eigenvector (T&P)
1. 0.4986	62.5° 15.6°
2. -.0052	282.3° 78.8°
3. -.4855	155.9° 12.2°

Fig. 17 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement dextres qui affectent la granodiorite de Créchat dans la Zone de Cisaillement de la Gardette

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

38.3°, 28.7° and 203.8°, 62.0°

FAULTS & STRIAE (n = 9):

arrow shows the movement of the hanging wall

LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue Eigenvector (T&P)

1. 0.2426 298.9° 15.8°

2. 0.0638 207.1° 5.1°

3. -0.3064 97.7° 72.1°

P-DIHEDRA GRID (n = 9):

Max # faults at one grid node: 9 (100.0%)

located at: column = 11 row = 16

trend = 180.0°, plunge = 48.6°

Fig. 18 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement normaux qui affectent la granodiorite de Créchat dans la Zone de Cisaillement de la Gardette

d'Arpheuilles qui déplace également le CMG vers le Sud-Est (feuille de Montaigut, 90 km à l'Est de La Souterraine).

Données géochronologiques

Cette roche (CPG4) a fait l'objet d'une datation dont l'objectif était de comparer son âge avec celui des anatexites granitoïdiques à cordiérite datées à 359 ± 5 Ma sur monazite (méthode U-Th-Pb_{Total}). Le site de prélèvement se situe à l'Est de la zone de Chabannes (WGS84 : E = 1°31'19", N = 46°9'8"), au lieu-dit les Moulins à 1 km de Saint-Étienne-de-Fursac. L'échantillon a été prélevé à moins de 2 m d'un contact entre la granodiorite du massif de Créchat (en-dessous du contact) et de cette première (au-dessus du contact). La description du contact peut être lue dans le paragraphe consacrée aux anatexites granitoïdiques à cordiérite. Il en ressort que les deux magmas n'étaient pas encore totalement cristallisés lorsqu'ils ont été mis en contact.

La technique de datation utilisée par A. Cocherie est la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite. Près de 27 grains ont pu être séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés), de grande taille : de 300 à 500 μm , généralement de bonne qualité et automorphes. 95 analyses ont pu être traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb). Un âge moyen à 347 ± 3 Ma est déterminé et cet âge est considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite.

La datation U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons a également été utilisée par A. Cocherie. L'âge de cristallisation de la majorité des zircons analysés de 329 ± 3 Ma est interprété comme l'âge de mise en place de la granodiorite de Créchat (CPG4). Cet âge est compatible avec celui de cristallisation des monazites à 347 ± 3 Ma dans la mesure où des inclusions de monazites ont été observées dans plusieurs zircons. Des héritages vers 1900, 577 et 345 Ma ont été aussi observés.

Discussion sur la géochronologie

Ces âges sur monazite (347 ± 3 Ma) et sur zircon (329 ± 3 Ma) posent problème car ils ne se recouvrent pas dans la limite des incertitudes de mesure et l'âge zircon apparaît trop jeune.

Le contexte de mise en place du massif de Créchat en laccolithe dans une croûte ductile laisse plutôt penser que sa mise en place est intervenue vers 347 Ma plutôt que 329 Ma lorsque le Massif de Guéret se trouve en surface et en contexte fragile. De plus, la costructuration de la granodiorite de Créchat avec les anatexites granitoïdiques à cordiérite datées à 359 ± 5 Ma suggère une mise en place contemporaine des deux magmas.

Enfin le massif de La Souterraine, daté à 345 ± 5 Ma sur monazite (l'âge sur zircon à 319 ± 4 Ma est non significatif pour les mêmes raisons que

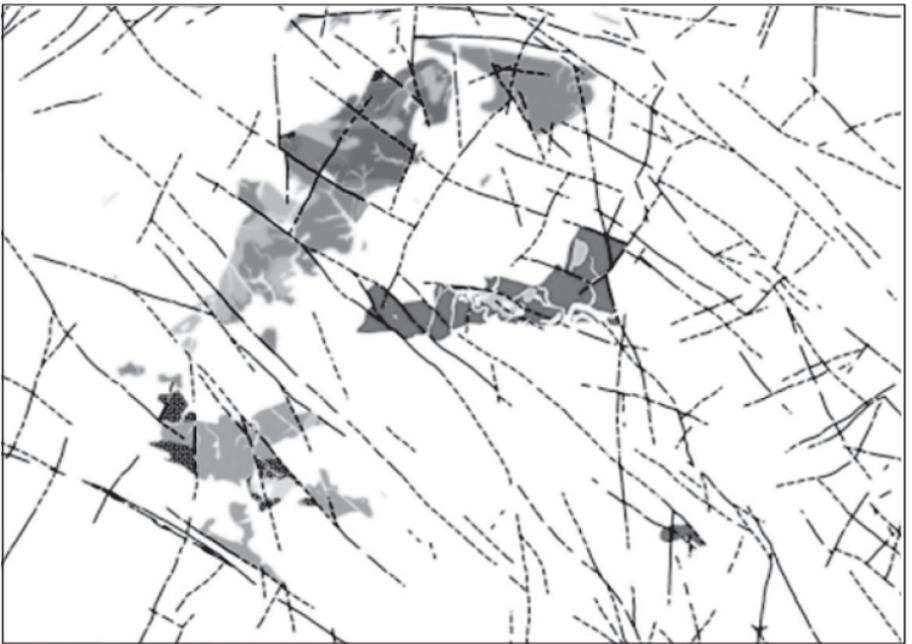


Fig. 19 - Place des massifs de Fursac (au Sud-Ouest), de Noth (au Nord-Est) et de Salagnac (au centre) sur la feuille de La Souterraine

précédement) est intrusif dans la granodiorite de Créchat. Ce dernier devrait donc avoir un âge géochronologique au moins identique (ce qui est le cas).

En conséquence, considérant l'environnement de mise en place des différents massifs du Complexe Magmatique de Guéret, nous considérerons un âge fin tournaisien, début viséen (entre 355 et 345 Ma) pour la granodiorite de Créchat. L'âge obtenu sur zircon est donc non significatif.

Granitoïdes à biotite et \pm cordiérite et \pm muscovite

La lignée type Guéret est surtout connue pour la présence de cordiérite dans sa minéralogie. C'est principalement ce critère qui la distingue de la lignée type Limousin caractérisée par la présence de muscovite seule (pas de cordiérite). Des leucogranites à cordiérite et muscovite sont imbriqués dans les autres types pétrographiques (sans muscovite) du Complexe Magmatique de Guéret. Il s'agit du massif de Fursac au Sud-Ouest de la feuille, du massif de Noth, orienté NE-SW, au Nord-Est de la feuille et du massif de Salagnac, orienté E-W au centre de la feuille (fig. 19). Ils appartiennent à la lignée type Guéret et sont du même âge que le massif de Créchat (Tournaïen) contrairement à la lignée type Limousin qui est plutôt d'âge viséo-namurien. En effet, le massif de Noth, orientée NE-SW, était considéré jusqu'ici, comme mis en place en contexte extensif au Namurien suivant des fentes de tension NE-SW (l'axe d'extension X étant orienté NW-SE, Faure, 1995).

Massif de Fursac

$mg\gamma F_2^2$. **Leucogranites à cordiérite à grain moyen et gros.**

$L\gamma F_2^{2-3}$. **Leucogranites à cordiérite et à muscovite subordonnée orientés.**

$f\gamma F_2^2$. **Leucogranites à cordiérite à grain fin.**

$L\gamma F_2^2$. **Leucogranitoïdes à cordiérite divers.** Le massif de Fursac est localisé au Sud-Ouest de la feuille de La Souterraine. Sa forme assez ramassée semble s'étirer suivant l'axe de la faille d'Arrênes. Le Nord du massif est imbriqué avec les anatexites granitoïdiques à cordiérite.

Les roches qui composent ce massif sont de plusieurs types. L'organisation des différents types pétrographiques est compliquée et la cartographie présentée ne reflète pas la réalité. Les couleurs des roches sont variables : blanchâtre, jaunâtre à rosâtre. La taille des grains est également variable (1 à 5 mm). Les proportions en biotite et muscovite fluctuent. Dans certains échantillons, on trouve difficilement la muscovite tandis que dans d'autres la muscovite est dominante. La biotite peut également être absente, de même pour la cordiérite, qui, somme toute, est assez peu fréquente.

Au Nord-Est du massif, au niveau de Saint-Étienne-de-Fursac (notamment sur la rive droite de la Gartempe), la roche de couleur rosée montre un grain fin (2 à 3 mm) ou peut même être quasiment microgrenue. De la biotite porphyroïde automorphe (5 mm) peut être présente. On retrouve ce type pétrographique au Sud-Ouest le long de la D19 qui relie Paulhac à Fursac.

Le long de la D42a entre le lieu-dit la Lande et Paulhac (et au niveau du réservoir d'eau), une roche à grain moyen (4 mm) contient de la muscovite qui permet de la distinguer du monzogranite du massif de Marsac.

Un type pétrographique orienté à cordiérite et muscovite subordonnée se rencontre, principalement en pierre volante, à l'Est du massif (entre les Quatre Routes et le Bois Neuf). Les mesures de foliation magmatique, sur les quelques affleurements en place, montrent une fabrique minérale peu inclinée dans ce secteur.

À l'Est de Paulhac, une masse plus ou moins allongée suivant la faille d'Arrènes présente des roches à muscovite subordonnée, plus ou moins leucocrate, à grain variant entre 2 et 4 mm, orientées ou non et avec ou sans cordiérite.

S. Nenert (1989) décrit de la tourmaline dans la partie orientale et, de manière ponctuelle, des amas quartzeux à andalousite au hameau de la Chaise.

En lame mince, le quartz cristallise en grandes plages xénomorphes et de manière interstitielle. De l'extinction onduleuse avec des sous grains affectent ce minéral. Le microcline, subautomorphe à xénomorphe, est moiré avec quelques zones perthitiques. Le plagioclase (oligoclase acide) est subautomorphe non zoné. La biotite s'isole en cristaux automorphes. La muscovite est soit disséminée dans les plages de quartz, soit accolée aux cristaux de biotite. La cordiérite est complètement envahie par la muscovite.

Massif de Noth

$\mu\gamma\tilde{N}^2$. **Leucogranites à cordiérite à contour de grains flous.**

$mg\gamma\tilde{N}^2$. **Leucogranites à cordiérite à grain moyen et gros.**

$\sigma\gamma\tilde{N}^{2-3}$. **Leucogranites à cordiérite et à muscovite subordonnée orientés.**

$\gamma\tilde{N}^2$. **Leucogranites à cordiérite à grain fin.**

$\gamma\tilde{N}^2$. **Leucogranitoïdes divers à cordiérite et muscovite à grain fin et moyen.** Le massif de Noth, localisé au Sud-Est du massif de La Souterraine, est orientée NE-SW. Il est imbriqué au Sud avec les anatexites granitoïdiques à cordiérite. Quelques masses enclavées de cette migmatite se trouvent au niveau de la Rebeyrolle (8,5 km au Sud-Est de l'église de La Souterraine).

La variété des types pétrographiques est identique à celle que l'on retrouve dans le massif de Fursac. Au Sud-Est du massif de La Souterraine, à Saint-Priest-la-Feuille, la roche est claire, alternant entre le blanchâtre, le jaunâtre et le rosâtre, et le grain est plutôt fin (2-3 mm). Minéralogiquement, on observe beaucoup de quartz et de feldspath, accompagnés de cordiérite et de muscovite. La biotite est présente en petite quantité.

À Noth, c'est une roche de couleur claire, plutôt jaunâtre, à grain moyen (3 à 4 mm) plus ou moins orientée. La cordiérite est présente.

Au niveau du Peu Mouni à 3,8 km au Sud de Noth, la roche en pierre volante montre des contours de grains flous. À 2 km au Nord-Ouest de l'étang de la Grande Cazine (Puy de la Geffe), les leucogranites se distinguent de ceux du massif de Chabannes (au Nord de la faille de Chambon-sur-Voueize) par une taille de grain plus petite et par la présence de cordiérite.

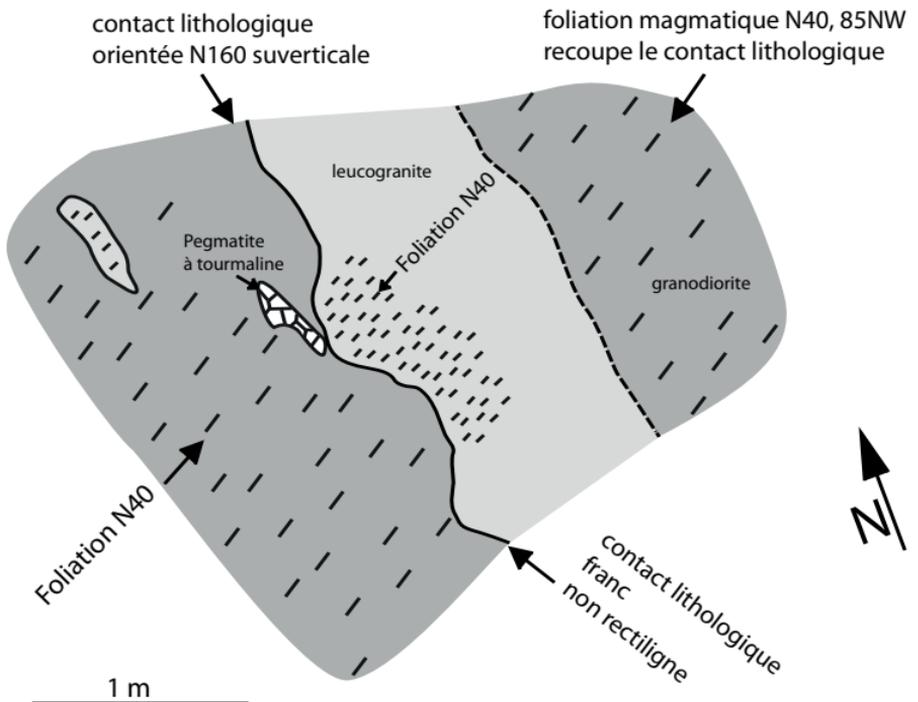
Structures dans le massif de Noth

La foliation est toujours magmatique ; aucun couloir mylonitique n'est observé. La foliation magmatique est généralement d'orientation NE-SW, parallèle à l'axe d'allongement du massif. Les zones de foliations à fort pendage alternent avec celles à faible pendage. Il est même parfois impossible de mesurer un pendage à cause du caractère linéaire de la foliation. Aussi, la linéation minérale est orientée en moyenne de 0/N50. Les observations de terrain montrent que cette foliation magmatique est costructurée (fig. 20) avec celle de la granodiorite de Créchat (contexte identique au massif de la Betoulle). Ce couplage des foliations est décrit au niveau du Puy de la Geffe (Nord-Ouest de l'étang de la Grande Cazine) et sur la route à l'Ouest de l'étang de Maubrant (4,5 km au Sud de Noth).

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le quartz montre une extinction ondulante avec des limites de grain suturé. Le feldspath potassique ondule également, tout comme le plagioclase automorphe. Des myrmékites s'intercalent entre les feldspaths alcalins et les plagioclases. La cordiérite pinitisée est automorphe. La biotite et la muscovite sont en cristaux automorphes.

Massif de Salagnac

γ^{2-3} . **Leucogranites à monzogranites à cordiérite et à muscovite subordonnée plus ou moins orientés.** Ce massif affleure au centre de la feuille suivant un allongement EW. La diversité des types pétrographiques caractérise ce massif tout comme les massifs de Noth et de Fursac. La partie orientale du massif à partir de Salagnac présente quand à elle une certaine



affleurement de l'étang de Maubrant à 8 km au Sud-Est de la Souterraine (à plat sur le sol)

Fig. 20 - Foliation magmatique recoupant les contacts lithologiques (étang de Maubrant)

homogénéité. Le type pétrographique peut être observé dans une petite carrière entre Salagnac et Ardannes.

La roche est claire avec une coloration beige-rosée fréquente. La taille du grain est de 3 à 5 mm. La biotite, fréquemment chloritisée est plus ou moins orientée. La muscovite de petite taille (1 mm) est assez rare. Les grains de quartz et de feldspath s'orientent pour donner un fil à la roche.

À l'Ouest du massif, la diversité pétrographique est plus grande, avec des roches présentant des proportions en muscovite et cordiérite variables.

Structures dans le massif de Salagnac

Les foliations sont toutes acquises à l'état magmatique, aucune déformation post-solidus n'est visible. Les trajectoires de foliation sont orientée entre N40 et N70 avec un pendage indifféremment fortement ou faiblement incliné. Quelques affleurements présentent une fabrique linéaire orientée 0/N45.

Massif de Saint-Vaury

γ_{SV}^{3M} . **Monzogranites à cordiérite à grain moyen.**

γ_{mSV}^{3M} . **Monzogranites à cordiérite et à muscovite subordonnée à grain moyen.** Ce massif affleure à l'Est de la feuille et correspond au type pétrographique de Peyrabout de F. Berthier *et al.*, (1986) sur la feuille de Guéret (fig. 21). C'est l'équivalent du type Grand-Bourg de L. Vauchelle (1988). Sur la feuille de La Souterraine, on retrouve le même type pétrographique dans le massif de Marsac. Au niveau du village de Saint-Vaury et au Nord, la présence de la muscovite a permis de distinguer un nouveau type pétrographique. Il s'agit du monzogranite à cordiérite et à muscovite subordonnée à grain moyen.

Macroscopiquement, c'est une roche gris-bleu, plutôt claire, à phénocristaux de feldspath potassique subautomorphes et pœcilitiques (inclusions de biotite), plagioclase automorphe moins abondant que dans les types granodioritiques, quartz à tendance automorphe, biotite isolée en cloisons (dont la proportion n'excède pas 5 %), cordiérite ubiquiste (caractéristique des granitoïdes dans le Massif du Guéret) et muscovite parfois visible à l'œil nu.

En lame mince, le plagioclase ($\approx 30\%$ de la roche) se présente en cristaux automorphes, zones (An40-10) pouvant se grouper en syneusis ; les individus isolés sont souvent entourés d'excroissances albitiques. Le feldspath potassique forme de grands cristaux pœcilitiques dont la taille très variable (0,5 à plus de 1 cm) confère au monzogranite un aspect hétérogranulaire. Il tend à mouler les autres minéraux, mais les grands cristaux ont une tendance subautomorphe, voire automorphe. Les cristaux sont maclés Carlsbad et présentent le quadrillage du microcline. Ils sont généralement très peu perthitiques et ne montrent que de



Fig. 21 - Place du massif de Saint-Vaury sur la feuille de La Souterraine

minces filons d'albite. Un phénomène fréquent est le zonage des cristaux de feldspath K sous forme d'anneaux concentriques (soulignés par des biotites et plagioclases), correspondant à des phases de croissance. L. Vauchelle (1988) a d'ailleurs remarqué des différences de composition chimique entre des zones claires (Or 91 %) et des zones sombres (Or 87 %). Les inclusions sont abondantes : plagioclases isolés ou groupés en syneusis avec frange réactionnelle albitique, quartz automorphe et biotite. Le quartz est souvent sous la forme de bulles, en bordure des cristaux automorphes. Les myrmékites sont fréquentes, en amas bourgeonnants. Le quartz montre une nette tendance automorphe, avec extinction onduleuse et tend à recristalliser en sous-grains, jusqu'à la polygonisation. La biotite se présente en petits cristaux isolés ou groupés en amas étirés ; les cristaux sont subautomorphes, le plus souvent ployés ou effilochés. La cordiérite est subautomorphe ou noduleuse, souvent pœcilitique (inclusions de quartz), généralement altérée en pinnite et muscovite, mais il peut subsister des plages fraîches et microfissurées au cœur des cristaux, et l'on observe quelquefois de la sillimanite relique. La muscovite primaire est toujours étroitement associée à la biotite, tandis que la muscovite secondaire d'origine deutérique, toujours abondante, apparaît en phase interstitielle et aux dépens de la cordiérite et du plagioclase. L. Vauchelle (1988) a mis en évidence une relation entre l'apparition de la muscovite deutérique et la présence de leucogranites à proximité des affleurements de monzogranite ; la muscovitisation intense de ce dernier serait donc l'indice de la présence de leucogranites, même s'ils n'affleurent pas. Soulignons toutefois que ce phénomène ne s'observe pas au niveau des contacts visibles avec les leucogranites de la Betoulle. Il pourrait donc bien s'agir d'un type pétrographique d'une injection magmatique à part.

Structures du massif de Saint-Vaury

La foliation est toujours magmatique. Dans la partie septentrionale, les trajectoires de la foliation sont conformes à celles du le massif des Trois Cornes et de la Betoulle (*cf.* paragraphe sur les structures de la Betoulle et fig. 37). Dans la partie centre et sud du massif, les foliations magmatiques sont majoritairement orientées NS (tout comme la linéation minérale). Le pendage est fortement incliné sur la bordure ouest le long du contact avec la granodiorite de Créchat et les diatexites grenues à cordiérite. Partout ailleurs, il est généralement plat et son pendage n'excède pas 40° vers l'Est.

Massifs de Saint-Priest-la-Plaine et des Trois Cornes

³⁴**γSP. Monzogranites à tendance granodioritique à cordiérite.** Le massif de Saint-Priest-la-Plaine affleure un peu au Nord du centre de la feuille de La Souterraine. Le Massif de Trois Cornes affleure au Nord-Est de la feuille à 2 km au Sud de Bussière-Dunoise (fig. 22).

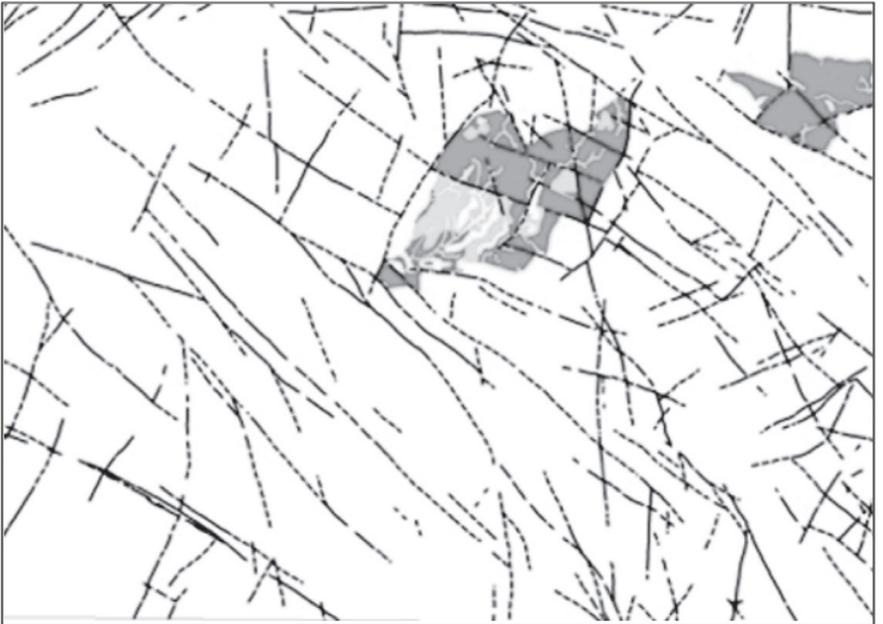


Fig. 22 - Place des massifs de Saint-Priest-la-Plaine et des Trois Cornes sur la feuille de La Souterraine

La description macroscopique des granitoïdes est identique à celle du massif de Grand-Bourg pour celle du massif des Trois Cornes. L'aspect des roches qui composent le massif de Saint-Priest est également le même. Il se distingue néanmoins des autres massifs par un aspect cataclaté, une chloritisation des biotites et une silicification de la roche. Tous les types pétrographiques peuvent être retrouvés dans ces massifs.

Structures du massif de Saint-Priest-la-Plaine

La foliation magmatique est orientée NE-SW selon l'allongement du massif et elle est parallèle à la foliation du massif de Créchat (massif situé en bordure NW). Le pendage est généralement supérieur à 45°. Soulignons une petite bande de cisaillement senestre N40, 90 d'une longueur à peine métrique et de 10 cm de puissance au niveau de la sortie vers Saint-Priest-la-Plaine de la N145. Enfin, cette foliation magmatique est probablement costructurée avec celle des massifs alentours car elle semble recouper (avec un faible angle) le contact lithologique avec le massif de Salagnac au niveau de Quinsac (2,5 km à l'Est de Saint-Priest-la-Plaine).

Structures du massif des Trois Cornes

La foliation entièrement magmatique est clairement costructurée avec celle du massif de la Betouille. Le lecteur est invité à lire le paragraphe sur les structures du massif de la Betouille et la figure 37.

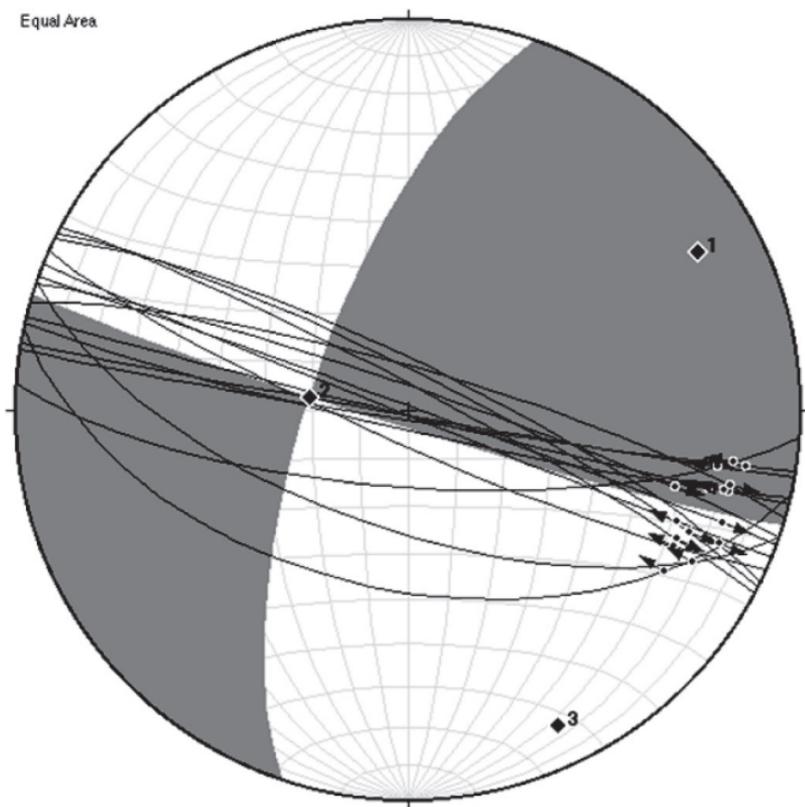
Massif des Forges

op γ^3 **Monzogranites porphyroïdes à cordiérite orientés.** Ce massif affleure au Nord-Est de la feuille suivant une bande EW de 5 km de longueur et de maximum 400 m de largeur. Un affleurement remarquable se situe au lieu-dit des Forges.

C'est un monzogranite de couleur gris ou brun foncé lorsqu'il est rubéfié. Il est à grain moyen-gros (4 à 7 mm). Le quartz est étiré, il est très riche en macrocristaux de feldspath potassique orientés et qui sont ovalisés par la déformation. Sur une toute petite partie au Nord-Est, il est moins déformé et prend l'aspect du type pétrographique qui domine dans le massif de La Souterraine (monzogranites porphyroïdes à quartz globuleux et cordiérite) avec la présence caractéristique du quartz globuleux.

En lame mince, le quartz est entièrement recristallisé en mosaïque et ses limites de grains sont suturées. Le feldspath potassique est déformé de manière ductile. Le plagioclase zoné montre également une déformation ductile. Des myrmékites, témoins d'une déformation de haute température, croissent entre les plagioclases et les feldspaths potassiques. Les biotites sont ployées et commencent à former un réseau anastomosé avec des structures en mica-fish.

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

198.7°, 69.6° and 107.3°, 86.3°

FAULTS & STRIAE (n = 16):

arrow shows the movement of the hanging wall

LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue	Eigenvector (T&P)
1. 0.4744	61.2° 17.8°
2. 0.0007	277.5° 69.3°
3. -.4751	154.8° 11.6°

Fig. 23 - Plans de cisaillements « C » dextres (hémisphère sud) dans les mylonites du monzogranite des Forges

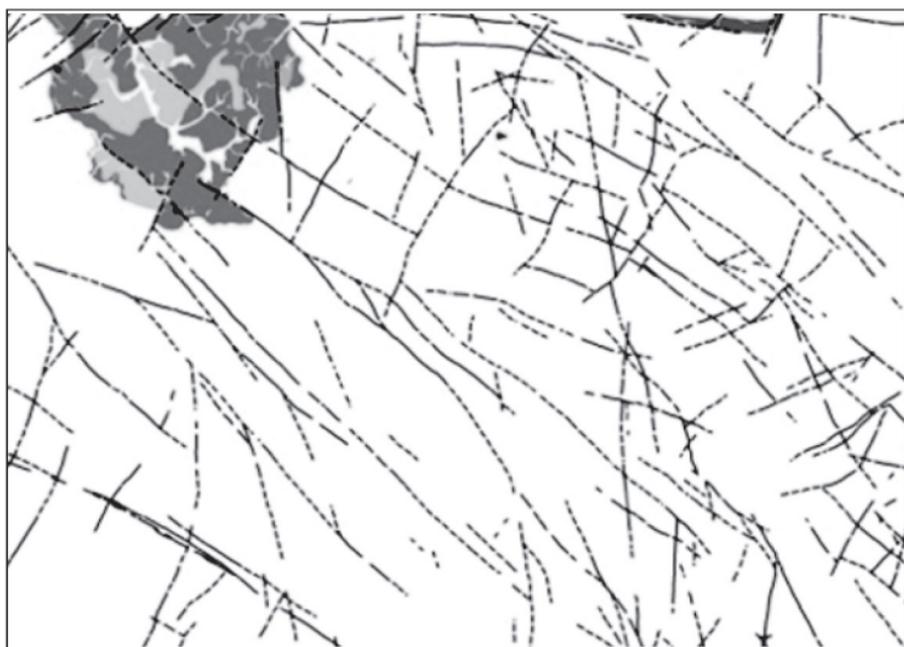


Fig. 24 - Place du massif de La Souterraine (à l'Ouest) et des Forges (à l'Est) sur la feuille de La Souterraine

Les biotites sont en voie de chloritisation et incluent de nombreux zircons et oxydes.

Structures du massif des Forges

La déformation se distribue sur l'ensemble de ce massif suivant des plans de cisaillement principalement orientés N110, 90 qui portent une linéation minérale d'étirement au 20/N110 (fig. 23). Les critères de cisaillement observés sur le terrain argumentent un déplacement dextre pour la Zone de Cisaillement des Forges (ZCF).

Massif de La Souterraine

γ^3_S . **Monzogranites à cordiérite à grain fin ou à tendance microgrenue.**

$\mu\gamma^3_S$. **Micromonzogranites porphyriques à quartz bipyramidé et cordiérite.**

γ^3_S . **Monzogranites à quartz globuleux, cordiérite et muscovite.**

$\rho\gamma^3_S$. **Monzogranites porphyroïdes à quartz globuleux et cordiérite.**

Le massif de La Souterraine affleure au Nord-Ouest de la feuille suivant un corps ramassé de 6 à 7 km de diamètre (fig. 24). Il occupe une surface compacte d'environ 40 km² entre la Bussière-Madeleine au Nord-Ouest, Peufeuvrier au Nord-Est, Saint-Priest-la-Feuille au Sud-Est et le Poirier au Sud-Ouest. Il est accolé au Nord à la faille fragile et ductile de Chambon-sur-Voueize orientée EW. Il est formé de plusieurs injections, dont la masse principale est composé d'un monzogranite porphyroïde à quartz globuleux et cordiérite, avec de très rares passées de monzogranites à cordiérite à grain fin ou à tendance microgrenue (1 km au Sud de Sagnemoussouse et 2 km à l'Ouest de La Souterraine) et de monzogranites à quartz globuleux, cordiérite et muscovite (lieu-dit la Roche à 4 km à l'Est de La Souterraine). Une roche caractéristique du type pétrographique principale affleure dans la granodiorite de Créchat sur la bordure nord de l'étang de la Grande Cazine à 2 km du contact oriental de la masse principale.

La roche dominante, de couleur gris clair, est un monzogranite porphyroïde à biotite et cordiérite, à grain moyen-grossier (4 à 7 mm). Elle se distingue par la présence de nombreux mégacristaux de feldspaths potassiques blanc crème, dont certains maclés Carlsbad, de taille variable, peuvent atteindre une douzaine de centimètres de longueur. L'habitus du quartz, caractéristique de ce type pétrographique, est en forme de cristaux globuleux à sub-automorphes centimétriques gris (jusqu'à 3 cm de longueur), parfois enfumés ou à reflets rosâtres. On retrouve également des plagioclases de couleur crème plus ou moins altérés, de la biotite, plutôt abondante et parfois automorphe. La cordiérite noirâtre ou verdâtre, lorsqu'elle est altérée en biotite puis en chlorite, est en prisme allongé (tonnelet) suivant l'axe C. La taille des cordiérites peut atteindre

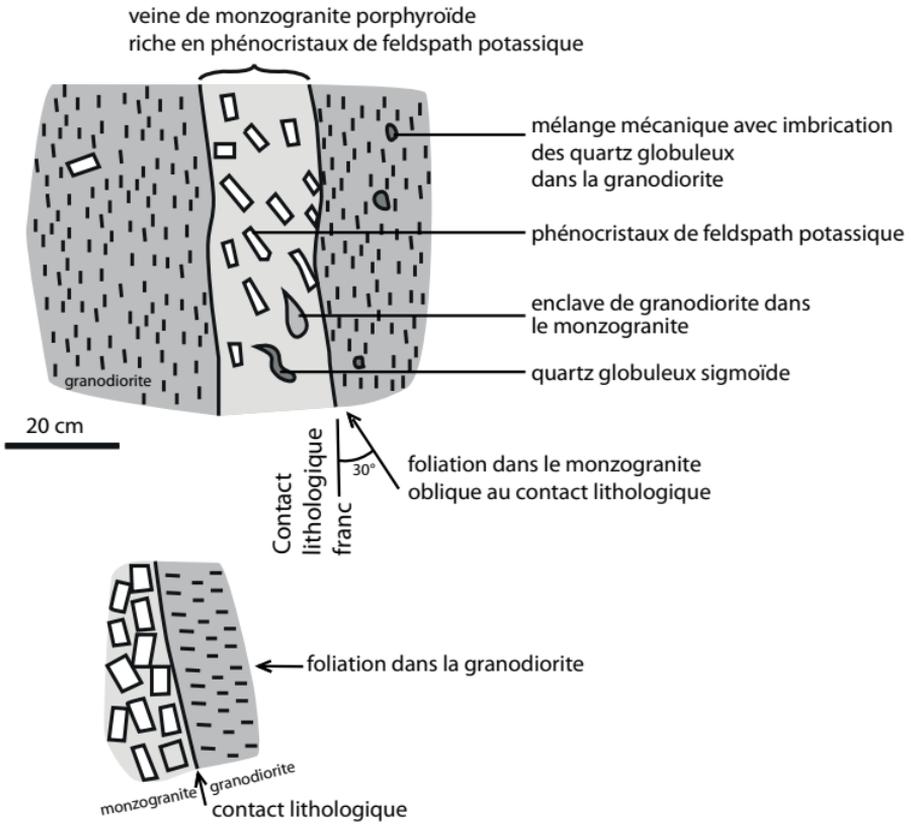
2 cm. Les altérites associées sont de couleur ocre-gris, dans lesquelles on retrouve le quartz globuleux de grande taille et les fragments de phénocristaux de feldspath potassique. On retrouve également le quartz globuleux dans les taupinières, ce qui a permis un suivi assez précis (inférieur à 100 m) de la limite lithologique de ce massif.

En lame mince, les mégacristaux de feldspath potassique présentent systématiquement le quadrillage du microcline. Ils sont poëcilitiques (inclusions de biotites et plagioclases automorphes). Les plagioclases automorphes forment la matrice de la roche avec quelques feldspaths potassiques. Les cristaux de quartz sont généralement automorphes. La cordiérite est le plus souvent sous son habitus en tonnelet mais peut-être également interstitielle.

Un autre type pétrographique (monzogranites à quartz globuleux, cordiérite et muscovite) affleure plutôt bien au hameau de la Roche (4 km à l'Est de La Souterraine). Ce sont des roches de couleur claire à grain fin à moyen (2 à 5 mm). C'est également la présence de quartz globuleux qui les rattache au type pétrographique du massif de La Souterraine. On y retrouve majoritairement du feldspath, accompagné de cristaux automorphes de muscovite, et de biotite, avec des traces éventuelles de cordiérite.

On trouve également un type pétrographique fin (monzogranite à cordiérite à grain fin ou à tendance microgrenue) en bordure du massif de La Souterraine mais de manière non systématique. Il est présent en pierre volante dans la bordure orientale du massif, au niveau des hameaux de la Roche (4 km à l'Est de La Souterraine), à l'Est et au Sud du puy « Le Peu » (4 km à l'Est de La Souterraine), à 1 km au Sud de Sagnemoussouse (4 km au Sud de La Souterraine) et à l'affleurement à 2 km à l'Ouest de La Souterraine. Ce sont des roches de couleur claire (généralement jaunâtre) à grain fin (2 à 3 mm) voire microgrenue, et à tendance leucocrate que l'on attribue au type pétrographique de La Souterraine, du fait qu'elles comportent du quartz globuleux. Minéralogiquement, ce type pétrographique contient quelques tablettes automorphes de biotite de taille moyenne (jusqu'à 3 mm) et des petits plagioclases blanc crème. On peut y retrouver quelques cordiérites de petite taille, mais aucune trace de phénocristaux de feldspath alcalin.

Enfin, un micromonzogranite porphyrique à quartz bipyramidé et cordiérite que l'on peut rattacher à cette lignée affleure en deux points en dehors de la masse principale du massif. Les affleurements se trouvent pour le premier, un peu au Sud du lieu-dit Boulignat à 3,7 km de Saint-Priest-la-Plaine et pour le second, à Balsac à 4 km au Nord-Ouest de Saint-Vaury. Ce sont de véritables microgranites gris à phénocristaux de quartz bipyramidé et à cordiérite.



Contacts du monzogranite de la Souterraine avec la granodiorite de Créchat sur une boule non en place

Fig. 25 - Observation du contact entre le monzogranite porphyroïde du massif de La Souterraine et la granodiorite de Créchat

Relations entre le monzogranite de La Souterraine et son encaissant

Le massif est majoritairement en contact avec la granodiorite à tendance tonalitique de Créchat. Il est possible de voir le contact entre les deux lithologies au Sud du hameau de Châteaurenaud, situé à 1,8 km au Sud-Ouest de l'église de La Souterraine. On peut y observer un contact incliné de 35° vers le Sud-Est entre la granodiorite (en haut) et le monzogranite porphyroïde de La Souterraine (en bas). Les foliations relevées dans l'un et l'autre sont sub-parallèles au contact. On y observe également (et de manière générale dans la granodiorite proche du contact avec le monzogranite de La Souterraine) la présence de pegmatites formées de méga-feldspaths et de tourmaline noire.

L'observation sur d'autres affleurements et roches volantes de ce contact montre qu'il est assez franc, sans texture de trempé, avec une foliation principalement subparallèle, et plus rarement perpendiculaire au contact (Sud-Ouest de Mazaudet). Des filons de monzogranite porphyroïde sont contenus dans la granodiorite. En outre, l'observation du contact montre la présence de quartz globuleux (minéral caractéristique du monzogranite de La Souterraine) ainsi que des phénocristaux de feldspaths incorporés mécaniquement dans la granodiorite de Créchat. Des enclaves de la granodiorite de Créchat, de forme très arrondie, sont présentes dans le monzogranite de La Souterraine. De rares contacts lobés entre les types pétrographiques peuvent être également décrits.

La présence d'injections de filons de monzogranite porphyroïde de La Souterraine, ainsi que des pegmatites composées d'accumulation de feldspaths porphyroïdes, dans la granodiorite et la présence d'enclave de granodiorite dans le monzogranite montrent le caractère intrusif du massif de La Souterraine dans celui de Créchat. De plus la foliation du monzogranite recoupe celle de la granodiorite, ce qui indique clairement que la mise en place du monzogranite du massif du Souterrain est postérieure à celle de la granodiorite (fig. 25). La présence de quartz globuleux et de feldspaths porphyroïdes dans la granodiorite suggère des échanges mécaniques entre deux magmas pas encore totalement cristallisés. Le contact lobé de l'intrusion de monzogranite de La Souterraine dans la granodiorite, ainsi que la forme arrondie de l'enclave de granodiorite trouvée dans le monzogranite de La Souterraine, vont également dans le sens de deux magmas pas encore entièrement cristallisés lors de la mise en place du monzogranite de La Souterraine dans la granodiorite de Créchat.

Données géochronologiques

Le monzogranite porphyroïde de La Souterraine a été daté à 350 Ma par la méthode Rb/Sr (Vauchelle, 1988). Dans l'objectif, de confirmer cet âge Rb/Sr (non publié) et de dater le fonctionnement de la Zone de Cisaillement dextre et normale de la Gardette (ZCG) et de la Zone de Cisaillement normale de Bussière-Madeleine (ZCBM) qui affectent la granodiorite de Créchat, un échantillon (CO76) du massif de La Souterraine (intrusif dans le massif de

Créchat non encore totalement cristallisé) a été prélevé au lieu-dit du Grand Malonze à 1,7 km au Sud-Sud-Est de l'église de La Souterraine (WGS 84 : E = 1°30'58" ; N = 46°6'12"). Cet âge a également pour objectif de dater le fonctionnement de la Zone de Cisaillement de La Souterraine (ZCS).

La technique de datation utilisée par A. Cocherie est la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite. Près de 25 grains ont pu être séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB (électrons rétrodiffusés), de taille moyenne (150 à 250 µm), généralement de bonne qualité cristallographique en conservant parfois leur forme propre. 106 analyses ont pu être traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb). Un âge moyen à 345 ± 4 Ma a été déterminé. Cet âge est considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite lors de la mise en place du massif de La Souterraine.

Trois grains de xénotime ont pu être identifiés en section polie lors de l'étude des monazites au MEB (électrons rétrodiffusés). Assez petits et comportent de nombreux défauts et inclusions, ils présentaient toutefois des domaines sains. 65 analyses ont pu être traitées dans le diagramme Pb = f(Th*) qui peut permettre d'évaluer ce Pb commun contenu dans le xénotime, ce qui n'est pas possible à l'aide du diagramme Th/Pb = f(U/Pb). Un âge moyen à 323 ± 15 Ma a été déterminé. Dans la limite des incertitudes sur ces deux âges, l'âge sur xénotime est significativement différent de l'âge sur monazites (345 ± 4 Ma).

La datation U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons a également été utilisée par A. Cocherie. Les grains sont plutôt limpides, de grande taille (jusqu'à 600 µm), bien cristallisés tout en étant souvent fracturés. D'après la typologie de Pupin, l'indice moyen de la population est de : IAIT = 294,345, ce qui la place dans le domaine 1, 2 et 3 de la répartition typologique des granites (anatexie crustale sialique). 18 analyses ont été réalisées sur 16 grains différents. L'âge moyen calculé à partir de 5 analyses et en utilisant le diagramme Concordia conventionnel est de 319 ± 4 Ma. Les autres analyses non prises en compte dans le calcul d'âge concordant sont associées à des pertes partielles de Pb* (radiogénique).

Discussion sur les âges

Ces âges monazite (345 ± 4 Ma), xénotime (323 ± 15 Ma) et zircon (319 ± 4 Ma) posent problème car ils ont un écart d'au plus 26 Ma. Les âges zircon et xénotime apparaissent trop jeunes par rapport aux autres données de la géologie et géochronologie régionale. On peut difficilement envisager qu'un événement tardif vers 320 Ma conduise à la cristallisation des zircons et du xénotime à température relativement basse, par exemple en présence de fluides, car les zircons sont nombreux, de grande taille et typiquement magmatiques.

D'après le contexte de mise en place du massif de La Souterraine en laccolithe dans un encaissant ductile, il est préférable de considérer une mise en place de ce massif vers 345 Ma (dans la continuité de celle du massif de Créchat à 347 Ma). Au vu du contexte de mise en place des différents massifs du Complexe Magmatique de Guéret, nous considérerons un âge inférieur viséen (entre 350 et 345 Ma) pour le massif de La Souterraine. Les âges obtenus sur zircon et xénotime sont donc interprétés ici comme ne datant pas la mise en place de l'intrusion. Bien que peu probable, il est possible d'expliquer le rajeunissement de l'âge sur zircon par des pertes en Pb* (radiogénique).

Structures du massif de La Souterraine

Les pôles de la foliation magmatique du monzogranite de La Souterraine apparaissent alignés sur une droite de dispersion de direction N170 (fig. 26). On remarque deux groupes de pôles, les uns rassemblés vers le centre du canevas, révélant une foliation peu pentée au Nord ou au Sud (localisée au centre et sud du massif), et les autres situés vers les bords du canevas, indiquent, quant à eux, des foliations fortement pentées. En effet, les pendages assez peu inclinés au sein du massif se redressent près de la faille de Chambon-sur-Voueize au Nord du massif. Les contacts plats observés à l'affleurement entre monzogranite et granodiorite et en carte (lorsqu'il n'est pas faillé, le contact suit sensiblement les courbes de niveau), ainsi que la foliation magmatique peu inclinée au cœur du massif, indiquent une forme en laccolite du massif de La Souterraine (fig. 27 et 28). Enfin, à l'échelle de la carte, les trajectoires de foliation magmatique s'organisent suivant une sigmoïde dextre (*cf.* schéma structural sur la carte).

Le massif de La Souterraine est affecté sur sa bordure NE par la Zone de Cisaillement dextre de La Souterraine (ZCS). Le monzogranite mylonitisé atteint par endroits le stade d'ultramylonite. Un premier groupe de plans subverticaux suivant un couloir de direction moyenne N100 porte des linéations faiblement pentées de 10° vers l'Est. Les pôles de la schistosité « S » des structures « C-S » sont alignés selon une direction N170 et révèlent une foliation tectonique N80, 90 écartée d'environ 20° par rapport à la direction moyenne des plans C N100, 90. Il en résulte un cisaillement dextre de la roche (fig. 29).

Un second groupe (très rare) de plans fortement inclinés vers le Sud et de direction moyenne N110, portent des stries subverticales pentées vers le Sud. L'observation de terrain de la schistosité tectonique par rapport aux plans de cisaillement indique un mouvement inverse. Autrement dit, le compartiment sud (le monzogranite de La Souterraine) est surélevé par rapport au compartiment nord (le leucogranite de la Marche).

L'analyse structurale démontre que les deux familles de plans « C » inverses et dextres ont pu jouer dans le même régime de déformation, avec un axe de raccourcissement orienté au 13/N150.

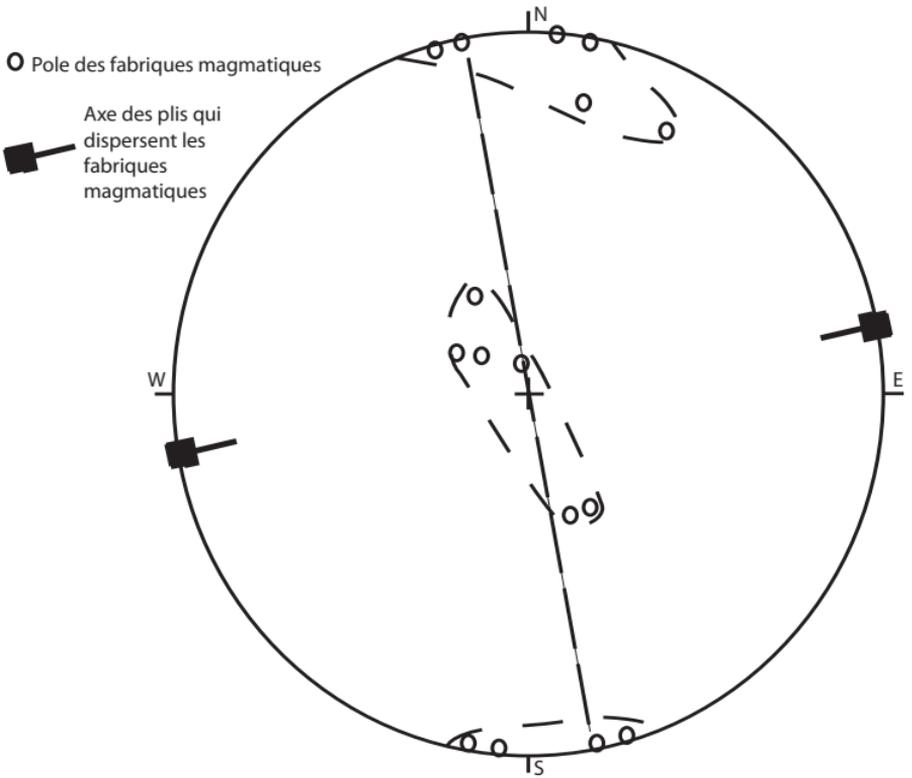


Fig. 26 - Pôles de foliations magmatiques (n = 13) relevées dans le monzogranite de La Souterraine (en hémisphère sud)

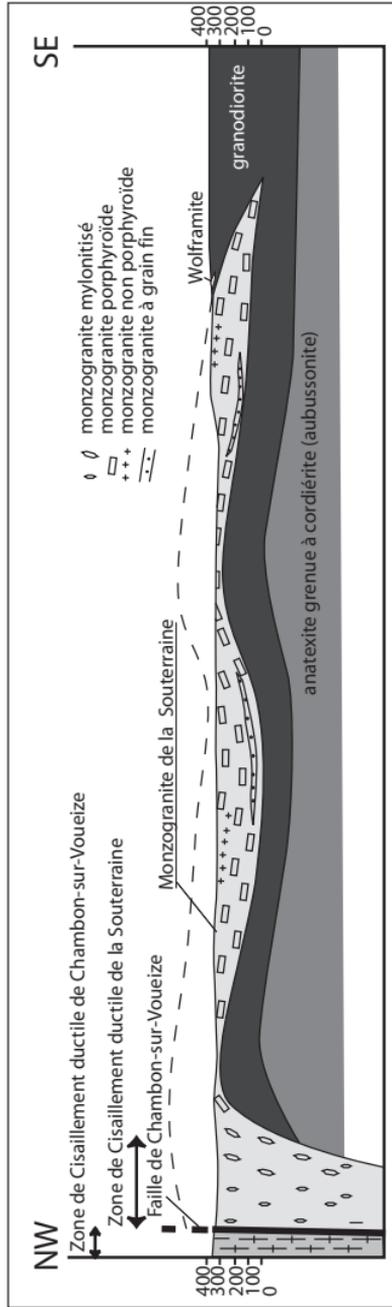


Fig. 27 - Coupe NW-SE du massif de La Souterraine

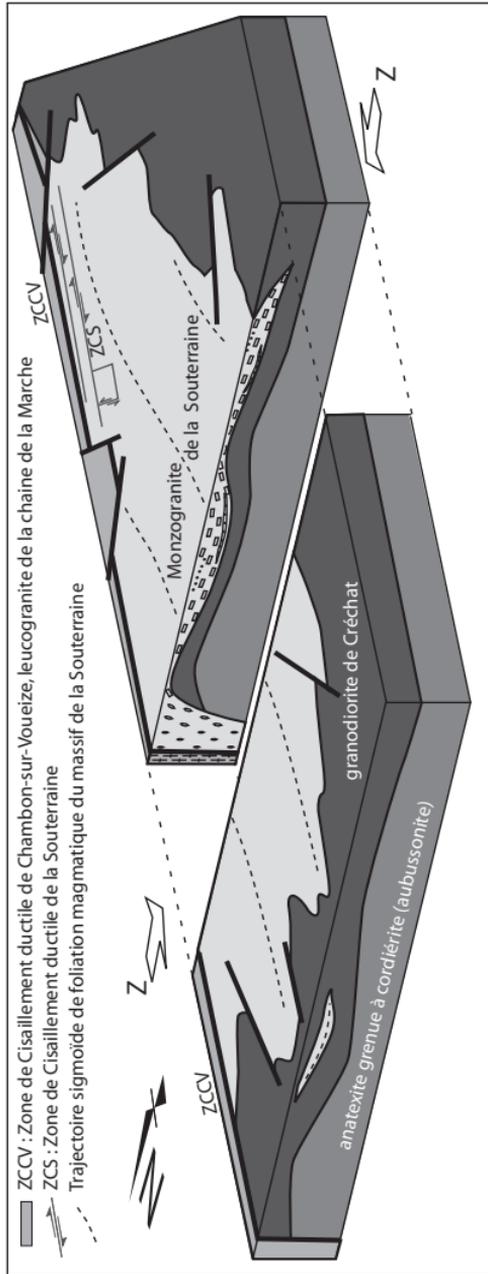
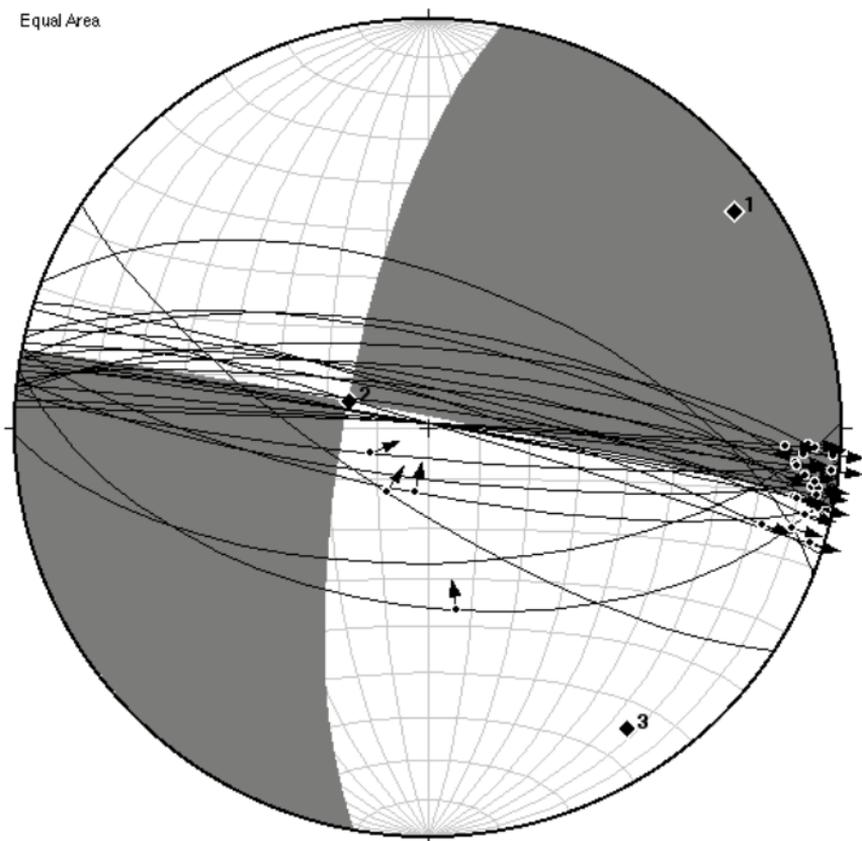


Fig. 28 - Bloc diagramme 3D du massif de La Souterraine

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

190.3°, 73.5° and 281.0°, 87.7°

LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue	Eigenvector (T&P)
1. 0.3921	54.5° 9.9°
2. 0.0425	288.5° 73.4°
3. -0.4346	146.8° 13.2°

FAULTS & STRIAE (n = 25):

arrow shows the movement of the hanging wall

Fig. 29 - Plans de cisaillements « C » inverses et dextres (en hémisphère sud) dans les mylonites du monzogranite de La Souterraine (n = 25), bordure NE du massif de La Souterraine

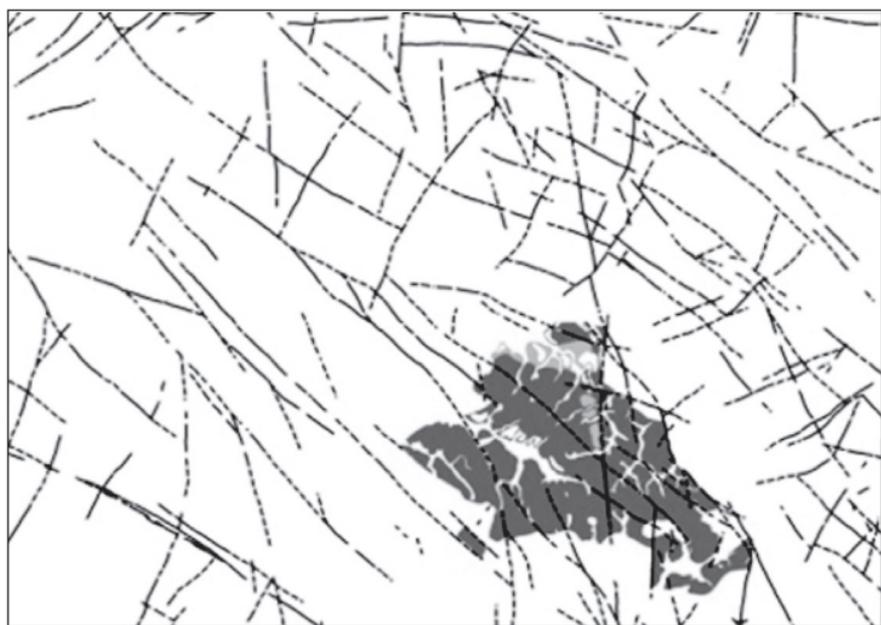


Fig. 30 - Place du massif de Grand-Bourg sur la feuille de La Souterraine



Fig. 31 - Place du massif de Montjourde sur la feuille de La Souterraine

Massif du Grand-Bourg

γ_{GB}^{3-4} . **Monzogranites à tendance granodioritique à cordiérite.** Le type pétrographique de Grand-Bourg a été défini par L. Vauchelle (1988) qui l'a étendu à tous les monzogranites à tendance granodiorites de la partie ouest du Complexe Magmatique de Guéret. L'utilisation du terme Grand-Bourg est maintenant restreinte au seul massif au Sud-Est du village de Grand-Bourg. Ce massif est séparé de la zone de Saint-Silvain-Montaigut par un jeu de failles fragiles NS et NW-SE (fig. 30).

Les types pétrographiques sont diversifiés au sein de ce massif mais le type le plus fréquent est une roche bleutée quand elle est saine et de couleur grise quand elle s'altère. La taille de son grain se situe entre 3 et 4 mm. Elle peut atteindre 5 mm en direction du massif de Bénévent-l'Abbaye. La présence de biotite en proportion variable donne un fil à la roche. La cordiérite automorphe (en forme de tonnelet) ou rarement en nodule est généralement pinitisée (altération en mica) avec une couleur verdâtre. Le feldspath potassique porphyroïde est rare et le plagioclase est généralement automorphe. Des types pétrographiques se rapprochant des anatexites granitoïdiques à cordiérite sont suspectés dans ce massif (4 km au Nord d'Aulon).

En lame mince, d'après L. Vauchelle (1988), les cristaux de feldspath potassique de 4 à 5 mm baignent dans une matrice à grain plus fin (3 mm). La proportion de biotite est relativement faible (moins de 10 %). Le quartz est souvent granulé (sous-grains) et présente généralement une extinction roulante. La muscovite est rarement primaire, le plus souvent secondaire, elle se développe au dépens du plagioclase. La cordiérite, commune, apparaît en cristaux subautomorphes et plus rarement en nodules. Elle est rétrotransformée en muscovite. Minéraux accessoires : apatite prismatique, zircon.

Structures du massif de Grand-Bourg

Les structures sont assez difficiles à lire, car la roche présente le plus souvent une texture équante. Le massif de Grand-Bourg présente des foliations magmatiques généralement orientées EW à N120. Le pendage encore plus difficile à mesurer suggère une forme allongée de type L de la foliation magmatique.

Massif de Montjourde

$op\gamma_M^3$. **Monzogranites porphyroïdes orientés à cordiérite, biotite et muscovite.** Ce massif affleure pour une toute petite part à l'Ouest de la feuille au niveau de la faille d'Arrênes (fig. 31). L'essentiel du corps magmatique affleure sur la feuille voisine de Magnac-Laval. Ce monzogranite qui jalonne les

accidents ductiles de Bussière-Madeleine et d'Arrênes, se présente sous la forme d'un croissant dont la concavité est tournée vers l'Est.

C'est un monzogranite porphyroïde gris clair à mégacristaux (3 à 5 cm) de feldspaths potassiques orientés, affecté par une déformation ductile qui impacte l'ensemble de son gisement. La muscovite est visible dans l'ensemble du massif mais sa concentration augmente au contact de la faille d'Arrênes. Au Sud du massif, on peut d'ailleurs le confondre avec certains des leucogranites de la Brame. La biotite et la cordiérite sont présentes. Il affleure bien à Montjourde et son aspect macroscopique varie légèrement en fonction de la déformation mais aussi, semble-t-il, en fonction d'une texture originelle plus ou moins porphyroïde.

En lame mince, le quartz entièrement recristallisé en mosaïque forme des rubans et ses limites de grains sont suturées. Le feldspath potassique automorphe est déformé ductilement et fragilement, et il laisse apparaître de rares fractures sub-solidus. Le plagioclase zoné montre également une déformation à la fois ductile (extinction ondulante) et fragile (fractures). Des myrmékites, témoins d'une déformation de haute température, croissent entre les plagioclases et les feldspaths potassiques. Les phyllosilicates primaires, tels que la muscovite ou la biotite, sont ployés et commencent à former un réseau anastomosé avec des structures en mica-fish. De petits cristaux de muscovite secondaire entourent les larges cristaux de muscovite primaire. Le long des bandes de cisaillement, la biotite secondaire en petits cristaux constitue l'essentiel de la roche déformée. Les biotites sont en voie de chloritisation et incluent de nombreux zircons et oxydes, de la tourmaline a été décrite par A.-M. Hottin *et al.* (1995). La déformation est intervenue à haute température (> 600 °C) comme argumentée par A. Gébeline (2004) et révèle donc une mise en place syn-tectonique du monzogranite de Montjourde.

Structures et datation du massif de Montjourde

Le monzogranite de Montjourde, localisé à l'Ouest du Massif de Guéret, représente le marqueur principal de la déformation de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine. Le jeu ductile de cet accident était essentiellement connu comme normal le long de la faille de Bussière-Madeleine et dextre le long de celle d'Arrênes (Rolin, 1987 ; Faure, 1995 ; Rolin et Colchen, 2001) et son calage temporel est argumenté par la datation du massif de la Brame à 324 ± 4 Ma (Holliger *et al.*, 1986 ; Faure, 1995).

Pour une meilleure précision dans la chronologie de la déformation, une datation sur zircon a été effectuée sur le monzogranite de Montjourde par Cartannaz (2006). En effet, l'âge du fonctionnement de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine ne pouvait être déterminée par la datation du massif de la Brame, puisque l'âge mesuré n'avait pas été obtenu sur une roche déformée.

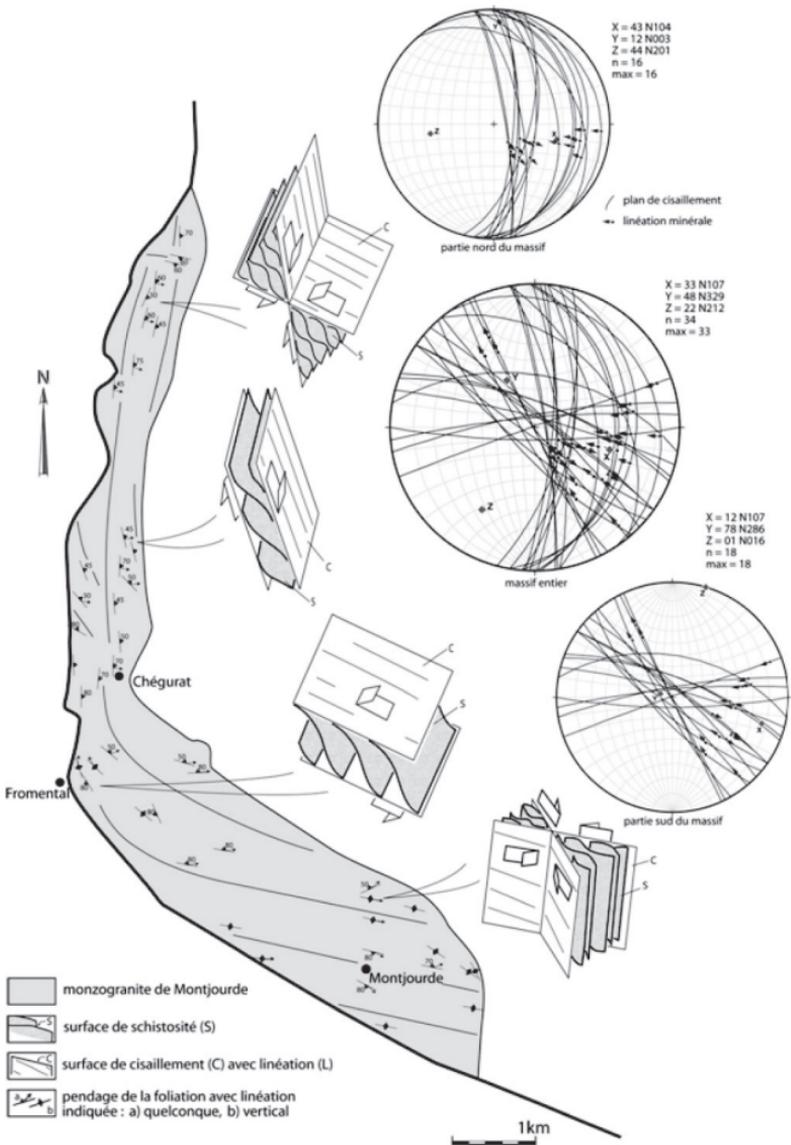


Fig. 32 - Structures mylonites normales, inverses, dextres et senestres qui affectent le massif de Montjourde

L'âge U/Pb sur zircon obtenu sur le monzogranite déformé de Montjourde est de 330 ± 3 Ma (Cartannaz, 2006).

L'organisation des structures mylonitiques s'est révélée plus complexe que celle envisagée par les auteurs cités ci-dessus. La partie septentrionale du pluton qui présente normalement des bandes de cisaillement à jeu normal, révèle également des bandes de cisaillement à jeu inverse (fig. 32). À l'échelle de l'échantillon, aucune des deux bandes de cisaillement ne recoupe l'autre, de sorte qu'elles sont interprétées comme contemporaines. Sur certains sites, il est même impossible de déterminer un sens de cisaillement à cause de la déformation coaxiale (étirement dans les deux sens) de la roche. La partie méridionale, présente également une déformation coaxiale avec des plans de cisaillement conjugués dextres et senestres (fig. 32). La direction N105 de la linéation minérale est constante à l'échelle du massif.

Contexte de mise en place

La contemporanéité de ces structures (normale, inverse, dextre et senestre) est prouvée par leur même état de déformation sous haute température à l'état post-solidus, cohérente avec une mise en place syn-tectonique du pluton. Rappelons que sa mise en place s'effectue très haut structuralement et dans un domaine cassant (inférieur à 250°) car le Massif de Guéret se trouve à proximité de la surface dès 340 Ma. L'hypothèse d'une reprise postérieure en inverse des structures normales n'est pas envisageable car les plans de cisaillement s'effectuent sous un métamorphisme à haute température (supérieure à 500°C). Le traitement des plans de cisaillement avec le logiciel Faultkin (Cogné, 2003) permet d'intégrer la majorité des mesures (max = 33 pour n = 34) dans un même ellipsoïde de déformation et montre que ce monzogranite a été déformé selon une direction de raccourcissement Z orientée 22, N212 (fig. 32).

Le monzogranite de Montjourde est donc un pluton syn-cinématique, de forme arquée, qui enregistre une déformation coaxiale (pas de déplacement dans un sens privilégié) le long de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine et de la faille d'Arrènes. L'orientation de l'ellipsoïde de déformation calculé pour ce pluton caractérise un champ de déformation décrochant (Z = 22, N212 et X = 33, N107) actif vers le Viséen Supérieur (330 ± 3 Ma). Cette intrusion n'argumente donc pas un régime extensif lors de sa mise en place comme cela avait été proposé précédemment (Rolin, 1987 ; Faure, 1995 ; Rolin et Colchen, 2001).

Massif de Ribbes

γ^3 . **Monzogranites à cordiérite.** Le petit massif de Ribbes (environ 1 km^2), au centre de la moitié orientale de la feuille, est séparé de la zone de diatexites grenues à cordiérite de Saint-Silvain-Montaigut par un jeu de failles fragiles



Fig. 33 - Place du massif de Ribbes (au Nord) et du massif de Lachaud (au Sud) sur la feuille de La Souveraine

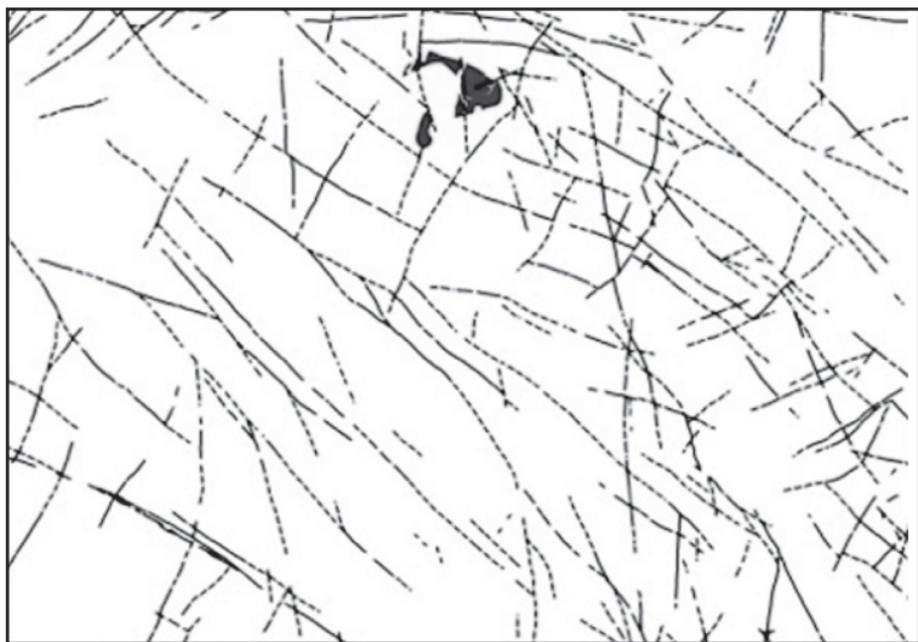


Fig. 34 - Place du massif de Voudy sur la feuille de La Souterraine

subméridiens et NW-SE (fig. 33). Cette roche fortement fracturée est bien observable au niveau de la carrière du Moulin de Ribbes. Les mesures ASM de O. Jover (1986) fournissent une foliation magnétique (considérée parallèle à l'orientation des minéraux ferromagnésien : biotite) qui est orientée N106, 20S et une linéation magnétique 70/N82.

Il s'agit d'un monzogranite plus ou moins clair à grain moyen (4 mm). La texture est équante et il est difficile de mesurer une fabrique minérale. La cassure esquilleuse provoquée par le marteau témoigne d'une silicification de la roche. La cordiérite est assez rare et la muscovite n'a pas été observée.

Massif de Lachaud

$L\gamma$. Granitoïdes leucocrates à cordiérite. Le massif de Lachaud est localisé au Sud-Est de la feuille (fig. 33) et il est accolé aux jeux de failles fragiles subméridiens et NW-SE qui affectent la bordure ouest de la zone de diatexites grenues à cordiérite de Saint-Silvain-Montaigut. La roche est très altérée et les conditions d'affleurement sont très mauvaises.

C'est une roche claire à grain moyen fin (3 à 4 mm) composée principalement de feldspath et de quartz. La cordiérite est automorphe et de rares muscovites peuvent être distinguées.

Massif du Voudy

$L\gamma^3$. Leucomonzogranites porphyroïdes à cordiérite orientés. Le massif de Voudy affleure à l'Est de l'étang de la Grande Cazine dans la partie centre nord de la feuille (fig. 34). À l'exception des affleurements qui sont localisés dans les hameaux du Voudy, du Bonneuil et de Boscavillot, les conditions d'affleurement sont mauvaises. Les types leucocrates sont davantage du côté des hameaux du Voudy et du Bonneuil (bordure NW), tandis que la roche de Boscavillot est de teinte plus foncée.

C'est une roche claire de type monzogranite à grain moyen (4 à 5 mm). La cordiérite est présente sous la forme de son habitus en tonnelet. Les feldspaths potassiques porphyroïdes sont bien orientés et la bordure NW présente même un début de déformation postsolidus, le quartz est étiré et les feldspaths potassiques commencent à s'arrondir. Aucun critère de cisaillement n'est visible (déformation coaxiale). Sur cette bordure NW, la foliation verticale est principalement orientée NE-SW.

Un petit corps au Sud de la masse principale, au lieu-dit les Petites Fougères, a été rattaché à ce massif car l'aspect de la roche bien que non porphyroïde converge vers celui de la roche du massif de Voudy. La muscovite peut être présente. La foliation magmatique est soit plate soit linéaire selon une direction au N60.

Intrusions tardives

Granitoïdes à biotite ± cordiérite et ± muscovite

^L γ ². **Leucogranitoïdes divers à cordiérite.** Principalement localisés à l'Est de la feuille, ils s'organisent suivant des filons orientés préférentiellement NW-SE. Ils doivent certainement recouper les massifs tournaisiens de Noth, Fursac, et Salagnac, mais la similitude des types pétrographiques empêche, la plupart du temps, l'identification des contacts.

Ce sont des roches beige clair à grain moyen-fin (2-4 mm) avec moins de 5 % de biotite, muscovite abondante et localement cordiérite automorphe, avec des phénocristaux disséminés de feldspath potassique. Certains types pétrographiques, relativement riches en biotite et en phénocristaux, ressemblent toutefois à un monzogranite. La foliation magmatique parallélise les épontes des intrusions linéaires et recoupe à l'emporte-pièce la foliation des autres granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret (fig. 35). C'est surtout ce critère structural qui permet de les distinguer de massifs leucogranitiques tournaisiens.

En lame mince, ces leucogranites ont une texture grenue hypidiomorphe hétérogranulaire à porphyrique, localement protomylonitique. Le feldspath potassique perthitique et subautomorphe inclut des plagioclases et du quartz. Le plagioclase est toujours zoné avec un cœur séricitisé et une bordure albitique. Des myrmékites se développent aux contacts plagioclase/feldspath potassique. Le quartz forme des plages interstitielles polycristallines. La proportion de biotite n'excède pas 2 %. La muscovite a cristallisé à différents stades (muscovite primaire bien individualisée, muscovite deutérique et muscovite secondaire d'altération du plagioclase et de la cordiérite). La cordiérite est parfois bien représentée ou, au contraire, n'apparaît que sous la forme de rares cristaux fantomatiques totalement rétrotransformés en muscovite tout comme l'andalousite, encore plus rare. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, les oxydes de titane et plus rarement des sulfures.

^L γ ². **Leucogranites à cordiérite et muscovite à gros grain.** Ce type pétrographique affleure essentiellement suivant une bande EW de 6 km de long sur 700 m de large. La masse est généralement composée par un leucogranite à grain moyen-gros (4-6 mm), mais il peut exister des leucogranites à taille de grain plus petite (jusqu'à 2 mm).

C'est une roche grenue à texture équante, claire à rosée, assez altérée et fracturée. La muscovite brille en paillettes losangiques blanches de taille comprise entre 1 à 10 mm, elle est généralement en quantité supérieure à la biotite. La cordiérite qui apparaît en forme de tonnelet est complètement rétrotransformée en mica.

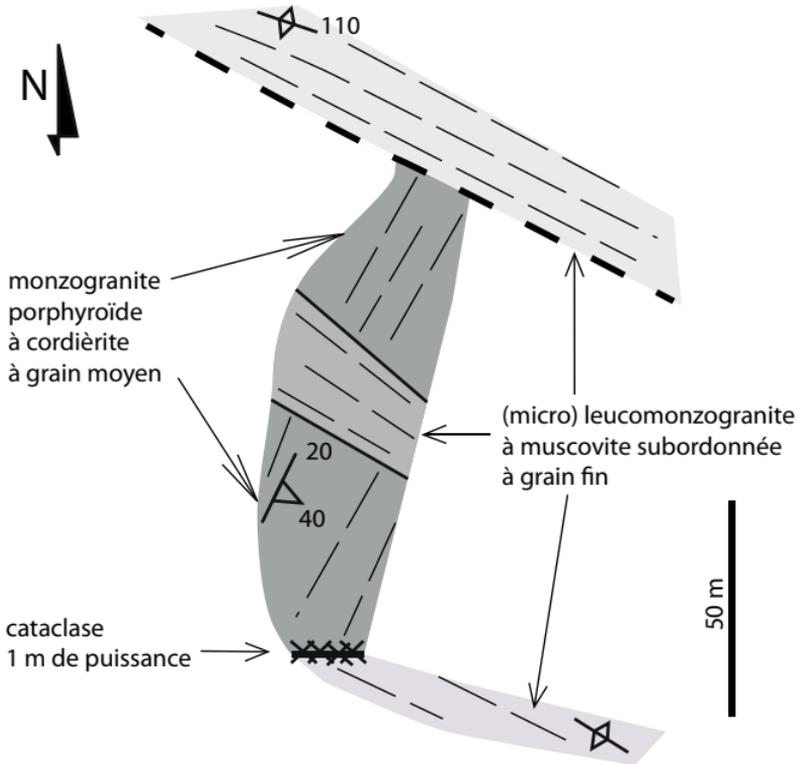


Fig. 35 - Coupe au niveau de l'aire de repos de la voie rapide entre les sorties Saint-Vaury et Fleurat

Les orientations minérales sont difficiles à lire ; il semblerait qu'elles soient orientées E-W (parallèle au gisement).

DOMAINE DE LA MARCHE

La chaîne de la Marche, essentiellement localisée sur les feuilles Dun-le-Palestel, Aigurande et Boussac, est parcourue par un faisceau de failles (fig. 36) qui comprend : au Nord la Faille de Boussac (FB) qui se raccorde à la Zone de Cisaillement de la Marche (ZCM) et, au Sud, la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV). Cette chaîne est principalement constituée par des leucogranites à deux micas (à l'Ouest) et par le granite de Chanon (à l'Est) qui appartient à l'association aluminopotassique de type Guéret. Les intrusions calco-alcalines de Beaumont-Huriel, de Clugnat et de Chanteloube (Bouvier, 1985), d'âge dévonien (Pin *et al.*, 2002), sont contemporaines de celles du Complexe Magmatique de Guéret.

γ_L. Leucogranites de la Betoulle (type Guéret). Ces roches affleurent dans le coin NE de la feuille au niveau de Bussière-Dunoise. Cet ensemble de leucogranite est à grain généralement fin (2 à 3 mm) mais qui peut être moyen (3 à 5 mm). Il se distingue du leucogranite de Chabannes par la présence de cordiérite (2 à 10 mm) qui peut parfois être orientée. La quantité de biotite est variable, tout comme celle de la muscovite.

Structure des leucogranites de la Betoulle (fig. 37)

Les leucogranites présentent une foliation magmatique costructurée avec celle de la granodiorite de Créchat et le monzogranite du Nord du massif de Saint-Vaury et des Trois Cornes. Les trajectoires de foliation s'incurvent pour refléter des sigmoïdes (2 à 3 km de longueur) dont la torsion des formes suggère un cisaillement dextre N100. Au sein de ces mégastuctures sigmoïdales apparaissent de très rares bandes de cisaillement dextre N65, 85S avec un linéation d'étirement 14/N65, ces données s'intègrent bien avec un déplacement générale dextre.

Chronologie de mise en place

Les leucogranites de la Betoulle sont de même âge que la granodiorite de Créchat (347 ± 3 Ma, âge U-Th-Pb_{total} sur monazite) avec laquelle ils sont costructurés. Ce magmatisme peralumineux est à rattacher à la suite aluminopotassique type Guéret et peut être parfaitement intégré aux leucogranites d'Ajain (feuille de Guéret) ou aux leucogranites des massifs de Noth, Fursac et Salagnac (feuille La Souterraine). Le massif des Forges, déformé suivant une foliation tectonique N100, recoupe l'ensemble des foliations magmatiques des leucogranites de la Betoulle. La mise en place du massif de Forges est donc postérieure à celle des leucogranites de la Betoulle.

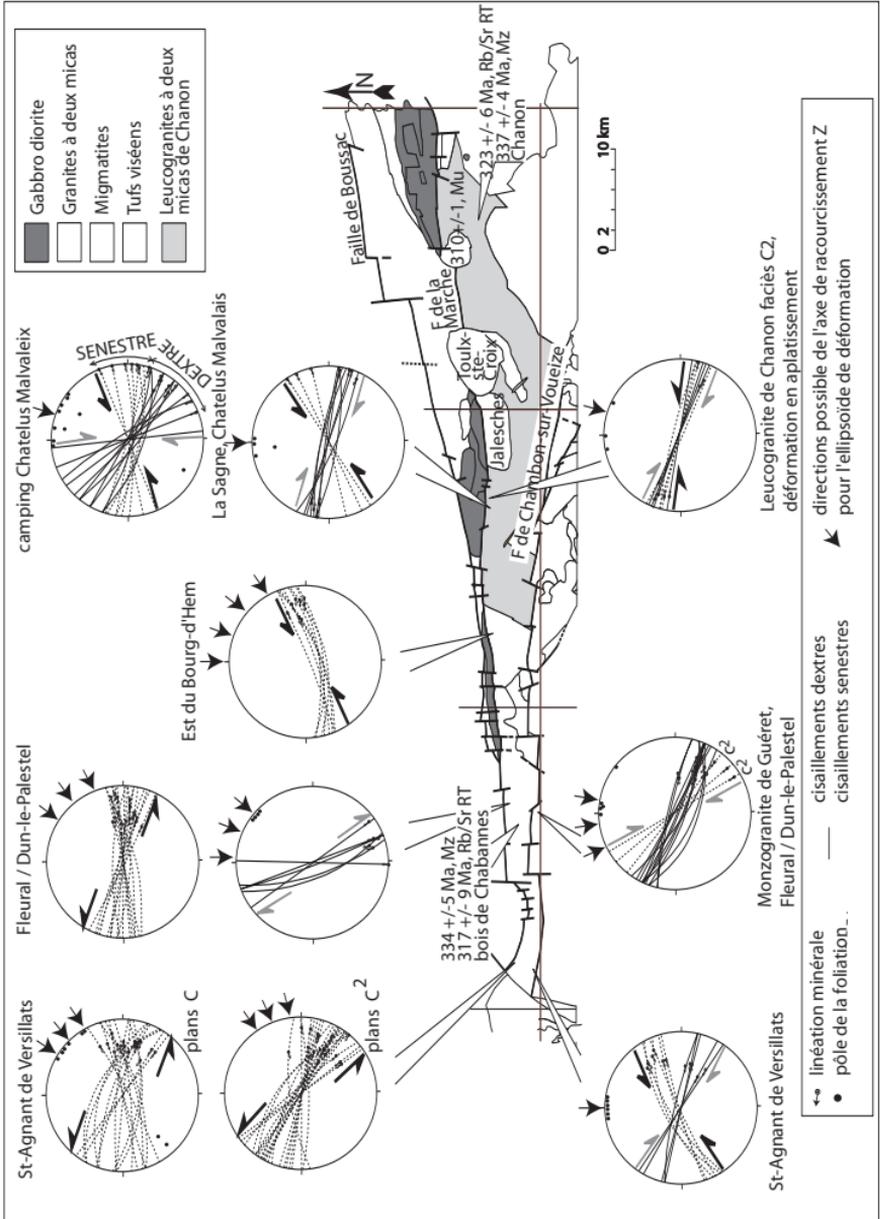


Fig. 36 - Chaîne de la Marche avec la synthèse des mesures structurales (Cartannaz, 2006)

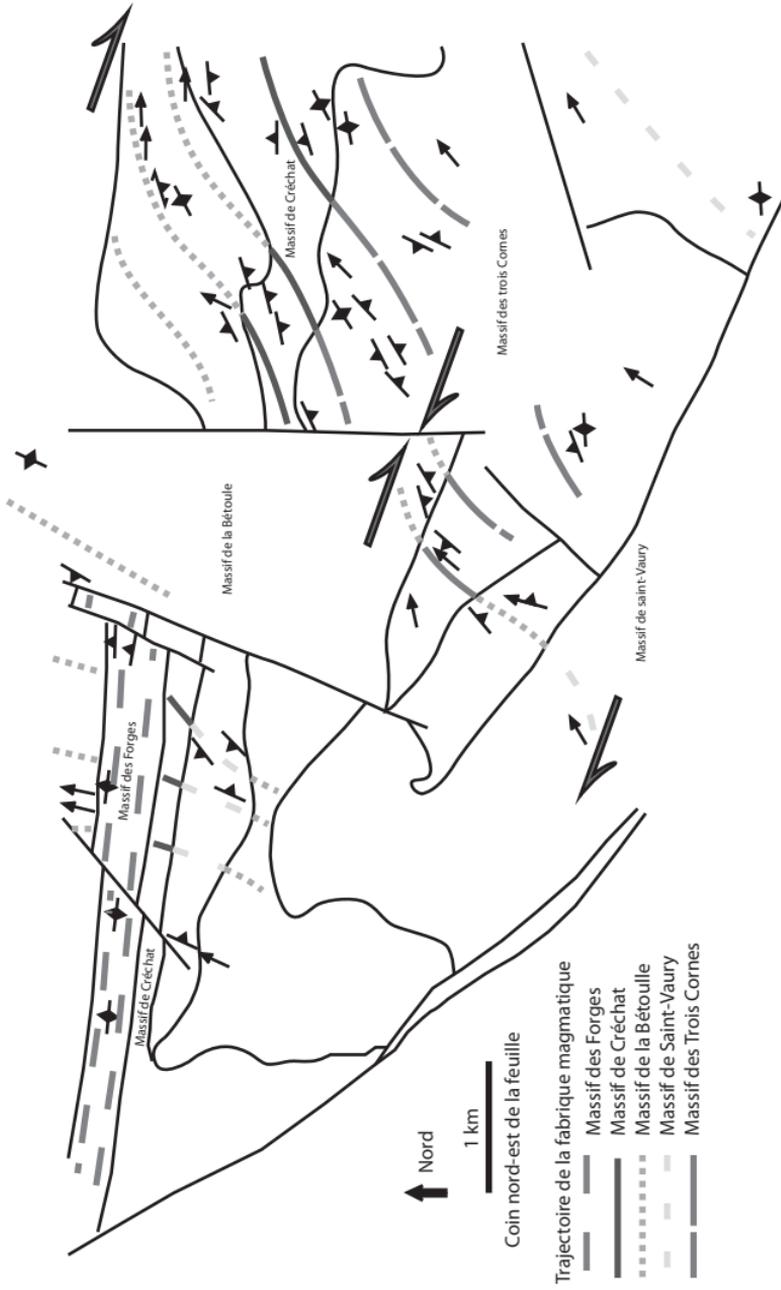


Fig. 37 - Schéma synthétique des trajectoires de foliations magmatiques qui recoupent les limites lithologiques des leucogranites de la Bétouille, la granodiorite de Créchat et le monzogranite du nord du massif de Saint-Vaury et des Trois Cornes. Les trajectoires suggèrent des sigmoïdes dextres

⁴γ_J². **Leucogranites de Saint-Jean (type Limousin)**. Ils affleurent très peu sur la feuille de La Souterraine (2 km de long sur 200 m de large). Au Nord, sur la feuille de Dun-le-Palestel, ces leucogranites ne diffèrent du leucogranite de Chabannes que par la taille des grains (1 à 2 mm). Ces types pétrographiques présentent aussi localement des zones enrichies en biotites et phénocristaux. Ce leucogranite d'après M. Cohen-Julien *et al.* (1988) est également affecté par la Zone ductile de Cisaillement de la Marche (ZCM).

⁴γ_C². **Leucogranites de Chabannes (type Limousin)**. Ces roches claires affleurent au Nord-Ouest de la carte suivant une mince bande disloquée par un jeu de failles fragiles qui la met principalement en contact avec le massif de La Souterraine. Ces leucogranites sont affectés également la déformation ductile de la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize et celle de Bussière-Madeleine.

La taille des grains avoisine 4 à 5 mm, et peut parfois atteindre 7 mm. Le feldspath potassique est perthitique et le plagioclase est de l'oligoclase. On peut observer quelques phénocristaux de feldspath roses ou blancs dispersés dans la roche. Les phyllites sont représentées par de la biotite chloritisée et de la muscovite en quantité variable. Localement le pourcentage en biotite peut augmenter et les phénocristaux devenir nombreux, donnant un aspect plus sombre et franchement porphyroïde à la roche. Cette multitude de types pétrographiques argumente une construction composite du massif de Chabannes.

En lame mince et dans les roches déformées, le quartz montre de la recristallisation dynamique avec de l'extinction ondulante. Il forme des rubans au sein desquels il est étiré suivant la foliation tectonique. Les feldspaths potassiques présentent une déformation ductile révélée par une extinction ondulante. Ils ont également un comportement fragile face à la déformation avec des fractures suivant des plans proches de la perpendiculaire à la foliation mylonitique. Les plagioclases présentent les mêmes types de déformation que les feldspaths potassiques. La muscovite est micro-kinkée, elle recristallise en petit cristaux secondaires autour des larges lattes de muscovites primaires. Ces descriptions microscopiques montrent que le contexte de déformation commence à haute température, plus particulièrement dans le faciès amphibolitique, et se termine à plus basse température. Ces observations indiquent que la mise en place des plutons est synchronique.

Géochronologie du massif de Chabannes

Une datation Rb/Sr sur roche totale, du leucogranite de Chabannes, a fourni un âge à 317 ± 9 Ma (Bouvier, 1985 ; Cohen-Julien *et al.*, 1988). Cette datation recouvre à la fois des leucogranites déformés et non déformés. Le leucogranite

déformé de Chabannes, au sud de Dun-le-Palestel, est daté sur monazite par la méthode U/Th/Pb à 334 ± 5 Ma (Gebelin, 2004).

Structures des leucogranites du massif de Chabannes

La Zone ductile de Cisaillement de la Marche (ZCM) qui affecte selon un jeu senestre la bordure nord du Massif de Chabannes se situe en dehors de la carte.

La Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV) affecte la bordure sud du massif de Chabannes. Au niveau du Moulin Porcher (Nord de La Souterraine), les bandes de cisaillements conjuguées dextres et senestres témoignent d'une déformation coaxiale avec un axe de raccourcissement Z orienté N-S (fig. 38).

À Aigueperse (Est du massif de La Souterraine), le leucogranite de Chabannes est affecté par des plans de cisaillement N100, 88N qui portent une linéation d'étirement au 15/N100 (fig. 39). Les critères de cisaillement dextres sont rares car la schistosité mylonitique a un très faible angle (voire est parallélisée) avec les plans de cisaillement. La déformation semble davantage co-axiale que non co-axiale. Ces plans de cisaillement sont dans la continuité de ceux, franchement dextres, qui affectent le nord du Massif de La Souterraine. Ce style de déformation se retrouve également au Nord et à l'Ouest du massif de La Souterraine.

Le long de la route entre Bussières-Madeleine et le Moulin-Brot, le leucogranite de Chabannes est intrusif dans la granodiorite du massif de Créchat. La roche ultramylonitisée est affectée par des plans de cisaillement orientés N45, 25SE qui portent une linéation minérale d'étirement 25/N115 (fig. 40). L'interprétation du sens de cisaillement normal n'est pas évidente, il pourrait très bien s'agir d'une déformation coaxiale (c'est-à-dire un cisaillement autant normal qu'inverse).

De même, le long de la coupe de Fleural/Dun-le-Palestel (feuille Dun-le-Palestel), les leucogranites sont déformés par des bandes de cisaillement dextres, principalement orientées N150 90 et qui portent une linéation minérale d'étirement faiblement pentée vers le Sud-Est. Ces structures, de même direction que les failles du système faillée de la Creuse (N150), sont considérées appartenir à ce système (Cartannaz, 2006).

DOMAINE DU LIMOUSIN

Le complexe leucogranitique polyphasé de Brame – Saint-Sylvestre – Saint-Goussaud, est une vaste entité concernant surtout les cartes de Magnac-Laval (640), d'Ambazac (664) et de Bourgneuf (665) ; il comprend :

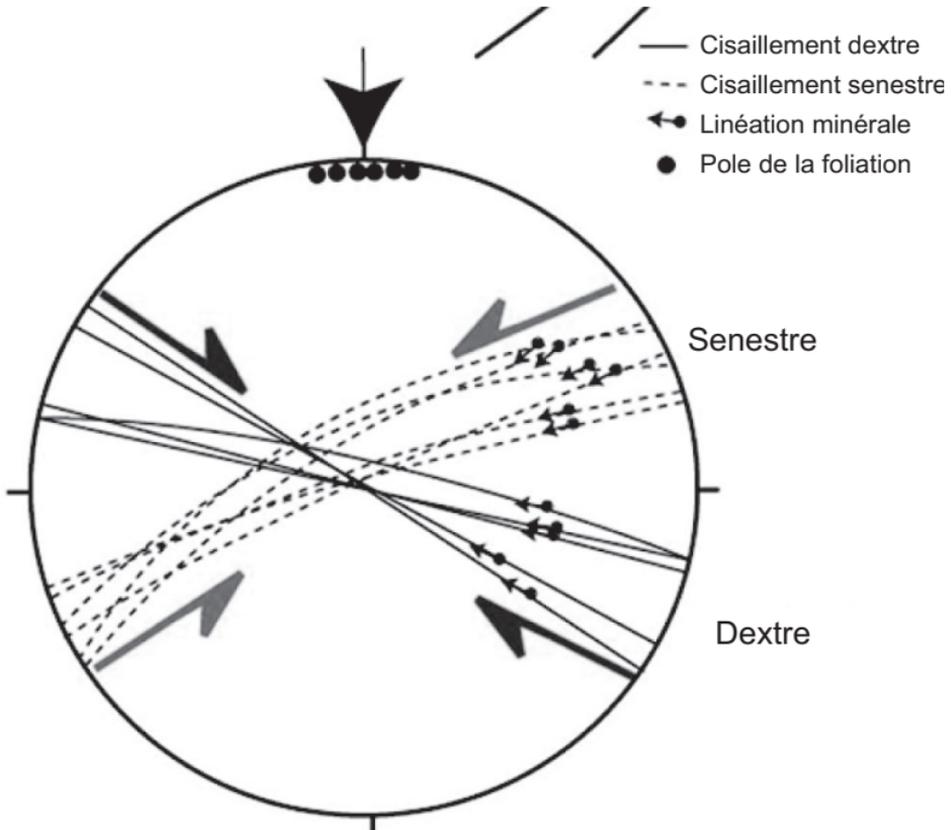


Fig. 38 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement qui affectent le leucogranite de Chabannes au niveau du Moulin Porcher

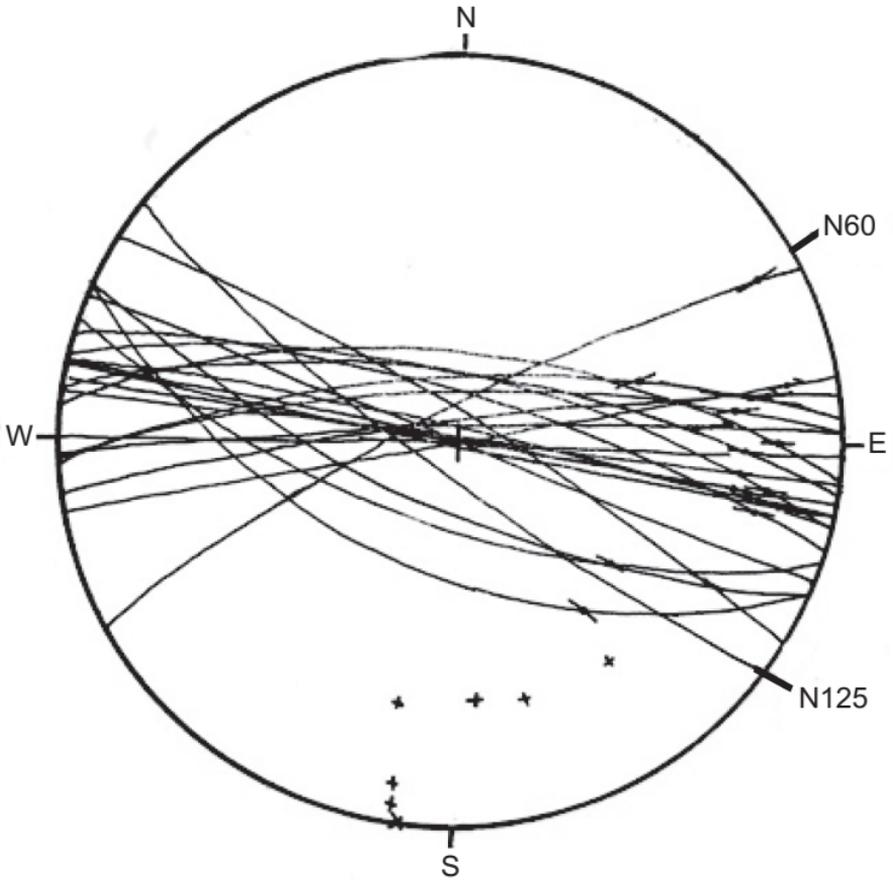
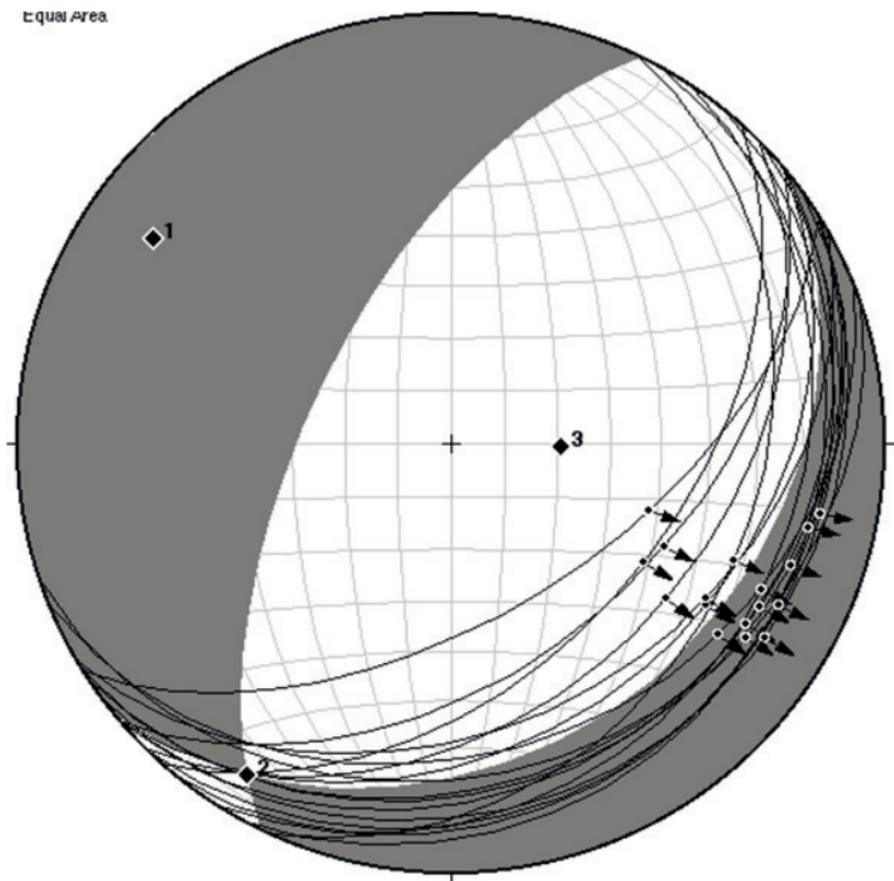


Fig. 39 - Diagramme stéréographique (projection de Wulff, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement (dextres ?) qui affectent le leucogranite de Chabannes au niveau d'Aigueperse, au Nord et à l'Ouest du Massif de La Souterraine

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

58.8°, 28.9° and 206.0°, 63.4°

FAULTS & STRIAE (n = 17):

arrow shows the movement of the hanging wall

LINKED BINGHAM AXES

	Eigenvalue	Eigenvector (T&P)	
1.	0.4536	304.7°	17.6°
2.	0.0078	211.3°	10.4°
3.	-.4614	92.0°	69.4°

Fig. 40 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement interprétés comme normaux et qui affectent les leucogranites de Chabannes au niveau de Bussière-Madeleine

- le massif leucogranitique de la Brame, daté à 324 ± 4 Ma par la méthode U-Pb sur zircon et monazite (Hollinger *et al.*, 1986), et comprenant un type pétrographique porphyroïde à fabrique planaire fruste, à deux micas, et un faciès à grain moyen-grossier et fabrique planaire, à deux micas et rare sillimanite ou cordiérite ;
- le massif leucogranitique de Saint-Sylvestre, bordant le massif de Brame au Sud ;
- de petits massifs de leucogranites à grain fin-moyen de type Châteauponsac, à muscovite seule ou à deux micas plus parfois andalousite, intrusifs dans les leucogranites de la Brame et de Saint-Sylvestre ;
- le massif de leucogranite albitique à deux micas fluorés de Saint-Goussaud, qui présente des analogies avec celui des monts de Blond, daté à 319 ± 7 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Alexandrov *et al.*, 2000).

Massif de Saint-Sylvestre

^L₂SS. **Leucogranites orientés à deux micas (type Limousin).** Ces roches sont accolées à la faille fragile d'Arrênes à l'Ouest de la feuille (fig. 41) au niveau du village de Lavaud. Ce sont les mêmes leucogranites que décrit précédemment mais ils ont été complètement déformé lorsqu'ils étaient encore à l'état ductile.

La roche est claire et se débite en plaques suivant des plans qui portent des feldspaths et micas étirés. La déformation au stade mylonitique est hétérogène ; elle devient ultramylonitique au contact avec les micaschistes mylonitiques qui sont localisé au Sud. Au Nord, les leucogranites sont en contact avec le massif de Montjourde par l'intermédiaire de la faille fragile d'Arrênes. La bordure sud du massif de Monjourde est tellement enrichie en muscovite que les deux types de roches peuvent facilement être confondus. Les plans de cisaillement ont une attitude de N120, 90 et porte une linéation d'étirement orientée 30/N120. Les critères de cisaillement sur le terrain suggèrent une cinématique dextre inverse (voir inverse dextre) du jeu ductile de la faille d'Arrênes (fig. 42).

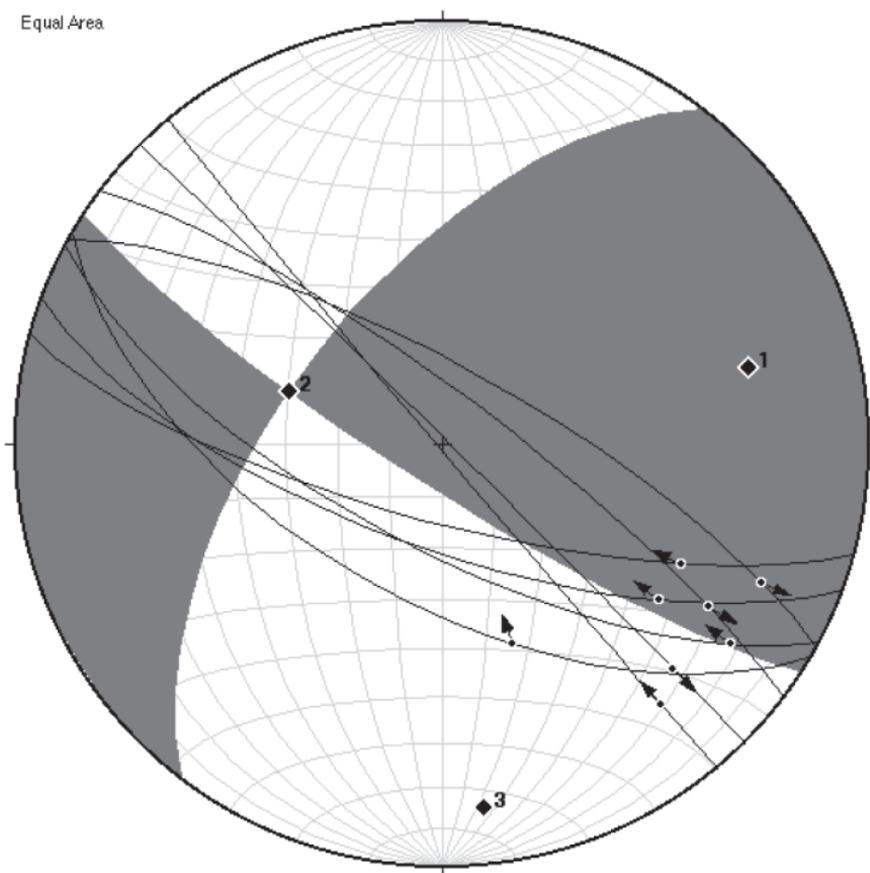
^L₂SS. **Leucogranites à deux micas (type Limousin).** Ces roches affleurent à l'Ouest de la feuille au Puy de Ronchevoux au sein des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat. Leur position en sommet de Puy indique que le contact avec l'encaissant est faiblement incliné. La mise en place vers l'Est, sous forme de laccolite, des massifs de Saint-Sylvestre et de Saint-Goussaud s'effectue depuis des zones d'alimentation localisées à l'Ouest.

Ce sont des leucogranites clairs à grain moyen (5 mm), qui contiennent de la muscovite et rarement des biotites. Des phénocristaux de feldspaths potassiques centimétriques peuvent être présents. Ces roches enclavent des amphibolites indifférenciées, ainsi que des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat.



Fig. 41 - Position des différentes intrusions leucogranitiques dans le domaine du Limousin (coin SW de la feuille de La Souterraine)

Equal Area



Nodal planes for the fault plane solution:

217.5°, 60.2° and 122.8°, 81.7°

FAULTS & STRIAE (n = 8):

arrow shows the movement of the hanging wall

LINKED BINGHAM AXES

Eigenvalue	Eigenvector (T&P)
1. 0.4271	75.1° 26.9°
2. 0.0361	288.8° 58.9°
3. -.4633	173.6° 14.4°

Fig. 42 - Diagramme stéréographique (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) des plans de cisaillement qui affectent le leucogranite de Saint-Sylvestre. La cinématique sur le terrain indique un jeu dextre inverse de la faille ductile d'Arrènes

En lame mince, l'albite prédomine largement sur le feldspath potassique qui peut subsister en reliques ou former de rares cristaux indépendants. Le quartz est en grandes plages polycristallines. La muscovite se présente en grandes lamelles à bordure pœcilitique, ou secondaire incluse dans les feldspaths. La biotite est associée à la muscovite, elle est rare et souvent décolorée. L'apatite est abondante.

Massif de Saint-Goussaud

^LSG. **Leucogranite albitique à deux micas (type Limousin)**. Ce massif affleure au Sud de la feuille au village de la Pradelle au sein des gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat (fig. 41). Il s'étend sur un peu plus de 1 km² et constitue la partie septentrionale du massif de Saint-Goussaud qui affleure majoritairement sur la feuille de Bourgneuf (au Sud de la feuille de La Souterraine). Ce massif de leucogranite plus résistant à l'érosion est responsable du relief visible au Sud depuis Marsac, Paulhac ou Saint-Étienne-de-Fursac.

La roche est un leucogranite de couleur rose clair et à grain moyen à gros (3 à 6 mm) à texture plus ou moins équante. Elle est composée de quartz (minéral gris translucide), de feldspath blanc crème à rosé, de muscovite (blanche et brillante) et de manière subordonnée de biotite (noire).

En lame mince, le plagioclase est le plus souvent de l'albite pure (An4 à An6), mais parfois de l'albite-oligoclase zoné (An10 à An15). Le feldspath potassique, fréquemment en phénocristaux, est pœcilitique et perthitique. L'andalousite est surtout décrite en bordure sud du massif de Saint-Goussaud (Arène *et al.*, 1972).

Sur le talus de la route qui mène au lieu-dit les Beiges (feuille Bourgneuf) après la station de pompage, la roche présente une foliation magmatique linéaire (type L) d'orientation 5/N290.

ENCLAVES DE ROCHES NON ASSIMILÉES DANS LES GRANITOÏDES À BIOTITE DE GUÉRET

Les roches enclavées dans les granitoïdes ne sont pas cartographiables et ne sont donc pas indicées sur la carte et sa légende. Ce sont des fragments de roches préexistantes emballés dans les magmas que l'on rencontre assez fréquemment sur les affleurements.

Xénolites de roches métamorphiques

Ce type d'enclave est rare, il s'agit dans la majorité des cas de métatexites à biotite et sillimanite. Les mélanosomes sont formés de biotites dans lesquelles

s'imbrique de la cordiérite verte. Les leucosomes sont formés de feldspath, de quartz et de sillimanite. On remarque une accordance des foliations de l'enclave et de sa forme allongée avec la fabrique magmatique du granitoïde encaissant. Ces xénolites de roches métamorphiques apportent peu d'informations concernant les aspects pétrogénétiques relatifs au Complexe Magmatique de Guéret car il est probable qu'ils constituent des restes de matériel de la pile sédimentaire sous jacente aux granitoïdes du Massif de Guéret.

Enclaves surmicacées

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

Au microscope, ces amas montrent de grandes plages monominérales de biotites dans lesquelles s'insinuent de rares muscovites et cristaux de quartz. Le plagioclase s'intercale également en plages entre les biotites et peut présenter des fractures remplies d'oxydes.

Enclaves de roches magmatiques microgrenues sombres, peralumineuses

Ces enclaves sont peu fréquentes. L'orientation générale des minéraux de ces enclaves souligne une foliation toujours parallèle à leur grand axe. Leurs limites avec l'encaissant sont franches.

Dans tous ces granitoïdes, ce sont toujours des enclaves compactes, de forme ovoïde constituées d'une roche très sombre, très riche en biotite et en plagioclase, dont la taille du grain est millimétrique à inframillimétrique. Souvent ces enclaves présentent un enrichissement en cristaux de plagioclase de taille supérieur au fond grenu de la roche. Localement, le granitoïde encaissant présente en bordure des enclaves un enrichissement en biotite.

Au microscope, ces roches enclavées montrent une texture grenue. Le minéral dominant est le plagioclase, parfois porphyrique, qui se présente en fines lattes non orientées. 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 retromorphosée 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.

Chimie des enclaves de roches magmatiques

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

L'étude géochimique sur roche totale de ces enclaves de roches magmatiques s'appuie sur une compilation de 16 analyses chimiques (Cartannaz, 2006), leur caractère alumineux est confirmé avec un rapport A/CNK supérieur à 1.

Ce sont des roches acides dont la gamme de pourcentage en SiO_2 est comprise entre 62,9 % et 67,9 %. La somme ($\text{FeOt} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) varie de 5,8 % à 10,0 %. Le pourcentage en alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varie entre 5,3 % et 8,5 %, celui du CaO varie peu et s'étale entre 2,1 % et 3,0 %. Ces enclaves sont caractérisées par un paramètre A qui balaye une large plage entre 12 et 85 et un paramètre B entre 95 et 175. Ce sont donc des roches mélanocrates qui sont faiblement à très fortement peralumineuses. Les diagrammes de Harker montrent une corrélation négative du SiO_2 pour l' Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , et K_2O . Le CaO , Na_2O et le P_2O_5 sont quasiment constants quels que soit les pourcentages en SiO_2 . Par rapport aux granitoïdes de Guéret et pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, la composition chimique des enclaves est plus riche en FeOt , MgO , Cr , Co et Ni . Ces roches sont également plus pauvres en K_2O par rapport aux granitoïdes de Guéret. La comparaison de la balance alumine de ces enclaves par rapport à la balance alumine de la roche encaissante montre qu'elles sont en général beaucoup plus alumineuses que l'encaissant. Il en est de même avec le paramètre B.

Origine et genèse des enclaves microgrenues peralumineuses sombres

Le caractère plus peralumineux des enclaves microgrenues par rapport aux granitoïdes de type Guéret, ne peut pas être considéré comme une caractéristique originelle du magma. La peraluminosité est difficile à concilier avec les valeurs d'épsilon Nd les plus élevées et les plus fortes valeurs de Cr et Ni qui indiquent une composition plus fortement influencée par des matériaux sources plus méta-alumineux. Ces enclaves ont subi un rééquilibrage avec l'encaissant et leur pourcentage en Al_2O_3 est équivalente à celle de leur encaissant. Les paramètres A élevés des enclaves s'expliquent par un pourcentage plus faible en K_2O pour une quantité en SiO_2 équivalente. La présence d'une auréole de biotite

souvent observée autour de ces enclaves montre bien ce phénomène de rééquilibrage dû à la métasomatose des biotites dans la roche encaissante.

Dans le diagramme AB de F. Debon et P. Le Fort, la peraluminosité en fonction du paramètre B diminue fortement (Cartannaz, 2006). Cette décroissance du paramètre A lorsque B diminue est comparable aux observations faites sur les différents granitoïdes des massifs de Guéret. Pour ces enclaves, le processus de différenciation pourrait donc être du même type que celui qui s'opère dans chaque massif du Complexe Magmatique de Guéret.

Les diagrammes de Harker montrent à la fois une décroissance de l' Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , et du K_2O en fonction du SiO_2 . Le seul minéral qui possède cette composition est la biotite. L'évolution de la composition de ces enclaves est donc directement contrôlée par la cristallisation de la biotite ou bien par le transfert de liquide à composition biotitique vers l'encaissant.

En résumé, ces enclaves microgrenues peralumineuses sombres dérivent d'un magma à composante métalumineuse et sont totalement rééquilibrées chimiquement avec leur encaissant.

« Enclaves ? » calco-alkalines monzonitiques

Elles n'ont pas été retrouvées sur la feuille de La Souterraine. Ce type d'enclaves est plus fréquent sur les cartes de Guéret et d'Évaux-les-Bains. Le caractère enclavé de ces roches n'est nulle part assuré car leur relation avec l'encaissant n'est jamais visible dans sa globalité.

FILONS

γ^{orb} . **Granite orbiculaire.** Il affleure au Châtenet, au Sud-Est de la feuille, dans la zone des diatexites hétérogènes à cordiérite (« Aubussonite ») de Saint-Silvain-Montaigut. D'abord signalé par M. Chenevoy en 1953, ce filon de granite orbiculaire a été de nouveau mis à jour en 2004 (Besse *et al.*).

C'est une roche composée à trois quarts d'orbicules décimétriques dans une matrice granitoïdique. Le nucléus des orbicules peut être constitué de cristaux de cordiérite ou de l'Aubussonite. Les couches concentriques qui enveloppent le nucléus sont de nature quartzo feldspathique.

$\mu\text{p}\gamma^3$. **Micromonzogranite porphyrique à cordiérite.** Ce type de roche, présent dans des filons orientés N110 et NE-NW, affleure aux alentours de Fleurat. Une petite carrière permet d'observer ce type pétrographique à l'Ouest de l'étang de Bourdeau le long de la D14 (1 km au Nord de Fleurat).

C'est un micromonzogranite de couleur rose qui est assez peu orienté. La cordiérite forme des cristaux en tonnelet de 3 mm. La biotite chloritisée se confond avec la cordiérite. Les phénocristaux de feldspath potassique, roses, parfois blanc crème, maclés Carlsbad, sont peu trapus et d'une longueur ne dépassant guère le centimètre. Les phénocristaux baignent dans une matrice rose plus ou moins aphanitique ou très fine composée de quartz, feldspath et biotite.

γ^2 . **Leucogranite à grain fin.**

$\mu\gamma^4$. **Microgranodiorites à granodiorites à grain fin, à biotite.** Ces roches à gisement filonien sont en intrusions tardives dans le massif de Grand-Bourg. Elles peuvent être facilement observées au Sud de Ribbes (au Peu de Naud) avec des enclaves anguleuses de gneiss biotitique.

Ce sont des roches assez homogènes, de grains millimétriques (1 à 3 mm) riches en biotite orientée et parfois associées à des microgranodiorites. Elles sont de couleur gris bleuté lorsqu'elles sont fraîches, rouilles lorsqu'elles sont altérées. Le plagioclase est subautomorphe. Le feldspath potassique peut atteindre 4 mm. De très rares cordiérites verdâtres sont présentes. La roche est généralement affectée par une cataclase, une silicification et une chloritisation. Par endroit, les minéraux de la roche sont étirés et soulignent une foliation N160, 90.

Les types microgrenues présentent une mésostase beige claire avec des phénocristaux de biotite, plagioclase automorphe et quartz subautomorphe, voire bipyramidé.

En lame mince la texture est grenue hypidiomorphe. Le plagioclase automorphe est plus ou moins saussuritisé. Le feldspath potassique et le quartz sont interstitiels. La biotite est orientée (environ 15 %), oxydes Fe-Ti.

$\rho, \mu\gamma c$. **Rhyolites et microgranites à cordiérite.** Ces filons sont principalement orientés NE-SW. Ils affleurent bien au Nord-Est de la feuille (2 km au Sud-Est de Bussière-Dunoise). Un épanchement à la surface d'un peu moins de 0,3 km² affleure aux Fougères (au niveau de la sortie « Fleurat » de la N145).

Il s'agit de microgranites porphyriques à phénocristaux de feldspath, de quartz globuleux, à biotite chloritisée et cordiérite dans une mésostase gris clair.

QAU. Quartz aurifère, en filons (Stéphanien : environ 300 Ma). Il s'agit du filon NW-SE de la Petite Faille, lieu d'une ancienne mine d'or. Ainsi que du filon NW-SE du Grand Boisgiraud qui a été également exploité. Le lecteur peut lire les compléments au paragraphe traitant des « Gîtes et indices minéraux ».

Q. Quartz, quartz plus feldspath. Les filons de quartz et/ou quartzo feldspathique s'organisent majoritairement suivant le réseau de failles fragiles NW-SE (fig. 43). Quelques filons s'orientent NE-SW. Il s'agit d'une roche dure compacte, blanche à cassure tranchante et esquilleuse que l'on retrouve principalement dans les labours.

v. Lamprophyres à amphibole. Dans le domaine de Folles-Laurière (1,4 km au Nord-Est de Folles), un filon de lamprophyre est suspecté par la présence de pierres volantes, son orientation est subodorée N-S. Ce type de roche, de couleur gris rougeâtre, est surtout présent dans le Sud-Est de la feuille voisine de Magnac-Laval où il a principalement été cartographié grâce à son empreinte radioactive.

En lame mince, c'est une sorte de minette kersantite à lattes de plagioclase séricitisé, feldspath potassique interstitiel, rare quartz, biotite chloritisée à exsudats titanés, apatite abondante et oxydes ferrotitanés.

Une étude géochronologique (Leroy et Sonet, 1976) par la méthode au strontium a porté sur neuf échantillons de roches totales et sur quatre biotites. L'âge obtenu pour l'ensemble des filons est de 285 ± 10 Ma (c'est-à-dire du Permien inférieur), avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,707 \pm 0,001$.

aγ. Aplites. Les filons aplitiques sont étroitement associés avec la faille de Chambon-sur-Voueize, d'Arrênes, le jeu de faille de la Petite Faye, et le massif d'Aulon. Ce sont des granitoïdes à grain fin (1 mm à moins de 1 mm) de couleur clair ou rougeâtre lorsqu'ils sont rubéfiés.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Altérites

A. Altérites en place ou déplacées. Pour ne pas oblitérer les informations sur le socle, elles ne sont représentées que lorsque leur épaisseur est supérieure à 2,5 m. Les contours des altérites sont approximatifs et figurés avec une teinte atténuée de la couleur correspondant à la lithologie altérée.

La formation des altérites qui s'est effectuée par hydrolyse météorique, puis par lessivage, est principalement contrôlée par la tectonique de grande longueur d'onde qui soulève le bâti au-dessus du niveau de base et permet à l'eau d'altérer la roche. Les époques d'altération peuvent être reliées avec la déformation lithosphérique (Wyns *et al.*, 2003) et sont multiples : infra-Permien, pré-Trias,

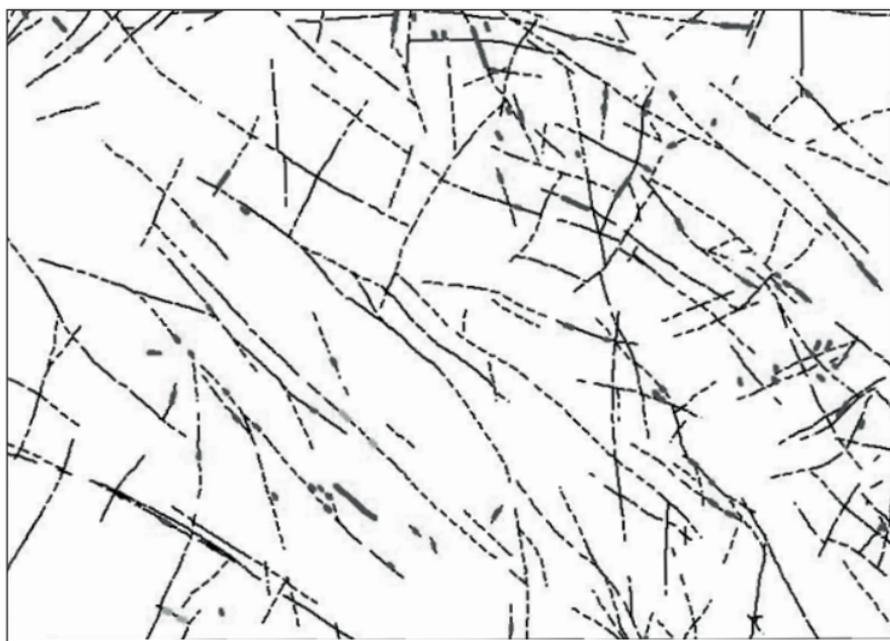


Fig. 43 - Place des filons de quartz sur la carte de La Souterraine

Crétacé, Paléocène et Miocène à Pléistocène. La présence de silcrètes (3 km au Nord de Montjourde) argumente au moins un âge tertiaire pour une partie des profils d'altération.

Trois horizons d'altération sont identifiés le long d'un profil d'altération sur granites :

– les allotérites de granites (fig. 44) : 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 de La Souterraine. Les rares passés 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 ;

– les isaltérites de granites (dénomination locale : tuf et plus rarement gore : tuf induré). 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 la commune. À l'affleurement, la structure du granite est préservée, mais la roche est pulvérulente. La base des isaltérites contient des boules résiduelles de granite (fig. 44), que l'on trouve éparées sur le sol lorsque les particules fines ont été entraînées par l'érosion. La genèse des boules s'explique ainsi : les différents réseaux de fractures verticales accompagnés du débit horizontal du granite compartimentent la roche en blocs parallélépipédiques dont le cœur est indemne de toute altération. L'altération attaque préférentiellement les coins de ces différents blocs anguleux et tendent ainsi à les arrondir ;

– la zone fissurée des granites (fig. 44) : cet horizon est situé sous les isaltérites. La partie supérieure des massifs, est caractérisée par de nombreuses fissures horizontales ouvertes par l'hydroxylation puis l'expansion verticale des phyllites (Wyns, 1999 ; Wyns, 2003). L'intensité de la fissuration (épaisseur des bancs de granite ainsi individualisés) décroît vers le bas. La zone fissurée correspond au stade précoce de l'altération 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.

Sur la carte de La Souterraine, la présence de silcrètes (en sommet de profil) permet de dater au moins une surface d'altération de l'Éocène. Il s'agit de grès et de microconglomérats à éléments de quartz et de feldspath subanguleux et à ciment d'argile silicifiée très dure. On les trouve toujours en pierres volantes (blocs arrondis atteignant 5 cm de diamètre) dans les champs fraîchement labourés au niveau de la zone diatexites grenues à cordiélite de Chabannes (Est de la feuille).

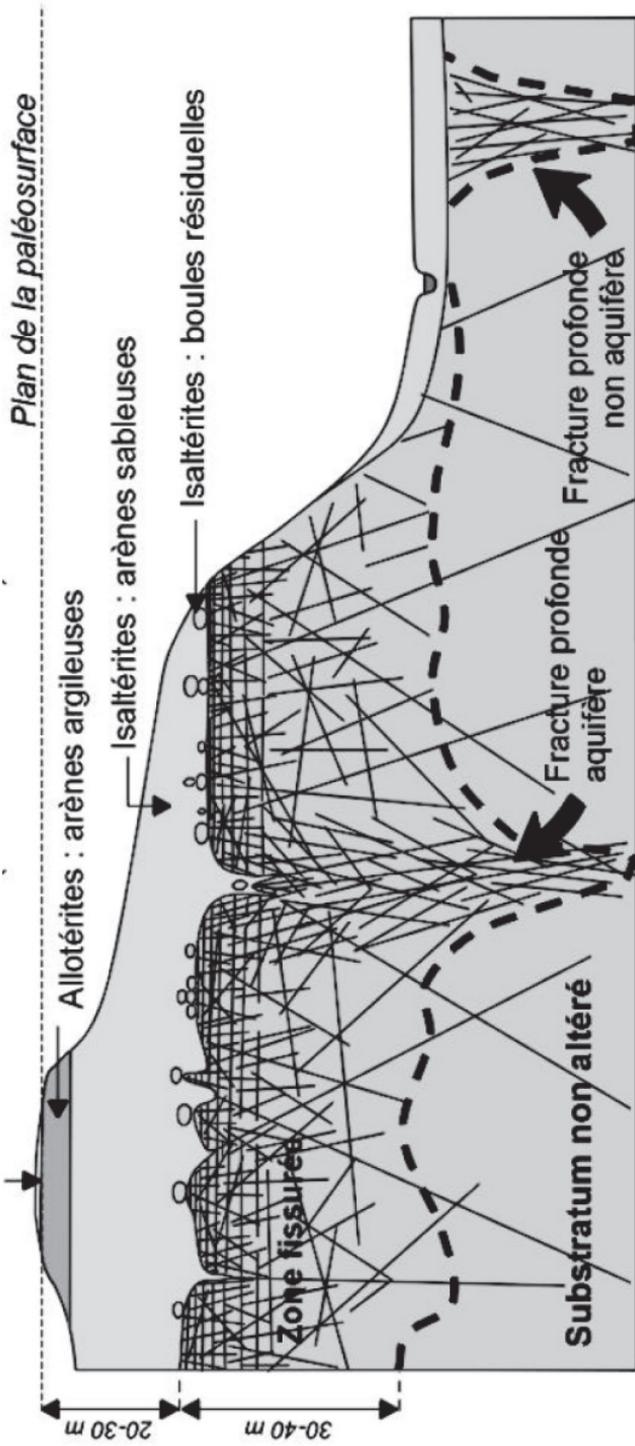


Fig. 44 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)

Une forte rubéfaction des altérites de gneiss-micaschisteux est observable à 3,5 km à l'Ouest de Marsac.

FORMATIONS RÉSIDUELLES ET ALLUVIALES

E. Éboulis. Ont été représentés sous cette rubrique un ensemble de formations indifférenciées. Il n'a pas été fait de distinctions entre les éboulis vifs et consolidés.

Fx. Alluvions anciennes des hautes terrasses

Fy. Alluvions anciennes des moyennes terrasses

Fz. Alluvions récentes et actuelles. Ces dépôts forment les terrasses actuelles (Fz) des 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 sain, 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. Les alluvions anciennes des moyennes terrasses (5 m au-dessus de Fz) et hautes terrasses (20 m au-dessus de Fz) de la Gartempe sont bien observables au niveau de Folles. Les champs sont recouverts par des galets de granites, microgranites et de quartz.

CF. Argiles et colluvions de fond de vallée. Ce sont des argiles provenant de l'altération des phyllosilicates (micas) et des feldspaths du socle entraînées par les eaux de ruissellement dans les fonds de 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 ; que le drainage tend à faire disparaître. Ces argiles recouvrent et se mélangent parfois avec les alluvions des terrasses alluviales.

LES STRUCTURES FRAGILES

La feuille de La Souterraine est quadrillée par des failles fragiles d'orientation diverses.

1 - La faille fragile de Chambon-sur-Voueize orientée EW se localise au nord de la feuille.

2 - Au Sud-Ouest de la feuille, la faille fragile d'Arrênes N115 sépare le Massif de Guéret du domaine de Folles-Laurière.

3 - La faille de la Pouyade orientée N10 constitue la continuité de la faille fragile d'Argentat.

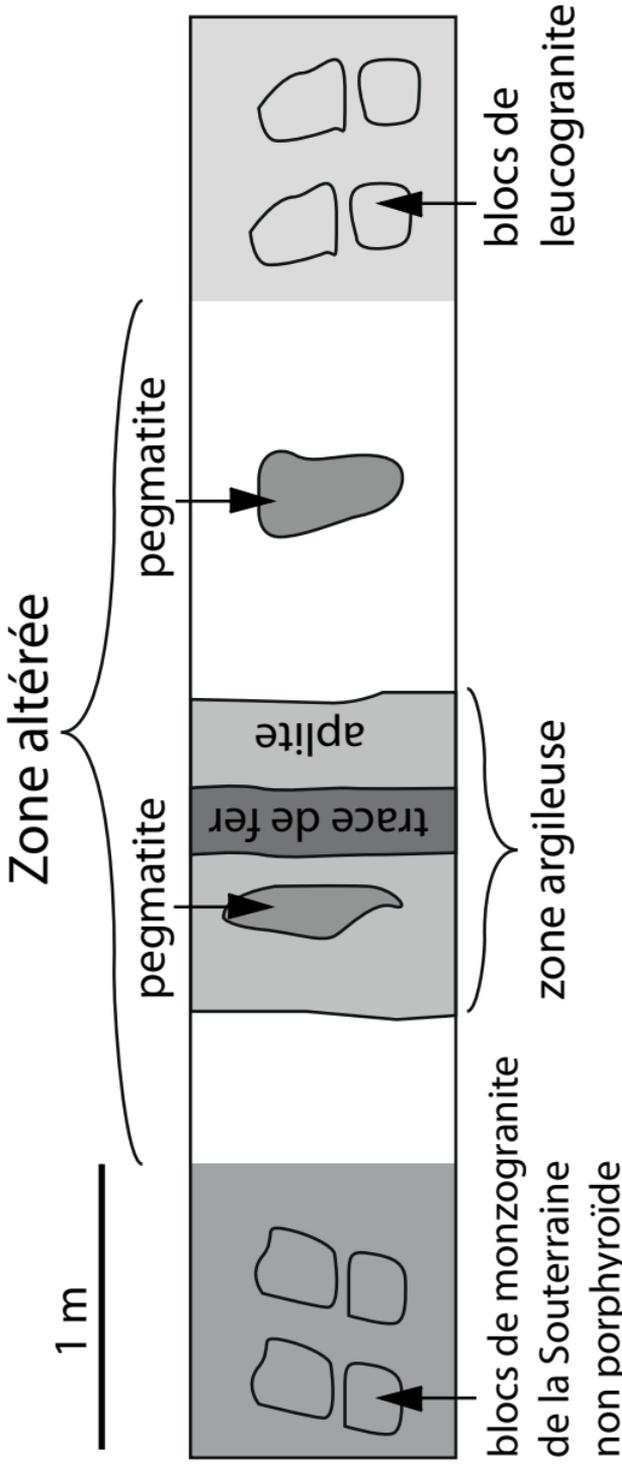


Fig. 45 - Coupe de la faille de Chambon-sur-Voueize observée le long du caniveau de la route qui longe le ruisseau la Sedelle au Nord de La Souterraine

4 - Tout un réseau anastomosé de failles orientées NW-SE (failles de la Petite Faille, de La Souterraine, la Feuille-Vieilleville, la Grange, Chatelard-les francs, Le Magnenon, Langlard etc...).

5 - Des failles globalement NE-SW qui sont mises en évidence dans le domaine métamorphique de Folles-Laurière, dans la massif de La Souterraine et la partie orientale de la zone migmatitique de Saint-Sylvain-Montaigut.

La faille de Chambon-sur-Voueize

La faille fragile de Chambon-sur-Voueize orientée EW sépare principalement le massif de La Souterraine (au Sud) du massif leucogranitique de Chabannes (au Nord). Elle est décalée par un jeu de failles conjuguées NE-SW et NW-SE. Son tracé vers l'Est s'étend sur la carte voisine de Dun-le-Palestel, aussi son suivi n'a pas été rigoureusement effectué. La bordure sud du massif des Forges est affectée par des roches fracturées, des filons de quartz et de pegmatites. Les roches cataclasées sont présentes au Nord de Bussière-Dunoise suivant un axe EW. Il pourrait s'agir de la continuité orientale de la faille de Chambon-sur-Voueize.

Une coupe entre la massif de La Souterraine et de celui de Chabannes (fig. 45) montre la présence de roches broyées et altérées avec des filons d'aprites et de pegmatites sur 5 m de puissance. Une zone argileuse dévoile des traces de produits ferreux.

Le rejet vertical de cette faille fragile est peut-être inférieur à 1 km puisque le massif leucogranitique de la Betoulle déborde largement au Nord dans la chaîne de la Marche et au Sud dans le Complexe Magmatique de Guéret. Ce massif semble par endroit non décalé par la faille. En fait, il faudrait cartographier à nouveau cet accident sur la carte de Dun-le-Palestel à la lumière des nouvelles données acquises sur la feuille de La Souterraine.

La faille d'Arrênes

Au Sud-Ouest de la feuille, la faille fragile d'Arrênes N115 sépare le Massif de Guéret du domaine métamorphique de Folles-Laurière. Une intense zone broyée impacte cette faille et peut atteindre parfois 400 m de large. La roche est le plus souvent lessivée et méconnaissable. Les biotites sont chloritisées, des oxydes de fer sont présents et une silicification s'opère. Des faultgouges sont bien observables au niveau du point du jour (D914 à 3 km à l'Ouest de Marsac). Au Sud de Paulhac (le long de la D1) et au Nord de Laprade, des lambeaux tectoniques parallèles à la faille et imbriqués dans les migmatites suggèrent la formation d'écaillés tectoniques lors de la remontée du Limousin sur le Massif de Guéret. Au niveau du Château de Sazeirat (2 km au Sud-Ouest de Marsac) de très rares pierres sous des arbres abattus présentent un faciès gréseux (bassin sédimentaire viséo-stéphanien ? non cartographié).

La faille de la Pouyade

Le trait majeur de la faille de la Pouyade, qui limite l'Ouest du massif migmatitique de Saint-Sylvain-Montaigut, est le prolongement de la faille fragile d'Argentat, à laquelle elle se raccroche par un ensemble de relais complexes sur la feuille de Bourganeuf (non cartographié sur la feuille de Bourganeuf). Le prolongement N10 de cette faille au travers de la zone de Saint-Sylvain-Montaigut a été recherché en vain. On note au contraire de brusques virgations de sa direction, de N-S à NW-SE, voire localement WNW. Au niveau de la carrière de Ribbes, un faisceau N110 (dont la faille de Langlard) l'a découpé suivant un jeu senestre. Ce jeu méridien de failles se poursuit au Nord. Au Nord de Barriassoux, la caisse broyée, très importante, se poursuit vers Huvier. Un relai N20 à N35 s'en détache et sert d'éponte à la zone migmatitique de Brézenty jusqu'à l'accident N120 à N140 du Chatelard-les Francs qui constitue la limite septentrionale de la Faille de la Pouyade.

Les mesures de stries avec sens de cisaillement dans la carrière de Ribbes (bordure ouest de la zone migmatitique de Saint-Sylvain-Montaigut) montrent des cisaillements dextres et senestres pour ces failles d'orientation méridienne. Une autre famille, orientée N60, présente également des jeux dextres et senestres. Enfin une famille, orientée N155 et fortement inclinée vers le Sud-Ouest, et qui montre des jeux dextre et inverse termine de compliquer l'histoire tectonique fragile de la faille de la Pouillade.

Les failles NW-SE

C'est la direction principale des structures cassantes sur la feuille. Ce réseau est plus ou moins anastomosé. Il est souligné par la présence de nombreux filons de quartz comme pour la faille de Langlard qui affecte le massif de Salagnac. Certains filons de quartz sont aurifères comme au lieu-dit « la Petite-faille ». Le dernier jeu de cet accident nommé « la Petite Faille » serait normal avec un abaissement du compartiment SW de quelques mètres qui affecte le profil d'altération. Le rejet cartographique de la faille EW de Chambon-sur-Voueize par la faille de La Souterraine argumente un déplacement dextre pour ces failles NW-SE. Les mesures de stries avec sens de cisaillement dans la carrière de Ribbes (bordure ouest de la zone migmatitique de Saint-Sylvain-Montaigut) montrent des cisaillements dextres et inverses.

Les failles NE-SW

Le jeu de failles orientées NE-SW constitue la famille conjuguée aux failles NW-SE. Elles sont également détectées par la présence de filons de quartz orientées parallèlement aux failles. Les mesures de stries avec sens de cisaillement dans la carrière de Ribbes (bordure ouest de la zone migmatitique de Saint-Sylvain-Montaigut) montrent des cisaillements dextres et senestres pour cette famille de failles. Dans le domaine de Folles-Laurière, la trajectoire des

schistosités métamorphiques est réorientée suivant des crochons dextres. Le jeu dextre est antérieur au dernier jeu inverse de la faille d'Arrênes car cette dernière n'est pas décalée par les failles NE-SW.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

Formations migmatitiques d'Aubusson

Les diatexites grenues à cordiérite d'Aubusson ont peut-être subi peu de différenciation au cours de leur anatexie. Si la composition chimique finale reflète celle de leur protolithe, ces roches dériveraient pour l'essentiel d'une série sédimentaire argileuse et grauwackeuse. Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement d'attribuer un âge au sédiment qui composait le protolithe mais ces formations ont des compositions qui rappellent celles des sédiments grauwackeux briovériens et cambro-ordoviciens du Massif Armoricain.

L'histoire anté-anatectique des diatexites grenues à cordiérite reste mal connue malgré l'existence de minéraux reliques, restites du matériel métamorphique anté-anatexie, conservés souvent en enclave dans les minéraux syn-anatexie. Ces minéraux : du quartz, de la biotite, de la sillimanite, du grenat et de la cordiérite, appartiennent à une paragenèse primaire du faciès granulitique qui ne rend compte que de la fin de l'évolution métamorphique avant l'anatexie de ces roches.

M. Chenevoy et J. Ravier (1989) décrivent la présence de grenats relictuels dans ces roches. À l'aide des géothermobaromètres grenat-biotite et grenat-cordiérite, ces auteurs estiment les conditions de l'équilibre au stade anatectique à 680 °C et 5 kbar (soit une profondeur d'environ 15 km). Cependant V. Thiery (2010) souligne que le grenat n'est pas en équilibre avec la paragenèse actuelle. Seules les conditions de température lors de la formation de ces roches sont bien étayées. V. Thiery (2011) à l'aide de la composition en Na₂O des cordiérites automorphes, contenues dans le néosome de cordiérite (diatexites grenues à cordiérite à cordiérite cumulative), argumente des températures de cristallisation entre 725° et 780 °C. Ces températures montrent un environnement très chaud qui implique une fusion partielle du protolithe gneissique également très forte (au minimum > 25 %). Ainsi, le liquide silicaté aurait pu se déplacer avec la phase restitique du protolithe. Il est probable que ces migmatites se soient comportées comme un magma en raison de leur fort taux de fusion et il est tout à fait possible qu'elles soient intrusives dans les gneiss et migmatites de la série sous-jacente du Chavanon qui affleurent sur la carte de Felletin ou bien encore dans la série de Folles-Laurière au Sud-Ouest de la feuille. En fait, il est même

possible que les diatexites grenues à cordiérite accompagnent le cortège magmatique des premières intrusions du Complexe Magmatique de Guéret (CMG). En effet, ces roches sont étroitement liées spatialement et structurellement avec certains massifs du CMG (Villatange, Alleyrat, Créchat, Mérinchal, Auzances, Noth, Fursac, etc.).

Formations métamorphiques de Folles-Laurière (domaine du Limousin)

Les gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat constituent le fond normal de sédimentation composé principalement par des horizons argileux pollués par des feldspaths et des quartz. Des arrivées détritiques plus riches en quartz avec plus ou moins de feldspaths ont été métamorphosées en lentilles de métagrès plus ou moins feldspathique. Une forte dominante de feldspath potassique parmi ces lentilles de métagrès plus ou moins feldspathique, fait parfois tendre la composition de roche vers une leptynite. Enfin, des intercalations d'amphibolites et de leptynites témoignent d'un volcanisme bimodal ou volcano-sédimentaire avec des coulées ou sill basaltiques à l'origine des amphibolites et des rhyolithes ou arkoses à l'origine des leptynites.

Aucun métamorphisme de haute pression n'est décrit dans ces roches. L'ensemble de la série lithologique subi un métamorphisme régional dont le faciès le plus sévère atteint le faciès amphibolitique avec une anatexie locale dans le haut de la pile métamorphique. L'observation en lame mince de la sillimanite montre sa quasi-absence vers la base de la pile (coin SW de la feuille) et son apparition graduelle vers le sommet (accolé à la faille d'Arrênes). Ces caractéristiques argumentent une température de plus en plus chaude vers le sommet de la pile et semble montrer un métamorphisme inverse. Le paroxysme de cette anatexie (maximum thermique) est à peine antérieur à 355 ± 3 Ma, âge fourni par la cristallisation de la monazite contenue dans les métatexites à cordiérite mélangées avec des diatexites à cordiérite (au lieu-dit La Prade). Les âges sur la source qui a formé le protolithe (obtenus sur zircon) sont majoritairement précambrien.

Le rubanement métatectique S1 provoqué par l'anatexie est ensuite repris par une schistosité de flux S2 qui transpose totalement la S1 à la base de la série métamorphique. La schistosité S2 est celle qui est principalement visible sur le terrain et qui structure la roche en plaque. La paragenèse métamorphique majeure est à biotite et feldspath potassique.

DÉFORMATION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

ZONES DE CISAILLEMENT DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Les bandes de cisaillement ductiles qui affectent les séries métamorphiques de Folles-Laurière ont deux cinématiques différentes : dextre et inverse.

La Zone de Cisaillement dextre de Lavaud (domaine de Folles-Laurière) : cette zone constituerait la continuité ouest de la Zone de Cisaillement Nord Millevalches qui a été tronquée par la mise en place des magmas du CMG. Son activité en jeu dextre s'effectuerait donc avant la mise en place de ces magmas vers 355 Ma et par corolaire avant l'anatexie générale des migmatites du domaine de Folles-Laurière vers 355 Ma. Sur un couloir de 100 m de large, la roche a un aspect de micaschiste (ultramylonite). Les bandes de cisaillement dextres orientées N105, 85N contiennent rarement une linéation minérale d'étirement orientée 15/N105 car elles ont toutes été reprises par un jeu ductile inverse de la faille d'Arrênes. Aussi, c'est ce dernier jeu qui est le plus visible au sein de ces micaschistes au sud de Lavaud.

La Zone de Cisaillement inverse d'Arrênes (domaine de Folles-Laurière) : le jeu inverse de ce couloir ductile affecte les migmatites du domaine de Folles-Laurière lors de leur cristallisation vers 355 Ma. Le jeu inverse de cette faille ductile commence donc probablement à s'opérer lors de la fin (355 Ma) des grands déplacements dextres de la Zone de Cisaillement du Nord-Millevalches/Lavaud. Le blocage du mouvement horizontal dextre entraîne ainsi une accommodation de la déformation suivant des déplacements verticaux qui commencent à exhumer le domaine de Folles-Laurière.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUES (DOMAINE DE FOLLES-LAURIÈRE)

La série métamorphique de Folles-Laurière, constituée par un empilement de micaschistes, gneiss et migmatites avec des intercalations des lentilles de leptynites, métagrès feldspathiques et d'amphibolites, montre une foliation principale S-0-1-2 de plus en plus pentée vers le Nord-Est lorsque l'on s'approche de la faille d'Arrênes. Le métamorphisme et les déformations tectoniques de ces roches du domaine du Limousin sont polyphasés.

D'après l'histoire géologique du Massif central et du Limousin, certaines roches ont d'abord subi un métamorphisme de haute pression (éclogites du massif de Sauviat, feuille Bourgneuf) et de très haute pression vers 415 Ma.

Cette première phase (D0) n'est pas argumentée au sein de la série de Folles-Laurière.

Puis le métamorphisme régional atteint son maximum thermique au Dévonien vers 375 Ma. Bien qu'un peu plus jeune sur la feuille de La Souterraine, cette seconde phase (D1) associée à une anatexie vers 355 Ma est responsable du rubanement S1 et de la migmatitisation des métatexites à cordiérite mélangés avec les diatexites à cordiérite. La position sommitale de ces faciès anatectiques par rapport aux gneiss micaschisteux non anatectiques positionnés à la base de la pile métamorphique argumente un métamorphisme inverse au sein de la série de Folles-Laurière. Au Sud, ce métamorphisme inverse est également observé sur la feuille Bourgneuf où il est distingué des zones de métamorphisme avec d'une part la disparition de la muscovite primaire (plutôt présente à la base de la série) au profit du feldspath potassique puis d'autre part l'apparition de la cordiérite dans les faciès anatectique vers le sommet de la série. Soulignons qu'aucun grand accident tangentiel qui pourrait expliquer ce métamorphisme inverse n'est mis en évidence sur cette feuille. De plus, la quantité croissante de sillimanite vers le sommet de la série argumente plutôt une progression graduelle de l'intensité du métamorphisme.

Vers 360/350 Ma, une troisième phase de déformation (D2) est responsable de l'apparition de la schistosité principale S2 classiquement associée à une linéation minérale orientée NW-SE. Contrairement au reste des roches métamorphiques qui affleurent dans le domaine du Limousin où la linéation minérale dominante est orientée NW-SE, la schistosité principale (S2) sur la feuille de La Souterraine contient une linéation minérale (Lm2) orientée Nord-Sud à NE-SW. Que ce soit d'après les observations de terrain ou au microscope, aucun critère de cisaillement n'est associé à cette linéation minérale NE-SW contenue dans la foliation principale S2.

Puis l'ensemble du bâti se refroidit puisque les âges K/Ar ou Rb/Sr enregistrés par les biotites fixent un refroidissement de ces terrains à moins de 250° vers 340/330 Ma. C'est donc dans un terrain métamorphique encaissant déjà refroidi que les grands massifs de granitoïdes leucocrates (Saint-Sylvestre et Saint-Goussaud) se mettent en place vers 325 Ma. La cristallisation d'andalousite dans les terrains encaissants n'est cependant pas observée dans le périmètre de la feuille La Souterraine.

ORIGINE, DÉFORMATION ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

ORIGINE DES DIFFÉRENTS MAGMAS (À PARTIR DE LEUR CHIMIE)

L'origine, ainsi que les processus de différenciation des magmas du Complexe Magmatique de Guéret sont recherchés à partir de leur chimie. Le texte ci-après résume les grandes caractéristiques de la géochimie des magmas, le lecteur trouvera de plus amples détails sur la géochimie des granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret, dans la notice de la carte géologique d'Aubusson.

Les granitoïdes de Guéret sont peralumineux comme l'indique l'Index de Saturation en Aluminium (ASI) supérieur à 1. La lignée type Guéret est connue (Debon et Le Fort, 1983 ; Barbarin, 1996) pour avoir subi au cours de la différenciation magmatique, une forte diminution du paramètre B pour une faible augmentation du paramètre A dans le diagramme AB de F. Debon et P. Lefort (1983).

Le processus invoqué, pour expliquer cette lignée, était jusqu'ici la cristallisation fractionnée avec séparation des minéraux par gravité (Vauchelle, 1988). Les termes les plus différenciés sont riches en cordiérite et pauvres en biotite (paramètre A élevé et B faible) et les termes cumulatifs sont exempts de cordiérite et riches en biotite (paramètre A moins élevé et B fort). Ce scénario de cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique unique n'est plus cohérent avec les nouvelles données de terrain acquises lors des levés des cartes géologiques de Saint-Sulpice-les-Champs et d'Aubusson et des levés sur l'ensemble du Complexe Magmatique de Guéret (Cartannaz, 2006). Donc, la lignée type Guéret telle qu'elle est connue dans la littérature (Debon et Le Fort, 1983 ; Barbarin, 1996) reflète très vraisemblablement un autre mode de différenciation qui relie l'ensemble des différents massifs du Complexe Magmatique de Guéret. Il pourrait, par exemple, s'agir du mécanisme de mélange entre deux magmas.

Les valeurs du strontium initial et de l'épsilon néodyme dans les granitoïdes de Guéret intermédiaires entre ceux de la croûte et ceux du manteau pourraient être dus à un mélange entre deux pôles différents : l'un issu de roches métai-gnées basiques de la croûte inférieure à composantes plus mantelliques que les granitoïdes de Guéret, et l'autre issu de paragneiss de la croûte inférieure à composantes plus crustales (Downes, 1997 ; Cartannaz, 2006). Un scénario avec différents taux de fusion partielle de plusieurs sources aux caractéristiques distinctes (paragneiss et roches métai-gnées de la croûte inférieure) peut également être impliqué avec différents cycles de fusion dus à la mise en place de magmas mantelliques dans la croûte inférieure.

DÉFORMATION POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

Les informations des déformations post-solidus des intrusions sont normalement traitées dans les chapitres descriptifs des massifs magmatiques en question. Le paragraphe suivant constitue une synthèse (âge et cinématique) de toutes les déformations présentes sur la feuille.

Les zones de cisaillement ductiles et post-solidus associées à une déformation non-coaxiale dextre sont :

- la Zone de Cisaillement dextre de la Gardette ;
- la Zone de Cisaillement des Forges ;
- la Zone de Cisaillement de La Souterraine ;
- la Zone de Cisaillement (dextre inverse) de Lavaud.

Les zones de cisaillement ductiles et post-solidus associées à une déformation coaxiale (pas de déplacement de la matière dans un sens privilégié) sont :

- la Zone de Cisaillement de Montjourde ;
- la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize.

Les zones de cisaillement ductiles et post-solidus associées à une déformation non-coaxiale vers le Sud-Est sont :

- la Zone de Cisaillement de la Bussière-Madeleine ;
- la Zone de Cisaillement normale de la Gardette.

La Zone de Cisaillement dextre de la Gardette : ce couloir ductile orientée N110, 90 affecte la granodiorite de Créchat lors de sa mise en place vers 350 Ma. De rares blocs de leucogranite à deux micas mylonitisés sont observables dans les champs labourés. La concordance entre l'orientation des plans de cisaillement entre les leucogranites à deux micas et la granodiorite de Créchat reste donc encore à être prouvée.

La Zone de Cisaillement normale de la Gardette : cette zone est peu renseignée et très restreinte. La mylonitisation de la granodiorite de Créchat n'est pas franche et l'analyse des critères de cisaillement suggèrent un déplacement normal vers le Sud-Est contemporain (350 Ma) du cisaillement dextre de cette même zone.

La Zone de Cisaillement des Forges : ce couloir N110, 90 affecte le massif de Forges lors de sa mise en place (supposé de même âge que celui de La Souterraine vers 345 Ma). Le cisaillement dextre n'est pas toujours franc, et il est possible que des critères senestres puissent y être décrits.

La Zone de Cisaillement de La Souterraine : les plans de cisaillement N110, 90 dextres y sont francs et le stade ultramylonitique est rare. Le déplacement dextre du massif de La Souterraine est d'au plus quelques hectomètres (probablement inférieur à 1 km). Des plans inverses N110, 60S contemporains de la mise en place du magma argumentent également le faible déplacement dextre qui est tout de suite relayé par un jeu inverse du massif de La Souterraine sur la chaîne de la Marche (vers 345 Ma).

La Zone de Cisaillement (dextre inverse) de Lavaud : cette déformation affecte, suivant un couloir N110, 90 parallèle à la faille fragile d'Arrènes, le leucogranite de Saint-Sylvestre mis en place vers 325 Ma. La cinématique parfois inverse dextre milite en faveur d'une remontée du domaine du Limousin par rapport au Massif de Guéret durant cette période.

La Zone de Cisaillement de Montjourde : le massif syn-tectonique de Montjourde mis en place vers 330 Ma enregistre des plans de cisaillement inverse, normale, dextre et senestre tous concomitants d'un régime décrochant suivant un axe Z de direction N20. Les déplacements de part et d'autre de la zone cisailée sont mineurs (quelques centaines de mètres au plus). Dans tous les cas, l'analyse structurale de ce massif prouve l'absence d'un régime extensif locale qui permettrait au Massif de Guéret de se déplacer vers le Sud-Est à cette époque.

La Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize : ce couloir mylonitique N110, 90 qui est dans la continuité de la Zone de Cisaillement de La Souterraine, affecte le leucogranite de Chabannes lors de sa mise en place vers 335 Ma suivant des plans de cisaillement coaxiaux. Ainsi, les déplacements dextres le long de la bordure nord du massif de La Souterraine sont bien scellés à cette période.

La Zone de Cisaillement de la Bussière-Madeleine : Il s'agit d'une zone ultramylonitique peu pentée vers le Sud-Est qui affecte à la fois la granodiorite de Créchat vers 350 Ma et le leucogranite de Chabannes vers 335 Ma. La cinématique est supposée normale (déplacement du compartiment supérieur vers le Sud-Est) par comparaison avec la Zone de Cisaillement normale de la Gardette et le contexte structural du CMG (Zone de Cisaillement d'Arpheuilles, feuille Montaigut). Cependant, les critères de cisaillement le long de la Zone de Cisaillement de Bussières-Madeleine ne sont pas nets ; l'hypothèse d'une déformation coaxiale est également probable.



Fig. 46 - Mise en place des magmas granitoïdiques du CMG vers 360-350 Ma

MISE EN PLACE DES INTRUSIONS MAGMATIQUES

Fabrique des granitoïdes du Complexe Magmatique de Guéret

La plupart des roches du Complexe Magmatique de Guéret présentent une foliation qu'on appelle fabrique. Plusieurs travaux décrivent la fabrique des granites à partir de l'étude microstructurale faite en lame mince (ces notions sont discutées en annexe).

La fabrique magmatique est assimilable à une anisotropie de texture créée par l'orientation des minéraux due à l'état des contraintes qui régnait lors de la mise en place et la cristallisation du magma (déformation sub-solidus). Ces contraintes résultent soit de l'action des forces internes exercées par le magma lors de sa mise en place soit de l'action des forces issues du régime tectonique régional qui régnait lors de la mise en place du magma (voir annexe).

La fabrique tectonique, est marquée par la déformation post-solidus de tous les cristaux du granite (voir annexe). Les structures ductiles post-solidus sont soit précoces, et relayent alors la déformation magmatique dans un régime de contrainte identique et ne traduisent pas le changement de cinématique ; soit tardives et dans ce cas indépendantes de la mise en place du granite.

L'analyse de l'organisation de la fabrique magmatique et tectonique permet de comprendre la mise en place des différents corps magmatiques du Complexe Magmatique de Guéret.

Modèle de mise en place des granitoïdes dans la partie occidentale du complexe magmatique de Guéret (CMG)

À partir des données structurales et géochronologiques acquises lors de ce travail ou disponibles dans la bibliographie (fig. 1), il est possible d'établir un scénario de mise en place pour cette partie du Complexe Magmatique de Guéret.

Contrairement à la partie orientale du Complexe Magmatique de Guéret où l'organisation des trajectoires des fabriques moulent les bordures des intrusions (Cartannaz *et al.*, 2008, Rolin *et al.*, 2008), cette partie occidentale du CMG présentent des fabriques magmatiques qui recoupent les contacts d'intrusions et qui sont souvent co-planaires. Si dans la partie orientale du CMG ce sont les forces internes des magmas qui semblent avoir contrôlé la fabrique, dans cette partie occidentale l'organisation de la fabrique est plutôt contrôlée par les contraintes régionales.

Avant 355 Ma, les premières venues du complexe se manifestent dès 375 Ma (fig. 46) avec le massif d'**Alleyrat** (limite de la feuille Aubusson et Saint-

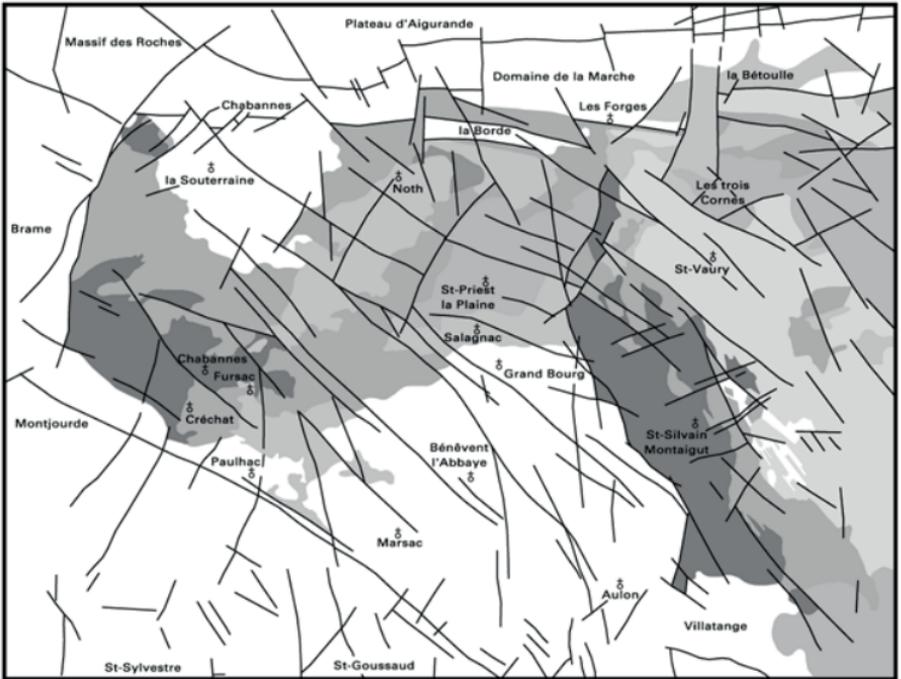


Fig. 47 - Mise en place de la principale masse de magma du CMG entre 355 et 345 Ma accompagné par la cristallisation des diatexites grenues à cordiérite (Chabannes et Saint-Silvain Montaigut)

Sulpice-les-Champs). Ce massif est co-structuré avec les diatexites grenues à cordiérite datées à 375 Ma dans le secteur. Le massif d'**Alleyrat** n'est pas circonscrit de manière cartographique. Il semblerait que la quantité de ces magmas précurseurs soient faibles ; ils annoncent l'arrivée des grands volumes dont l'apogée culmine vers 350 Ma.

Un peu après 360 Ma, le massif de **Villatange** (353 ± 6 Ma) est déformé suivant un déplacement dextre le long de la Zone de Cisaillement Nord Millevaches (suivant un axe de raccourcissement Z orientée N150 à Nord-Sud). Le déplacement dextre de cette Zone de Cisaillement est ensuite scellé par l'arrivée des massifs de **Marsac** et de **Paulhac** qui représentent les premières grandes venues de la partie ouest du CMG. La foliation magmatique verticale du massif de **Paulhac**, parallèle à la faille d'Arrênes, milite pour une mise en place sous contrainte le long de cette faille suivant un axe de raccourcissement Z orientée N150 à Nord-Sud. La foliation magmatique de **Marsac**, semble également être contrôlée par la faille d'Arrênes car les trajectoires viennent tangenter cette dernière suivant une torsion dextre compatible avec un axe de raccourcissement Z orientée N150 à Nord-Sud.

Contrairement au massif de **Villatange**, les massifs de **Marsac** et de **Paulhac** ne présentent pas de déformation post-solidus, tout comme les massifs d'**Aulon** et de **Bénévent-l'Abbaye** qui les intrudent vers 355 Ma. Rappelons que le massif d'**Aulon** scelle également le jeu dextre de la Zone de Cisaillement Nord Millevaches (Cartannaz *et al.*, 2006). Ainsi vers 355 Ma, la mise en place des massifs de **Marsac**, **Paulhac**, **Aulon** et **Bénévent-l'Abbaye** (fig. 46) scelle les quelques centaines de kilomètres de déplacements latéraux suspectés le long de cet accident majeur de la chaîne varisque.

Entre 355 Ma et 345 Ma, bien que les observations restent fragmentaires, les fabriques de **Paulhac** et de **Marsac** semblent être recoupées par le massif de **Créchat** qui est daté aux environs de 350 Ma. Le massif de **Créchat**, important massif du CMG, est co-structuré avec ceux à deux micas de type Guéret (**Noth**, **Fursac**, la **Betoulle**, **Saint-Jean**, etc.) et avec les migmatites de la fenêtre de Chabannes datée à 359 ± 5 Ma. Les fabriques magmatiques de ces entités recoupent les contacts lithologiques (migmatites/granitoïdes et granitoïdes/granitoïdes). Il existe donc un contrôle structural régional sur ces magmas et il n'est pas impossible que l'ensemble magma plus migmatite se mette en place de manière conjointe (fig. 47).

Sur la moitié ouest de la feuille, la fabrique de ces granitoïdes, à la fois sub-horizontale et verticale, est orientée globalement N20 au centre du CMG et se réoriente suivant une torsion dextre à proximité du domaine granitique de la Marche au Nord, et de la faille d'Arrênes au Sud. À l'échelle de la feuille, les trajectoires forment donc une vaste structure sigmoïde dextre. Ce constat peut de même être effectué au niveau de Bussières-Dunoise où des torsions dextres

d'échelle kilométrique sont cartographiées. Cette disposition suggère une mise en place des magmas de **Créchat, Noth, Fursac, la Betoulle, et Saint-Jean** sous contrainte (avec Z de direction N150 à Nord-Sud), et leur implication dans **un vaste domaine crustal soumis à une déformation en transpression dextre** : entre les failles du domaine de la Marche au Nord, et la faille d'Arrènes au Sud.

En outre, la déformation dextre n'est pas seulement distribuée sur l'ensemble du CMG mais se concentre localement sur des couloirs mylonitiques dextres comme celui de la Gardette au Nord de Fleurat. Au regard de la Zone de Cisaillement du Nord Millevaches scellée depuis 355 Ma, le déplacement latéral reste mineur et pourrait s'estimer à quelques kilomètres au plus.

Associé à ce déplacement dextre le long de failles ductiles verticales, il existe des zones de cisaillement plates avec un jeu probablement normal des zones de Cisaillement de la Gardette et de Bussière-Madeleine. Il s'opérerait donc une cinématique tangentielle avec un déplacement de la matière vers le Sud-Est. Là encore, le déplacement le long de ces accidents ductiles reste assez faible (inférieure à quelques kilomètres).

En outre, suivant un mimétisme avec la fabrique tectonique, la fabrique magmatique présente des foliations plates qui peuvent côtoyer les foliations verticales sur très peu de distance. Par endroit, la fabrique magmatique s'organise même suivant un ellipsoïde en constriction (assimilable à une forme de crayon) où il est parfois difficile (voir impossible) de mesurer le pendage de la foliation magmatique.

Ainsi, à l'échelle de l'affleurement, il existe un partitionnement de la déformation avec un axe de raccourcissement Z qui est par endroit vertical et dans d'autres endroits horizontal. Dans certaines zones, la distinction entre un axe Z vertical et horizontal ne peut même pas être réalisée car l'axe Z équivaut à l'axe intermédiaire Y (ellipsoïde en constriction).

En résumé vers 350 Ma, les intrusions magmatiques se mettent en place dans **un vaste domaine crustal soumis à une déformation en transpression dextre** suivant un partitionnement de la déformation qui montre un raccourcissement d'axe Z N150 à Nord-Sud avec localement une force verticale qui devient plus importante. Il en ressort une expulsion de la matière vers le Sud-Est (inférieure à quelques kilomètres) contemporain de cisaillement dextre N110 (La Gardette). Il est difficile de statuer sur l'amincissement ou l'épaississement de la chaîne de montagne car si certaines Zones de Cisaillements tangentielles jouent en normales, d'autre comme la Zone de Cisaillement d'Arpheilles fonctionne en inverse (feuille Montaigut). En outre, la probable perte de la matière expulsée vers le Sud-Est (assimilable à un amincissement) pourrait largement être

compensée par le raccourcissement d'axe Z N150 à Nord-Sud (qui pourrait être responsable d'un épaissement).

Vers 345 Ma (fig. 48), les massifs de **La Souterraine** et des **Forges** enregistrent les derniers soubresauts des déplacements dextres de la Zone de Cisaillement de La Souterraine et des Forges. Le massif des **Forges** vient nettement recouper les foliations magmatiques des massifs de **Saint-Jean** et de **Créchat** (fig. 37). Les massifs de **La Souterraine** (345 ± 4 Ma, Mz) et des **Forges** sont donc intrusifs dans la granodiorite de **Créchat** (347 ± 3 Ma, Mz) peu de temps après que cette dernière se mette en place et termine de cristalliser. Les fabriques magmatiques dans le massif de **La Souterraine** suivent généralement le contact lithologique à l'échelle de l'affleurement et forme une sigmoïde dextre à l'échelle de la carte et participe à la vaste structure sigmoïde dextre mise en évidence à l'échelle de la carte et décrite précédemment. L'analyse des plans de cisaillement post-solidus dextres qui affectent le massif de **La Souterraine** témoigne d'un axe de raccourcissement Z orienté au 13/N150. Il apparaît donc que ces granitoïdes sont toujours impliqués dans la **déformation en transpression dextre** qui a affecté le domaine crustal du Massif de Guéret depuis 370 Ma (Cartannaz *et al.*, 2006).

De manière générale, la Zone de Cisaillement dextre de la Gardette, les couloirs de torsion dextre de la fabrique autour de Bussières-Dunoise et le couloir mylonitique de La Souterraine – les Forges traduisent l'existence d'une importante Zone de Cisaillement dextre située à l'emplacement de la chaîne de la Marche. Cette Zone de Cisaillement dextre de la chaîne de la Marche est active au minimum depuis 355 Ma jusqu'à 345 Ma (âge de mise en place du monzogranite de La Souterraine).

Après 345 Ma, l'ensemble des décrochements dextres N110 dans le CMG sont scellés et l'axe de raccourcissement Z horizontal précédemment orienté N150 à N-S s'oriente localement N-S à N20 à cause d'un comportement rhéologique plus compétant du CMG (dû à son refroidissement). Soulignons, qu'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite au environ de 340 Ma sur le forage de Créchat/les Sibieux (Alexandrov, 2000) a été obtenu et confirme le refroidissement des granitoïdes durant cette période. Il est probable que le massif de **Grand-Bourg** (fig. 48) se mette en place durant cette période car l'orientation des trajectoires de fabrique minérale interne au massif implique sa mise en place sous contrainte avec un axe de raccourcissement Z orienté N20. De plus, la taille du grain généralement plus petite et de rares injections à tendance microgranitique observables au sein de ce massif attestent de sa cristallisation plus rapide et suggèrent sa mise en place à faible profondeur dans une croûte déjà froide.

Vers 335 Ma, le massif de **Chabannes** (fig. 49) dans le domaine de la Marche est déformé de manière co-axiale dans sa partie méridionale et en senestre dans

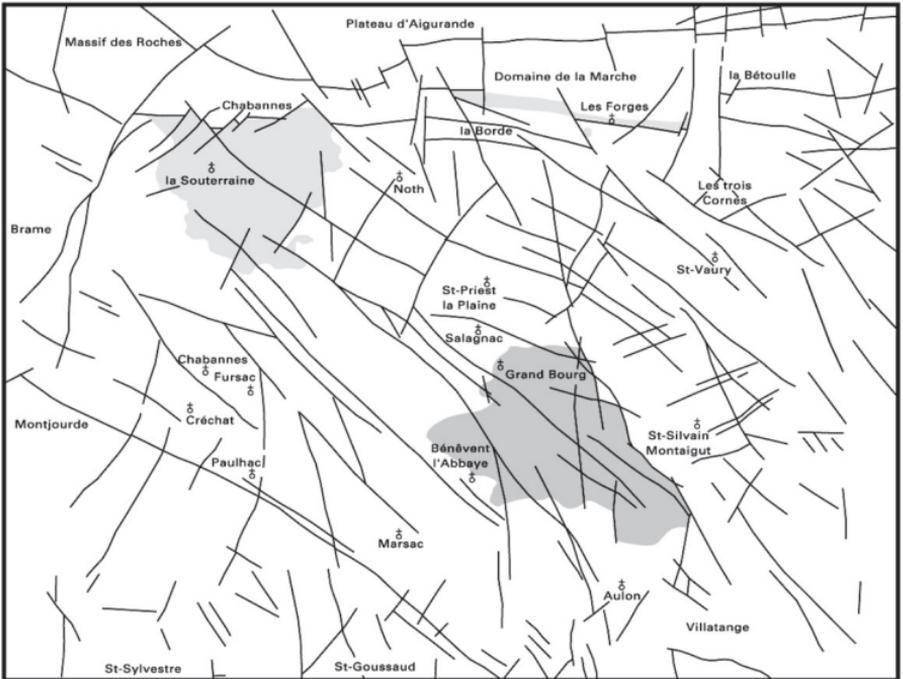


Fig. 48 - Mise en place des massifs de La Souterraine et des Forges entre 345 Ma et 335 Ma. Le bâti se refroidit et l'axe de raccourcissement Z change de direction de N150 à N20 vers 345-340 Ma

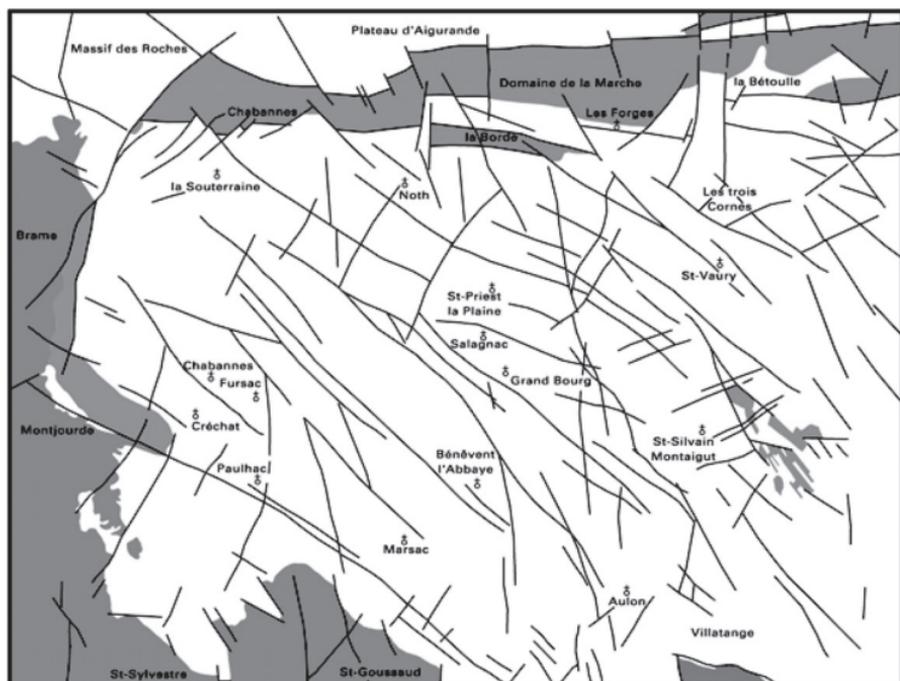


Fig. 49 - Mise en place des granitoïdes à deux micas (types Limousin et Guéret) après 335 Ma

sa partie septentrionale suivant un axe de raccourcissement Z horizontal orientée vers le N20. La déformation le long de la Zone de Cisaillement de Bussières-Madeleine n'est pas nette ; il est probable qu'elle soit coaxiale.

Vers 330 Ma, le massif de **Montjourde**, pluton syn-cinématique, de forme arquée, intrusif dans les migmatites de Chabannes et coincé entre la faille N20 de Bussière-Madeleine et la faille N120 d'Arrênes, enregistre une déformation coaxiale suivant un champ de déformation décrochant (Z = 22, N212 et X = 33, N107).

Enfin dans le Limousin, les massifs de la **Brame**, de **Saint-Sylvestre** et de **Saint-Goussaud** se mettent en place vers 325 Ma. Soulignons que la bordure orientale du massif de la Brame ne présente pas de déformation post-solidus le long de la faille de Bussières-Madeleine. Il est donc improbable que le Massif de Guéret se déplace vers le Sud-Est suivant un régime structural extensif (Faure, 1995). Modèle qui était d'ailleurs étayé par une mise en place du massif de **Noth** suivant une fente de tension verticale orienté NW-SE ; ce qui n'est plus le cas au vu des résultats (laccolithes) des levés cartographiques de cette feuille.

La Zone de Cisaillement (dextre inverse) de Lavaud : cette déformation affecte, suivant un couloir N110, 90 parallèle à la faille fragile d'Arrênes, le leucogranite de Saint-Sylvestre mis en place vers 325 Ma. La cinématique parfois inverse dextre milite en faveur d'une remontée du domaine du Limousin par rapport au Massif de Guéret durant cette période.

En conclusion, durant toute la mise en place du Complexe Magmatique de Guéret, de 375 Ma à 325 Ma, l'organisation structurale des fabriques magmatiques et tectoniques de ce complexe suggère un axe de raccourcissement Z horizontal de direction d'abord orienté N150 à N-S (décrochements N110 dextres) puis orienté plutôt N20 (fin des décrochements N110 dextres) au fur et à mesure que le bâti se refroidit.

Jusqu'à 345 Ma, les intrusions magmatiques se mettent en place dans **un vaste domaine crustal ductile soumis à une déformation en transpression dextre suivant des couloirs orientée N110**. Entre ces grands couloirs dextres, au environ de 350 Ma, un échappement vers le Sud-Est de la matière encore ductile et contemporaine de ce raccourcissement N150 à N-S s'accorde avec un partitionnement de la déformation montrant une coexistence de foliations magmatiques et tectoniques horizontales et verticales, souligné par endroit par un ellipsoïde de déformation en constriction.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTÉ TECTONIQUE

Durant le Protérozoïque supérieur et/ou le Paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien ?) des sédiments détritiques grauwaqueux et pélitiques se déposent dans un bassin pour former le protolithe des diatexites grenues à cordiérite. Les roches du domaine de Folles-Laurière, également issues de sédiments détritiques grauwaqueux et pélitiques se déposent dans un bassin (identique ou différent) qui est marqué par un discret volcanisme bimodal (amphibolites et leptynites). Ces sédiments reposaient sur un substratum qui a disparu au cours de la tectonique varisque et dont nous ne savons rien. Aucun orthogneiss (intrusion granitique métamorphisée dans la série sédimentaire) n'a été reconnu dans la série de Folles-Laurière.

MÉTAMORPHISME DE HAUTE PRESSION ET DE ULTRA HAUTE PRESSION

Le premier stade de métamorphisme (D0), qui est daté autour de 415 Ma dans le Massif central, correspond à un pic de ultra haute pression (100 km de profondeur) enregistré dans les éclogites à disthène et zoïzite insérées entre l'unité supérieure des gneiss et l'unité inférieure des Gneiss (Berger *et al.*, 2010). Les roches classiquement rattachées aux unités inférieure et supérieure des gneiss du Limousin enregistrent un métamorphisme de haute pression (40 km de profondeur) et moyenne température (faciès éclogitique), dont les témoins les plus proches du domaine de Folles-Laurière sont les éclogites du massif de Sauviat dans l'unité inférieure des Gneiss (feuille Bourgneuf). La série de Folles-Laurière ne montre pas d'indice de métamorphisme éclogitique. Dans la littérature, elle est classiquement rattachée à l'unité parautochtone qui est censée être moins métamorphique que les unités inférieure et supérieures des gneiss. Dans tous les cas, le rattachement du domaine de Folles-Laurière au parautochtone n'est pas assez documenté pour le considérer comme acquis.

LINÉATION NORD-SUD

Une linéation N-S, acquise lors d'une phase de déformation D1, et datée localement autour de 390 Ma (Costa et Maluski, 1988) est décrite dans le Massif central. Elle est interprétée comme le résultat de l'empilement du Nord-Est vers le Sud-Ouest des unités supérieure et inférieure des gneiss ainsi que du parautochtone sur elles-mêmes. Ce modèle est très peu documenté et argumenté dans la littérature et il manque une synthèse sur l'ensemble des linéation N-S dans le Massif central.

Dans la série de Folles-Laurière, la linéation minérale également orientée NS à N45 n'est pas à rattacher à cette phase de déformation D1 car la linéation minérale est plus jeune que 390 Ma et se rattache à une phase de déformation D2 plus récente (355 Ma). Aussi, aucune trace de cette tectonique tangentielle N-S à NE-SW n'est distinguée sur la feuille de La Souterraine.

ANATEXIE 380 MA-350 MA

Dans le Massif central, la période d'anatexie qui commence vers 380 Ma est bien connue. Cette anatexie est classiquement interprétée comme le résultat d'une décompression adiabatique (remontée rapide isotherme) du bâti, qui entraîne une fusion partielle des roches à partir de 380 Ma, lors de l'empilement des unités allochtones sur l'unité paraautochtone. Cet événement, contemporain de la formation de la linéation N-S à 390 Ma, est très peu documenté et argumenté dans la littérature.

Pour les diatexites grenues à cordiérite, datées vers 375 Ma sur la feuille d'Aubusson, la cristallisation s'effectue en condition de croûte moyenne à profonde (environ vers 680 °C et 5 kbar soit 15 km). Cette anatexie responsable du rubanement S1 semble se poursuivre jusqu'à 360-355 Ma dans la série de Folles-Laurière (355 ± 3 Ma) et dans les diatexites grenues à cordiérite dans le Massif de Guéret (359 ± 5 Ma). Le moteur de fusion est probablement dû à une décompression des roches. L'insertion de cette décompression dans un scénario géodynamique d'empilement de nappes (déformation D1) reste encore mal comprise et les autres modèles, comme par exemple l'amincissement crustal, ne sont pas assez discutés. N'oublions pas que cette anatexie est également liée à des grands décrochements verticaux dextres faméno-tournaisiens (375-355 Ma) (Cartannaz *et al.*, 2006) incompatibles avec la mise en place de nappes horizontales vers le Sud-Ouest. L'anatexie des migmatites (Folles-Laurière et diatexites grenues à cordiérite) sur la feuille de La Souterraine ne peut donc pas être mise en relation avec une décompression adiabatique due à la remontée de l'édifice de nappes.

TECTONIQUE EN CISAILLEMENT DUCTILE DEXTRE

Au Faméno-Tournaisien, entre 375 Ma et 355 Ma, de grands décrochements crustaux dextres N100 à N120 (Zone de Cisaillement du Nord-Millevalches – la Courtine) pouvant dépasser la centaine de kilomètres de rejet horizontal cisailent les roches métamorphiques (diatexites grenues à cordiérite, gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat, roches du Nord-Millevalches) et les premières intrusions du Complexe Magmatique de Guéret (massif de Villatange). Ces grands couloirs mylonitiques seront scellés vers 355 Ma lors de la mise en place des massifs post-tectoniques non déformés du CMG (Aulon :

351 ± 5 Ma, Marsac, etc.). Ces cisaillements de grande ampleur pourraient être mis en relation avec une subduction oblique vers le Sud de l'Océan Rhéique qui s'opère au Nord de la zone étudiée.

Les cisaillements dextres N100 à N120 sont encore actifs au nord du Massif de Guéret (Chaîne de la Marche), mais avec des rejets horizontaux moins importants, au niveau de la Zone de Cisaillement de La Souterraine et de la Gardette jusqu'à 345 Ma.

PHASE DE DÉFORMATION D2 (355 MA)

Vers 355 Ma, lors de la mise en place de la majorité des massifs du Complexe Magmatique de Guéret, une troisième phase de déformation (D2) entraîne, au sein des roches métamorphiques, la formation d'une seconde schistosité S2 associée à une linéation minérale Lm2 orientée NW-SE. Nous retrouvons cette orientation dans la linéation magmatique des granitoïdes de Guéret de manière locale (ZC de la Gardette, etc.) et associée avec des directions NE-SW au cœur de la torsion dextre (massif de Noth). La signification géodynamique de cette linéation minérale NW-SE connue dans le Limousin est encore mal documentée. Une synthèse structurale et chronologique sur ces linéations NW-SE reste à effectuer. Dans la littérature, un cisaillement du sommet vers le Nord-Ouest de la foliation plate est décrit. Cette phase tectonique pourrait refléter dans le sud Limousin un épaissement crustal responsable du charriage des unités épizonales (formations de Genis, Thiviers-Payzac et Saint-Salvador) sur les unités allochtones (unités supérieure et inférieure des gneiss) (Bellot et Roig, 2007).

Dans les roches de Folles-Laurière, cette orientation NW-SE de la linéation minérale (Lm2) colinéaire avec les axes de pli P2, est peu présente (seulement dans les métatexites à cordiérite et les gneiss micaschisteux à sillimanite et grenat) et uniquement observée sur des foliations fortement pentées proches de la faille d'Arrênes. La linéation minérale Lm2 est en fait principalement orientée NS à N45.

Elle pourrait être soit interprétée comme le résultat d'une réorientation de la linéation originellement orientée NW-SE lors de la remontée du Limousin par rapport au Massif de Guéret (jeu inverse de la faille ductile d'Arrênes) ou bien soit par le déplacement en jeu horizontal dextre de la faille ductile d'Arrênes. Aucun critère de cisaillement n'est associé à cette linéation NS à N45.

Le jeu dextre de faille ductile d'Arrênes attesté par la Zone de Cisaillement de Lavaud déplace le Limousin vers le Nord-Ouest par rapport au Massif de Guéret jusqu'à 355 Ma environ. La fin de ce cisaillement dextre est marqué par la mise en place des massifs d'Aulon (351 ± 5 Ma) ainsi que de celui de Marsac dont la

torsion dextre de la fabrique magmatique qui tangente la faille d'Arrênes enregistre le déclin du rejet horizontal dextre. Puis vers 355 Ma, la faille ductile d'Arrênes commence à jouer en inverse (avec une composante dextre) en cisailant à chaud les métatexites à cordiérite datée à 355 ± 3 Ma. Le contexte tectonique du domaine de Folles-Laurière durant le Tournaisien (360 Ma - 350 Ma) est donc en transpression et c'est probablement durant cette période que les grands plis d'axe NW-SE qui structurent le Limousin commencent à s'effectuer. Le flanc nord-est d'un de ces grands plis est visible sur la coupe géologique ; la charnière de ce grand pli étant occupée par le massif de Saint-Goussaud.

Au Tournaisien (360 Ma - 350 Ma), lors de la mise en place de la plus grande partie du Complexe Magmatique de Guéret, l'organisation de la fabrique magmatique et tectonique suggère également une mise en place des magmas en transpression dextre avec un raccourcissement N150 à N-S lors du Tournaisien. Cette tectonique en transpression dextre pourrait être mise en relation avec la fin de la subduction oblique vers le Sud de l'océan rhénique qui s'opère au Nord de la zone étudiée.

Enfin on soulignera que le sens des cisaillements plats dans le Complexe Magmatique de Guéret (vers le Sud-Est) est contraire à celui classiquement décrit dans le Domaine du Limousin (vers le Nord-Ouest).

ORIGINE DES MAGMAS DE GUÉRET

Dès la fin du Dévonien et surtout au Tournaisien un fort flux de chaleur accompagné d'une ascension de magmas mantelliques induit un magmatisme basique calco-alcalin dans les régions environnantes. En faisant fondre la croûte, il génère également un magmatisme peralumineux à l'origine des granitoïdes peralumineux de Guéret. Ces magmas basiques calco-alcalins (sens large) forment des massifs très importants au Sud-Est de la zone étudiée : dans le Confolentais (Rolin *et al.*, 1999, Cuney *et al.*, 2001) et le Sud Limousin (diorites quartzifères et tonalites) ; et forment un alignement E-W de plutons (gabbros-diorites) le long de la faille de la Marche au Nord du Massif de Guéret (Cohen-Julien *et al.*, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1991 ; Pin et Paquette, 2002).

Le Complexe Magmatique de Guéret se structure suivant l'injection de plusieurs corps granitoïdiques entre 375 Ma et 315 Ma (*cf.* partie sur la mise en place des intrusions plutoniques et Cartannaz *et al.*, 2007). Le CMG n'est pas issu d'un magma granitoïdique parent de composition unique qui aurait fractionné pour donner les différentes familles, puis les différentes intrusions observées (Cartannaz, 2006). Ces familles sont issues de protolithes distincts à l'origine de plusieurs magmas parents qui auraient évolué, chacun pour leur part, en suivant leur propre histoire de différenciation magmatique.

Le, ou les, magma(s) parent(s) à l'origine de ces familles magmatiques proviendrai(en)t de mélanges entre deux sources magmatiques primaires différentes : l'une issue de roches méta-ignées acides et basique (orthogneiss) de la croûte inférieure à composantes plus mantelliques que les granitoïdes de Guéret, et l'autre de paragneiss de la croûte inférieure à composantes plus crustales (Downes, 1997, Cartannaz, 2006). Les diatexites grenues à cordiérite ne participent pas à ces sources (tout au plus un peu d'assimilation) mais constituent l'encaissant des granitoïdes de Guéret.

En outre, les sources impliquées pour la genèse des premiers plutons et des derniers plutons du Complexe Magmatique de Guéret sont différentes. Les premières injections reflètent une composante crustale plus importante que les dernières. Les dernières intrusions, comme celles de Crocq et Fernoël (carte géologique d'Aubusson), présentent une part de composante mantellique.

Les mécanismes géodynamiques qui provoquent la fusion responsable des magmas au cours de cette période (375 Ma à 315 Ma) ne sont pas encore bien éclaircis. Des scénarios comme la relaxation thermique, la décompression due à une exhumation, une subduction de l'océan rhéique, ou un apport thermique par le manteau dû à une délamination lithosphérique restent plausibles.

TECTONIQUE ENTRE 355 ET 335 MA

Le contexte de raccourcissement globalement N-S est toujours actif. Le domaine de Folles-Laurière commence à remonter par rapport au Massif de Guéret le long de la faille ductile d'Arrênes. Les grands plis d'axe NW-SE qui affectent le Limousin se structurent également.

Après 345 Ma, l'ensemble des décrochements dextres N110 dans le CMG sont scellés et l'axe de raccourcissement Z horizontal précédemment orienté N150 à N-S s'oriente localement N-S à N20 à cause d'un comportement rhéologique plus compétant du CMG (dû à son refroidissement). Soulignons, qu'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite au environ de 340 Ma sur le forage de Créchat/les Sibieux (Alexandrov, 2000) a été obtenu et confirme le refroidissement des granitoïdes durant cette période. La faille d'Arrênes continue à remonter le domaine de Folles-Laurière en contexte fragile et des navettes tectoniques de granitoïdes de Guéret se retrouvent pincées le long de cette faille.

À 335 Ma, le Massif de Guéret, recouvert de dépôts volcano-sédimentaires viséens, se trouve en surface. Les dépôts viséens du Massif de Guéret (non présents sur cette carte mais affleurant à proximité sur la carte d'Evaux-les-Bains) forment deux complexes sédimentaires et volcaniques reposant sur les

granitoïdes de Guéret : il s'agit de l'ensemble volcano-sédimentaire des bassins des Combrailles (Bazot, 1970), et plus à l'Ouest du complexe volcano-détritique de Glénic-Pionnat (Berthier et Feys, 1986). Le caractère littoral des sédiments des Combrailles et continental de ceux de Glénic-Pionnat permet de supposer que la limite de la mer viséenne devait se trouver entre ces deux secteurs (Bazot, 1970), à 40 km à l'Est de La Souterraine.

La remontée du Massif de Guéret depuis sa formation jusqu'à un peu avant sa mise à l'affleurement (375-340 Ma) s'est donc effectuée dans un contexte d'exhumation syn-convergence.

TECTONIQUE POST 335 MA

Vers 335 Ma, la faille ductile normale d'Argentat accompagne l'exhumation des roches métamorphiques du Millevaches et le début de leur fusion. La mise en place des magmas qui constituent le corps de ce massif s'effectue en contexte de raccourcissement N20 suivant un système d'ouverture en pull-apart.

Vers 335 Ma, le massif de Chabannes, dans le domaine de la Marche, est déformé de manière co-axiale dans sa partie méridionale et en senestre dans sa partie septentrionale suivant un axe de raccourcissement Z horizontal orienté vers le N20. La déformation en jeu normal le long de la Zone de Cisaillement de Bussières-Madeleine n'est pas nette ; il est probable qu'elle soit plutôt coaxiale.

Vers 330 Ma, le massif de Montjourde, pluton syn-cinématique de forme arquée, enregistre une déformation coaxiale le long de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine et de la faille d'Arrênes suivant un champ de déformation décrochant (Z = 22, N212 et X = 33, N107).

Enfin dans le Limousin, les massifs de la Brame, de Saint-Sylvestre et de Saint-Goussaud se mettent en place vers 325 Ma. Soulignons que la bordure orientale du massif de la Brame ne présente pas de déformation post-solidus le long de la faille de Bussières-Madeleine. Il est donc improbable que le Massif de Guéret se déplace vers le Sud-Est selon un régime structural extensif (Faure, 1995). Ce dernier modèle qui était étayé par une mise en place du massif de Noth dans une fente de tension verticale orienté NW-SE ; ne peut plus être argumenté au vu des résultats des levés cartographiques de cette feuille qui révèlent son emplacement en laccolithe.

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 et de petits bourgs qui parsèment la campagne.

Les exploitations agricoles traditionnellement tournées vers l'élevage et la culture vivrière sont de petite taille. Les sols sableux développés aux dépens des granites, sont pauvres et surtout occupés par les bois et pâturages. Les fonds de vallées humides sont généralement peu propices à la culture et à l'élevage.

RESSOURCES EN EAU

Le tiers nord de la feuille appartient au bassin versant de la Creuse tandis que les deux tiers sud appartiennent à celui de la Gartempe qui est la rivière principale qui compose le réseau hydrographique. Sur le coin sud-est de la feuille, une zone d'environ 3 km sur 2 appartient au bassin versant de la Vienne.

La hauteur de précipitation moyenne (atlas climatique du Limousin) est de l'ordre de 1 100 mm par an. Au plan géologique le sous-sol est constitué par des roches cristallines et cristallophylliennes peu perméables dont la partie superficielle, fissurée, peut constituer un aquifère intéressant, ainsi que la frange d'altérites superficielles d'épaisseur variable qui recouvre ces roches. Les nappes alluviales (de faible épaisseur) dans les vallées, notamment celle de la Gartempe constituent des aquifères, mais de faible potentiel en raison de leur épaisseur réduite et sont peu sollicités.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Seules les carrières en roche massive magmatique sont exploitées sur la feuille au niveau du pont Mazéras sur la Gartempe et de Ribbes à l'Est de Grand-Bourg. Les matériaux exploités (granodiorite et monzogranite du massif de Grand-Bourg et de Paulhac) servent pour les granulats.

De nombreuses excavations à caractère familial ou communal ont exploité ou exploitent des granites sains pour l'empierrement des chemins (fleurat, Bussière-Madeleine) et des altérites (arènes) pour l'aération des sols argileux et la réalisation des couches de forme des chemins.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

U. Uranium

Au niveau de Lavaud, le long de la faille N20 qui recoupe la faille fragile d'Arrènes dans les leucogranites de Saint-Sylvestre, des indices d'uranium ont été mis en évidence par la COGEMA.

Au. Or

La feuille de « La Souterraine » est traversée selon une direction NW-SE par un ensemble de filons aurifères (Laporte, 1965). Celui-ci s'étend de Bridiers au nord à Marsac au sud, sur une largeur d'environ 2 km. De nombreux filons étaient déjà connus du temps des Romains ; plusieurs d'entre eux ont pu donner lieu à des exploitations. Leur redécouverte date du milieu du XIX^e siècle, date à laquelle l'ingénieur des mines Mallard effectuait l'étude géologique de la Haute Vienne et de la Creuse. Ainsi, il est amené à étudier les fouilles de la région de Bénévent-l'Abbaye et de Chamborand. D'assez nombreux filons de quartz sont présents dans cette région (De Launay, 1932).

La mine de la Petite-Faye

Elle se trouve à 1 500 m au Sud de Chamborand. Les prospections ont commencé en 1904, l'exploitation souterraine en 1908. Celle-ci a duré jusqu'en 1910.

Les travaux ont repris en 1951, avec un dénoyage des puits, une poursuite des reconnaissances en profondeur, pour finir par la mise en service d'un puits d'extraction de 61 m de profondeur, approfondi par la suite jusqu'à 90 m. Les travaux ont été arrêtés en 1962.

Les mines de Baugiraud (ou Boisgiraud)

Ces mines sont situées à l'extrême sud de la carte. Les travaux de recherche ont été effectués au voisinage de fosses situées au nord-ouest du Grand-Baugiraud. Quatre puits ont été foncés dès 1908, desservant trois niveaux d'exploitation : niveaux 13, 27 et 41. Ces travaux ont été arrêtés en 1912.

Les travaux ont repris sous concession en 1928 (120 t de minerai à 15 g/t de moyenne) puis de 1936 à 1939 (de l'ordre de 1 000 t de minerai). Les travaux sont définitivement abandonnés suite à une baisse trop importante de la teneur du minerai.

Autres indices et/ou fouilles

À la sortie nord du village de Bridier se trouve une halde connue sous le nom de « tumulus de Bridier », ainsi que deux autres haldes situées à l'Est de ce tumulus. Environ 500 m au Sud du hameau de Cuculour (commune de

Chamborand) se trouvait une excavation, aujourd'hui comblée. Aux Vergnes (2 km au Sud de la mine de la Petite-Faye) se trouvent des fosses alignées selon une direction nord-ouest, ainsi que de probables vestiges d'un puits de recherche. La fosse de Lurat, 1 200 m au Sud-Est de la mine de la Petite-Faye, a fait l'objet de recherches en 1908 par le fonçage d'un puits de 7 m.

Près du hameau de la Chaise (à mi-chemin entre les bourgs de Bénévent l'Abbaye et Marsac) se trouvent deux fosses : l'une située dans un bois au Nord-Ouest du hameau, l'autre au Sud-Est, dans le bois de l'âge. La fosse nord a fait l'objet du fonçage d'un puits en 1908.

Enfin, à l'extrême sud de la carte se trouvent également des fosses. Au niveau du hameau de la Ribière, 3 km à l'Ouest-Sud-Ouest de Vieilleville, à proximité de la voie ferrée, au Nord de la petite route menant au hameau. Les fosses de la Gaudinerie (2 km à l'Ouest, le hameau est sur la carte de Bourganeuf) constituent deux fossés profonds.

CONCLUSION

La carte de la Souterraine s'étend sur la partie occidentale du Massif de Guéret et pour une toute petite part sur le domaine du Limousin. Le Complexe Magmatique de Guéret (CMG) est essentiellement constitué de granitoïdes imbriqués dans des masses de migmatites (diatexites grenues à cordiérite, etc.). Le domaine du Limousin (ou plus précisément le domaine de Folles-Laurière sur cette feuille) est constitué par des roches métamorphiques (micaschistes, gneiss, migmatites, métagrès feldspathiques, leptynites et amphibolites).

Dans le cadre des levers de la carte, quatre entités géologiques ont été datées par la méthode U-Th-Pb sur monazite et xénotime avec la microsonde électronique, SX 50 du BRGM et par la méthode U-Pb sur zircon avec couplage laser-ICPMS-MC (NEPTUNE). Les âges considérés comme cohérents avec les données géologiques sont les suivants : Granodiorite de Créchat : 347 ± 3 Ma sur monazite ; Migmatite de Chabannes (Massif de Guéret) : 359 ± 5 Ma sur monazite ; Migmatite de Folles-Laurière : 355 ± 3 Ma sur monazite.

Dans la partie occidentale du CMG, les fabriques magmatiques recoupent les contacts des massifs de Créchat, Noth, Fursac, la Betouille, les Trois Cornes et Saint-Vaury alors que, dans sa partie orientale, les trajectoires des fabriques magmatiques moulent les bordures des intrusions. Il en est de même du contact entre les migmatites de Chabannes et la granodiorite de Créchat. Les trajectoires des fabriques de ces massifs dessinent des sigmoïdes de torsion dextre (*cf.* schéma structural) à l'échelle de la carte. De manière générale, la fabrique magmatique présente des foliations plates qui peuvent voisiner avec les foliations verticales sur très peu de distance. Par endroits, la fabrique

magmatique s'organise même suivant un ellipsoïde en constriction (assimilable à une forme de crayon).

Les trajectoires des fabriques magmatiques dans les massifs de la Souterraine et d'Aulon ne recourent pas les bordures d'intrusions. Les conditions d'affleurement empêchent de statuer pour les autres massifs.

La géométrie de la déformation ductile post-solidus des granitoïdes syn-tectoniques, les zones de cisaillement révèle une hétérogénéité dans le style de déformation, la cinématique (*cf.* schéma structural sur la carte) et l'âge de fonctionnement. Pour remarque, le sondage de Créchat-les Sibieux (Laurent, 1988) n'a révélé aucune fabrique tectonique au sein des granitoïdes de Guéret qui sont proches du contact faillée avec les diatexites grenues à cordiérite (« Aubussonites ») à environ 500 m de profondeur.

Les zones de cisaillement associées à une déformation non-coaxiale dextre sont les suivantes :

- la Zone de Cisaillement dextre de **la Gardette** orientée N110, 90 affecte la granodiorite de Créchat lors de sa mise en place à 347 ± 3 Ma ;
- la Zone de Cisaillement **des Forges** supposée dextre et orientée N110, 90 affecte le massif des Forges lors de sa mise en place (supposé de même âge que celui de la Souterraine, soit environ 345 Ma) ;
- la Zone de Cisaillement dextre de **La Souterraine** orientée N110, 90 affecte le monzogranite de la Souterraine lors de sa mise en place datée à 345 ± 4 Ma ;
- la Zone de Cisaillement dextre inverse de **Lavaud** affecte, suivant un couloir N110, 90 parallèle à la faille fragile d'Arrênes, le leucogranite de Saint-Sylvestre mis en place vers 325 Ma.

Les zones de cisaillement associées à une déformation coaxiale (pas de déplacement de la matière dans un sens privilégié) sont :

- la Zone de Cisaillement de **Montjourde** : le massif syn-tectonique de Montjourde datée à 330 ± 3 Ma enregistre une déformation coaxiale suivant un régime décrochant d'axe Z orientée N20 ;
- la Zone de Cisaillement de **Chambon-sur-Voueize** affecte le leucogranite de Chabannes lors de sa mise en place vers 335 Ma suivant des plans de cisaillement coaxiaux.

Les zones de cisaillement sub-plates associées à une déformation supposée non-coaxiale normale vers le Sud-Est sont :

- la Zone de Cisaillement de **la Bussière-Madeleine** supposée normale affecte à la fois la granodiorite de Créchat vers 350 Ma et le leucogranite de Chabannes vers 335 Ma ;

– la Zone de Cisaillement supposée normale de **la Gardette** orientée N50, 30SE affecte la granodiorite de Créchat lors de sa mise en place vers 350 Ma.

À partir de ces résultats, on interprète que la mise en place des différents granitoïdes du CMG s'est étalée de façon hétérochrone sur une soixantaine de millions d'années (entre 375-315 Ma).

De 375 Ma à 345 Ma, les mises en place successives se font dans un domaine en raccourcissement orienté N150 à Nord-Sud, puis vers 345-340 Ma, l'axe de raccourcissement Z horizontal s'oriente N20 peut-être à cause d'un comportement rhéologique plus compétant du CMG (dû à son refroidissement). La majorité des intrusions magmatiques, dans cette partie de la feuille, se met en place vers 350 Ma dans un vaste domaine crustal soumis à une déformation en transpression dextre suivant un axe Z de raccourcissement horizontal N150 à Nord-Sud. À la même période, et localement, il existe un partitionnement de la déformation avec une composante verticale qui devient plus importante. Il en ressort une expulsion de la matière vers le Sud-Est (de faible ampleur) le long des failles ductiles normales de **la Gardette** et de **la Bussière-Madeleine**. Il est difficile de statuer sur l'amincissement ou l'épaississement de la chaîne car si certaines zones de cisaillement tangentiel jouent de façon normale, d'autres comme la Zone de Cisaillement d'Arpheuilles fonctionnent de façon inverse (feuille Montaigut). En outre, la probable perte de la matière expulsée vers le Sud-Est (assimilable à un amincissement) pourrait largement être compensée par le raccourcissement d'axe Z N150 à Nord-Sud (qui pourrait être responsable d'un épaississement).

Au sein du domaine de Folles-Laurière, une anatexie responsable d'un rubanement S1 intervient à **355 ± 3 Ma** (migmatite de Folles-Laurière). Cette anatexie se produit seulement au sommet de la pile métamorphique suggérant ainsi un métamorphisme inverse. Peu de temps après 355 Ma, et dans la continuité, cette schistosité S1 est ensuite partiellement transposée par une schistosité de flux S2. La schistosité S2 est bien observable sur le terrain car elle est responsable du délitage en banc des roches. Globalement peu inclinée, elle se redresse à la verticale en bordure de la faille d'Arrènes. Les plis P2 qui replissent le rubanement S1 sont généralement d'axe nord-sud ; quelques plis d'axe N130 faiblement pentée sont présents dans les roches anatectiques accolées à la faille d'Arrènes. La linéation minérale Lm2 portée dans la schistosité S2 est orientée nord-sud à N45. Enfin, une schistosité de crénulation N70, 60SE replisse la S2 suivant des plis de crénulation d'axe 55/N90.

Les deux principales cinématiques dans les failles ductiles qui affectent les roches métamorphiques du domaine de Folles-Laurière sont :

– **la Zone de Cisaillement dextre de Lavaud** (continuité probable avec la Zone de Cisaillement du Nord-Milleval): les micaschistes mylonitiques sont probablement déformés avant l'anatexie générale vers 355 Ma car les

migmatites du domaine de Folles-Laurière ne sont pas affectées par le cisaillement dextre. Ces micaschistes ont tous été repris par un jeu ductile inverse de la faille d'Arrênes qui se termine en contexte métamorphique de faciès schiste vert (température inférieure à 400/500 °C) ;

– **la Zone de Cisaillement inverse d'Arrênes** (Domaine de Folles-Laurière) : le jeu inverse de ce couloir ductile affecte les migmatites du domaine de Folles-Laurière lors de leur cristallisation vers 355 Ma. Le jeu inverse de cette faille ductile s'initie donc vers la fin des grands déplacements dextres de la Zone de Cisaillement du Nord-Millevalches/Lavaud (355 Ma). Le blocage du mouvement horizontal dextre entraîne ainsi une accommodation de la déformation suivant des déplacements verticaux qui commencent à exhumer le domaine de Folles-Laurière dès 355 Ma.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDROV P. (2000) - Géochronologie U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de deux segments Calédoniens et Hercyniens de la chaîne Varisque : Haut limousin et Pyrénées Orientales. Thèse, INPL Nancy.
- ARENE J., AUTRAN A., LABERNARDIÈRE H., BURNOL L. (1972) - Notice explicative de la carte géologique de Bourgneuf (n° 665) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans, 50 p.
- ARNOLD M., KURTBAS K., RANCHIN G. (1968) - Différenciations pétrographiques et géochimiques dans la partie ouest du Massif granitique de Guéret (Massif central français). *Sci. de la Terre*, Nancy XIII (4), p. 323-358.
- BARBARIN B. (1996) - Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24(4), p. 295-298.
- BARBEY P., MARIGNAC C., MONTEL J.-M., MACAUDIÈRE J., GASQUET D., JABBORI J. (1999) - Cordierite growth texture and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay granite complex (Massif central, France). *J. Petrol.* 40 p. 1425-1441.
- BAZOT G. (1970) - L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.
- BERGER J., FEMENIAS O., OHNENSTETTER D., BRUGUIER O., PLISSART G., MERCIER J.-C., DEMAÏFFE D. (2010) - New occurrence of UHP eclogites in Limousin (french Massif central): âge, tectonic setting and fluid-rock interaction. *Lithos*, 118, p. 365-382.
- 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* 2 (I, 2), p. 60-71.
- BERTHIER F., FEYS R. (1986) - Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Guéret (642). BRGM édit., Orléans.

- BERTRANS J.-M., LETERRIER J., CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., DELAPIERRIERE E., VIRLOGEUX D. (2001) - Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de la Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 167-189.
- BESSE D., FABRE A., PONSIGNON D., GOUJOU J.-C. (2004) - Le granite orbiculaire de Janaillat (Creuse). *Le Règne Minéral* 58, p. 37-43.
- BOUCHEZ J.-L., JOVER O., DIOT H. (1984) - Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques des granitoïdes du Massif de Guéret occidental. BRGM Ed., CPF1, thème 3, fasc. n° 81-3, p. 35-48.
- BOUVIER P. (1985) - Les gabbrodiorites du domaine de Boussac. Pétrologie, minéralogie, géochimie. Relations avec le magmatisme acide du domaine de la Marche-Huéret. Thèse de doctorat de 3^e cycle, université Paris-Sud, Orsay.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., LE METOUR J., FABBRI O. (2006) - Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *C. R. Geoscience* 338(3), p. 214-221.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., COCHERIE A., MARQUER D., LEGENDRE O., FANNING C.-M., ROSSI P. (2007) - Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif central. *International Journal of Earth Science*, volume 96, Number 2, 271-287, DOI: 10.1007/s00531-006-0101-y.
- CARTANNAZ C. (2006) - Magmatismes et déformations polyphasés. Exemple des Massifs de Guéret et de Millevaches (Massif central français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse Besançon. 260 p.
- CHENEVOY M. (1953) - Note préliminaire sur la présence de faciès granitiques orbiculaires dans les gneiss à cordiérite des environs de Guéret (Creuse). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.* 16, p. 332-334.
- 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. France* 8 (t. V, n° 2), p. 295-307.
- COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.-M., FREYTET P., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1988) - Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de Dun-le-Palestel (616). Bureau de recherches géologique en minières, 60 p.
- COSTA S. (1992) - East-west diachronism of the collisional stage in the French Massif central: implications for the European Variscan Orogen. *Geodin. Acta*, 5, p. 51-68.

- COSTA S., MALUSKI (1988) - Datations par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme G.P.F.C.R. *Acad. Sci.* 306(II), p. 351-356.
- COX K.-G., BELL J.-D., PANKHURST R.-J. (1979) - The interpretation of igneous rocks. George Allen et Unwin, Ed. London.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1990) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analyses. It's relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, p. 183-210.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthode et Applications. Nancy.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéralogie* 111, p. 493-510.
- DOWNES H., SHAW A., WILLIAMSON B.-J., THIRLWALL M.-F. (1997) - Erratum to "Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France" [Chem. Geol. 136 (1997) 99-122]. *Chemical Geology* 140(3-4), 289 p.
- DUTHOU M. (1977) - Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne hercynienne varisque. Relation avec le métamorphisme. Le nord Limousin (Massif central français). Thèse, *Ann. Fac. Sci. Univ. de Clermont-Ferrand*, 294 p.
- FAURE M. (1995) - Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. *Tectonics* 14, p. 132-153.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France* 168, p. 695-705.
- FLOC'H J.-P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central. Thèse d'état, univ. de Limoges.
- FORESTIER F.-H. (1965) - Carte géologique d'Aubusson au 1/80 000 (n° 156, 2^e édition).
- GEBELIN 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.
- GEBELIN A., MARTELET G., CHEN Y., BRUNEL M., FAURE M. (2006) - Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif central: AMS and gravity modelling results. *Journal of Structural Geology*. Volume 28, issue 1, p. 148-169.

- 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. France* 8 (t. II, n° 5), p. 849-860.
- HOLLIGER P., CUNEY M., FRIEDRICH M., TURPIN L. (1986) - Âge carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de Saint-Sylvestre (Nord-Ouest Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci.*, vol. 303, n° 14, p. 1309-1314.
- HOTTIN A.-M., MARCHAND G., MAURIN G., DEBACQUE G., CONSTANS J., TURLAND M., FREYTET P. (1991) - Notice explicative de la carte géologique d'Évaux-Les-Bains (n° 643) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- HOTTIN A.-M., BERTHIER F. (1993) - Notice explicative de la carte géologique de Guéret (n° 642) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- HOTTIN A.-M., DELBOS R., PELLATON C., DUPUIS J.-C., USNARSKI G., MARCHIOL A., VECSEI A. (1995) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Magnac-Laval (640). Orléans : BRGM. Notice explicative par A.-M. Hottin, J.-M. Stussi, R. Delbos, P. Freytet, X. de Gramont (1995), 131 p.
- HOTTIN A.-M., STUSSI J.-M., DELBOS R., FREYTET P., GRAMONT X. (de) (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Magnac-Laval (640). Orléans : BRGM, 131 p.
- JOVER O. (1986) - Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalches (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse, Nantes.
- LAPORTE A. (1965) - L'archéologie et l'histoire au service de la recherche minière. Un exemple d'application : les gisements aurifères du Limousin et de la Marche. *Bulletin du BRGM*, n° 1, 2, 3, 4.
- LAUNAY DE L. (1898) - Feuilles Guéret et Aubusson. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* X, p. 499-502.
- LAUNAY DE L. (1906) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. Feuille Guéret, n° 155.
- LAURENT O. (1988) - Le sondage de Créchat-les Sibieux, apports à la connaissance géologique de l'Ouest du Massif central français, Thèse Nancy, 335 p.
- LE BRETON N., DUTHOU J.-L., GROLIER J., LACOUR A., MEYER G., TREUIL M. (1986) - Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) : pétrographie, composition, âge. *C. R. Acad. Sci.* 303(II), p. 1557-1562.
- LEDRU P., AUTRAN A. (1987) - L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevalches. In. *Géol. Prof. France*, thème 3 Chevauchements synmétamorphes varisques du Limousin. *Doc. BRGM* 140, p. 51-91.

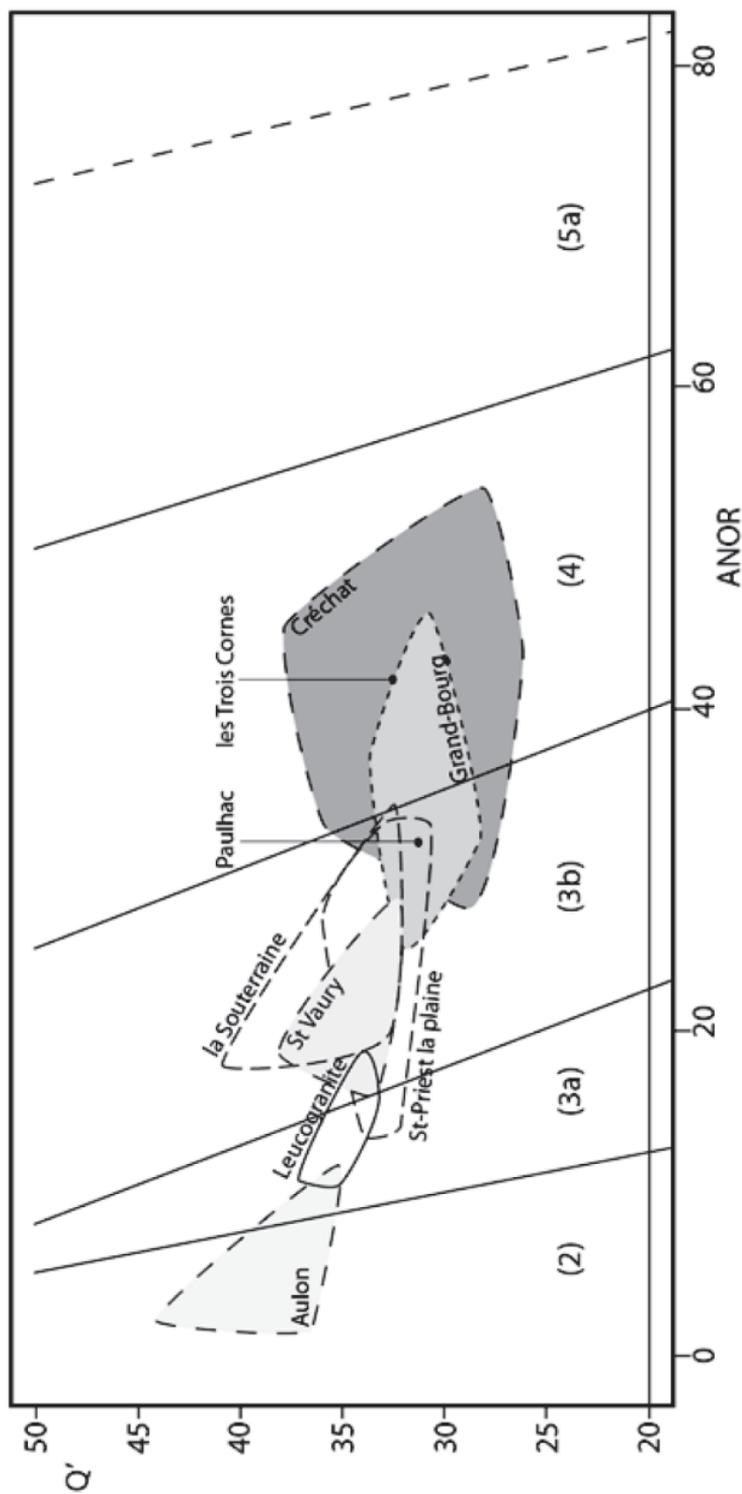
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. France* 8(V, 3), p. 605-618.
- LEROY J., SONET J. (1976) - Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyre recoupant le granité à deux micas de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français). *C. R. Acad. Sel, Paris*, 283, p. 1477-1480.
- MALLARD E. (1866) - Note sur les gisements stannifères du Limousin et de la Marche et sur quelques anciennes fouilles qui paraissent s'y rattacher. *Ann. Mines, Fr.*, (6), 10, p. 321.
- MELLETON J., FAURE M., COCHERIE A. (2009) - Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous synkinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif central. *Bull. Soc. géol. France*, 180 (3), p. 283-292.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J., CARRON J. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci.* t. 301, série II (n° 11), p. 813-818.
- NENERT S. (1989) - Les minéralisations aurifères des districts de Bénévent l'Abbaye et Laurière dans leur contexte géologique et métallogénique (Limousin, Massif central français). Thèse Limoges Univ. 4 annexes, 266 p.
- PIN C., PAQUETTE J.-L. (2002) - Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge dévono-dinantien du Nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd : Sr-Nd isotope and trace element evidence for a Late Devonian active margin in northern Massif central (France). *Geodynamica Acta* 15 (1), p. 63-77.
- PATERSON S.-R., VERNON R.-H., TOBISCH O.-T. (1989) - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, p. 349-363.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Minéral. Petrol.* 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. London Spec. Pub.*, n° 14, p. 63-70.
- RANCHIN G. (1971) - La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du nord-Limousin. Thèse, Sc. Terre Nancy.
- ROIG J.-Y. (1997) - Évolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif central français). Thèse, Univ. Orléans.

- ROLIN P., QUÉNARDEL 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. Paris*, 290, (D), p. 17-20.
- ROLIN P. (1981) - Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Éguzon. Thèse de 3^e cycle. Orsay, 210 p.
- ROLIN P. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse ès Sciences, Orsay, 484 p.
- ROLIN P., STUSSI J.-M., COLCHEN M., CUNEY M. (1999) - Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif central français). *Géol. France*, n° 3, p. 11-31.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B. (2006) - Notice explicative de la carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., SALEN F., THALOUARN N., DELWAULLE B. (2006) - Carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000. Éditions BRGM, Orléans.
- ROSSI P., CHÈVREMONT P. (1987) - Classification des associations granitoïdes. *Géochronique* 21, p. 225-237.
- SABOURDY G. (1988) - Les granitoïdes du Massif de Guéret (Massif central français) : nouvelles données obtenues par l'étude de la composition chimique des biotites. *C. R. Acad. Sci.* 306 (II), p. 1193-1196.
- SABOURDY G., TEMPIER P. (1982) - Caractère composite de la partie méridionale du massif granitique de Guéret (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.* t. 295 (série II), p. 1135-1138.
- THIERY V. (2011) - Cumulative cordieritite formation as a result of anatexis and melt expulsion. An example from the Chavanon sequence, Variscan French Massif central. *Periodico di Mineralogia* (2011), 80 (2), p. 267-285 - DOI:10.2451/2011 PM0020.
- THIERY V. (2010) - Métamorphismes et déformations des séries cristallophylliennes du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel (Massif central français). Discussion du modèle de nappes du Massif central. Thèse université de Besançon, 320 p.
- STRECKEISEN A., LE MAITRE R.-W. (1979) - A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral.* 136, p. 169-206.
- VAUCHELLE L. (1988) - L'extrémité occidentale du Massif de Guéret (Massif central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n° 88, 12 p.
- VAUCHELLE L., LAMEYRE J. (1983) - L'extrémité occidentale du Massif de Guéret (Massif central français) : types lithologiques, organisation, minéralisations. *C. R. Acad. Sci.* 297(II), p. 63-68.

- VAUCHELLE L., LAURENT O., LAMEYRE J., DUPIS A., ROBIN G. (1988) - Le sondage de Créchat-les Sibieux (Ouest Guéret) présence d'une brèche tectonique entre le granite de Guéret et sa semelle de gneiss d'Aubusson. 12^e RST, Lille. *Soc. Géol. Fr.* Ed., 131 p.
- WYNS R. (1999) - Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM R40519.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) - Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géol. France*, n° 1, p. 79-87.

ANNEXES

*ANNEXE A - GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES :
DIAGRAMME Q'/ANOR*



Retranscription des principaux massifs présents sur la feuille de La Souterraine dans le diagramme $Q'/ANOR$

x	y	ech	Massif	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total
554450	2132250	H106	Créchat	67,5	15,4	3,44	0,07	1,62	1,92	3,2	4,38	0,55		1,43	99,51
539550	2129800	H124	Créchat	67,3	15,55	3,71	0,07	1,68	2,22	3,51	4,2	0,64		0,96	99,84
538300	2128000	H125	Créchat	66,8	15,1	3,75	0,08	1,58	2,32	3,11	4,69	0,65		1,11	99,19
542000	2129250	H126	Créchat	66,7	15,85	3,75	0,07	1,66	2,4	3,27	4,6	0,62		0,88	99,8
555025	2127800	H133	Créchat	64,1	16,5	4,58	0,08	2,02	2,51	3,2	4,19	0,79		1,37	99,34
556300	2130025	H134	Créchat	66,3	15,8	3,71	0,06	1,58	2,52	3,41	4,4	0,6		1,04	99,42
533425	2126225	H148	Créchat	67,6	16,4	3,5	0,07	1,67	2,07	2,81	4,24	0,55		1,35	100,26
556100	2124850	H167	Créchat	65	16,3	4,2	0,09	2,12	2,56	3,4	4,3	0,69		1,18	99,84
548375	2140100	H30	Créchat	66,5	16,25	4,53	0,05	1,97	2,36	3,05	3,25	0,6		1,5	100,06
550560	2139750	H31	Créchat	63,9	15,7	5,4	0,1	2,6	2,31	2,75	3,78	0,78		1,66	98,98
552350	2138500	H35	Créchat	65,7	16,15	3,79	0,07	1,77	2,41	3,24	4,72	0,64		1,55	100,04
539550	2136475	H57	Créchat	66,8	15,9	3,53	0,05	1,55	2,05	3,06	5,04	0,52		1,06	99,56
552050	2137400	H69	Créchat	65,6	15,8	3,79	0,055	1,77	2,11	3,25	4,43	0,6		1,41	99,31
532560	2133550	H87	Créchat	63,7	16,95	4,84	0,08	2,69	3,5	3,21	3,7	0,88		1,21	100,76
535425	2131975	H89	Créchat	64,5	16,3	4,61	0,07	2,03	2,92	3,47	4,06	0,74		0,84	99,54
537350	2132400	H90	Créchat	66,9	16,2	3,96	0,07	1,98	2,52	3,37	4,31	0,59		0,84	100,74
541900	2133150	H94	Créchat	67,2	15,7	3,7	0,06	1,87	2,32	3,25	3,55	0,49		1,22	99,36
541150	2131350	H97	Créchat	65,4	16,2	3,82	0,06	1,78	1,91	3,47	4,06	0,59		1,98	99,27
533650	2127700	HT121	Créchat	66,1	16	4,06	0,07	1,93	2,77	3,27	4,11	0,69	0,33	0,9	100,23
539175	2139000	HT59	Créchat	66,3	17,3	3,56	0,07	1,53	1,73	3,6	4,4	0,45		1,11	100,05
543725	2133650	HT95	Créchat	67,9	15,65	3,61	0,06	1,58	2,37	3,27	4,5	0,54		0,9	100,38
547425	2128675	H129	Grand Bourg	68,2	15,5	3,35	0,06	1,5	1,65	3,25	4,68	0,52		1,45	100,16
546225	2123875	H158	Grand Bourg	67,3	16,15	3,46	0,05	0,89	2,27	3,46	4,4	0,5		0,97	99,45
547250	2125500	H159	Grand Bourg	66,9	15,75	3,79	0,07	1,67	2,21	3,14	4,37	0,55		1,6	100,05
545725	2126175	H160	Grand Bourg	66,6	16,1	4,28	0,06	1,72	1,97	3,2	4,38	0,55		1,4	100,26
547825	2127325	H161	Grand Bourg	64,7	16,6	4,98	0,08	2,17	2,86	3,15	3,8	0,7		1,28	100,32
549750	2124125	H162	Grand Bourg	67,1	15,9	3,55	0,07	1,67	2,07	3,15	4,53	0,44		1,37	99,85
550425	2125675	H163	Grand Bourg	66,2	16,6	4,21	0,07	1,86	1,86	3,67	3,43	0,54		2	100,44
555000	2139125	H36	la Bétouille	70,8	14,95	1,57	0,04	0,44	1,08	3,63	4,27	0,29		1,66	98,73
555525	2137075	H71	les trois Cornes	65,3	16	4,22	0,07	1,96	2,6	3,04	3,88	0,78		1,76	99,61
557175	2137825	H77	les trois Cornes	66,4	15,85	3,56	0,07	1,78	2,32	3,21	4,4	0,55		0,96	99,1
544025	2127825	H127	Marsac	68	15,8	3,64	0,07	1,53	1,97	3,05	4,19	0,6		1,4	100,25
542800	2125380	H156	Marsac	68	15,3	4,56	0,05	1,2	1,22	3,04	4,66	0,39		1,82	100,24
544050	2123450	H157	Marsac	67,9	15,65	3,49	0,07	1,47	1,82	3,05	4,38	0,45		1,56	99,84
541875	2122600	H184	Marsac	66,8	15,5	3,7	0,08	1,58	2,47	3,16	4,25	0,5		1,11	99,15
541825	2120475	H185	Marsac	64,7	16,2	4,14	0,08	1,97	2,96	2,96	4,24	0,65		1,2	99,1
543550	2120350	H186	Marsac	66,7	16,2	4,07	0,09	1,71	1,81	2,99	4,17	0,49		1,87	100,1
545875	2121750	H187	Marsac	66,2	17,05	4,59	0,08	1,55	1,6	2,96	4,3	0,64		1,18	100,15
549775	2122400	H188	Marsac	70,8	14,8	1,71	0,03	0,93	0,73	3,48	4,76	0,25		1,73	99,22
547500	2122475	H189	Marsac	69,2	15,4	2,96	0,05	1,03	1,63	3,31	4,2	0,34		1,11	99,23

x	y	ech	Massif	SiO ₂	Al2O3	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total
553250	2120850	H192	Marsac	69,6	15,7	2,74	0,06	1,07	0,93	3,33	4,6	0,29		1,99	100,31
537225	2131325	H123	Noth	69,2	16	2,52	0,06	1,03	1,87	3,51	3,95	0,35		1,09	99,58
541350	2134700	HT56	Noth	71,2	14,8	1,58	0,04	0,34	1,23	3,36	4,79	0,3	0,25	1,08	98,72
535720	2124825	H150	Paulhac	65,8	15,6	3,93	0,09	1,72	2,06	3,04	4,47	0,55		1,71	98,99
545325	2131475	H98	Salagnac	70,2	15,4	2,16	0,03	0,88	0,63	3,38	4,66	0,25		1,78	99,37
536800	2140100	H20	Souterraine	69,2	14,8	2,59	0,05	1,23	1,43	3,16	4,79	0,4		1,13	98,78
531925	2138125	H49	Souterraine	68,7	15,4	2,96	0,06	1,63	2,32	3,06	4,49	0,45		1,21	100,28
535050	2134675	H50	Souterraine	69,3	15,05	3,01	0,06	1,38	1,83	3,41	4,3	0,5		0,99	99,83
535550	2138475	H53	Souterraine	68,8	15	2,63	0,05	1,28	1,25	3	4,57	0,41		1,62	98,61
536750	2136675	H54	Souterraine	70,2	15	2,32	0,05	0,98	1,33	3,31	4,84	0,3		1,07	99,4
537950	2135600	H55	Souterraine	69,8	15,3	2,62	0,04	1,38	1,78	3,16	4,5	0,39		1,05	100,02
537250	2134175	H91	Souterraine	71,8	14,65	2,57	0,06	1,06	1,38	3,46	4,45	0,19		1,02	100,64
538575	2137600	HT 52	Souterraine	70,4	15,4	2,47	0,04	1,28	1,48	3,42	4,65	0,25		0,86	100,25
548775	2133075	H101	Saint-Priest-la-Plaine	68,6	15,5	2,86	0,05	0,98	1,28	3,35	4,53	0,4		1,36	98,91
548575	2134760	H64	Saint-Priest-la-Plaine	67,8	15,1	3,63	0,05	1,42	1,67	2,9	4,37	0,54		1,71	99,19
543100	2131350	H96	Saint-Priest-la-Plaine	67,7	15,6	3,6	0,06	1,53	2,02	3,21	4,25	0,54		1,13	99,64
546650	2133850	H99	Saint-Priest-la-Plaine	67,1	15,95	3,33	0,06	1,67	2,1	3,3	4,34	0,54		1,27	99,66
556475	2134125	H108	Saint-Vaury	71,8	15,05	1,62	0,05	0,59	1,08	3,29	4,18	0,2		1,6	99,46
556475	2131775	H107	Saint-Vaury	69	15,3	2,77	0,05	1,24	1,98	3,42	4,31	0,44		0,79	99,3
553625	2136175	H70	Saint-Vaury	68,2	15,1	3,01	0,06	1,28	1,82	3,16	4,54	0,49		1,14	98,8
554450	2134325	H73	Saint-Vaury	69,7	14,9	2,74	0,04	1,12	1,03	3,24	4,91	0,39		1,8	99,87
547125	2131750	H100	undef	70,1	15,25	2,56	0,05	0,98	1,25	3,45	4,44	0,32		1,3	99,7
545150	2129625	H128	undef	66,9	16,1	3,81	0,07	1,73	2,57	3,12	4,21	0,6		0,83	99,94
535725	2126400	H149	undef	68,3	15,2	3,04	0,07	1,27	1,57	2,99	4,46	0,4		1,78	99,08
539100	2126150	H152	undef	70,7	15,1	2,41	0,06	1,03	1,45	3,25	4,23	0,37		1,46	100,06
540475	2124175	H154	undef	68,8	15,05	3,61	0,07	1,58	2,07	3,02	4,25	0,55		0,96	99,96
540675	2125550	H155	undef	67,6	15,9	3,6	0,07	1,77	2,46	3,01	4,24	0,54		1,26	100,45
556225	2124825	H168	undef	68	15,6	3,45	0,06	1,67	2,07	3,35	4,38	0,55		1,39	100,52
558050	2138840	H42	undef	68,3	16,05	3,16	0,06	1,53	2,12	3,16	4,65	0,5		0,95	100,48
549250	2138050	H66	undef	71,9	15,2	1,82	0,03	0,68	0,68	3,35	4,72	0,15		1,47	100
551550	2134200	H68	undef	68,2	15,2	3,21	0,08	1,28	1,72	3,21	4,3	0,49		1,22	98,91
556275	2135275	H74	undef	69,7	15,35	2,75	0,05	0,93	1,27	3,15	4,47	0,3		1,55	99,52
558275	2136800	H76	undef	68,4	16,05	3,2	0,06	1,72	1,47	3,05	4,67	0,45		1,58	100,65
549675	2128975	H130	Ribbes	63,7	16,05	4,82	0,09	2,46	2,56	2,97	4,29	0,76		2,44	100,14
544975	2135075	H61	Saint-Priest-la-Plaine	67,8	15,6	3,66	0,07	1,61	0,78	3,31	4,83	0,54		2,4	100,6
551725	2123825	H164	undef	70,9	15,6	1,8	0,02	0,63	0,61	3,47	4,35	0,2		2,23	99,81
538750	2122250	H183	Marsac	71	15	1,66	0,03	0,83	0,29	3,42	4,25	0,24		2,11	98,83
552975	2122300	H191	Grand Bourg	65,1	16,1	4,35	0,08	1,81	2,35	2,98	4,06	0,69		2,05	99,57
547225	2139260	H28	la Barde	69,3	14,6	2,84	0,06	1,1	0,93	3,47	4,6	0,42		2,02	99,34
551050	2120375	H193	Aulon	69,3	14,95	1,62	0,05	1,23	1,88	3,56	4,7	0,45	0,24	0,94	98,68

x	y	Dénomination	Éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total
535,2218	2127,2846	granitoïde	22-5-205	70,6	15,01	1,19	0,03	0,54	0,49	3,31	6,29	0,1	0,11		97,67
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS10-31	67,68	15,43	3,33	0,05	1,64	2,09	2,97	3,96	0,46	0,26		97,87
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS10D	65,5	16	4,14	0,05	2,19	2,47	2,94	4,15	0,56	0,21		98,21
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS11-20	63,71	16,29	4,3	0,08	2,47	1,42	3,41	4,16	0,61	0,36		96,81
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS12-33	62	16,72	5,02	0,09	2,95	2,03	3,05	3,46	0,72	0,37		96,41
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS126D	70,68	15,28	2,71	0,03	1	0,74	3,23	4,67	0,26	0,19		98,79
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS1-4-1	64,88	16,45	4,11	0,07	2,24	2,37	3,11	4,08	0,61	0,31		98,23
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS14-13	65,41	15,69	3,95	0,06	2,33	0,98	3,71	4,63	0,56	0,36		97,68
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS14-40	66,25	15,94	3,5	0,06	1,79	2,24	2,92	4,58	0,5	0,27		98,05
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS146D	68,99	14,89	4,01	0,06	1,55	0,8	2,59	3,74	0,44	0,17		97,24
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS152D	67,13	15,99	2,78	0,05	1,4	1,51	3,4	4,89	0,33	0,21		97,69
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS155D	66,77	15,73	3,63	0,06	1,73	1,7	3,05	4,23	0,45	0,19		97,54
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS158D	69,94	15,78	1,93	0,04	0,84	1,18	3,87	4,39	0,2	0,19		98,36
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS16-41	68,11	15,21	2,97	0,05	1,68	1,79	2,92	4,17	0,43	0,19		97,52
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS100D	71,49	14,1	2,28	0,02	0,79	0,64	2,84	5,44	0,17	0,19		97,96
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS20-32	62,68	16,84	4,84	0,08	2,42	2,84	3,47	2,89	0,67	0,33		97,06
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS20-42	72,04	14,68	1,37	0,03	0,51	0,85	3,23	4,91	0,14	0,21		97,97
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS21-10	61,72	17,04	5,61	0,08	2,79	2,69	2,99	3,54	0,79	0,26		97,51
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS22-45	71,03	15,61	1,6	0,03	0,68	0,5	3,21	5,52	0,12	0,07		98,37
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS29-50	72,15	15,18	1,59	0,03	0,66	0,48	3,21	5,07	0,13	0,09		98,59
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS30D	69,98	14,31	3,52	0,07	1,59	0,83	2,63	4,01	0,33	0,19		97,46
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS3-3-2	64,28	16,66	4,38	0,06	2,31	2,43	3,21	4,14	0,62	0,19		98,28
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS33-41	70,08	13,17	2,48	0,07	1,19	1,66	2,16	4,86	0,26	0,21		96,14
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS36-26	70,3	14,59	2,32	0,05	0,85	0,49	2,65	5,39	0,28	0,21		97,13
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS37-30	73,45	14,13	1,39	0,02	0,5	0,51	2,98	5,23	0,13	0,27		98,61
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS38-14	70,45	14,93	1,79	0,04	0,74	0,53	2,23	6,5	0,19	0,25		97,65
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS38-40	72,83	13,74	2,01	0,03	0,69	0,64	2,78	5,15	0,22	0,21		98,3
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS6-1-5	72,13	13,1	2,11	0,05	1	1,25	2	5,54	0,3	0,27		97,75
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS6-3-2	67,85	15,41	2,68	0,04	1,48	0,77	2,8	5,82	0,37	0,23		97,45
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS63D	62,93	16,3	5,01	0,07	2,71	2,16	2,57	4,83	0,64	0,19		97,41
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS6-6-1	68,37	15,16	3,17	0,06	1,52	0,64	3,7	4,12	0,43	0,25		97,42
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS76D	66,91	15,88	5,02	0,07	2,06	1,09	2,55	4,05	0,44	0,18		98,25
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS89D	69,1	14,54	4,21	0,04	1,45	0,72	2,25	4,06	0,51	0,16		97,04
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS92D	71,56	13,88	2,89	0,04	1,17	0,75	2,94	3,72	0,33	0,19		97,47
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS9-3-1	63,26	16,47	4,15	0,08	2,53	1,47	2,87	4,49	0,59	0,38		96,29
535,2218	2127,2846	granitoïde	CLS98D	72,31	13,87	2,2	0,03	0,83	0,64	3,03	4,7	0,21	0,19		98,01

ANNEXE B - GÉOCHRONOLOGIE

Synthèse :

Granodiorite de Créchat :

347 ± 3 Ma sur monazite (âge estimé significatif)
327 ± 3 Ma sur zircon (âge estimé non significatif)

Migmatite de Chabannes (Massif de Guéret) :

359 ± 5 Ma sur monazite (âge estimé significatif)

Monzogranite de La Souterraine :

345 ± 4 Ma sur monazite (âge estimé significatif)
323 ± 5 Ma sur xénotime (âge estimé non significatif)
319 ± 4 Ma sur zircon (âge estimé non significatif)

Migmatite de Folles-Laurière :

355 ± 3 Ma sur monazite (âge estimé significatif)

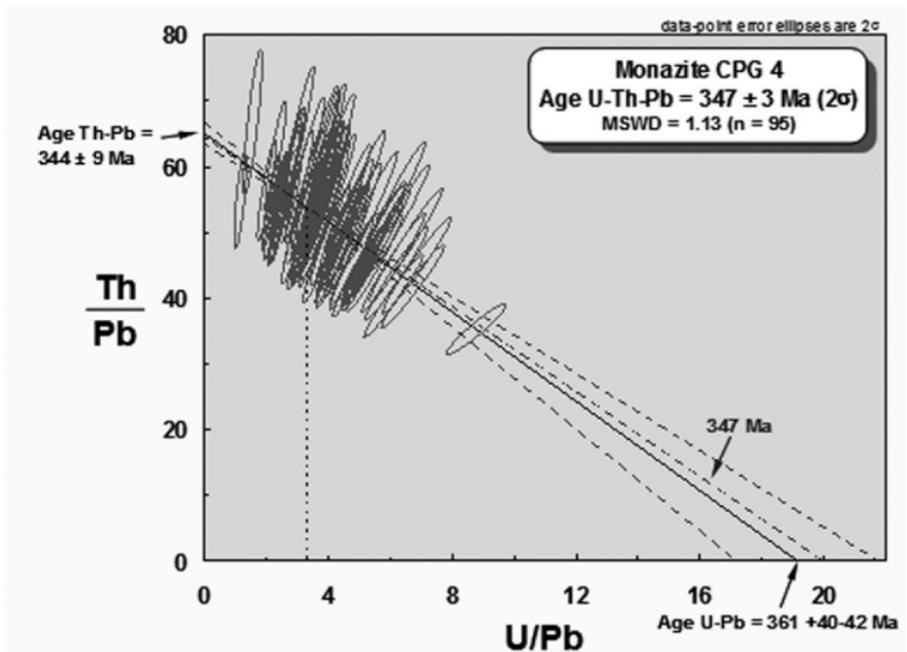


Fig. 2 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$. L'isochrone théorique est notée en pointillés (347 Ma). Ici, sa pente est compatible avec celle de la droite de régression calculée à partir des analyses. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur

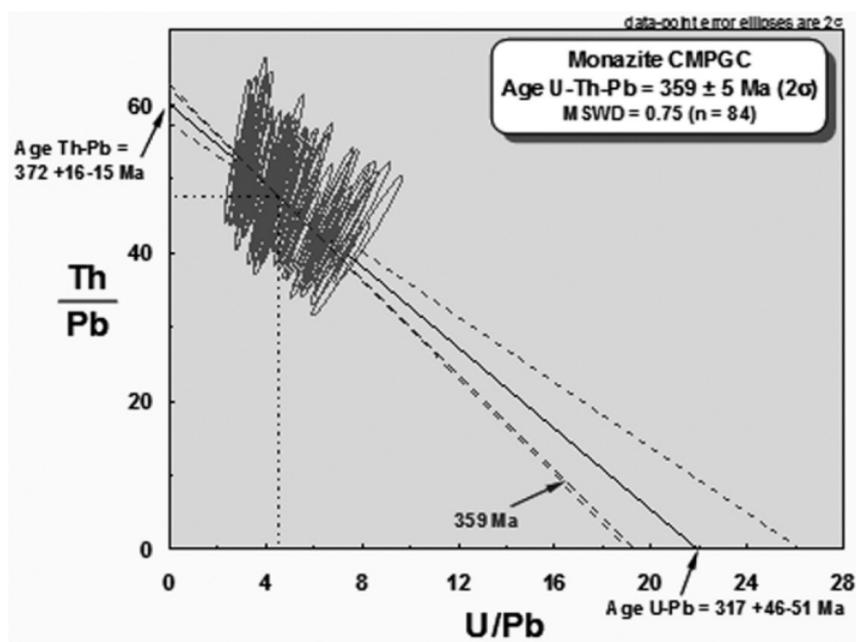


Fig. 3 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$. L'isochrone théorique est notée en pointillés (359 Ma). Sa pente est relativement éloignée de celle de la droite de régression mais elle reste cependant dans l'intervalle défini par les deux hyperboles d'erreur. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur. Les âges Th-Pb et U-Pb, obtenus sur les intercepts, doivent être identiques dans la limite des erreurs, afin d'autoriser le calcul d'un âge moyen

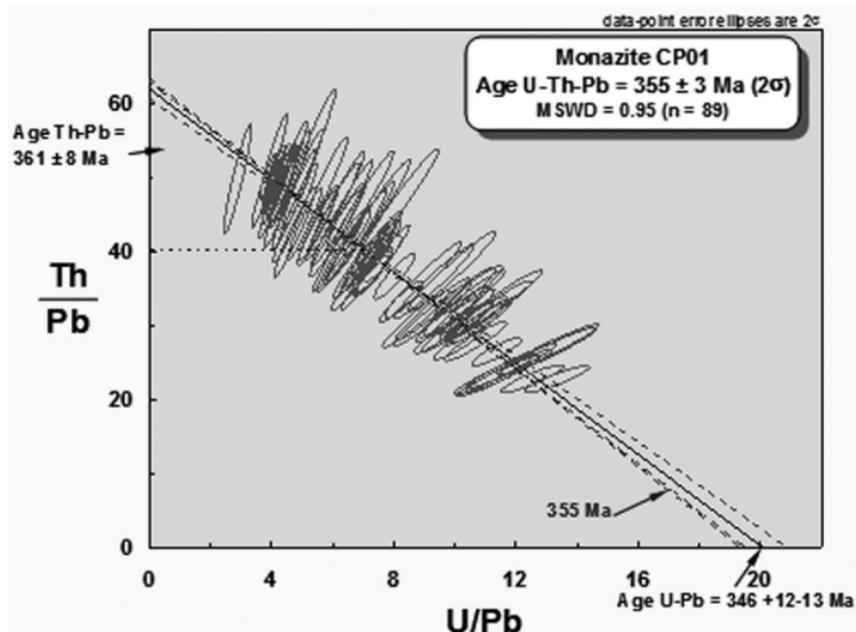


Fig. 4 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$. L'isochrone théorique est notée en pointillés (355 Ma). Ici, sa pente est compatible avec celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur

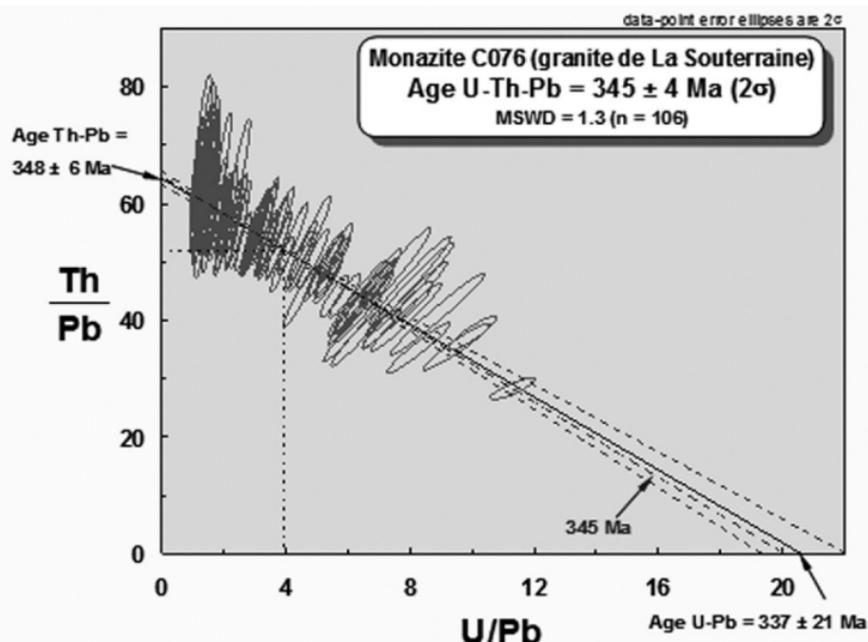


Fig. 5 - Diagramme isochrone $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$. L'isochrone théorique est notée en pointillés (345 Ma). Ici, sa pente est très proche de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur. Les âges Th-Pb et U-Pb, obtenus sur les intercepts, doivent être identiques dans la limite des erreurs, afin d'autoriser le calcul d'un âge moyen. Les hyperboles d'erreur définissent le domaine d'incertitude de part et d'autre de la droite de régression

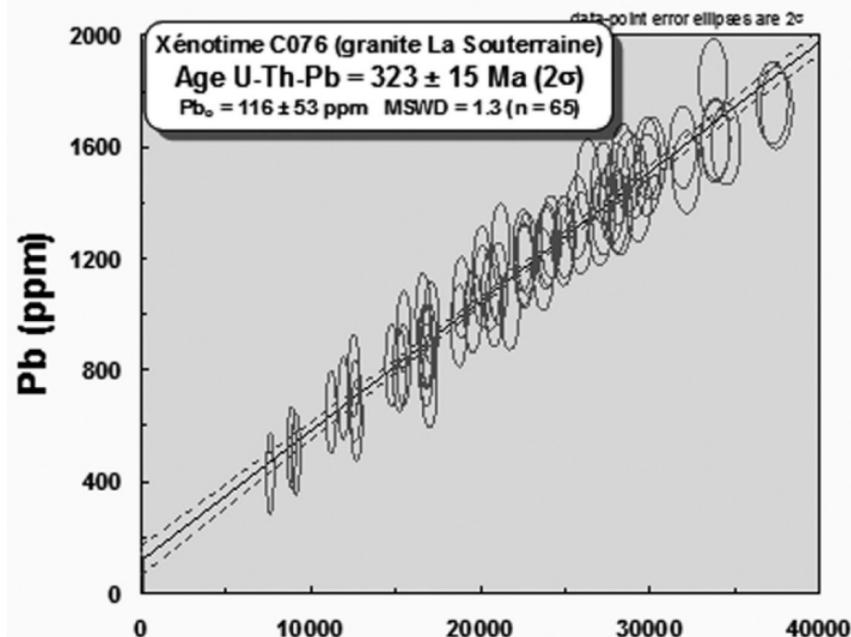


Fig. 6 - Diagramme isochrone $\text{Pb} = f(\text{Th}^*)$ pour les 3 grains de xénotime C076

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
Monzogranite, La Souterraine (C 076)														
1.1	796	195	0.25	35	-	0.067	19.891	0.131	0.05325	0.00018	0.05024	0.00033	316.0	2.0
2.1	1620	473	0.29	71	8553	0.269	19.805	0.120	0.05490	0.00033	0.05036	0.00031	316.7	1.9
3.1	1223	38	0.03	49	10818	0.148	21.434	0.156	0.05339	0.00016	0.04659	0.00034	293.5	2.1
3.2	1076	427	0.40	44	592692	0.151	21.150	0.189	0.05348	0.00018	0.04721	0.00042	297.4	2.6
4.1	494	101	0.20	21	140572	0.064	20.237	0.145	0.05311	0.00021	0.04938	0.00035	310.7	2.2
5.1	279	104	0.37	23	7182	0.180	10.660	0.071	0.06075	0.00026	0.09364	0.00062	577.0	3.7
5.2	1619	386	0.24	97	-	0.084	14.381	0.085	0.05621	0.00020	0.06948	0.00041	433.0	2.5
7.1	660	110	0.17	28	5035	0.373	20.625	0.192	0.05542	0.00022	0.04830	0.00045	304.1	2.8
8.1	2035	440	0.22	151	161748	0.091	11.652	0.077	0.05879	0.00020	0.08574	0.00057	530.3	3.4
9.1	713	147	0.21	31	28701	0.067	19.929	0.266	0.05323	0.00023	0.05014	0.00067	315.4	4.1
10.1	435	89	0.21	24	4471	1.400	15.755	0.188	0.06580	0.00116	0.06259	0.00075	391.3	4.5
12.1	134	41	0.31	9	-	0.123	13.335	0.069	0.05736	0.00031	0.07490	0.00039	465.6	2.3
13.1	220	270	1.23	19	-	0.103	10.114	0.053	0.06095	0.00024	0.09877	0.00051	607.2	3.0
14.1	944	153	0.16	41	12201	0.187	19.705	0.182	0.05426	0.00017	0.05065	0.00047	318.5	2.9
15.1	308	79	0.26	13	9487	0.120	20.247	0.142	0.05354	0.00023	0.04933	0.00035	310.4	2.1
16.1	394	98	0.25	17	3406	0.183	20.288	0.151	0.05404	0.00028	0.04920	0.00037	309.6	2.2
17.1	4217	215	0.05	189	5434175	-	19.327	0.122	0.05263	0.00020	0.05174	0.00033	325.2	2.0
18.1	336	94	0.28	22	-	0.099	13.206	0.413	0.05724	0.00036	0.07565	0.00237	470.1	14.2

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

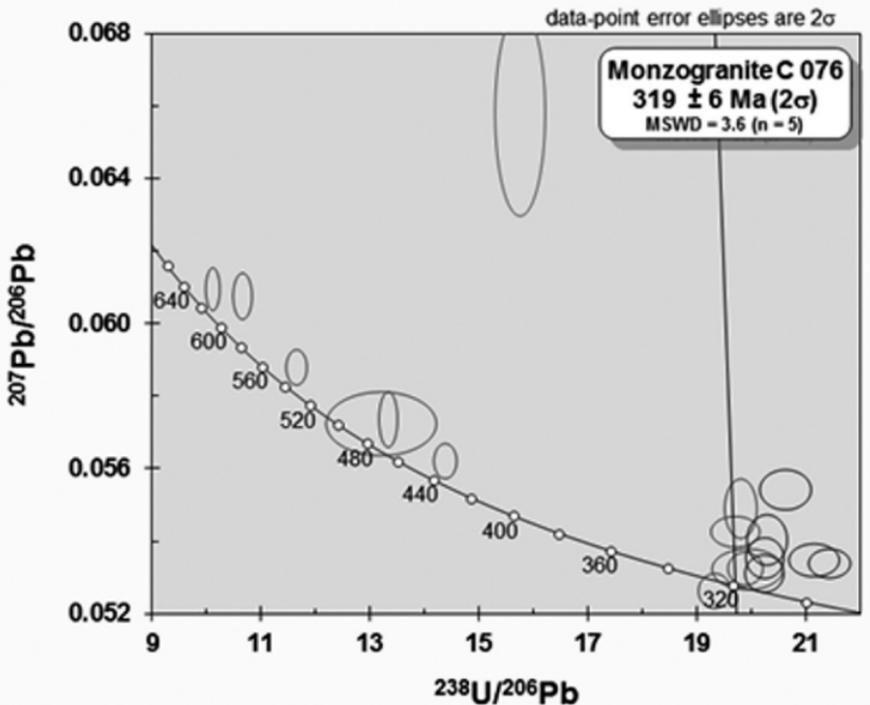


Fig. 7 - CO76 : monzogranite de La Souterraine

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
Granodiorite de Créchat (CPG 4)														
1.1	553	172	0.31	133.7	30 045	-	3.548	0.049	0.11712	0.00042	0.28185	0.00390	1601	20
2.1	861	187	0.22	37.9	10 154	-	19.614	0.111	0.05258	0.00019	0.05098	0.00029	320.6	1.8
2.2	1858	290	0.16	83.8	-	0.114	19.181	0.180	0.05391	0.00018	0.05207	0.00049	327.2	3.0
3.1	462	90	0.20	40.7	1 129	1.228	9.742	0.165	0.07058	0.00109	0.10139	0.00172	623	10
4.1	1588	129	0.08	79.8	12 304	0.100	17.063	0.230	0.05472	0.00024	0.05855	0.00079	366.8	4.8
4.2	766	591	0.77	61.4	5 428	0.503	10.626	0.079	0.06339	0.00025	0.09364	0.00069	577	4
5.1	1855	159	0.09	149.1	3 266	-	10.719	0.113	0.05769	0.00050	0.09329	0.00099	575	6
6.1	1924	110	0.06	159.0	32 388	-	10.474	0.049	0.05273	0.00014	0.09547	0.00044	588	3
6.2	478	144	0.30	22.1	841	1.902	18.223	0.078	0.06852	0.00182	0.05383	0.00023	338.0	1.4
6.3	1247	349	0.28	56.0	6 533	0.268	19.191	0.124	0.05513	0.00023	0.05197	0.00033	326.6	2.1
7.1	376	131	0.35	17.3	11 110	0.415	18.667	0.135	0.05650	0.00056	0.05335	0.00039	335.0	2.4
8.1	94	95	1.00	24.3	5 124	-	3.255	0.028	0.11659	0.00039	0.30719	0.00266	1727	13
9.1	139	93	0.67	39.2	51 289	-	3.029	0.014	0.11612	0.00034	0.33017	0.00155	1839	8
10.1	1234	64	0.05	55.9	2 276	0.878	18.892	0.164	0.06010	0.00036	0.05247	0.00046	329.6	2.8
11.1	2789	285	0.10	139.2	2 245	0.655	17.204	0.416	0.05907	0.00036	0.05775	0.00139	361.9	8.5
12.1	524	198	0.38	24.0	-	0.026	18.874	0.192	0.05332	0.00022	0.05297	0.00054	332.7	3.3
13.1	856	36	0.04	74.5	2 727	-	9.903	0.125	0.05737	0.00045	0.10098	0.00128	620	7
14.1	1935	477	0.25	92.1	19 714	0.102	17.895	0.175	0.05434	0.00035	0.05582	0.00054	350.2	3.3
15.1	813	339	0.42	36.3	4 780	0.313	19.178	0.105	0.05549	0.00024	0.05198	0.00028	326.7	1.7
15.2	448	145	0.32	20.4	7 096	0.062	18.949	0.114	0.05359	0.00020	0.05274	0.00032	331.3	1.9
16.1	288	158	0.55	78.0	48 353	-	3.171	0.014	0.11343	0.00038	0.31539	0.00138	1767	7
17.1	818	223	0.27	36.5	34 471	0.030	19.269	0.089	0.05319	0.00016	0.05188	0.00024	326.1	1.5
18.1	2782	599	0.22	131.6	6 954	0.169	18.225	0.081	0.05473	0.00018	0.05478	0.00024	343.8	1.5
19.1	1767	459	0.26	80.4	8 292	0.314	18.931	0.143	0.05559	0.00026	0.05266	0.00040	330.8	2.4

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

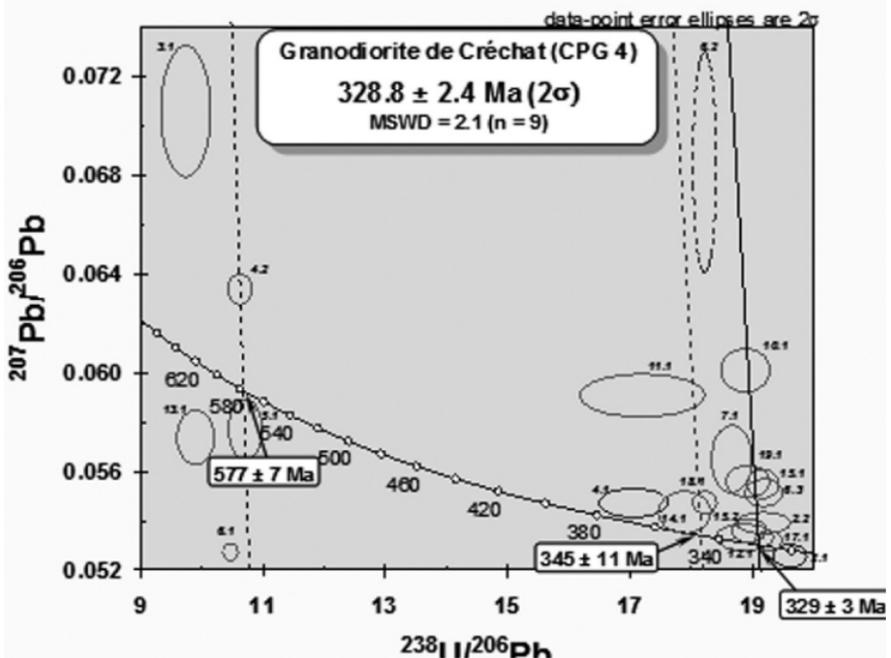


Fig. 8 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de la granodiorite de Créchat (CPG 4)

ANNEXE C - NOTIONS DE FABRIQUE UTILISÉES
SUR CETTE CARTE

Les fabriques magmatique et tectonique : définition et origine

La plupart des types pétrographiques du Complexe Magmatique de Guéret présentent une foliation qu'on appelle fabrique (orientation préférentielle des minéraux). Plusieurs travaux décrivent la fabrique des granites à partir de l'étude microstructurale effectuée en lame mince. Hutton *et al.* (1988) distinguent deux types de fabrique. La première, fabrique magmatique, apparaît avant l'entière cristallisation du magma, à l'état sub-solidus. Dans ce cas, en lame mince, les phénocristaux de feldspath sont automorphes et peu déformés. La seconde, la fabrique tectonique, correspond à la déformation des cristaux à l'état post-solidus. La déformation affecte dans ce cas tous les cristaux du granite. Les minéraux s'orientent alors par les mécanismes de déformation ductile. Le passage entre les deux fabriques est contrôlé par le pourcentage rhéologique critique de liquide silicaté (portion de magma non encore complètement cristallisée). Ce pourcentage défini par Arzi (1978) correspond à un changement d'état rhéologique du magma suivant la quantité de liquide silicaté. Au-dessus de 20 à 40 % de liquide, le magma se comporte comme un liquide newtonien (c'est-à-dire qu'il n'existe pas de contrainte minimale à imposer au magma pour commencer à le faire fluer ou dit autrement, le moindre début de contrainte imposé au magma provoque son fluage). Au-dessous de 20 à 40 % de liquide, le magma se comporte comme un liquide binghamien. Dans ce cas, le contact entre les cristaux alors formés oppose une résistance à la contrainte imposée au magma. Il faut donc dépasser le seuil d'une contrainte minimale pour commencer à faire fluer le magma. Paterson *et al.* (1989) apportent des nuances quant à la description de la fabrique granitique de Hutton *et al.* (1988). Ils distinguent l'écoulement à l'état magmatique (équivalent à pre-full-cristallisation), l'écoulement submagmatique (entre environ 30 % et 0 % de liquide silicatée), l'écoulement à l'état solide sous haute température (supérieur à environ 500-600 °C) et l'écoulement à l'état solide à plus basse température (environ supérieur à 200-300 °C).

Seule la proposition de Hutton *et al.* (1988) est utilisable sur le terrain : elle permet de distinguer aisément la fabrique magmatique (acquise avant la cristallisation complète du magma) de la fabrique tectonique (ou post solidus, acquise après la cristallisation complète du magma). La terminologie adoptée lors de la qualification de la fabrique magmatique s'obtient à partir d'une étude microstructurale sur des lames minces. Pour le géologue de terrain, il est cependant possible, dans la majorité des cas, de distinguer à l'œil nu la foliation magmatique de la foliation tectonique. En effet, une déformation post-solidus est le plus souvent visible à l'œil nu

puisqu'elle orthogneissifie le granite. Il est important de préciser que ces termes (foliation magmatique ou tectonique) sont avant tout descriptifs. Ils ne constituent en aucun cas une interprétation sur l'origine de l'acquisition de la fabrique.

La fabrique magmatique est assimilable à une anisotropie de texture créée par l'orientation des minéraux due à l'état des contraintes qui régnait lors de la mise en place et la cristallisation du magma. Ces contraintes résultent soit de l'action des forces internes exercées par le magma lors de sa mise en place, soit de l'action des forces responsables du régime tectonique régional qui régnait lors de la mise en place du magma.

L'action des forces internes qui s'exercent sur un magma pendant sa mise en place a pour effet d'orienter les premiers minéraux formés lors de la cristallisation fractionnée (biotite, plagioclase) et qui baignent dans une pâte plus ou moins visqueuse. Les minéraux (et les enclaves) constituent les marqueurs passifs de cette déformation. Ces structures s'acquièrent lorsque les minéraux non jointifs qui présentent un habitus aplati (feldspaths et micas) peuvent se déplacer et s'orienter librement sous l'effet de la dynamique de l'écoulement. Une linéation magmatique, rarement observée, peut exister. Elle est soulignée par l'allongement et l'alignement en chapelet des minéraux. Cet alignement minéral n'est pas toujours parallèle aux lignes de courant dues à l'écoulement du magma lors de sa mise en place (Paterson, 1989). Nous bannirons donc le terme de structure de « fluidalité magmatique » utilisé par Jover (1986) pour la qualifier de « fabrique minérale » qui suppose l'hypothèse d'un parallélisme entre l'orientation minérale et le plan de direction de l'écoulement du magma.

Généralement, la fabrique magmatique délimite la géométrie des corps magmatiques en se parallélisant aux épontes du pluton. Cette observation peut s'interpréter en considérant que les minéraux se plaquent en bordures des épontes sous l'effet des contraintes induites par la poussée magmatique de la masse granitique qui cherche à se frayer un chemin lors de sa mise en place. Les plans qui épousent la forme du pluton nous renseignent sur la morphologie en trois dimensions du corps magmatique et sur son extension spatiale. Dans ce cas, les minéraux ne présentent généralement pas de déformation post solidus.

L'action des forces tectoniques régionales qui s'exercent sur un magma lors de sa mise en place a également pour effet d'orienter les minéraux lors de leur cristallisation et peut s'accompagner de la cristallisation de nouveaux minéraux post solidus (sillimanite, biotite, muscovite, etc...). Ces minéraux qui subissent ces contraintes ont pour particularité de se placer perpendiculairement à l'axe Z de raccourcissement qui s'exerce localement autour des minéraux, afin d'acquies un état d'équilibre stable.

Dans ce cas, les trajectoires d'orientation planaire ont de fortes chances de recouper les limites lithologiques. Il n'est cependant pas aisé de déterminer sur le terrain si ces trajectoires recouper les limites lithologiques, à cause du manque d'affleurements assez rapprochés les uns des autres pour observer un changement de leur direction. En effet, il n'est pas impossible que la foliation qui semble cartographiquement sécante sur une limite cartographique se parallélise en réalité seulement sur les quelques mètres de la bordure. Les rares contacts de bonne qualité observés entre les granitoïdes ont cependant montré le parallélisme entre la limite lithologique et la foliation.

La fabrique tectonique, est marquée par la déformation post-solidus de tous les cristaux du granite sous l'action des forces issues du régime tectonique régionale qui régnait lors de la cristallisation du magma. Les structures ductiles post-solidus sont soit précoces, et relayent alors la déformation magmatique dans un régime de contrainte identique et ne traduisent pas le changement de cinématique ; soit tardives et dans ce cas indépendantes de la mise en place du granite. La déformation à l'état solide des plutons se traduit par une foliation portée en trait bleu sur la carte quand elle est cartographiable. La difficulté est de mettre en évidence un continuum entre la déformation sub-solidus et post-solidus. Si ce continuum est démontré, on définit un granite syn-cinématique (ou syn-tectonique).

Acquisition des données. L'obtention des données brutes (orientation de la fabrique, type de fabrique), s'effectue à l'aide de la boussole sur le terrain. Elle est complétée par l'étude microstructurale sur lames minces, et par l'étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM).

Dans le cas de la technique de l'ASM, on utilise les propriétés magnétiques des minéraux pour mesurer la fabrique d'un granite. La puissance de cette technique réside en la quantification et la résolution nettement supérieure de la mesure de la fabrique par rapport à l'œil du géologue de terrain. Même si le granite paraît isotrope à l'œil nu, elle permet de caractériser une anisotropie magnétique. Pour l'étude des granitoïdes à cordiérite, la corrélation entre la fabrique magnétique et la fabrique de forme des granitoïdes à biotite et cordiérite est argumentée par Jover (1986). De plus, cette technique fournit une indication de l'orientation de la linéation magnétique (le plus souvent parallèle à celles des autres minéraux) qui est une information difficile à obtenir pour le géologue sur le terrain dans ce type de granitoïde.

La méthode consiste à prélever sur l'affleurement de granite, 6 à 10 carottes (22 mm de hauteur et 25 mm de diamètre) à l'aide d'une foreuse portable. Ces carottes, qui sont ensuite soumises à l'action d'un

champ magnétique H , montrent une aimantation induite d'intensité constante J telle que $J = K \cdot H$ (avec J = aimantation induite en A/m ; K = susceptibilité magnétique volumétrique de la carotte sans unité ; H = intensité du champ magnétique appliqué à la carotte en A/m). On effectue ces mesures dans les trois directions de l'espace de façon à obtenir trois valeurs de K (K_1 = linéation magnétique ; K_2 = axe moyen contenue dans la foliation magnétique et perpendiculaire à K_1 ; K_3 = pôle de la foliation magnétique) qui définissent une anisotropie de la susceptibilité magnétique. Ces différents axes magnétiques sont enfin représentés dans des diagrammes stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

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

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

Échelle 1/50 000

