



AUBUSSON

par

C. CARTANNAZ, P. ROLIN, A. COCHERIE,
P. HENRY, M. ROSSY



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
D'AUBUSSON À 1/50 000**

par

C. CARTANNAZ, P. ROLIN, A. COCHERIE, P. HENRY, M. ROSSY

2008

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : CARTANNAZ C., SONNET R., ÉMONIN Y., JUILLERAT M., DEPREZ J., THIÉRY V., MONTAZ N., ROT J., BINETRUY J.C. (2008) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubusson (667). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cartannaz C., Rolin P., Cocherie A., Henry P., Rossy M. (2008), 106 p.

– *pour la notice* : CARTANNAZ C., ROLIN P., COCHERIE A., HENRY P., ROSSY M. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aubusson (667). Orléans : BRGM, 106 p. Carte géologique par Cartannaz C., Sonnet R., Émonin Y., Juillerat M., Deprez J., Thiéry V., Montaz N., Rot J., Binetruy J.C. (2008).

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

ISBN : 978-2-7159-1667-8

SOMMAIRE

| | |
|---|----|
| RÉSUMÉ | 9 |
| ABSTRACT | 12 |
| INTRODUCTION | 15 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 15 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 15 |
| <i>SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS</i> | 16 |
| Massif de Guéret | 16 |
| Couverture carbonifère du massif de Guéret | 20 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE</i> | 20 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS | 21 |
| <i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i> | 21 |
| Série métamorphique d'Aubusson | 21 |
| <i>FORMATIONS MAGMATIQUES DU COMPLEXE DE GUÉRET (TOURNAISIEN À NAMURO-WESPHALIEN)</i> | 27 |
| Massifs de granitoïdes à biotite et \pm cordiérite | 28 |
| Massifs de granitoïdes à deux micas et cordiérite | 40 |
| Intrusions de granitoïdes fins à biotite et cordiérite | 43 |
| Enclaves de roches non assimilées dans les granitoïdes à biotite de Guéret | 44 |
| <i>FILONS VISÉENS</i> | 47 |
| Données géochronologiques sur les roches hypovolcaniques du complexe filonien | 49 |
| <i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i> | 50 |
| Formations sédimentaires du Stéphaniens moyen (bassin d'Ahun) | 50 |
| Formations superficielles | 50 |
| Formations résiduelles et alluviales | 53 |
| <i>FAILLES RÉGIONALES ET CHAMPS FILONIENS</i> | 53 |
| Failles (fragiles) | 53 |
| Divers champs filoniens | 62 |
| CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES | 66 |

| | |
|---|----|
| <i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES</i> | 66 |
| Formations migmatitiques d'Aubusson | 66 |
| Formation sédimentaire stéphanienne | 67 |
| ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLUTONIQUES | 67 |
| <i>ORIGINE DES DIFFÉRENTS MAGMAS</i> | 67 |
| Chimie des traces et caractérisations des intrusions | 69 |
| Mise en place des intrusions plutoniques | 70 |
| DÉFORMATION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE | 75 |
| <i>DÉFORMATION DUCTILE DES TERRAINS MIGMATITIQUES</i> | 75 |
| <i>DÉFORMATION POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS</i> | 75 |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 76 |
| <i>ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE ANTÉ- TECTONIQUE</i> | 76 |
| <i>CONVERGENCE ET COLLISION SILURO-DÉVONIENNE</i> | 76 |
| <i>BLOCAGE DE LA COLLISION ET ANATEXIE</i> | 77 |
| <i>TECTONIQUE EN CISAILLEMENT DUCTILE DEXTRE</i> | 77 |
| <i>MAGMATISMES TARDI-COLLISIONNELS TOURNAISIENS (MASSIF DE GUÉRET)</i> | 78 |
| Origine des magmas du complexe de Guéret | 78 |
| <i>MAGMATISMES TARDIFS VISÉO-NAMURIENS (MASSIF DE MILLEVACHES) ET TECTONIQUES CASSANTES</i> | 79 |
| GÉODYNAMIQUE RÉCENTE | 79 |
| <i>TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE</i> | 79 |
| <i>NÉOTECTONIQUE</i> | 80 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 80 |
| <i>OCCUPATION DU SOL</i> | 80 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 80 |
| SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES | 81 |
| <i>CARRIÈRES ABANDONNÉES</i> | 81 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 82 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 82 |

| | |
|---|------------|
| ANNEXES | 87 |
| <i>ANNEXE A - GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES</i> | 87 |
| <i>ANNEXE B - GÉOCHRONOLOGIE</i> | 92 |
| <i>ANNEXE C - NOTIONS DE FABRIQUE UTILISÉES SUR CETTE CARTE</i> | 101 |
| <i>ANNEXE D - RÉPARTITION DES LEVERS SUR LA CARTE AUBUSSON</i> | 106 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|-------------------|
| Fig. 1 - Localisation des principales formations géologiques et localités sur la feuille d'Aubusson | 8 |
| Fig. 2 - Âges absolus sur quelques massifs du complexe magmatique de Guéret | 10 |
| Fig. 3a - Distribution des analyses sur biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Nachit <i>et al.</i> (1985) | hors-texte |
| Fig. 3b - Position des biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Rossi et Chèvremont (1987) | hors-texte |
| Fig. 4 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999) | 52 |
| Fig. 5 - Carte structurale de la région d'Aubusson avec les différents jeux et rejeux des failles | 54 |
| Fig. 6a - Schéma évolutif des failles dans le secteur d'Aubusson | 58 |
| Fig. 6b - Schéma évolutif des failles dans le secteur d'Aubusson | 59 |
| Fig. 6c - Schéma évolutif des failles dans le secteur d'Aubusson | 60 |
| Fig. 7 - Modèle de mise en place pour le complexe granitique de Guéret avec individualisation de chaque intrusion magmatique | hors-texte |
| Fig. 8 - Schéma structural de la zone de cisaillement de Montmoreau | hors-texte |
| Fig. 9a - Diagramme AB de Debon et Lefort (1983) avec la projection des analyses des principaux corps granitoïdiques du complexe magmatique de Guéret | hors-texte |
| Fig. 9b - Différentes lignées évolutives hypothétiques pour chaque pluton du complexe magmatique de Guéret et pour les migmatites encaissant les granitoïdes | hors-texte |
| Fig. 10 - Place des analyses chimiques issues des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme Q'/ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979) | hors-texte |

Annexe A

- Fig. 11 - Comparaison de la balance alumine des enclaves par rapport à la balance alumine des granitoïdes encaissants du complexe magmatique de Guéret **88**
- Fig. 12 - Diagrammes de Terres Rares normalisées aux chondrites **hors-texte**
- Fig. 13 - Projections des analyses chimiques des granites de Guéret dans le diagramme Mg # - B **89**
- Fig. 14 - Diagrammes des terres rares étendus normalisés au manteau primitif (Evenson, 1978) pour chaque entité granitique du Massif de Guéret et pour les anatexites à cordiérite **hors-texte**
- Fig. 15 - Évolution du rapport (La/Yb)_N en fonction de la silice **90**
- Fig. 16 - Variation du ϵ_{Nd} en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de toutes les données disponibles sur les granitoïdes de Guéret comparé avec les compositions des sources possibles, modifié d'après Downes (1997) **91**

Annexe B

- Fig. 17 - Âge U/Pb sur zircon du granite de Crocq **94**
- Fig. 18 - Âge U/Pb sur zircon des deux échantillons du filon de microgranite du dyke de Sannat (carte d'Aubusson) **95**
- Fig. 19 - Âge U/Pb sur zircon des deux échantillons du filon rhyolitique de Sannat (carte d'Aubusson) **96**
- Fig. 20a - Âge U/Pb sur zircon de tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (carte d'Évaux-les-Bains) **98**
- Fig. 20b - Âge U/Pb sur zircon de tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (carte d'Évaux-les-Bains) **99**
- Fig. 21 - Âge U/Pb sur zircon de tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (carte d'Évaux-les-Bains) **100**

Annexe C

- Fig. 22 - Projection stéréographique des résultats de l'ASM pour la feuille d'Aubusson et ses environs. L'ellipse de confiance est dessinée autour de chaque axe moyen de l'ellipsoïde magnétique **hors-texte**

LISTE DES TABLEAUX

- Tabl. 1 - Analyses chimiques (majeurs Fx) et traces (ICP-M5) des anatexites hétérogènes à cordiérite (BRGM) **hors-texte**
- Tabl. 2 - Analyses chimiques sur des granitoïdes de Guéret (éléments majeurs) **hors-texte**

| | |
|---|-------------------|
| Tabl. 3 - Analyses chimiques de granitoïdes de Guéret (éléments en traces) | hors-texte |
| Tabl. 4 - Analyses chimiques de xénolites microgrenues sombres péralumineuses | hors-texte |
| Tabl. 5 - Analyses chimiques de microgranites et rhyolites du complexe filonien de Lupersat-Sannat | hors-texte |
| Tabl. 6 - Analyses chimiques de laves présentes sur la feuille d'Aubusson | hors-texte |
| Tabl. 7 - Localisation des roches prélevées et analysées (Lambert II) | hors-texte |
| Tabl. 8 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons | hors-texte |

Annexe B

| | |
|---|-----------|
| Tabl. 9 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons anciens (> 800 Ma) | 93 |
|---|-----------|

Annexe C

| | |
|---|------------|
| Tabl. 10 - Données analytiques de l'ASM sur les différents sites localisés autour de la feuille d'Aubusson | 104 |
|---|------------|

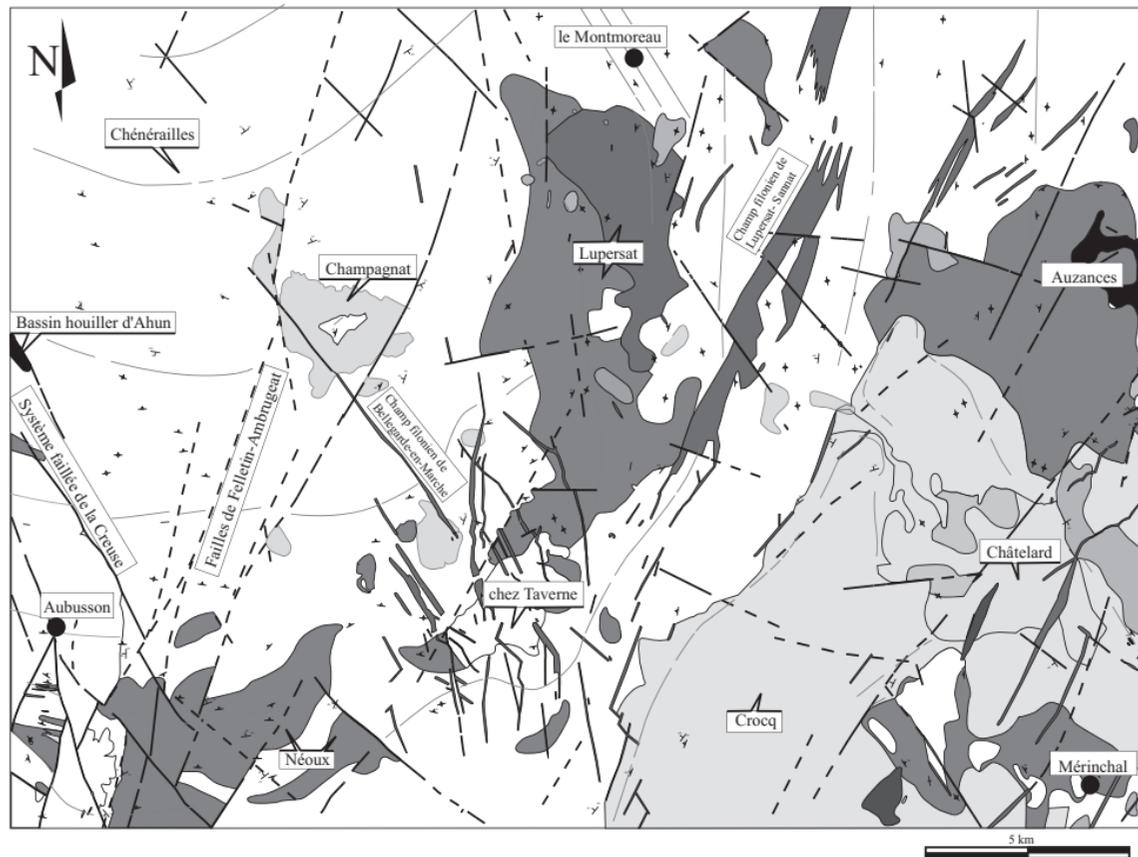


Fig. 1 - Localisation des principales formations géologiques et localités sur la feuille d'Aubusson

RÉSUMÉ

La carte d'Aubusson (fig. 1) s'étend sur la partie centrale du massif de Guéret. Ce massif est essentiellement constitué de granitoïdes imbriqués dans des masses de migmatites (« aubussonites »). Du fait de l'anatexie au Dévonien moyen à l'origine de ces migmatites, les informations antérieures à cette période sont occultées et l'évolution précoce de la région est hypothétique.

Les données disponibles montrent que l'histoire régionale débute par le dépôt de sédiments alumineux, grauwackeux et argileux, qui donneront au Dévonien les formations migmatitiques du massif de Guéret. Aucune donnée ne permet d'imaginer la puissance des dépôts, ni de préciser l'âge de leur sédimentation, toutefois, un âge paléozoïque inférieur (cambro-ordovicien) voire protérozoïque supérieur semble vraisemblable. Le substratum sur lequel s'est effectuée cette sédimentation reste totalement inconnu. Dans l'état actuel des connaissances (lithologiques, pétrographiques et géochimiques), il est hasardeux de rattacher les lambeaux isolés de terrains métamorphiques du massif de Guéret à l'une des grandes unités du Limousin.

Les premières traces de déformation (foliation tectonique des migmatites et quelques vagues plis) sont presque totalement effacées. Elles sont rapportées à la fin de la collision dévonienne. Cette collision, caractérisée par une tectonique tangentielle majeure au Dévonien inférieur à moyen, est accompagnée de la mise en place de grandes nappes de charriages dans le Limousin et le plateau d'Aigurande, mais aucune trace d'une telle tectonique n'a été relevée ici. Les terrains subissent ensuite une anatexie vers 375 Ma, qui engendre des anatexites hétérogènes à cordiérite (« aubussonites »).

La fin du blocage de la collision induit le développement de grands cisaillements dextres ductiles N100 à N120 de part et d'autre du massif de Guéret : au Nord, la zone de cisaillement de la Marche-Combrailles, et au sud, la zone de cisaillement du Nord Millevaches – la Courtine. Le fonctionnement en jeu dextre des zones de cisaillement se produit au Fameno-Tournaisien en contexte métamorphique amphibolitique.

L'événement thermique majeur, à l'origine de l'anatexie, est ensuite relayé par un long processus magmatique qui débute dès le Dévonien supérieur. Il est marqué par l'ascension précoce de magmas mantelliques basiques, tonalitiques, dévono-tournaisiens, abondants dans le Nord du massif de Guéret, et dont de rares témoins sont conservés en enclaves dans les granitoïdes peralumineux de Guéret. Il précède l'important magmatisme peralumineux du massif de Guéret. La datation de ses principaux types pétrographiques indique une mise en place hétérochrone des différents granitoïdes sur une quarantaine de millions d'années (entre 360-320 Ma) (fig. 2).

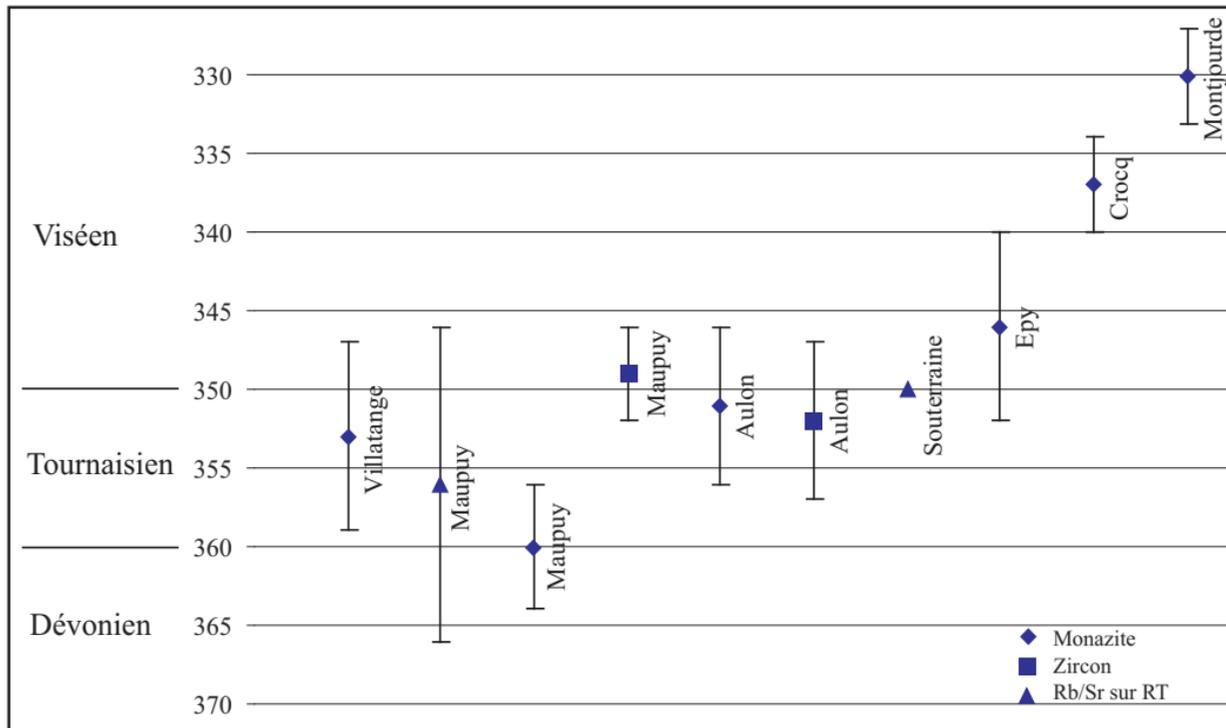


Fig. 2 - Âges absolus sur quelques massifs du complexe magmatique de Guéret

La mise en place des premiers granitoïdes peralumineux du massif de Guéret est syn cinématique, synchrone de la fin du fonctionnement des cisaillements dextres N100-120 ; ils sont déformés. Les derniers granitoïdes du massif de Guéret à se mettre en place sont peu ou pas déformés par les cisaillements. La fin du jeu dextre de ces différents cisaillements ductiles N100-120 se produit vers la limite Tournaisien – Viséen inférieur, elle est post-datée par la mise en place du leucomonzogranite d’Aulon (351 ± 5 Ma) sur le cisaillement du Nord Millevaches. La poursuite du serrage du bâti se trouve alors accommodé dans des couloirs de cisaillement ductile dextre orientés N150, en échelons sur les zones de cisaillement précédentes : dont la Zone de Cisaillement de Montmoreau (ZCMo) qui affecte le massif de Chénérailles sur cette carte. Cette zone de cisaillement est scellée par l’intrusion du massif de Lupersat. La mise en place des derniers granitoïdes du massif de Guéret (dont le monzogranite de Crocq et le leucomonzogranite de Fernoël) se fait entre 340 et 320 Ma. Ces magmas présentent une composante plus métalumineuse qui traduit la participation de sources différentes à celles impliquées lors de la genèse des premiers granitoïdes de Guéret.

La déformation du massif de Guéret au Viséen moyen, est en partie synchrone ou tardive par rapport à la mise en place des derniers plutons de ce complexe magmatique de Guéret. Elle résulte d’un raccourcissement Z de direction sub N-S. Lors de ce raccourcissement le massif de Guéret est comprimé contre le massif de Millevaches. La zone de cisaillement du Nord Millevaches est alors une première fois décrochée en jeu dextre, de cinq kilomètres environ par rapport à celle de la Courtine, par des failles N140-160 du système de la Creuse (fig. 1). Ces failles sont ductiles dans le Millevaches, qui appartient alors encore à la croûte moyenne, et elles sont fragiles dans le massif de Guéret qui est en surface.

Ces failles N140-160 sont à leurs tours décrochées en jeu dextre par des failles N20-30 du système de failles de Felletin-Ambrugeat (en bordure est du Millevaches) (fig. 1). La zone de cisaillement du Nord Millevaches – la Courtine est décrochée en jeu dextre par ces failles N20-30 ; le rejet cumulé des failles de ce second décrochement est d’environ cinq kilomètres. Le rejet de ces dernières failles est scellé par des filons rhyolitiques et microgranitiques appartenant à un volcanisme qui se produit vers la limite Viséen moyen – Viséen supérieur, à l’origine de l’important système filonien de Sannat-Lupersat et de Bellegarde-en-Marche (fig. 1). Ces filons post-datent cette tectonique cassante, qui est rapportée au Viséen moyen.

Ce volcanisme alimente les dépôts volcaniques et volcano-sédimentaires des bassins des Combrailles accumulés dans des bassins d’effondrement installés sur le massif de Guéret profondément érodé.

Les failles N140-160 de la Creuse et N20-N30 du système de Felletin-Ambrugeat rejouent ultérieurement, respectivement en jeu senestre et en jeu dextre. Si ces rejeux sont conjugués, ils suggèrent que la région a subi un serrage de direction E-W après le Viséen, probablement vers la fin du Carbonifère.

Au Stéphanien, le rejeu vertical des failles N140-160 guide l'ouverture du bassin lacustre houiller d'Ahun, qui effleure cette carte. Cette dépression de faible profondeur (graben dissymétrique) est comblée par des sédiments détritiques appartenant à d'anciens cônes de déjection torrentiels ou à des formations fluviatiles et lacustres.

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

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

ABSTRACT

The Aubusson sheet (Fig. 1) covers the central part of the Guéret Massif. The latter mostly consists of granitoid rocks, imbricated in migmatitic (aubussonite) masses. Because of the Middle Devonian anatexis that created these migmatites, all information predating this period was obliterated and little is known about the early history of this region.

Available data show the regional geological history to start with the deposition of aluminous greywacke and clay that became the migmatitic formations of the Guéret Massif during the Devonian. Nothing is known about the thickness or age of these deposits, but an Early Paleozoic (Cambro-Ordovician) or Proterozoic age seems probable. The substratum on which these sediments were deposited is unknown as well. Moreover, based on actual lithological, petrographic and geochemical knowledge, it would be hazardous to assign the isolated metamorphic-rock slivers in the Guéret Massif to one of the major units of the Limousin.

The first traces of deformation, i.e. tectonic foliation of the migmatites and some vague folds, assigned to the end of the Devonian collision, are

almost entirely obliterated. A collision characterized by major shear tectonics during the Early and Middle Devonian, was accompanied by the emplacement of great thrust sheets in the Limousin and on the Aigurande Plateau, but here no trace of such tectonics has been found. Toward 375 Ma, the rocks were subjected to anatexis, creating heterogeneous anatexites with cordierite, the so-called “aubussonite”.

The end of the collision-blocking induced the development of major, ductile, dextral N100 to N120 shearing on either side of the Guéret Massif: to the north the Marche-Combrailles Shear Zone and to the south the Nord Millevaches – La Courtine Shear Zone. Dextral movement along these shear zones took place during the Famennian-Tournaisian in an amphibolitic metamorphic context.

A long magmatic process that started during the Late Devonian then relayed the main thermal event that had caused anatexis. It was marked by the early ascension of abundant basic, tonalitic, mantle magma of Late Devonian to Early Carboniferous age in the north of the Guéret Massif, the rare remains of which are preserved as enclaves in the somewhat younger and much more voluminous peraluminous Guéret granites. Dating of the main petrographic rock types indicates a heterochronous emplacement of the different granitoid rocks between 360 and 320 Ma (Fig. 2).

The emplacement of the first peraluminous granitoids of the Guéret Massif was syn-kinematic and synchronous with the end of the N100-120 dextral shear movements; they were deformed, as opposed to the last granitoids to be emplaced that are little or not deformed by the shearing. By the end of the Tournaisian and beginning of the Visean, the ductile N100-120 shearing had ceased, and the Aulon leucomonzogranite (351 ± 5 Ma) was emplaced on the Nord Millevaches shear zone. Further deformation occurred along the N150 ductile shear zones, en echelon to the older ones, such as the Montmoreau Shear Zone (ZCMo) that affects the Chénérailles Massif on this map. This shear zone was sealed by the intrusion of the Lupersat Massif. The last granitoids of the Guéret Massif (including the Crocq monzogranite and the Fernoël leucomonzogranite) were emplaced between 340 and 320 Ma; these magmas had a more metaluminous component that indicates different sources from those implicated in the formation of the first Guéret granitoids.

Deformation of the Guéret Massif during the Middle Visean was partly contemporaneous with, or slightly after, the emplacement of the last plutons of the magmatic Guéret complex, and was caused by Z-shortening in a sub-N-S direction. During this shortening, the Guéret Massif was pushed against the Millevaches Massif, the Nord-Millevaches Shear Zone being offset about five kilometres to the right compared to the La Courtine

one, along N140-160 faults of the Creuse system (Fig. 1). These faults were ductile in the Millevaches, which at the time still was part of the middle crust, whereas they were brittle in the Guéret Massif that was closer to surface.

The N140-160 faults were in turn offset to the right by the N20-30 faults of the Felletin-Ambrugeat fault system along the east edge of the Millevaches (Fig. 1). Dextral offset by these N20-30 faults also affected the Nord-Millevaches – La Courtine Shear Zone, the cumulative movement of the faults of this second offset being about five kilometres. Movement along these last faults was sealed by rhyolite and microgranite veins that were part of volcanism around the boundary between Middle and Late Visean, which caused the major vein system of Sannat-Lupersat and Bellegarde-en-Marche (Fig. 1). These veins postdate the brittle tectonics that are assigned a Middle Visean age. The same volcanism also created the volcanic and volcano-sedimentary deposits of the Combrailles basins, which accumulated in subsidence basins created over the deeply eroded Guéret Massif.

The N140-160 Creuse faults and the N20-N30 ones of the Felletin-Ambrugeat systems were later reactivated with, respectively, sinistral and dextral movements. The fact that these movements were conjugate suggests that the region was subjected to E-W compression after the Visean, probably toward the end of the Carboniferous.

During the Stephanian, the vertical movement along the N140-160 faults guided the opening of the lacustrine Ahun coal basin, which just touches this map. This shallow and asymmetric graben was filled with detrital sediments from debris cones and other fluvial and lacustrine formations.

After the Carboniferous, probably during the Permo-Trias, peneplanation of the region was completed. The post-Hercynian erosion surface then was attacked by strong weathering during the Early Cretaceous, pre-Cenomanian, and the Early/Middle Eocene, which created an alterite coat that can be several tens of metres thick.

More recently, during the Pliocene to Quaternary, the alterite cover in the area was strongly scoured by renewed erosion, and only very local remains are preserved in the north of the sheet. Reactivation of the faults has very slightly dislocated this erosion surface.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Appartenant en totalité au département de la Creuse, le territoire couvert par la carte s'étend sur le plateau de Guéret. Historiquement, cette contrée appartenait au vicomte d'Aubusson, rattachée à la Haute-Marche-Combrailles, partie orientale de l'ancien comté de la Marche. Aubusson, ville de renommée internationale depuis le Moyen-âge pour ses tapisseries, est située sur la ligne de démarcation linguistique entre la langue d'oïl, au Nord, de la langue d'oc (occitan), au Sud. L'accent des autochtones a, si l'on y prête oreille, des consonances méridionales chantantes.

Ce plateau à l'altitude moyenne de 500 m est ici mollement ondulé et parsemé de collines d'altitudes supérieures à 650 m. Leurs sommets sont sensiblement de même altitude (ancienne pénéplaine entaillée). La morphologie est caractéristique d'un modelé alvéolaire de contrées granitiques. Le paysage fortement façonné et contrôlé par l'homme est constitué de petites forêts disséminées composées de chênes, de frênes, de châtaigniers et de prairies servant au pâturage des bêtes.

Le réseau hydrographique se compose d'une multitude de petits ruisseaux propices à la pêche à la truite. La rivière Creuse effleure la partie sud-ouest de la carte et traverse la ville d'Aubusson. La vallée de la Tardes s'oriente au N20 de manière rectiligne au centre de la carte. Le Cher prend sa source à Mérinchal, à l'extrémité sud-est de la feuille, démarrant ici son long cheminement vers la Loire. Ces trois rivières constituent les trois grands bassins versants du secteur.

À mi-chemin entre Limoges et Clermont-Ferrand, la ville d'Aubusson compte environ 6 200 habitants. La population rurale, elle, s'étale et occupe l'ensemble du territoire, en maisons individuelles, en petits hameaux ou villages espacés d'à peine deux ou trois kilomètres. Région pauvre du Limousin, elle est en cours de dépeuplement.

Faute d'un sol très développé, l'agriculture est rare et seulement propice à l'ensilage. La ressource première est l'élevage. Ce n'est plus la vache limousine qui domine ici mais la Charollaise. Quelques espèces laitières comme la Noiraude apparaissent de manière sporadique. Enfin, la présence d'ovins vient ponctuer les prairies de petites taches blanches.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la carte appartient au massif de Guéret. Ce dernier comprend un socle dévono-dinantien, composé de divers granites et de

granitoïdes hétérogènes vaguement gneissiques connus sous le nom « de gneiss d'Aubusson » ou « d'aubussonites ». Ce socle est surmonté d'une couverture volcano-sédimentaire d'âge Viséen supérieur (non présente sur cette carte mais qui affleure à proximité sur la carte d'Évaux-les-Bains), d'une couverture détritique houillère d'âge Stéphaniens moyen, préservée dans d'étroits bassins d'effondrement, et d'une couverture d'altérites, fortement dégagée par l'érosion, provenant d'une longue dégradation en climat humide de ce socle. La région couverte par la carte est disloquée par deux grands réseaux de failles fragiles de direction NW-SE et NE-SW (le système de failles N130 à N160 de la Creuse et le système de failles N20 à N30 de Felletin-Ambrugeat, parallèle au sillon houiller) (fig. 1).

SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Travaux cartographiques antérieurs : la feuille au 1/80 000 d'Aubusson est la seule carte géologique disponible publiée couvrant la région d'Aubusson. La première édition de ce 1/80 000 a été publiée en 1898 à partir des levés de L. de Launay. En 1965, est publiée la seconde édition d'Aubusson, réalisée à partir des levés de F.H. Forestier.

Massif de Guéret

Ce massif comprend à la fois le complexe magmatique de Guéret et les anatexites grenue à cordiérite. Ces dernières constituent l'encaissant des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret qui est polycomposite (Cartannaz, 2006). À l'Ouest, les granitoïdes de Guéret, appartiennent à des plutons composites de gisement principalement laccolitique (Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle *et al.*, 1986 ; Gebelin, 2004 ; Gebelin *et al.*, 2006 ; Cartannaz, 2006). À l'Est, les granitoïdes de Crocq et de Fernoël en forme de dôme (Sabourdy et Tempier, 1982) recoupent les premières venues magmatiques de ce complexe de Guéret.

Série granito-gneissique d'Aubusson (« gneiss d'Aubusson »)

Ces sont des granitoïdes hétérogènes à cordiérite qui, d'après M. Chenevoy et J. Ravier (1989) proviennent de la fusion de sédiments pélitiques et grauwackeux. À l'aide des géothermobaromètres grenat - biotite et grenat - cordiérite, ils estiment les conditions de l'équilibre au stade anatectique final d'évolution des matériaux à $T = 680\text{ °C}$ et $P = 0,5\text{ GPa}$. Ces granitoïdes affleurent largement dans la partie sud-ouest de la carte à proximité d'Aubusson et également sous forme de panneaux enclavés dans les granites.

Le sondage de Créchat-les Sibieux, réalisé en 1988 par la COGEMA à l'instigation du CEA a démontré la présence des « gneiss d'Aubusson »

sous les granitoïdes de Guéret (Lameyre *et al.*, 1988). Ils représentent probablement 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, puis ont été datées de nouveau par A. Cocherie sur trois échantillons prélevés à proximité d'Aubusson (*cf.* notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2007, et *cf.* § consacré aux granitoïdes hétérogènes à cordiérite). Les âges obtenus par la méthode U-Th-Pb sur monazites sur trois échantillons permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des granitoïdes hétérogènes d'Aubusson un âge moyen vers 375 Ma (377-373 en tenant compte des fourchettes d'erreurs).

Granitoïdes de Guéret

Ils comprennent quatre types pétrographiques principaux (Arnaud *et al.*, 1968 ; Ranchin, 1971 ; Berthier et Feys, 1986 ; Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle *et al.*, 1986) : des granodiorites-tonalites (de type Villatange), des granodiorites à cordiérite rare (de type Saint-Fiel), des monzogranites mésocrates à cordiérite (de type Peyrabout) et des monzogranites leucocrates à cordiérite abondante (de type Aulon). Ces types pétrographiques ont une disposition grossièrement NW-SE.

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 des roches (A.S.M.). 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). Ces auteurs montrent que les foliations magmatique et magnétique (A.S.M.) présentent un faible pendage et une direction variable souvent proche de la direction WNW-ESE pour la foliation magnétique et E-W pour la foliation magmatique. Les linéations minérales (rarement mesurée sur le terrain) et surtout magnétiques présentent une direction NW-SE. L'attitude globalement subhorizontale de la fabrique magmatique dans ces granitoïdes traduirait pour O. Jover 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 (Lameyre *et al.*, 1988), par une

modélisation gravimétrique réalisée par A. Gébeline *et al.* (2004) et A. Gébeline (2004). D'après cette modélisation, 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 une faible épaisseur pour cette partie du massif, de quelques centaines de mètres (Gébeline *et al.*, 2004, et Gébeline, 2004).

Certains des granitoïdes du laccolite composite de Guéret ont fait l'objet d'une série de datations par A. Cocherie (*cf.* notice de la carte de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin *et al.*, 2007) (fig. 2). Ils se sont mis en place au Tournaisien dans un laps de temps court (entre 359-346 Ma). Les premiers, les moins évoluées et les plus déformés de tous, sont des granodiorites-tonalites (de type Villatange). Ils se mettent en place entre 359-347 Ma (datation à 353 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazites obtenue sur le granite de Villatange). Les autres types pétrographiques du massif de Guéret sont moins déformés ou pas déformés, constituant l'essentiel des « granitoïdes de type Guéret ». C'est d'abord des granodiorites légèrement orientés (type Saint-Fiel), entre 352-340 Ma (346 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite), puis des monzogranites (type Peyrabout) vers 352-346 Ma (en tenant compte des fourchettes d'erreur des âges : 360 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite ; 349 ± 3 Ma sur zircon ; 356 ± 10 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale obtenu par Berthier *et al.*, 1979). Enfin, les derniers granitoïdes sont des leucomonzogranites (type Aulon), qui se mettent en place entre 356-346 Ma (en tenant compte des fourchettes d'erreur des âges disponibles : 351 ± 6 Ma par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite et 351 ± 5 Ma sur zircon).

Granitoïdes de Crocq et de Fernoël

La partie sud-est de la carte est occupée par la grosse masse ovoïde des granitoïdes de Crocq-Fernoël (fig. 1) de disposition concentrique. Ces granitoïdes forment pour G. Sabourdy et P. Tempier (1982) un diapir intrusif dans le granitoïde de Poncharraud. Le cour du pluton est occupé par le leucomonzogranite de Fernoël ceinturé du monzogranite de Crocq.

Pour G. Sabourdy et P. Tempier (1982), le leucomonzogranite de Fernoël est intrusif dans le monzogranite de Crocq. Ce dernier présente une zonation minéralogique et chimique : sa partie orientale est caractérisée par un gros grain, la présence d'amphibole relique, la couleur rosée des mégacristaux de feldspath potassique et par la présence d'allanite (Sabourdy et Tempier, 1982). En allant vers l'Ouest le grain diminue, les mégacristaux de feldspath potassique deviennent blancs et l'amphibole disparaît. Le monzogranite de Crocq passe au granitoïde de Poncharraud par apparition progressive de cordiérite, sans qu'une limite nette puisse être

distinguée sur le terrain. D'après G. Sabourdy et P. Tempier (1982), la structure du pluton de Crocq-Fernoël est celle d'un dôme dont le cœur est occupé par le granitoïde de Fernoël, ceinturé par celui de Crocq. L'intrusion du leucomonzogranite de Fernoël est plus tardive, recoupant le monzogranite de Crocq déjà partiellement refroidi.

Structuration syn-magmatique des granitoïdes (foliation et mesures d'ASM). O. Jover (1986) établit une ébauche de carte de foliations et de linéations magmatiques de ce pluton en utilisant la méthode d'anisotropie de la susceptibilité magnétique des roches. En bordure de ce pluton les foliations magmatique et magnétique (A.S.M.) présentent un fort pendage et une direction conforme aux limites du pluton.

Origine des granitoïdes du massif de Guéret

M. Chenevoy (1958) réalise la première étude de l'ensemble du massif de Guéret. Étude reprise ensuite 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 part de H. 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. Cet auteur introduit le terme de **complexe magmatique de Guéret** et individualise plus d'une vingtaine d'entités géologiques pouvant être elles-mêmes des massifs polycomposites. Les premières venues de ce complexe (360-340 Ma) montrent une composante purement de croûte inférieure, tandis que les dernières venues (340-320 Ma) sont contaminées par une composante mantellique.

La convergence macroscopique des roches sur le terrain 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 », mais, les données chimiques 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 anatexites à cordiérite (« aubussonites ») ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,71507 \pm 0,0002$) suggèrent que les gneiss ne sont pas à l'origine des granitoïdes de type Guéret (ou du moins que ces granitoïdes ne dérivent pas par fusion complète des gneiss).

Une analyse typologique des zircons réalisée par J.M. Belin sur les plutons de Crocq et de Fernoël (Sabourdy et Tempier, 1982) distingue nettement le monzogranite de Crocq du leucomonzogranite de Fernoël. Le premier présente des zircons se rattachant à la lignée calco-alkaline (4) à subalcalin potassique (5) de la classification de J.P. Pupin (1980), ce qui indique un granitoïde hybride d'origine à la fois crustale et mantellique. Le leucomonzogranite de Fernoël présente des zircons se rattachant à la lignée calco-alkaline (Pupin, 1980). Les autres massifs du complexe magmatique de Guéret présentent des zircons qui se rattachent à la lignée des granitoïdes alumineux d'origine crustale.

D'après G. Sabourdy et P. Tempier (1982), le contact progressif entre le monzogranite de Crocq et son encaissant (monzogranite de Poncharraud) provient d'une quasi-simultanéité de la mise en place de ces deux granitoïdes. L'intrusion du leucomonzogranite de Fernoël est plus tardive, elle recoupe le monzogranite de Crocq déjà partiellement refroidi.

Couverture carbonifère du massif de Guéret

Les dépôts viséens du massif de Guéret (non présents sur cette carte mais affleurant à proximité sur la carte de d'Évaux-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), au Nord de la carte d'Aubusson.

Les bassins stéphaniens sont limniques et conservés dans des grabens contrôlés par les failles du système de la Creuse et par les failles du Sillon Houiller.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE

Les levés cartographiques ont été réalisés en 2003 et 2004 par C. Cartannaz avec l'aide d'étudiants de la Maîtrise de Sciences et Techniques de l'université de Franche-Comté. En 2003 avec : J.C. Binetruy, Y. Émonin et R. Sonnet, M. Juillerat (durant le mois de septembre), et en 2004 avec : J. Deprez, N. Montaz, J. Rot et V. Thiery (voir carte de répartition de lever en annexe).

C. Cartannaz a assuré la coordination des travaux, l'encadrement des étudiants sur le terrain, l'échantillonnage géochimique ainsi que l'étude pétrographique des différentes roches. Les analyses chimiques ont été réalisées au CRPG à Nancy et les mesures géochronologiques au BRGM à Orléans, par A. Cocherie. P. Henry a apporté son aide à l'étude géochimique et M. Rossy à l'étude pétrographique. P. Rolin a apporté son soutien et son expérience à la réalisation de cette carte et la rédaction de sa notice.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Série métamorphique d'Aubusson

Cette série métamorphique comprend, pour l'essentiel, des anatexites hétérogènes à cordiérite (Mc²) et pour une petite part, des granites d'anatexie plus ou moins évolués (M³). Enfin des métatexites à diatexites hétérogranulaires à cordiérite (Mc¹⁻²), très rares et connues qu'à un seul endroit (Ouest de Mérinchal).

Mc¹⁻². Métatexites à diatexites hétérogranulaires à cordiérite. Ces gneiss grossièrement rubanés sont peu représentés sur cette carte. Ils affleurent à trois kilomètres à l'Ouest de Mérinchal, sur la colline située entre Tralesprat et Lascaux-Fauchez où ils sont délimitées de part et d'autre par des filons microgranitiques orientés nord-ouest. Ces gneiss présentent une hétérogénéité du grain, variable sur un même échantillon, qui peut passer d'un grain fin (1 mm) à un grain moyen (2 à 3 mm). De même couleur (orangée rouille) que les anatexites hétérogènes à cordiérite (aubussonites) ou que les granitoïdes d'anatexie à cordiérite, la roche montre une alternance de lits sombres (paléosome) riches en biotite de petite taille (inférieures à un millimètre) et en cordiérite (7 à 8 millimètres) automorphe ou en nodule, et de lits clairs (leucosome) riches en quartz et feldspath millimétrique. Son aspect rubané tend à disparaître localement, les lits sombres s'estompent au profit d'amas irréguliers et effilochés de biotite, à limites floues (schlieren), dispersée dans le fond grenu de la roche, lui conférant un caractère hétérogène diaiectique.

En lames minces, la roche présente une texture grano-lépidoblastique, avec un litage très net marqué par une alternance de lits fortement micacé (à quartz, plagioclase et à biotite prédominante de grosse taille) et de lits granoblastiques quartzo-feldspathique à biotite de petite taille orientée. Leur minéralogie ne diffère de celle des aubussonites que par l'absence ou la rareté de cordiérite.

Structure. Les métatexites présentent une foliation fruste assez nette qui n'a été observée que sur pierres volantes, aussi aucune mesure n'a été effectuée.

Origine du matériel. Malgré le contact faillé avec les granites d'anatexie isotropes à cordiérite (γM^3) qui les bordent au Nord, les métatexites devaient être contiguës avec ces dernières dont elles représenteraient un type pétrographique moins remobilisé par l'anatexie.

Ces métatexites sont des gneiss qui ont subi une fusion débutante se traduisant par la formation de matériel magmatique mis en place parallèlement à la foliation du gneiss (leucosome). Elles proviennent d'une fusion partielle modérée d'un matériel sédimentaire dont le protolithe est vraisemblablement proche de celui des gneiss d'Aubusson.

γM^3 . **Granites d'anatexie isotropes à cordiérite.** Ces roches affleurent aux alentours des villages de Mérinchal et d'Auzances (en bordure orientale de la carte) et à proximité du hameau de « chez Taverne » dans la partie sud du granite de Lupersat (au Centre de la feuille à 4 km au Sud de Bellegarde-en-Marche).

Ces granitoïdes isotropes (γM^3) ressemblent à des granitoïdes à grain fin (1 à 3 mm environ), parfois à grain plus gros (5 mm) comme au Sud de l'étang de Mérinchal. Leur couleur orangée à rouille est identique à celle des anatexites hétérogènes à cordiérite. Leur texture est finement grenue équigranulaire de même grain et avec les mêmes plagioclases automorphes que dans les granitoïdes hétérogènes. La cordiérite est rare ou absente, elle est plutôt automorphe et très rarement en nodule, et sa taille varie de 2 mm à 2 cm.

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). Leur composition minéralogique, granodioritique, est similaire à celle des granitoïdes hétérogènes.

Structure. Ces granitoïdes sont isotropes et ne présentent pas de foliation visible.

Origine du matériel. Du fait de la texture (grenue) de ces roches, de l'absence de foliation métamorphique, ainsi que de l'absence (apparente) de minéraux reliques (très difficile à montrer), l'origine magmatique de ces roches ne fait aucun doute. Leurs associations étroites avec les anatexites grenues hétérogènes (Auzances) avec lesquelles elles présentent une convergence dans l'aspect macroscopique démontrent leur filiation avec ces dernières. Cette filiation est également visible sur la carte de Felletin où ces deux roches sont imbriquées. Nous pensons donc que les granitoïdes

d'anatexie proviennent de l'anatexie plus poussée du protolithe à l'origine des aubussonites. Ces roches, tout comme les aubussonites, auraient subi un transport depuis leur zone de fusion jusqu'à leur zone de mise en place.

M^c. Anatexites hétérogènes à cordiérite (« Gneiss d'Aubusson » ou « aubussonites »). Ces anatexites affleurent relativement bien à proximité d'Aubusson le long de la vallée de la Creuse et des vallées affluentes. Elles encaissent les granitoïdes du massif de Guéret, ou forment diverses masses enclavées dans ces granitoïdes, notamment à 5 kilomètres au Sud d'Aubusson où elles sont visibles sur un affleurement de plus de 200 m de long.

Ces anatexites ont un aspect de granitoïde tacheté, 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 anatexites est dû à la présence plus ou moins importante de taches plus ou moins irrégulières de 0,5 cm à 4 cm de cordiérite, ou de nodules ovoïdes de cordiérite centimétriques, ou d'amas biotitique irréguliers, réparties dans le fond grenu de la roche. L'alignement fruste de ces taches, nodules ou amas, ainsi que l'orientation des minéraux donnent un aspect très vaguement gneissique à la roche, qui serait sans cela totalement isotrope. Elle ne présente jamais de restites à trame gneissique résiduelle. La roche étant presque isotrope il est difficile d'y mesurer une fabrique minérale.

La cordiérite est le minéral typique et abondant de ces anatexites. Quand elle n'est pas interstitielle, elle se présente sous deux habitus qui reflètent des modes de formation différents : grands cristaux xénomorphes **poecilites** d'origine réactionnelle, et cristaux **automorphes** d'origine magmatique.

Les grands cristaux xénomorphes poecilites forment l'essentiel des taches des anatexites granitoïdiques. Ils enclavent de nombreux petits cristaux de quartz, de biotite xénomorphe, de minéraux opaques, exceptionnellement de sillimanite ; du grenat xénomorphe rose pâle (de 1 à 5 mm) a été décrit par N. Le Breton *et al.* (1986) enclavé dans ce type de cordiérite xénomorphe, à la carrière du Puy du Roy d'Aubusson. Ces cordiérites sont nées d'après M. Chenevoy et J. Ravier (1989) par réaction de la sillimanite et du quartz. Cette réaction peut-être effectuée soit avec le grenat (grenat + sillimanite + quartz → cordiérite), soit avec la biotite (biotite + sillimanite + quartz → cordiérite + K-feldspath + eau).

Les minéraux hérités enclavés dans la cordiérite poecilitique appartiennent à une paragenèse primaire antérieure à l'anatexie. Mais de la biotite automorphe ceinture souvent la cordiérite ou est disséminée dans sa couronne. Elle semble provenir de sa destruction. Il apparaît 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.

La cordiérite **automorphe** forme soit des prismes plus ou moins automorphes habituellement moulés par le quartz interstitiel, soit des nodules ovoïdes (0,1 à 3 cm) englobant des grains de quartz et des plagioclases automorphes. Elle peut être enclavée dans de grands cristaux de cordiérite xénomorphe.

En lame mince, la cordiérite de grosse taille, automorphe ou xénomorphe, est dispersée dans une matrice de texture grenue constituée de quartz, feldspaths potassiques xénomorphes et pœcilitiques, de plagioclases subautomorphes, de quartz interstitiel, de biotite subautomorphe et de rares cordiérites interstitielles et xénomorphes. Le quartz cristallise en plages polycristallines avec des limites de grains parfois suturées. Au sein des grains de quartz qui montrent une extinction roulante, de nombreux sous-joints apparaissent parfois en damier. Les feldspaths potassiques pœcilitiques présentent une déformation ductile avec une extinction ondulante. Des myrmékites s'insèrent entre ces derniers et les plagioclases automorphes (oligoclase à andésine acide : An₁₃₋₃₂) ; ceux-ci souvent en voie de séricitisation. La biotite en baguette est inégalement répartie dans la masse. Elle est rarement chloritisée et s'associe parfois avec la cordiérite. De la muscovite associée avec le quartz provient de la déstabilisation de la sillimanite et du feldspath potassique.

La cordiérite de grosse taille présente ici les deux habitus décrits précédemment. Sous l'habitus xénomorphe et pœcilitique, elle enclave fréquemment des cristaux de quartz et de biotite avec parfois de la sillimanite en baguette. Sous l'habitus automorphe, elle est souvent pinnitisée sur ses bordures, certaines sont complètement envahies de muscovite avec parfois de larges cristaux de biotite. Elle peut parfois être enclavée dans de la cordiérite xénomorphe et même dans du plagioclase. Les minéraux accessoires, comme le zircon ou la monazite, se trouvent dans les biotites disséminées dans la masse.

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

Géochimie des anatexites hétérogènes 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 (tabl. 1 et 2, hors texte). Ce groupe de roches est moyennement acide (SiO₂ entre 64,1 % et 72,8 %, moyenne = 67,4 %). La somme (FeO + MgO + TiO₂) a pour moyenne 7,8 %. K₂O varie de 4,7 à 2,4 % et Na₂O de 1,0 à 2,5 % pour un pourcentage

en SiO_2 croissant. Corrélativement, 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 3,25. Ce sont donc des roches très fortement alumineuses et mélanocrates (Debon et Le Fort, 1983) (fig. 9a, hors texte).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N est assez constant (entre 7,1 et 11,4) (tabl. 1 et 2, hors texte). Le rapport des terres rares lourdes (Gd_N/Yb_N) est plus bas pour les « aubussonites » que pour les granitoïdes de Guéret pour un pourcentage en SiO_2 équivalent. Les sommes de terres rares trivalentes s'étalent entre 82 et 113. Les Terres Rares, Zr, Hf et Th ne montrent pas de fractionnements très importants car les variations de leurs concentrations ne sont pas corrélées avec l'index de fractionnement représenté par le paramètre B. Par exemple, DE36 et LA35d avec des paramètres B identiques (B = 91 et 90) montrent des variations de teneur en REE et Zr (Ce = 94 et 66 ; Zr = 341 et 115) qui recouvrent la totalité de la gamme des concentrations rencontrées dans ces roches pour ces éléments. Les éléments Ba, Pb, Sn et Sr ont un comportement incompatible.

Pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, les anatexites hétérogènes à cordiérite se différencient 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 surplus de Ni, Cr, Co, ainsi que de Terres Rares lourdes (Dy, Er, Ho, Lu, Tb et Tm).

Données géochronologiques. Ces anatexites à cordiérite d'Aubusson 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.*, 2007). Les trois échantillons de granitoïdes d'anatexie ont été prélevés à proximité d'Aubusson, dont un dans la carrière du Puy-du-Roy où a été réalisée la datation Rb/Sr (Le Breton *et al.*, 1986). Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de chaque échantillon déterminent plusieurs âges isochrones très voisins dont la moyenne pondérée donne un âge moyen, considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite, et interprété comme étant également celui de l'anatexie. Les âges obtenus sur les trois échantillons sont relativement proches : $372,5 \pm 4,8$ Ma ; $374,8 \pm 1,8$ Ma ; $371,3 \pm 7,7$ Ma et permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des granitoïdes d'anatexie d'Aubusson un âge moyen vers 375 Ma (377-373 en tenant compte des fourchettes d'erreurs).

Origine du matériel. La lithologie originale de cette série gneissique, avant transformation en climat métamorphique catazonal, était vraisemblablement composée d'une série sédimentaire argileuse et

grauwackeuse assez homogène et très épaisse (Cartannaz, 2006 ; Rolin *et al.*, 2007).

La texture (grenue) des anatexites hétérogènes ainsi que les minéraux automorphes magmatiques qu'elles contiennent (une partie de la cordiérite, le plagioclase automorphe, et de nombreux points triples entre les cristaux...) pourraient indiquer une cristallisation partielle de la roche à partir d'un magma. La rareté des minéraux reliques indique que ces migmatites proviennent d'une fusion très forte, bien qu'incomplète, du protolithe gneissique.

Avant d'être magmatique, une partie de la cordiérite a été réactionnelle, elle provient de la réaction de minéraux appartenant à la paragenèse ante anatexie conservés en enclaves : le quartz réagissant avec la sillimanite et la biotite (ou avec du grenat). C'est l'origine d'une partie de la cordiérite poecilitique xénomorphe. Mais une autre partie de la cordiérite poecilitique xénomorphe est tardive à l'anatexie du fait de son habitus parfois interstitiel (entre les grains de la matrice), et du fait qu'elle enclave parfois de la cordiérite automorphe magmatique. En définitive la cristallisation de la cordiérite est ante, syn et tardi anatexie. Ces étapes de cristallisation pouvant appartenir au même épisode thermique. La cordiérite, sous ses divers habitus, est le produit essentiel de la culmination thermique intradévonienne qui précède et induit l'anatexie. Les cordiérites syn et tardi anatectiques et leur matrice à quartz en plages polycristallines, plagioclase souvent subautomorphe, feldspaths potassique poecilitique, biotite subautomorphe appartiennent à la paragenèse syn anatexie. D'après M. Chevenoy et J. Ravier (1989) cette anatexie se serait produite à une pression d'environ 5-6 kb, déterminée par le géobaromètre grenat-cordiérite, et une température de 675°-680 °C déterminée respectivement avec les géothermomètres grenat-cordiérite et grenat-biotite.

Les minéraux reliques enclavés (quartz, biotite xénomorphe, sillimanite), une grande partie de la cordiérite poecilitique xénomorphe et les amas effilochés à biotite dispersés dans la matrice anatectique sont des restites du matériel métamorphique qui a partiellement fondu. Ces minéraux reliques sont soit dispersés dans la trame granitoïdique de la roche, soit concentrés en amas qui dessinent une très vague foliation. Ces restites peu importantes en volume auraient été disloquées dans le liquide anatectique et entraînées avec lui lors de sa mise en place. Ces minéraux ante anatexie appartiennent à une paragenèse à quartz, plagioclase, biotite xénomorphe, opaques, sillimanite. La présence de grenat relique au sein de cordiérite réactionnelle d'après N. Le Breton *et al.* (1986) permet de rapporter cette paragenèse à un métamorphisme de plus haute pression (supérieur à 5-6 kb) que celui responsable de l'anatexie. La cristallisation de cordiérite réactionnelle au dépens de grenat, serait en relation avec une chute de pression et/ou une augmentation de l'activité de l'eau (Le Breton *et al.*, 1986 ; Chevenoy et Ravier, 1989) précédant l'anatexie. Cette paragenèse métamorphique s'est

développée dans des conditions métamorphiques au delà de la courbe de liquidus, mais rien n'indique qu'elle soit associée à une fusion du protolithe.

L'évolution rétro-morphique des anatexites se traduit par : le développement de la muscovite secondaire et de quartz au détriment de la sillimanite et du feldspath potassique, la pinnitisation de la cordiérite, souvent complètement envahies de muscovite avec parfois de larges cristaux de biotite, et parfois la chloritisation de la biotite.

Rôle des anatexites hétérogènes à cordiérite « aubussonites » dans l'élaboration des magmas peralumineux type Guéret : les rapports initiaux du strontium sont de $0,71507 \pm 20$ pour les anatexites (Le Breton *et al.*, 1986) et de $0,7089 \pm 4$ 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 anatexites (à SiO₂ égal), empêchent de considérer les aubussonites comme source potentielle unique des magmas à l'origine des granitoïdes du complexe de Guéret.

FORMATIONS MAGMATIQUES DU COMPLEXE DE GUÉRET (TOURNAISIEN À NAMURO-WESTPHALIEN)

L'apparente homogénéité des granitoïdes à biotite du complexe de Guéret cache une grande diversité de types pétrographiques. Plusieurs granitoïdes sont reconnus, ils peuvent constituer seuls ou à plusieurs des massifs, dont les limites sont définies sur des critères structuraux (trajectoires de fabrique minérale) et/ou pétrographiques.

L'essentiel de la carte est occupé par le massif de Chénérailles (fig. 1). Principalement monzogranitique (γ^{3M}), il occupe tout le quart nord-ouest de la feuille où il est associé avec le leucomonzogranite de Champagnat (γ^{3-2}) dont l'aire d'extension est réduite (9 km²). Au centre de la feuille,affleure le massif de Lupersat d'extension nord-sud, constitué de deux types pétrographiques à composition intermédiaire monzogranitique à granodioritique (γ^{4-3} , γ^{3-4}). Le massif de Crocq occupe le quart sud-est de la feuille, il est constitué de monzogranite (β^{2Cro}). Des granodiorites (γ^4), et des granodiorites à tendance tonalitique (γ^{4-5}) constituent le massif d'Auzances en bordure orientale de la carte. Enfin, le granitoïde à composition monzogranitique à granodioritique du massif de Néoux (γ^{3-4})affleure dans le quart sud-ouest de la feuille. D'autres granitoïdes forment de petits massifs intrusifs dans la masse principale de ce complexe magmatique de Guéret, dont notamment un leucomonzogranite fin à cordiérite et muscovite subordonnée (β^{2-3}).

Les limites entre les types pétrographiques correspondent fréquemment à une zone de transition graduelle d'un type à un autre. De ce fait, elles sont

souvent flous et difficiles à cartographier. Elles sont placées le plus souvent au milieu des zones de transition entre deux types pétrographiques contigus.

Massifs de granitoïdes à biotite ± cordiérite

• *Le massif d'Auzances*

Le massif d'Auzances est scindé en deux masses distinctes (ou deux massifs, ou deux plutons eux-mêmes composés de plusieurs injections ?) par l'extrémité septentrionale du massif de Crocq, l'une affleurant aux environs d'Auzances et l'autre aux environs de Mérinchal. La première partie est insérée entre le monzogranite de Crocq et celui de Chénérailles. La seconde est « enclavée » dans le massif de Crocq. Ces deux parties du massif d'Auzances sont principalement composées de la granodiorite d'Auzances (γ^4), qui localement, dans la région d'Auzances, est associée à une granodiorite à tendance tonalitique (γ^{4-5}) dépourvue de feldspath potassique (carrière du Replat à l'Est d'Auzances, feuille de Saint-Gervais d'Auvergne) et formant de petites masses. Cette granodiorite est directement assimilable à la granodiorite qui est cartographiée sur la feuille de Saint-Gervais d'Auvergne. Du point de vue cartographique, ce massif est étroitement lié aux anatexites à cordiérite (M^2C) et aux granitoïdes d'anatexie à cordiérite (γM^3).

γ^{4-5} . **Granodiorite à tendance tonalitique.** Ce type pétrographique particulièrement sombre est peu représenté sur le massif d'Auzances. Il forme de petites masses de 1 km² de surface imbriquées dans la granodiorite. Il s'en différencie par sa couleur nettement plus sombre liée à une plus forte teneur en biotite. La cordiérite est présente dans ce faciès, localement abondante.

En lame mince, la roche présente une texture cumulative. Le plagioclase (toujours automorphe) est le minéral dominant de la roche, le feldspath potassique est quasiment absent (tonalite).

Structure. Aucune foliation n'a été observée dans ce faciès peu étendu et qui affleure mal. Ses relations avec son encaissant sont inconnues.

γ^4 . **Granodiorite à biotite et cordiérite d'Auzances.** C'est une roche gris sombre à noir bleuté. La taille du grain est moyen et varie de 2 à 4 mm. Le quartz tend à être subautomorphe, de même pour les nombreux plagioclases. Cette roche est parfois porphyroïde à l'Est d'Auzances. La cordiérite est présente sous son habitus en tonnelet mais sa répartition au sein du corps granitique est inégale. De rares cordiérites en nodules ont été observées près du contact avec les granites d'anatexie à cordiérite (γM^3). Des types pétrographiques sombres, noirs bleutés, affleurent de manière réduite le long de la voie ferrée à l'Ouest d'Auzances et au niveau du centre de vacances à 3 km à l'Ouest d'Auzances.

En lame mince, cette granodiorite présente une texture grenue hypidiomorphe. Les plages polycristallines de quartz présentent des limites de grain plus ou moins rectilignes qui commencent à se suturer. L'extinction ondulante de ce minéral est quasi-systématique. Des sous-joints en damier apparaissent également. Le feldspath potassique est poecilitique (inclusion de plagioclases, biotites et quartz), automorphe à interstitiel. Il est déformé de manière ductile et montre une extinction roulante. Le plagioclase est automorphe, zoné et les nombreux cristaux s'accolent les uns contre les autres. Le cœur des plagioclases est séricitisé. La biotite commence à se chloritiser. La cordiérite, rarement fraîche, est généralement pinnitisée en cristaux millimétriques de séricite sur lesquels se surimposent des lattes de grosses muscovites et de biotites. Elle est inégalement répartie dans la roche. Un type pétrographique de bordure présente deux tailles de grain. Des phénocristaux de plagioclases et de feldspaths potassiques (environ 5 mm) baignent dans une matrice à grain millimétrique formée de quartz, plagioclases automorphes et de feldspaths potassiques interstitiels. Le zircon est à la fois inclus dans la biotite, le plagioclase et le quartz. L'apatite est abondante.

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

Le contact de la granodiorite avec le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne correspond à une différence de type pétrographique assez nette. Le monzogranite est plus clair que la granodiorite. Il présente en outre un grain plus gros, une teneur en biotite plus faible et il est plus riche en feldspaths potassiques, subautomorphes et porphyriques, que la granodiorite.

Le contact avec le granitoïde d'anatexie à cordiérite (VM^3) est plus difficile à caractériser tant ces deux roches se ressemblent. Mais l'habitus des roches permet de les reconnaître rapidement, notamment par une différence de grain et une répartition de la biotite nettement hétérogène sur une large surface d'affleurement dans le granitoïde d'anatexie. Un type pétrographique sombre à grain moyen, proprement granitique, qui présente des nodules de cordiérites est symptomatique de ce contact (comme à la carrière du Replat sur la rive droite du Cher à l'Est d'Auzances).

Géochimie de la granodiorite. a) Les analyses chimiques sur les cristaux de biotites issus de la granodiorite d'Auzances montrent un fort pourcentage en Al_2O_3 (entre 17,2 % et 18,6 %). Les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985) (fig. 3a, hors texte) et de P. Rossi et P. Chèvremont

(1987) (fig. 3b, hors texte) placent toutes les analyses dans le champ de l'association aluminopotassique de type Guéret.

b) Les analyses de ces roches (4 analyses) se dispersent entre les granodiorites et les tonalites dans le diagramme Q'/ANOR de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979) (fig. 10, hors texte). Cette roche est faiblement acide (SiO_2 entre 62,2 et 66,1 %, moyenne = 63,9 %) et riche en éléments ferro-magnésiens ($6,2 \% < \text{FeOt} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 9,6 \%$). Les éléments alcalins varient entre 2,2 et 4,4 % pour le K_2O et entre 3,5 et 2,8 % pour Na_2O . Corrélativement, CaO diminue de 3,2 % à 2,4 %. Elle se distingue de la granodiorite-tonalite de Villatange (feuille Saint-Sulpice-les-Champs) par un plus fort pourcentage en MnO pour un pourcentage en SiO_2 équivalent. Elle est caractérisée par de forts paramètres A (entre 33 et 62) et B (entre 101 et 155). Le rapport A/CNK varie entre 1,12 et 1,23. C'est donc une roche fortement alumineuse (Debon et Le Fort, 1983) (fig. 9a, hors texte) et mélanocrate, riche en minéraux ferro-magnésiens (fig. 9a, hors texte). Les compositions chimiques de cette granodiorite ne semblent pas compatibles avec la composition d'un liquide magmatique, car elles sont en dehors des courbes des granites de F. Debon *et al.* (1991). L'hypothèse la plus simple qui serait en accord avec les observations des cristaux automorphes au microscope, est de considérer ce matériel comme un cumulat (pouvant être créé par exemple par expulsion du liquide silicaté clair lors de la déformation). Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N varie entre 7,1 et 29,4 (tabl. 1 et 2, hors texte). Les sommes de terres rares trivalentes s'étalent entre 71 et 111. L'ensemble des éléments en traces a un comportement compatible excepté pour les LREE, Th, Sr, Ba, Rb et Sn qui possèdent un comportement incompatible. Pour un pourcentage en SiO_2 équivalent par rapport aux autres groupes granitoïdiques de Guéret, ces roches sont appauvries en LREE et Th.

• *Le massif de Lupersat*

Ce massif affleure à 15 km à l'Est de la ville d'Aubusson au sein du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne. De direction méridienne, sa forme est étirée et s'allonge sur près de 15 km de long pour 4 à 5 km de large. Au Sud, sa forme est plus étroite et se réoriente vers l'Ouest, ce qui lui confère une légère concavité tournée vers l'Ouest. Enfin, au Sud de ce massif, la γ^{3-4} entoure une « enclave » de granitoïde d'anatexie à cordiérite (interprétée comme une « aubussonite » dans un stade anatectique très avancé). Les roches qui composent ce pluton sont des monzogranites à tendance granodioritique (γ^{3-4}) dans la partie ouest du massif et des granodiorites à tendance monzogranitique (γ^{4-3}) dans sa partie est.

γ^{4-3} . **Granodiorite à tendance monzogranitique à biotite et cordiérite.** Son grain est moyen (2 à 4 mm). La cordiérite est automorphe.

Le plagioclase est toujours en quantité plus importante que le feldspath potassique, même lorsque ce dernier forme des phénocristaux.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le quartz se présente sous forme de plages polycristallines à extinction roulante et montre parfois un début de sous-joint en damier et de recristallisation dynamique. Les plagioclases, en voie de séricitisation, sont automorphes zonés et s'accrochent les uns contre les autres. Le feldspath potassique, pœcilitique (inclusions de biotite, plagioclase, gouttelettes de quartz), montre une déformation ductile avec une extinction ondulante. La biotite est en voie de chloritisation. La cordiérite montre son habitus automorphe en tonnelet. Elle est totalement pinnitisée. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite inclus dans la biotite.

Structure. La granodiorite à tendance monzogranitique (γ^{4-3}) présente une fabrique magmatique marquée par l'orientation des phénocristaux. Elle est fortement pentée et de direction globalement méridienne. Le passage de ce granitoïde au monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne encaissant se marque surtout par une différence de teneur en biotite et en feldspath potassique automorphe de la roche de part et d'autre du contact. Il se traduit par une différence de couleur assez nette. En revanche, le contact entre la granodiorite à tendance monzogranitique (γ^{4-3}) et le monzogranite à tendance granodioritique (γ^{3-4}) est progressif et semble sur le terrain correspondre à une variation du type pétrographique plus qu'à une limite d'intrusion.

γ^{3-4} . **Monzogranite à tendance granodioritique à biotite et rare cordiérite** (partie ouest du massif). C'est une roche isogranulaire, de couleur gris-sombre ou bleutée lorsqu'elle est saine, moins biotitique que la roche décrite précédemment et donc moins sombre. La taille de son grain varie de 2 à 4 mm. Le plagioclase est généralement automorphe. Le feldspath potassique est pœcilitique et généralement porphyrique. Parfois, les phénocristaux sont bien orientés et soulignent une foliation magmatique bien nette. La cordiérite est bien présente avec son habitus en tonnelet.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le quartz s'individualise en plage polycristalline. Les sous-joints s'organisent rarement en damier et la recristallisation dynamique est faible. Les plagioclases, légèrement séricitisés, sont automorphes et zonés. Le feldspath potassique est xénomorphe, interstitielle, et pœcilitique (inclusions de biotite et de plagioclase). La biotite est à peine chloritisée. La cordiérite est rare, elle est de petite taille et généralement pinnitisée. Une enclave de taille réduite (5 mm) et à grain plus fin contient du spinelle vert baignant dans un fond sériciteux, cordiérite, sillimanite ? et biotite déstabilisée.

Structures. Le monzogranite à tendance granodioritique présente une fabrique magmatique parfois nette, marquée par l'orientation des phénocristaux.

Ses relations avec le monzogranite de Chénéraillles et de Sainte-Feyre-la-Montagne qui l'encaisse sont difficiles à observer en raison d'un contraste lithologique peu marqué. La difficulté de reconnaissance des types pétrographiques est souvent accentuée quand il faut comparer une roche altérée à une autre qui l'est moins ou pas. Le monzogranite de Chénéraillles présente un grain plus gros, une teneur en biotite plus faible et une teneur en feldspath potassique plus forte. Cette différence de composition se traduit par une différence de couleur de la roche : le monzogranite est plus clair.

Le monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat (γ^{3-4}) recoupe les trajectoires de foliation du monzogranite de Chénéraillles (γ^{3M}) sur sa bordure ouest. Il en est de même sur sa bordure nord (La Serre-Bussière-Vialle) où il existe une obliquité cartographique de la foliation entre sa foliation verticale et sub-méridienne et celle du monzogranite de Chénéraillles subhorizontale (La Villatte). Ces obliquités structurales suggèrent la mise en place tardive du massif de Lupersat par rapport au massif de Chénéraillles.

Chimie des granitoïdes du massif de Lupersat

Les analyses chimiques sur les cristaux de biotites issus des deux types pétrographiques de ce massif montrent un fort pourcentage en Al_2O_3 (entre 18,2 % et 18,7 %). Les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985) (fig. 3a, hors texte) et de P. Rossi et P. Chèvremont (1987) (fig. 3b, hors texte) placent toutes les analyses dans le champ de l'association alumino-potassique de type Guéret.

Les analyses chimiques de ces deux types pétrographiques (6 analyses, tabl. 3 et 4, hors texte) se dispersent entre les granodiorites et les monzogranites dans le diagramme $Q'/ANOR$ de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979) (fig. 10, hors texte). Ces roches sont acides (SiO_2 entre 64,9 % et 68,4 %, moyenne = 66,8 %) et la somme $FeOt + MgO + TiO_2$ a pour moyenne 6,08 %. K_2O varie de 4,0 à 4,5 %, le Na_2O de 2,8 à 3,5 % pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO diminue de 2,4 à 1,6 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 27 et 67) et un paramètre B moyen (entre 82 et 113). Le rapport A/CNK varie entre 1,10 et 1,28. Ce sont donc des roches fortement à moyennement peralumineuses (fig. 9a, hors texte) et mésocrates (Debon et Le Fort, 1983) (fig. 18, annexe B). Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N est assez constant (entre 18,4 et 21,6) (tabl. 3, hors texte). La somme des terres rares trivalentes est comprise entre 84 et 114 ppm. Les éléments en traces ont un comportement compatible excepté pour le Pb, Rb et Sn qui possèdent un comportement incompatible.

• *Le massif de Néoux*

Ce massif est discontinu, il forme deux masses principales (de Néoux et de Moutier-Rozeille) et de quelques petites masses satellites imbriquées dans le massif de et de Sainte-Feyre-la-Montagne au Sud-Est d'Aubusson. Il est constitué d'un monzogranite à tendance granodioritique, très proche du monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat.

γ_N^{3-4} . **Monzogranite à tendance granodioritique.** À composition intermédiaire entre un monzogranite et une granodiorite, cette roche est équigranulaire, gris-sombre du fait de sa richesse en biotite (supérieure à celle du monzogranite de Chénérailles encaissant). Elle est souvent bleutée quand elle est saine et gris jaunâtre quand elle est altérée. La taille de son grain se situe entre 2 et 5 mm (plus fin que celui du monzogranite de Chénérailles). La cordiérite automorphe est en proportion variable et peut atteindre le centimètre ; elle est souvent pinnitisée. Le feldspath potassique peut être parfois porphyrique et le plagioclase pœcilitique, généralement zoné, renferme de la biotite.

En lame mince, la texture de ce monzogranite à tendance granodioritique est grenue et la structure est magmatique. Les plagioclases sont non déformés et automorphes, tout comme le feldspath potassique. Le quartz à peine ondulé, présente plutôt des limites de grain rectilignes.

Structure. Ce monzogranite à tendance granodioritique présente une orientation minérale dessinant une fabrique magmatique fruste majoritairement pentée de 40° à 50° vers le Nord. Son contact avec le monzogranite de Chénérailles encaissant est progressif sur une distance hectométrique sauf à la carrière du Thym au Sud d'Aubusson où le contact est bien tranché. Il se marque par une différence de grain, de teneur en biotite et en feldspath potassique automorphe, et donc par une différence de couleur assez nettement visible sur le terrain.

Géochimie du monzogranite (1 analyse : P9, tabl. 3 et 4, hors texte) : la composition chimique de ce monzogranite à tendance granodioritique est similaire à celle de la granodiorite-monzogranite de Saint-Martial (Saint-Fiel) qui affleure sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs. Cette analyse chimique tombe dans le champ du massif de Saint-Martial dans le diagramme AB (fig. 9a, hors texte).

• *Le massif de Chénérailles*

Ce massif assure l'ossature de la région couverte par la carte. Il affleure principalement dans sa partie nord-ouest, et est constitué d'un monzogranite à biotite et cordiérite.

^{3M}*γch* **Monzogranite à biotite et cordiérite de Chénérailles**. C'est une roche gris-bleuté plutôt claire, isogranulaire à grain moyen de 3 à 6 mm. La caractéristique essentielle est la présence quasi-constante de cordiérites automorphes très abondantes, fraîches (couleur verdâtre) ou pinnitisées (couleur grisâtre). Les cristaux de feldspaths potassiques subautomorphes tendent à être porphyriques. Le plagioclase automorphe montre des sections sub-rectangulaires. Le quartz est souvent automorphe. La biotite est assez rare et isolée. Ce monzogranite se rapproche du type Peyrabout décrit sur les cartes de Guéret (Berthier 1979) et de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin *et al.*, 2007). Au Sud d'Aubusson, ce granitoïde est exploité à la carrière du Thym au bord de la Creuse, à 700 mètres au Nord du barrage des Combes, où il est associé avec un granitoïde sombre. Ce monzogranite est appelé « la bleue » par les habitants de la région car il présente un aspect bleuté lorsque la cassure est très fraîche. La teneur en biotite est variable.

En lame mince, les feldspaths potassiques se présentent en cristaux tabulaires blanchâtres de 4 à 7 mm. Ils baignent dans une matrice à grain plus fin (3 à 5 mm). La proportion de biotite est relativement faible (moins de 10 %). Le quartz, subautomorphe à automorphe et millimétrique, est souvent rassemblé en agrégats ; il est fréquemment inclus dans les feldspaths potassiques et présente généralement un début d'extinction roulante. La muscovite est rare et secondaire, développée aux dépens des plagioclases. La cordiérite, commune, apparaît macroscopiquement en nodules, ou en cristaux subautomorphes. Souvent altérée, elle apparaît en taches ovoïdes verdâtres au milieu desquelles on retrouve quelquefois des zones encore saines. Minéraux accessoires : apatite prismatique, zircon.

Structure. Le monzogranite de Chénérailles possède une fabrique magmatique fruste, souvent fortement pentée. Dans le secteur ouest de Mainsat, en bordure nord de la carte, ce monzogranite est déformé, il est impliqué dans la Zone de Cisaillement ductile de Montmoreau (ZCMo). Sa déformation post-solidus est protomylonitique, elle est décrite dans le paragraphe déformation post-solidus des intrusions de cette notice.

Géochimie du monzogranite de Chénérailles. Les analyses chimiques de biotites issues de ce monzogranite montrent un fort pourcentage en Al_2O_3 (entre 17,8 et 19,0 %). Les diagrammes de H. Nachit *et al.* (1985) (fig. 3a, hors texte) et de P. Rossi et P. Chèvremont (1987) (fig. 3b, hors texte) placent toutes les analyses dans le champ de l'association alumino-potassique de type Guéret.

Les analyses chimiques sur roche totale de ce monzogranite (19 analyses, tabl. 3 et 4, hors texte) se répartissent en deux groupes distincts appelés Chénérailles 1 et 2, bien qu'aucun argument de terrain et structural ne puisse être avancé. Ces groupes présentent un paramètre de source

La_N/Yb_N différent : le groupe de Chénérailles 1 est caractérisé par un rapport $La_N/Yb_N < 17,5$ et le groupe de Chénérailles 2 par un rapport $La_N/Yb_N > 17,5$ (tabl. 4, hors texte). Cette répartition en deux groupes se remarque également dans le diagramme AB (fig. 9b, hors texte) par une répartition des analyses dans deux domaines distincts.

a) Le groupe Chénérailles 1 (12 analyses), appartient à la famille des monzogranites dans le diagramme $Q'/ANOR$ de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979) (fig. 10, hors texte). Ce groupe possède une composition acide (SiO_2 entre 68,1 et 71,2 %, moyenne = 69,5 %). La somme ($FeOt + MgO + TiO_2$) varie de 3,2 à 5,0 %. Le pourcentage en alcalins ($Na_2O + K_2O$) varie de 7,3 à 8,2 %. Corrélativement, CaO diminue de 1,9 à 1,1 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 32 et 67) et un faible paramètre B (entre 51 et 80). Le rapport A/CNK varie entre 1,12 et 1,29. Ce sont donc des roches fortement alumineuses (fig. 9a, hors texte) et mésocrates (Debon et Le Fort, 1983) assez pauvres en minéraux ferro-magnésiens (fig. 9a, hors texte).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N est assez constant et varie entre 12,8 et 17,4 (tabl. 4, hors texte). Les sommes de terres rares trivalentes s'étalent entre 52 et 77. L'ensemble des éléments en traces a un comportement compatible excepté pour l'étain qui possède un comportement incompatible.

b) Le groupe Chénérailles 2 (7 analyses), appartient à la famille des monzogranites dans le diagramme $Q'/ANOR$ de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979) (fig. 10, hors texte). Ce groupe de roches possède une composition acide (SiO_2 entre 67,1 et 69,0 %, moyenne = 68,1 %). La somme ($FeOt + MgO + TiO_2$) varie de 4,9 à 6,0 %. Ce type pétrographique est donc plus riche en minéraux cafémiques (biotite et cordiérite) que le type Chénérailles 1. Le pourcentage en alcalins ($Na_2O + K_2O$) s'étale entre 7,7 % et 8,3 %. Corrélativement, le CaO diminue de 2,2 à 1,5 %. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 26 et 59) et un plus fort paramètre B que celui de Chénérailles 1 (entre 81 et 96). Le rapport A/CNK varie entre 1,09 et 1,23, ce qui est plus faible que la balance alumine du groupe Chénérailles 1. Ce sont donc des roches moyennement à fortement alumineuses et mésocrates (Debon et Le Fort, 1983) (fig. 9a, hors texte). Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N est assez constant et varie entre 17,7 et 21,1 (tabl. 4, hors texte). Les sommes de terres rares trivalentes s'étalent entre 84 et 92. L'ensemble des éléments en traces a un comportement compatible excepté pour l'étain qui possède un comportement incompatible.

• **Le massif de Sainte-Feyre-la-Montagne**

Ce massif apparaît dans la partie centrale de la carte entre la bordure occidentale du massif de Crocq et les massifs de Lupersat et de Néoux.

γ ^{3M}~~SF~~ **Monzogranite à biotite et cordiérite à grain fin à moyen.** C'est une roche grise assez claire, isogranulaire à grain fin à moyen, de 2 mm, bien moins riche en biotite (en paillette millimétrique) et en plagioclase que le granitoïde de Néoux. Elle est ponctuellement riche en cordiérite, souvent automorphe et centimétrique. Localement les cristaux de feldspaths potassiques sub automorphes (4-10 mm) présentent un habitus porphyroïde. Le quartz est souvent automorphe. Ce monzogranite se distingue des granitoïdes de Chénérailles par son grain plus fin, la biotite un peu plus abondante et la cordiérite souvent automorphe.

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

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

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

δ ^{3M}~~SF~~ **Monzogranite à biotite automorphe de Sainte-Feyre-la-Montagne.** Cette roche présente le même aspect que le monzogranite à biotite et cordiérite γ ^{3M}~~SF~~ mais elle est caractérisée par la présence de cristaux automorphes de biotite. Ces biotites sont interprétées comme provenant de la contamination du massif du Crocq.

• *Le massif de Crocq*

Ce massif est essentiellement composé d'un monzogranite porphyroïde à cordiérite rarissime, le monzogranite de Crocq ($\rho\gamma^{3M}_{Cro}$), et d'un type pétrographique riche en cordiérite, le monzogranite du Châtelard ($\rho\gamma^{3M}_C$).

$\rho\gamma^{3M}_{Cro}$. **Monzogranite porphyroïde à biotite automorphe de Crocq.**

Ce monzogranite occupe une large surface dans la partie sud-est de la carte. Il est situé au Nord du massif d'Auzances et à l'Ouest du massif de Sainte-Feyre-la-Montagne. Le monzogranite de Crocq se distingue mal du monzogranite de Chénérailles du fait d'une minéralogie très proche et d'une couleur semblable. Il s'en démarque par l'absence de cordiérite macroscopique, ainsi par un grain légèrement plus gros et surtout par la présence de biotite automorphe hexagonale bien fraîche et bien individualisée. Deux petites masses de monzogranite de Crocq sont intrusifs dans le massif de Sainte-Feyre-la-Montagne l'une située à 2 km au Nord de Mautes et l'autre à Montcorps (2 km au Sud-Est de Lupersat). Le site de la tour de Sermur (Sud-Ouest d'Auzances), en raison de la qualité des affleurements que l'on y rencontre, est l'endroit idéal pour l'observation de ce monzogranite.

Le monzogranite de Crocq est assez clair et isotrope, à grain moyen (2 à 5 mm), à biotite parfaitement automorphe (hexagonale) de plus grande taille que le grain moyen de la roche, atteignant parfois 10 mm. La cordiérite peut très exceptionnellement être présente dans la roche, elle est automorphe. Le feldspath potassique est fréquemment en phénocristaux trapus de 1 à 3 cm de long, blancs ou souvent rosés voire rouges sombres. Le plagioclase est généralement subautomorphe, sa couleur d'altération est brun clair. C'est sur la roche altérée que se démarque le mieux la biotite, bien noire mais parfois chloritisée. La libération de fer par la biotite colore l'arène de ce granite en marron, ponctuée par des taches blanches et jaunâtres de feldspaths. C'est surtout le plagioclase qui s'altère par rapport au feldspath alcalin porphyrique. Ce monzogranite donne souvent des boules de taille décimétrique, remarquables dans le bois situé entre Giat et Les Fourches (2 km au Nord-Ouest de Mautes).

En lame mince, ce monzogranite montre une texture grenue hypidiomorphe. Le quartz se présente en grandes plages polycristallines et interstitielles non déformé. Le feldspath potassique est poecilitique et porphyrique, parfois perthitique. Il peut être interstitiel et englober les autres cristaux. De rares microclines sont observés. Le plagioclase automorphe est zoné et maclé (macle polysynthétique). La biotite forme de grandes lattes bien individualisées. Sa couleur apparaît d'un brun plus foncé que celle des biotites des autres corps granitoïdiques du complexe magmatique de Guéret. De rares cordiérites automorphes peuvent être observées en lame mince. Enfin, localement de l'amphibole xénomorphe est présente. Elle est décrite comme relictuelle par G. Sabourdy (1988). Elle est incluse dans le plagioclase et ne

semble pas faire partie de la paragenèse primaire du granite. Ces amphiboles sont interprétées comme étant des enclaves mono-minérales (inclusions), témoins d'un magmatisme méta-alumineux, incluses en mélange dans le bain silicaté de départ. La présence d'allanite caractérise également ce type pétrographique. Le zircon, l'apatite et des oxydes métalliques sont également présents.

Structures. Le monzogranite de Crocq possède une fabrique magmatique fruste, souvent très difficile à observer. Elle est globalement parallèle aux limites lithologiques et assez fortement pentée vers l'extérieur du massif (son pendage est souvent supérieur à 45°). Cette fabrique est rare ou absente au cœur du massif où la roche a une structure subisotrope.

Le contact entre le monzogranite à biotite de Crocq et celui à biotite et cordiérite de Sainte-Feyre-la-Montagne est progressif sur une zone de transition de 300 à 1 500 m de large. Cette zone de transition est assez bien visible aux alentours du village de Mautes, vers le hameau du Cher du Theil (2 km à l'Ouest de Mautes), au Moulin Croizet (1 km au Nord-Ouest de Mautes) et au village de Chaupeyre (1,5 km au Nord de Mautes). Elle est formée d'un granitoïde à grain moyen de caractère mixte : renfermant la cordiérite typique du monzogranite de Chénérailles et la biotite automorphe caractéristique du monzogranite de Crocq. En recoupant la zone de transition entre les deux granitoïdes depuis le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne jusqu'au monzogranite de Crocq, on observe l'apparition graduelle de biotite automorphe dans cette zone jusqu'au contact du monzogranite de Crocq. La taille de la biotite, d'abord petite (2-3 mm), augmente jusqu'à 7 mm. Dans le même temps, la teneur en cordiérite typique du monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne semble rester constante dans cette zone de transition, avant de décroître rapidement dans une étroite zone, hectométrique, et de disparaître au contact du monzogranite de Crocq (village de Chaupeyre à 1,5 km au Nord de Mautes). Le caractère mixte de cette zone de transition est interprété comme une auréole de métamorphisme de contact du monzogranite de Crocq dans le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne. Elle se traduit par une métasomatose de biotites automorphes issue du monzogranite de Crocq dans le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne.

Le contact avec le granitoïde intermédiaire à composition monzogranitique à granodioritique γ^{3-4} d'Auzances est franc. Il est souligné dans le massif d'Auzances par une zone de 50 mètres de puissance de γ^{3-4} ponctué de biotites porphyriques automorphes, similaires à celles du monzogranite de Crocq, mais de taille plus petite. Dans le monzogranite de Crocq, la taille du grain diminue vers le contact et s'accompagne d'une augmentation de la teneur en biotite.

Chimie du monzogranite de Crocq. Les analyses chimiques sur les cristaux de biotites issus du monzogranite de Crocq montrent un faible

pourcentage en Al_2O_3 (entre 12,9 et 15,4 %). Le diagramme de H. Nachit *et al.* (1985) (fig. 3a, hors texte) place les analyses dans le champ des granites calco-alkalins à subalkalins. Le diagramme de P. Rossi et P. Chèvremont (1987) (fig. 3b, hors texte) place les analyses dans le champ des granites de l'association calco-alkaline et le champ des granites de l'association monzonitique type magnésio-potassique.

Les analyses chimiques de ce monzogranite (9 analyses) se regroupent dans le champ des monzogranites dans le diagramme $Q'/ANOR$ de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979) (fig. 10, hors texte). La somme ($FeOt + MgO + TiO_2$) varie de 6,1 à 4,4 %. Le pourcentage en alcalin ($Na_2O + K_2O$) varie de 7,5 à 8,5 %. Corrélativement, le CaO augmente de 1,3 à 2,3 %. Ces roches sont caractérisées par un faible paramètre A (entre 9 et 42) et paramètre B moyen (entre 70 et 101). Elles présentent les rapports A/CNK les plus faibles du complexe magmatique de Guéret qui varient entre 1,03 et 1,16. Ce sont donc des roches moyennement alumineuses (Debon et Le Fort, 1983) (fig. 9a, hors texte) et mésocrates riches en minéraux ferro-magnésiens (fig. 18, annexe B). Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N varie entre 12,6 et 18,6 (tabl. 4, hors texte). Les sommes de terres rares trivalentes s'étalent entre 88 et 114. L'ensemble des éléments en traces a un comportement compatible excepté pour l'étain qui possède un comportement incompatible. Pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, ces roches sont plus riches en Zr, Hf, Nb, HREE, LREE et plus particulièrement en Th que les autres roches du complexe magmatique de Guéret.

Données géochronologiques. Ce monzogranite a fait l'objet d'une datation par la méthode U-Pb sur zircons. L'échantillon a été prélevé à proximité du bourg de Crocq sur la carte de Felletin. L'âge obtenu : 337 ± 3 Ma (fig. 17, annexe B) permet d'attribuer à ce monzogranite un âge fini viséen moyen.

f/Cro . **Monzogranite de Crocq à grain fin.** Ce monzogranite, pétrographiquement comparable au monzogranite porphyroïde à biotite automorphe de Crocq, affleure à 2 km au Sud-Ouest de Lioux-les-Monges.

p/C . **Monzogranite porphyroïde à biotite automorphe et à cordiérite du Châtelard.** Ce monzogranite affleure au sein du monzogranite de Crocq en formant une grosse masse aux alentours du village de Châtelard (6 km au Nord de Mérinchal). Un affleurement remarquable est situé au puy de « Les Rochers », 2 km au Nord-Ouest du Châtelard. C'est un monzogranite leucocrate à grain moyen (2 à 5 mm), qui présente des plagioclases automorphes, fréquemment beigeâtres par altération. Il renferme des feldspaths potassiques, de taille légèrement plus importante que le grain de la roche, de teinte grisâtre. Ce monzogranite ressemble au monzogranite de Crocq, dont il possède les biotites automorphes de 3 à 5 mm, mais il s'en

distingue par la présence de cordiérite très abondante, le plus souvent en cristaux automorphes, verdâtres à noirs, ou parfois en nodules. Il se différencie également du monzogranite de Crocq par sa richesse en phénocristaux de feldspaths. Cette dernière caractéristique incite à considérer cette roche comme un type pétrographique du monzogranite de Crocq contenant des accumulations de feldspaths potassiques.

• « **Enclaves** » **calco-alcalines monzonitiques contenues dans le massif de Crocq**

Unique sur la carte d'Aubusson et dimension inconnue, 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.

η^M . **Monzodiorite à amphibole**. Cette monzodiorite forme des « enclaves ? » dans le monzogranite de Crocq. Elle n'affleure que sous forme de pierres volantes, à 3 km au Nord-Est de Mérinchal, sur le flanc ouest de la colline située au Sud du lieu-dit « le Mont ». Sa couleur est noir-verdâtre très sombre, elle est riche en biotite millimétrique. La couleur verte est due à la présence en très grande quantité d'amphibole verte xénomorphe de 5-6 mm de long, reconnaissable à l'œil nu grâce à son clivage à 120°. La roche est riche en plagioclase xénomorphe de taille millimétrique à centimétrique. Ce type pétrographique est comparable à la granodiorite à amphibole (γ^A) cartographiée sur la feuille de Saint-Gervais-d'Auvergne.

Au microscope, la roche montre une texture grenue. Le feldspath de composition potassique forme parfois des myrmékites lorsqu'il est en contact avec le plagioclase. Ce dernier est en voie de séricitisation. L'amphibole abondante se distingue par son habitus en baguette et montre un début de texture en alvéole. La biotite fraîche est distribuée de manière aléatoire. Le quartz, très rare, cristallise dans les zones interstitielles (origine secondaire). Quelques oxydes parsèment la roche.

Massifs de granitoïdes à deux micas et cordiérite

• **Le massif de Champagnat et les autres petits massifs**

Il s'agit d'un monzogranite à cordiérite et muscovite ($\gamma^{3-2}c$) qui forme le massif de Champagnat affleurant à proximité du village du même nom. Ce massif est ceinturé de petits massifs satellites de même lithologie disséminés dans ses environs, notamment à l'Est et au Sud de Bellegarde-en-Marche, ainsi qu'au Nord-Est de Lupersat le long de la D988. Un petit massif de même nature est également présent au niveau de Brousse, dans le monzogranite de Châtelard (massif de Crocq). Enfin, de multiples petites

masses recouper le monzogranite à biotite et cordiérite sur l'ensemble de la feuille comme au Mazaud et Versavaud (Nord de Mérinchal) et au Montaud (Sud d'Auzances).

γ^{3-2} **c Leucomonzogranite à deux micas et cordiérite de type Champagnat.** C'est un leucomonzogranite leucocrate de couleur beige à grain moyen (3 mm) et contours de grains flous. La biotite est automorphe de petite taille (2 mm), généralement fraîche, et bien répartie dans le fond grenu de la roche. La muscovite, de petite taille (inférieure à 2 mm), est moins abondante que la biotite, mais très fréquente. Le plagioclase est de petite dimension (3 mm). Son altération donne une teinte beige à la roche. On retrouve du feldspath potassique pœcilitique, de couleur grise et mesurant environ 5 mm et du quartz globuleux, dont la taille varie entre 2 et 4 mm. Cette roche est riche en cordiérite automorphe, parfois centimétrique, de couleur généralement verte, ou parfois noire.

En lame mince. Le leucomonzogranite présente une texture grenue hypidiomorphe, et une structure magmatique. Le quartz tend à être automorphe. Il montre parfois des sous-joints en échiquier. Les limites de grains sont rectilignes. Le feldspath potassique est pœcilitique (inclusions de biotite et plagioclase). Le plagioclase, automorphe, est zoné. La muscovite primaire est rare et de petite taille. Lorsqu'elle est secondaire, elle cristallise en forme de rosace. La biotite est en voie de chloritisation. La cordiérite est automorphe, pinnitisée et envahie par des plages biotitiques. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. Le leucomonzogranite localisé dans la masse au Sud de Bellegarde-en-Marche présente des quartz bipyramidés qui ont tendance à se craqueler. Une couronne de gouttelettes de feldspath entoure fréquemment ces quartz de section losangique. Cette texture est le signe d'une mise en place quasi superficielle de la roche.

Structure. Aucune fabrique n'a été observée dans le leucomonzogranite. Son contact avec le monzogranite à biotite et cordiérite de Chénéraillles (γ^{3M}) est progressif. Il est marqué par la disparition graduelle, sur quelques dizaines de mètres, mais rapide de la muscovite et de la biotite automorphe du leucomonzogranite de Champagnat. Vers Champagnat, la limite entre le leucomonzogranite et le monzogranite de Chénéraillles suit les courbes de niveaux ce qui suggère qu'elle est horizontale. La position topographiquement haute du leucomonzogranite suggère qu'il repose sur le monzogranite de Chénéraillles et qu'il forme une lame horizontale. Au niveau de Brousse et de Lioux-les-Monges, le contact avec les monzogranites de Crocq et de Châtelard est rapide. Notons que ces leucomonzogranites ressemblent au leucomonzogranite de Fernoël qui affleure plus au Sud sur la feuille de Felletin.

Géochimie du leucomonzogranite (2 analyses). En plus de ces deux analyses, cinq autres types pétrographiques du complexe magmatique de

Guéret contenant de la muscovite primaire sont insérés à l'étude. Les analyses se dispersent principalement dans le champ des syenogranites dans le diagramme Q'/ANOR de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979) (fig. 10, hors texte).

Ces roches acides présentent des pourcentages en SiO₂ entre 69,6 % et 73,2 % (moyenne = 71,7 %). La somme (FeOt + MgO + TiO₂) varie de 4,4 % à 1,7 %. Le pourcentage en alcalin (Na₂O + K₂O) varie de 6,9 % à 8,4 %. Corrélativement, CaO diminue de 1,1 % à 0,7 %. Pour un pourcentage en SiO₂ identique, on observe une forte concentration en P₂O₅ (maximum 0,37 %) et deux échantillons ont un excès de MnO par rapport aux autres groupes granitoïdiques. Ces roches sont caractérisées par un paramètre A compris entre 54 et 76, et un paramètre B compris entre 25 et 70. Le rapport A/CNK varie entre 1,23 et 1,34. Ce sont donc des roches très fortement peralumineuses et sub leucocrates (Debon et Le Fort, 1983) (fig. 9a, hors texte).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N varie entre 4,3 et 19,3 (tabl. 4, hors texte). La somme des terres rares trivalentes est comprise entre 31 et 68 ppm. Les éléments en traces ont un comportement compatible excepté pour l'étain qui possède un comportement incompatible. Pour un pourcentage en SiO₂ équivalent, ces roches sont enrichies en HREE et Y.

*N*³⁻²**C. Leucomonzogranite fin à deux micas et cordiérite.** Ce leucomonzogranite à deux micas forme de petits plutons ou des filons (route départementale D 92, 4 km au Sud d'Auzances) qui viennent recouper la masse principale des granitoïdes de Guéret. Le plus gros d'entre eux affleure à l'Est des villages de Les Mars et de Chard en bordure est de la carte. D'autres, de taille moins importante pointent dans la partie est de la feuille : à Montalon (partie sud-est de la feuille), à la Ribière (4 km à l'Ouest d'Auzances), à Sermur (8 km au Sud-Ouest d'Auzances) et à l'Est de Bussière-Vieille (10 km à l'WNW d'Auzances). Le contact entre le leucomonzogranite et son encaissant est franc.

Ce leucomonzogranite est intégré au monzogranite à biotite et cordiérite *γ*^{3M} sur la feuille voisine de Saint-Gervais-d'Auvergne dont il est différencié par un figuré « roche à grain fin », sans que ses limites soient nettement indiquées. De ce fait la continuité des limites lithologiques du leucomonzogranite d'une carte à l'autre n'est pas assurée.

C'est un leucomonzogranite beige clair à grain généralement pauvre en micas, à biotite (inférieure à 2 mm) plus abondante que la muscovite (millimétrique ou plus fine, localement et difficilement visible ou absente). Il contient du quartz translucide inférieur à 3 mm. La taille du grain de la roche peut aller de fin (1 à 2 mm) à moyen (4 mm). Son arène forme un sable fin de

couleur claire. Par endroits, difficilement observable à l'œil nu, de la muscovite primaire, millimétrique, apparaît. Quelques phénocristaux de feldspaths potassiques rose-beige forment des rectangles de 0,5 cm à 1 cm de longueur. On trouve des roches de couleur saumon avec un aspect de pâte à la cassure. Les cordiérites sont de temps en temps en nodules, mais elles sont généralement automorphes à subautomorphes en tonnelets (3 mm). Ce leucomonzogranite est à rattacher au leucomonzogranite de la tour de Crocq qui affleure sur la feuille de Felletin.

En lame mince, ce leucomonzogranite présente une texture microgrenue qui devient granophyrique par endroit. Le fond microgrenu à grenu est quarzo-feldspathique avec des biotites et de très fines muscovites. Le quartz apparaît généralement en extinction onduleuse avec de nombreux sous grains. Le feldspath potassique porphyrique est perthitique xénomorphe (inclusions de quartz et plagioclases). Le plagioclase zoné est également porphyrique et se présente sous leur habitus automorphe. La cordiérite automorphe est entièrement rétrotransformée en muscovite (pinnitisation). La muscovite apparaît en petites lamelles bien individualisées, comme la biotite.

Structure. Ce leucomonzogranite est globalement isotrope, sauf dans la masse de Puy de Chaumont en bordure nord-est du massif de Lupersat, où la roche présente une fabrique verticale N20. Son contact avec les granitoïdes voisins est franc. Il est même possible de trouver des filons métriques (non cartographiables) de ce leucomonzogranite dans l'encaissant granitoïdique (environ des Mars). À Sermur, des pegmatites soulignent le contact.

Intrusions de granitoïdes fins à biotite et cordiérite

P₁³c. Monzogranite fin porphyroïde à biotite et cordiérite. Cette roche affleure à 3 km au Nord-Ouest de Mérinchal, sous la forme d'un filon orienté N30, et à 4 km à l'Ouest de Mérinchal, à l'Ouest du lieu-dit « le Sibieux » sous forme d'un petit massif ramassé, localisé dans le prolongement du filon de Lioux-les-Monges. Le contact avec l'encaissant est franc.

C'est un monzogranite à grain fin (millimétrique) de couleur gris clair, qui peut prendre une teinte rosée beige à proximité des filons de roches hypovolcaniques. La biotite y est subautomorphe, sa taille est comprise entre 2 et 8 mm. Elle prend souvent une teinte verdâtre en raison de son altération en chlorite. Le feldspath potassique y est souvent porphyrique, de taille inférieure au centimètre. Ce monzogranite est très riche en cordiérite automorphe, de quelques millimètres de long.

N³c. Granite fin à biotite et cordiérite. Cette roche de faible extension est localisée à l'Est de Rougnat dans l'angle nord-est de la feuille. Généralement de teinte grise à jaune clair, son grain est très fin, millimétrique. Ce granite est riche en cordiérite, en forme de tonnelet de 1 à 3 mm. Par endroits, les minéraux sont orientés mais cette observation n'a pu être réalisée que sur des blocs volants ou sous des arbres déracinés, empêchant ainsi toute mesure d'orientation de foliation magmatique.

Enclaves de roches non assimilées dans les granitoïdes à biotite de Guéret

Les roches enclavées dans les granitoïdes ne sont pas cartographiables (excepté lorsqu'elles dépassent quelques dizaines de mètres comme à l'Est de Chard) 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, on peut l'observer à la carrière de Sannegrand. Il s'agit 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 jacentes aux granitoïdes du massif de Guéret (série du Chavanon).

• 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 fréquentes dans le monzogranite de Chénéraillles (γ^{3M}), le long de la D990 reliant Aubusson à Chénéraillles (bourg situé sur la carte d'Évaux-les-Bains). Elles ont également été observées dans la granodiorite d'Auzances (γ^A), (sortie est de Mérinchal, et pourtour d'Auzances), ainsi que dans le monzogranite de Crocq (au Puy de « le Mont » à l'Est de Chard, à l'église du Châtelard, à la carrière d'altérites localisée à l'Est de Brousse au Sud-Ouest de les Mars). Dans ce monzogranite, ces enclaves sont plurimétriques à pluridécamétriques (< 50 m). 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 formes ovoïdes 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 supérieure au fond grenu de la roche. Localement, le granitoïde encaissant présente en bordure des enclaves un enrichissement en biotite.

Dans le monzogranite de Crocq, les enclaves (surtout celles de taille pluridécamétrique) renferment des phénocristaux de feldspaths pouvant atteindre 1 cm ainsi que de grosses biotites noires hexagonales (1 cm) baignant dans un fond grenu de la roche enclavée. Ces enclaves sont également souvent mouchetées de cordiérites automorphes verdâtres abondantes, et leur périphérie présente une augmentation de la taille du grain ainsi qu'un enrichissement en biotite automorphe. Cette variation de type pétrographique en périphérie s'accompagne d'un mélange avec le monzogranite de Crocq.

Au microscope, ces roches enclavées montrent une texture grenue non orientée. 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 biotites 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) (fig. 3a, hors texte) et de P. Rossi et P. Chèvremont (1987) (fig. 3b, hors texte) placent toutes les analyses dans le champ de l'association aluminopotassique de type Guéret.

L'étude géochimique sur roche totale de ces enclaves de roches magmatiques s'appuie sur une compilation de 16 analyses chimiques. Parmi ces analyses, trois proviennent d'enclaves prélevées sur le monzogranite de Chénérailles sur la carte d'Aubusson (tabl. 5, hors texte). Deux analyses proviennent d'enclaves du monzogranite de Crocq, dont une prélevée sur la carte d'Aubusson (tabl. 5, hors texte) et une communiquée par G. Sabourdy. Une a été prélevée par V. Thierry sur le leucomonzogranite de Fernoël (intrusif dans le monzogranite de Crocq sur la carte de Felletin). Une autre provient d'une enclave prélevée dans le massif de Lupersat (\mathcal{N}^{3-4}) (tabl. 5, hors texte). Enfin une analyse a été extraite de la thèse de L. Vauchelle (1988), et 9 analyses ont été communiquées par H. Downes, mais leur encaissant n'est pas précisé.

Le caractère alumineux est confirmé avec un rapport A/CNK supérieur à 1 (tabl. 5, hors texte). Dans le diagramme Q'/ANOR de A. Streckeisen et R.W. Le Maitre (1979), ces enclaves sont des monzogranite, granodiorite et tonalite.

Ce sont des roches acides dont la gamme de pourcentage en SiO_2 est comprise entre 62,9 et 67,9 %. La somme ($\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) 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 %. 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 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , et K_2O . CaO , Na_2O et P_2O_5 sont quasiment constants quels que soient les pourcentages en SiO_2 .

Par rapport au granitoïdes de Guéret et pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, la composition chimique des enclaves est plus riche en FeO_t , 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 (fig. 11, annexe A) 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 de epsilon Nd, 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 (1983), la peraluminosité en fonction du paramètre B diminue fortement. 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 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , et du K_2O en fonction de 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.

FILONS VISÉENS

Microgranites et rhyolites du complexe filonien de Sannat-Lupersat – Bellegarde-en-Marche. Le complexe filonien de Sannat-Lupersat – Bellegarde-en-Marche est constitué de roches magmatiques subvolcaniques ou franchement volcaniques. Elles ne sont pas différenciées cartographiquement. Le type pétrographique dominant est un microgranite à rares phénocristaux (mg), souvent associé à un microgranite porphyrique à matrice aphanitique (pmg), plus rarement à une rhyolite (r) et à un granite à cordiérite (mg3c). Ces filons sont localement hydrothermalisés, ils acquièrent alors une couleur verdâtre à blanchâtre et tous leurs minéraux sont altérés.

$\mu\gamma$. Microgranite à phénocristaux. C'est un microgranite rose à rares phénocristaux de biotite chloritisée de 1 à 3 mm, à muscovite de taille

inférieure au millimètre et à quartz hyalin inférieur au millimètre qui constitue l'essentiel du dyke de Sannat. Le tout est emballé dans une matrice rose à grain très fin.

$\mu\gamma$. **Microgranite porphyrique à matrice aphanitique.** Ce microgranite, de couleur crème ou rose, est composé de phénocristaux baignant dans une mésostase microcristalline à minéraux de trop petite taille pour être identifiés à l'œil nu. Les phénocristaux sont constitués de biotites automorphes hexagonales de taille inférieure à 5 mm, plus ou moins abondantes et plus ou moins chloritisées, de feldspaths blancs et rectangulaires de 2 mm à 1 cm, de quartz globuleux fumés ou hyalins de 1 à 3 mm, et parfois de cordiérites subautomorphes, pouvant atteindre 5 mm. La mésostase est de couleur beige à rose à grain très fin, non distinguable à l'œil nu.

ρ . **Rhyolite.** Cette roche est constituée d'une pâte rosée à beige claire sans cristaux visible, dans laquelle on peut observer de l'oxyde de manganèse dendritique.

$\mu\gamma^3c$. **Leucogranite de Croze.** Il constitue de nombreux filons (Dyke de Sannat, Theil, Lépinard, Chaux Fonty). C'est un granite leucocrate, de couleur beige jaune légèrement rosée, à grain moyen. La biotite est automorphe, hexagonale et allongée, elle mesure de 1 à 3 mm et est parfois orientée. Le feldspath est subautomorphe de 2 à 5 mm, rose ou vert. Le quartz, de 1 à 3 mm, est automorphe, anguleux et fumé ou de couleur grise. Le feldspath potassique également automorphe peut dépasser le centimètre. La muscovite est très petite, de taille inférieure au millimètre. Il peut y avoir de la cordiérite automorphe de taille équivalente à la biotite, mais en plus faible proportion.

Géochimie des magmas du complexe filonien de Sannat-Lupersat et de Bellegarde-en-Marche (6 analyses, tabl. 6, hors texte).

Ces roches se localisent dans le champ des rhyolites dans le diagramme alcalin-silice. Elles sont acides (SiO_2 entre 68,8 % et 77,5 %) et la somme $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ varie de 4,8 à 0,8 %. K_2O varie de 4,7 à 5,3 %, Na_2O de 1,4 à 3,6 % pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, CaO diminue de 0,7 à 0,08 %. Ces roches sont caractérisées par un étalement du paramètre A entre 34 et 73, et un paramètre B entre 10 et 77. Les diagrammes de terres rares permettent de les distinguer des granitoïdes de Guéret (fig. 12, hors texte) avec une anomalie négative en europium plus marquée pour ces filons que pour les granitoïdes de Guéret en général.

Données géochronologiques sur les roches hypovolcaniques du complexe filonien

Deux nouvelles datations ont été acquises sur ces roches hypovolcaniques par la méthode U-Pb sur zircons. Les échantillons ont été prélevés sur le dyke de Sannat à proximité de Sannat sur la feuille d'Évaux-les-Bains, l'un sur un microgranite à rares phénocristaux (μ'), et l'autre sur une rhyolite (ρ). Les âges obtenus sur les deux échantillons sont relativement proches : 338 ± 3 Ma (μ') (fig. 18, annexe B) ; 335 ± 3 Ma (ρ) (fig. 19, annexe B). Ils permettent d'attribuer à ce magmatisme sub volcanique un âge moyen de 337 Ma ($332-341$ en tenant compte des fourchettes d'erreurs) : limite viséen moyen-supérieur. Un âge similaire sur zircon a été obtenu sur les tufs rhydacitiques du bassin de Château-sur-Cher immédiatement au Nord de la carte d'Aubusson : 337 ± 3 Ma (fig. 20a et b ; fig. 21, annexe B). La similitude de ces âges suggère que le dyke de Sannat et probablement les autres filons situés sur la carte d'Aubusson appartiennent à l'infrastructure des édifices volcaniques responsables des émissions volcaniques conservées dans les bassins des Combrailles.

Filons

$\tau\alpha$. Trachyandésite. Deux filons de lave ont été observés sur la carte d'Aubusson. Le premier de puissance métrique est visible à la carrière du puy du Roy (LA36) au Sud d'Aubusson (non représenté sur la carte). Le second (CJ96), forme une masse de forme allongée d'une cinquantaine de mètre en direction NW-SE. Il est situé à 300 m au Sud-Est des Portes (8 km à l'Ouest d'Auzances, près du filon de Sannat). CJ96 est une roche compacte, noire avec quelques enclaves de cristaux d'olivine de 2 mm et de fragments de roches granitiques. LA36 présente une pâte aphanitique noire.

Composition chimique (2 analyses, tabl. 7, hors texte) : dans le diagramme alcalin-silice, l'échantillon CJ96 se place dans le champ des trachy-andésites et LA36 dans le champ des andésites. Les diagrammes de lanthanides sont identiques pour les deux roches (fig. 12, hors texte). Ces roches intermédiaires présentent des pourcentages en SiO_2 de 53,9 et 57,9 %. La somme ($\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) est de 9,4 à 11,1 %. Le pourcentage en alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varie de 5,5 à 7,4 %. Corrélativement, CaO diminue de 5,9 à 5,4 %.

Q. Quartz. Ce sont des filons de quartz blanc laiteux, parfois minéralisés en antimoine, comme à Mérinchal, mis en place dans des ouvertures le long de failles. Le quartz affleure en boules parfois de dimension plurimétrique ou sous forme de blocs de taille centimétrique à décimétrique que l'on trouve soit dans les champs, soit dans des bosquets et petits bois.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations sédimentaires du Stéphanien moyen (bassin d'Ahun)

Ce bassin est un graben dissymétrique d'orientation NW-SE limité au Nord-Est par la faille d'Ahun, jalonnée par un ressaut topographique de 100 m sur la feuille voisine de Saint-Sulpice-les-Champs ; au Sud-Ouest ses sédiments reposent en discordance sur le massif de Guéret. Trois horizons sédimentaires géométriquement superposés sont distingués sur cette carte : à la base un conglomérat grossier (« poudingue de base », h5a) surmonté du complexe gréso-argileux, houiller (h5b) d'environ 350 m de puissance, et couronnée d'un autre niveau conglomératique, le « Poudingue supérieur » (h5c) d'environ 50 m d'épaisseur. Sur la carte d'Aubusson, seul le « poudingue de base » est reconnu sur une toute petite partie constituant la terminaison méridionale du bassin d'Ahun.

h5a. Poudingue de base (bassin d'Ahun). Ce niveau gréso-conglomératique est composé de galets roulés, d'une taille allant de 5 à 10 centimètres en moyenne, pouvant atteindre 12 à 20 centimètres, emballés dans une matrice gréseuse, de couleur jaune-beige à brun clair, avec des passées de teinte rouille. Il est souvent peu altéré, mais peut par endroit être très déstructuré en surface, présentant alors les galets dans un sable brun clair.

La nature de ces galets est variée. Ce sont souvent des galets granitiques, de même nature que les granitoïdes de Guéret entourant le bassin, appartenant aux types pétrographiques γ^{3M} et γ^{3-4} . On trouve également en quantité importante des blocs d'origines filoniennes diverses, à savoir des microgranites, du quartz et plus rarement du granite leucocrate. Le conglomérat renferme également des galets d'« aubussonite » de différents aspects.

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

Formations superficielles

A. Altérites en place ou déplacées. Les altérites recouvrent une faible partie de la feuille d'Aubusson. Cependant, pour ne pas oblitérer les informations sur le socle, elles ne sont représentées que lorsque leur épaisseur est supérieure à 2,5 m. Enfin, certaines observations ont été effectuées sur des affleurements temporaires (fossés, chantiers) qui sont susceptibles de disparaître rapidement. Les contours des altérites sont approximatifs ; les

altérites sont figurées avec une teinte atténuée de la couleur correspondant à la lithologie altérée.

La formation des altérites s'est effectuée par hydrolyse météorique (altération lessivante) des roches de socle pendant des périodes où elles étaient soumises à des climats plus ou moins humides.

Trois stades d'altération sont identifiés le long d'un profil d'altération sur granites (fig. 4) :

- les allotérites de granites : ce sont des arènes argileuses ou des argiles, terme ultime de l'altération supergène des granites. Les argiles sont blanches, vertes ou jaunes en surface sur les granites, douces au toucher (kaolinites dérivées des feldspaths). Elles sont absentes sur la feuille d'Aubusson. 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, que l'on trouve éparses 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, tendant ainsi à les arrondir ;
- la zone fissurée des granites : 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.

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

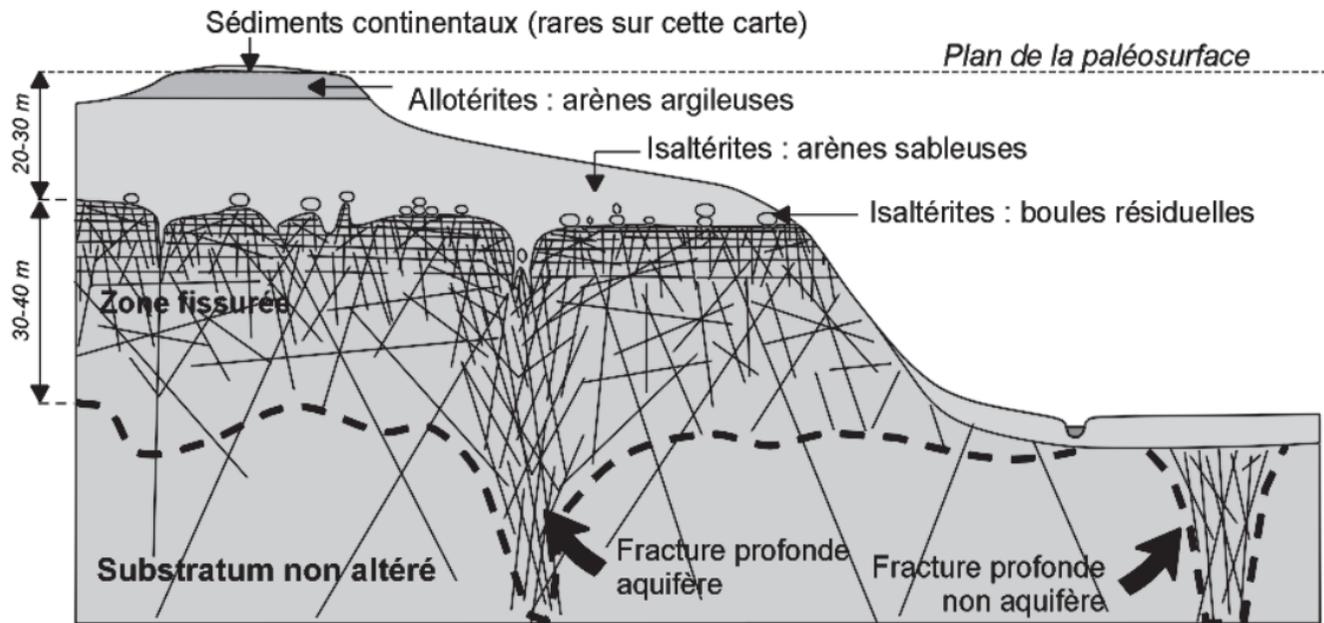


Fig. 4 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (Wyns, 1999)

Ce manteau d'altération est fortement découpé par l'érosion sur l'essentiel de la carte. Il est ponctuellement assez bien préservé en bordure nord de la carte. Il semblerait qu'au moins deux profils d'altérations soient présents sur la feuille d'Aubusson. Les témoins du profil d'altération les plus anciens sont conservés par des buttes résiduelles principalement révélées par le puy de Bellegarde-en-Marche et de Sermur. L'horizontalité de l'horizon fissuré au sommet de ces puys, ainsi que l'horizontalité de l'horizon feuilleté sur les pentes de ces mêmes puys suggère un talus de raccordement entre deux profils d'altérations d'âges différents. Le profil conservé en sommet de puy est le plus ancien. Aucun âge sur les profils d'altérations n'est actuellement disponible sur cette feuille. Néanmoins, la présence de silcrètes sur la feuille de Montluçon serait plutôt un marqueur d'une phase d'altération tertiaire. De plus, il n'est pas impossible que les sédiments houillers stéphaniens du bassin d'Ahun scellent un profil d'altération carbonifère. D'autres époques d'altération (Wyns *et al.*, 2003), peuvent également être envisagées pour les altérites présentes sur cette carte, il s'agit de l'infra-Permien, du pré-Trias et du Crétacé.

Formations résiduelles et alluviales

Fz. Alluvions récentes et actuelles. Ces dépôts forment les terrasses actuelles 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.

C-F. 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.

FAILLES RÉGIONALES ET CHAMPS FILONIENS

Failles (fragiles)

L'alignement des filons, de zones de broyage et de vallées permet de suivre les failles dans une région fortement boisée où les affleurements ne sont pas abondants.

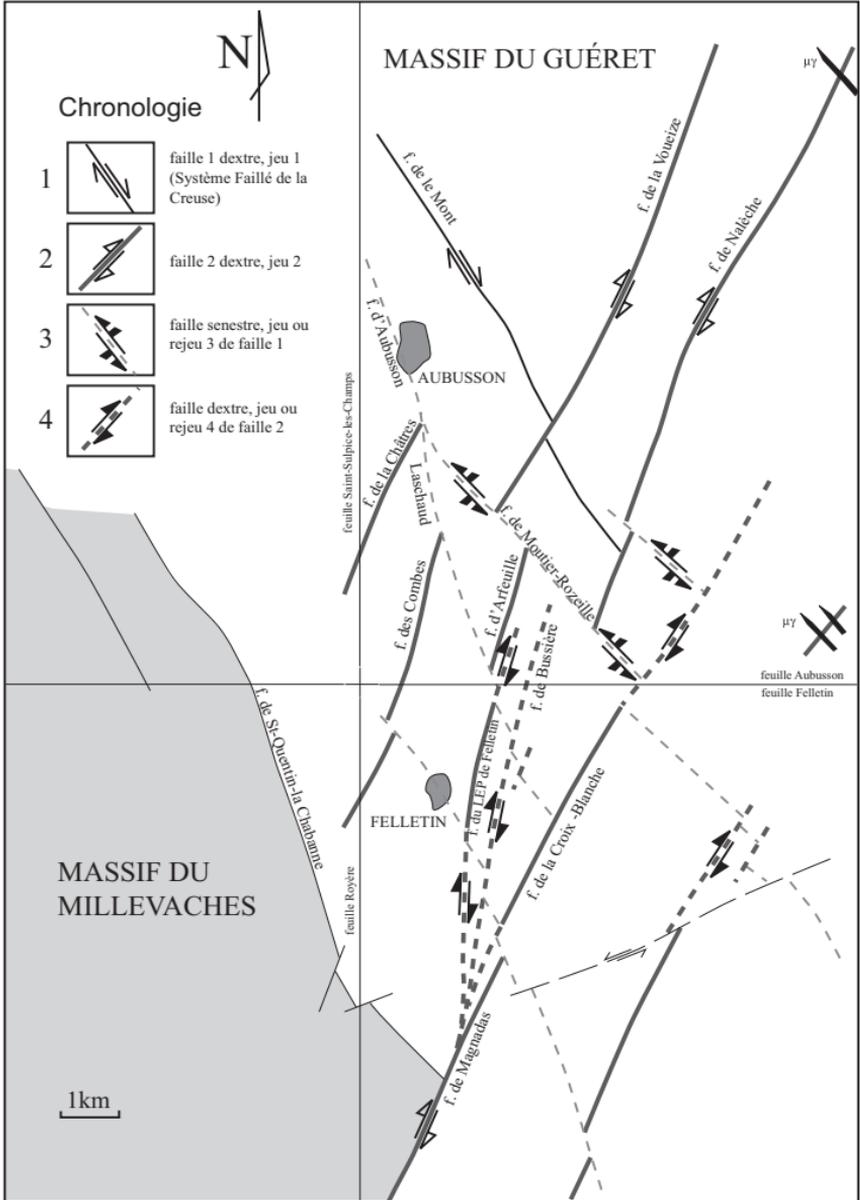


Fig. 5 - Carte structurale de la région d'Aubusson avec les différents jeux et rejeux des failles

Faille inverse de Forest

Dans la partie sud-ouest de la feuille, les anatexites hétérogènes à cordiérite « aubussonites » sont en contact avec les granitoïdes de Guéret. Il est difficile d'identifier le style de contact entre ces deux formations faute d'affleurements propices, mais les données cartographiques suggèrent que les anatexites surmontent les granitoïdes. La géométrie des structures cassantes, mal connue, est certainement plus complexe que ne le laisse entrevoir la carte géologique. Des structures inverses plates jalonnent le contact entre anatexites et granitoïdes, mais n'ont pas pu être suivies de façon continue. Une raison de la non-continuité de ces failles plates serait due à la faible importance de leur jeu. Le contact cartographique plat à l'Ouest de Moutier-Rozeille (bois de la Morange) n'est pas tectonique mais constitue un contact normal intrusion/encaissant avec une certaine convergence de l'aspect entre les deux unités, les anatexites formant le toit du corps granitoïdique de Guéret. Le seul endroit, où l'on peut bien observer ces failles plates sur la carte d'Aubusson est situé le long de la D990, à l'Est du lieu-dit Forest (2,5 km au Sud-Est d'Aubusson).

La faille inverse de Forest. C'est une faille fragile faiblement pentée qui met en contact les aubussonites sur le monzogranite de Chénérailles. Elle montre un léger pendage d'environ 15° en direction du Nord-Ouest et une zone de cataclasites importante (supérieur à 5 mètres de puissance). En direction du Sud, cette faille conserve un pendage faible, elle s'interrompt sur la faille de Moutier-Rozeille et une autre faille N20. On ne retrouve pas ce type de faille en direction du Nord, où elle vient s'interrompre sur des failles verticales orientées N160 du faisceau de la Creuse.

Failles N145-N160 du système de failles de la Creuse

Les trois failles les plus importantes sont visibles dans la région d'Aubusson (partie sud-ouest de la feuille). Du Nord au Sud ce sont les failles de le Mont (du nom d'un lieu-dit situé en banlieue nord d'Aubusson), de Lachaud-Aubusson (du nom des localités qu'elle traverse, Aubusson et Lachaud,) et de Moutier-Rozeille (un village situé 6 km au Sud-Est d'Aubusson) (fig. 5).

La faille du Mont. Elle sépare les anatexites à cordiérite du monzogranite de Chénérailles, 2 km au Nord-Est d'Aubusson. Un couloir de granitoïde bréchique, voire cataclaté, localement de 150 m de puissance jalonne cette faille. On peut observer ses brèches derrière la salle polyvalente d'Aubusson à 500 m au Sud du hameau du Mont et au poste électrique de la Seiglière. Cette faille disparaît vers le Nord-Ouest dans le monzogranite de Chénérailles vers le hameau de Méauze où il est difficile de la suivre faute de contraste lithologique marquant et d'affleurements visibles.

La faille de Lachaud-Aubusson. Orientée N160 et de pendage subvertical, cette faille (fig. 5) passe par les faubourgs sud d'Aubusson. Du Nord-Ouest au

Sud-Est, on la suit dans la vallée de la Creuse (au niveau de la gare d'Aubusson) puis, elle traverse Aubusson et se dirige vers Lachaud (où elle est jalonnée d'un filon de quartz de 200 m de puissance). Elle se prolonge vers le Nord-Ouest sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs où elle affecte le bassin carbonifère de Lavaveix-les-Mines. Vers le Sud-Est, elle se prolonge sur la carte de Felletin. Elle apparaît comme une limite lithologique entre des granitoïdes de Guéret et des aubussonites. Cette limite est jalonnée de brèches d'une épaisseur de plus de 20 m visible entre la ferme du Thym et la carrière du Thym.

La faille de Moutier-Rozeille. C'est une faille de direction N145, subverticale, qui apparaît au Sud d'Aubusson où elle se raccorde à la faille de Lachaud-Aubusson. Cette faille traverse des « aubussonites » et un granitoïde du complexe magmatique de Guéret. Elle n'apparaît que localement comme une limite lithologique. Son parcours est jalonné de brèches visibles sporadiquement (affleurement de brèches dans le premier virage de la route D21 entre le hameau de la Clide et le village de Moutier-Rozeille).

Failles N20-N30 du système de failles de Felletin-Ambrugeat

Les failles les plus importantes sont visibles dans la partie ouest de la carte. De l'Ouest à l'Est, il s'agit de la faille de la Voueize (du nom de la rivière dont elle suit le parcours sur plus de 7 km au Nord de la carte) ; la faille de Nalèche (du nom du Moulin de Nalèche situé 5 km au Sud-Est d'Aubusson, sur la rivière Rozeille), longue fracture qui traverse en grande partie la carte ; et de la faille de la Tardes (du nom de la rivière dont elle suit le parcours) (fig. 5). En bordure sud-ouest de la carte apparaissent d'autres failles qui prennent une grande extension sur la carte de Felletin et qui buttent au Nord dans les environs d'Aubusson sur des failles N145-160 du système de la Creuse. Ce sont les failles des Châtres et des Combes (hameaux situés au SSE d'Aubusson) ; la faille d'Arfeuille (du nom du ruisseau qu'elle suit) et la faille de Bussière (un hameau situé en limite de la carte).

• Les failles au Nord de la faille N145 de Moutier-Rozeille (fig. 5)

La faille de la Voueize est marquée au Nord de la forêt de Champagnat par la dépression de la vallée de la Voueize rectiligne sur 7 km. Dépression qui affecte des granitoïdes fortement fracturés. Son parcours se traduit dans sa partie sud par une limite de lithologie (au Sud) entre les hameaux de Forest et de Rozeille. Sa cinématique dextre se traduit par un décrochement cartographique dextre d'environ 2 km du leucomonzogranite à deux micas et cordiérite du bois de Champagnat et par une limite de lithologique (au Sud) entre les hameaux de Forest et de Rozeille. Ce décrochement se marque, sur la carte d'Évaux-les-Bains située au Nord, par un décalage dextre du viséen sous le bassin de Gouzon.

La faille de Nalèche (fig. 5) traverse la carte d'Aubusson, en passant par les villages de Planet, Champagnat, Saint-Donnet (respectivement du Nord au Sud). Son tracé est difficile à suivre dans une zone pauvre en affleurement, il est déterminé par l'étude du MNT, la topographie (alignement de vallées, décalage de sommet de puys) et par des limites lithologiques. Des brèches ont seulement été observées dans le vallon de Nalèche au Sud du moulin de Nalèche. Elle butte au Sud contre la faille N145-N160 de Moutier-Rozeille qui la recoupe et la décroche probablement. Sa prolongation vers le Sud-Est problématique car plusieurs failles au Sud de la faille de Moutier-Rozeille sont des candidats potentiels.

La faille de la Tarde apparaît comme une limite lithologique entre deux types pétrographiques. Son parcours marqué par la dépression de la vallée de la Tarde, remarquablement rectiligne sur 8 km, développée dans un substratum fortement fracturé. Cette faille est recoupée par tout un cortège filonien (rhyolitique et microgranitique) qui scelle son fonctionnement.

• *Les failles au Sud de la faille N145 de Moutier-Rozeille* (fig. 5)

La faille des Châtres (fig. 5). Située en rive gauche de la Creuse et orientée aussi N20, cette faille subverticale délimite l'aubussonite du granitoïde des Combes (entre le moulin de Botté et Charasse-Basse). Sur ce segment, le passage entre ces deux roches est brutal. Quelques blocs volants de filons de quartz sont présents à 500 m au Nord de Charasse Basse. Cette fracture s'amortit sous les alluvions de la Creuse au Sud de la ville d'Aubusson, ou butte contre la faille de Lachaud-Aubusson. Vers le Sud-Ouest, elle se perd sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs.

La faille des Combes (fig. 5). C'est la faille subverticale, orientée N20, la plus importante du secteur d'Aubusson. Elle sépare l'aubussonite (vers le hameau de la Vedrenne) du granitoïde de Guéret (vers le village de la Salle). Elle sépare également l'unité granitoïdique (essentiellement monzogranitique) des Combes en deux parties : au Sud-Est le granitoïde est généralement très leucocrate à grains moyens, pauvre en biotite et très riche en cordiérite ; tandis qu'au Nord-Ouest, il est plus mésocrate, plus riche en biotite, plus pauvre en cordiérite, et porphyroïde avec des phénocristaux de feldspaths potassiques pluricentimétriques. Son parcours est jalonné d'affleurements fortement fracturés le long de la route qui borde la Creuse. Elle est recoupée au Nord par la faille de Lachaud-Aubusson. Vers le Sud, elle se poursuit sur la carte de Felletin.

La faille d'Arfeuille (fig. 5) apparaît comme une limite lithologique entre des anatexites hétérogènes à cordiérite (« aubussonites ») et un granitoïde du complexe magmatique de Guéret. Son parcours est marqué par la dépression de la vallée d'Arfeuille empruntée par la route D982 où il est possible

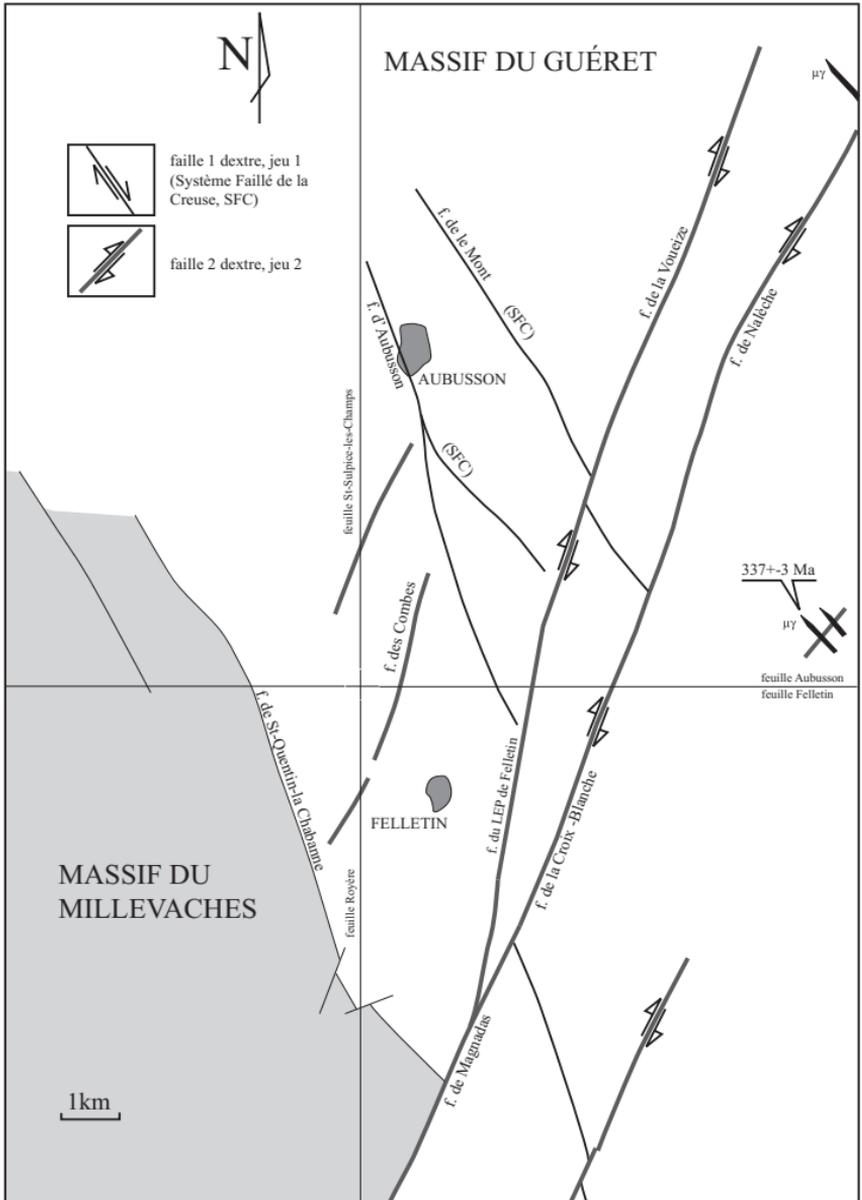


Fig. 6a - Schéma évolutif des failles dans le secteur d'Aubusson. Les failles 2 orientées N20/30 sont actives en dextre. Elles décrochent les failles du Système Faillé de la Creuse (SFC). Le jeu dextre est scellé par les filons de microgranite daté à 337 ± 3 Ma. Le jeu dextre est donc anté 337 Ma

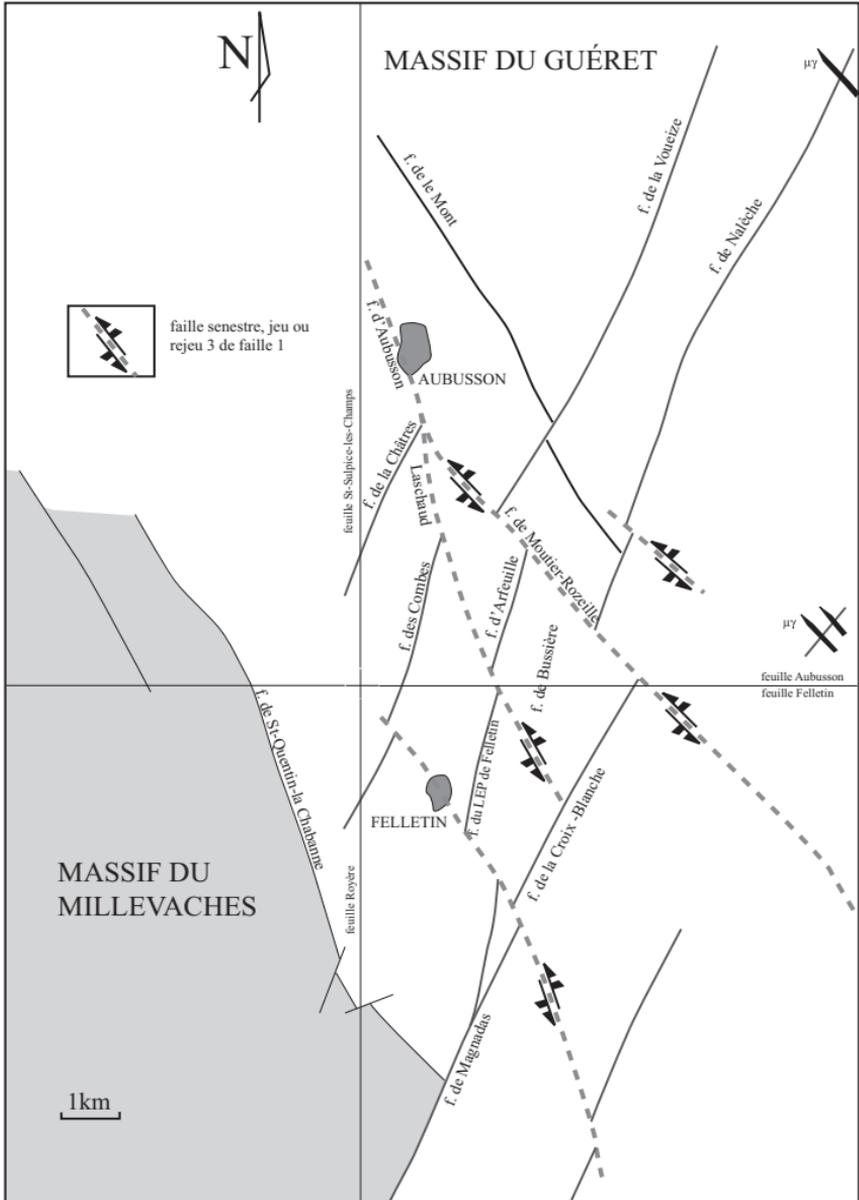


Fig. 6b - Schéma évolutif des failles dans le secteur d'Aubusson. Les failles 3 orientées N145/160 sont actives en senestre. Elles résultent de la propagation de la dislocation due aux rejeux des failles 1

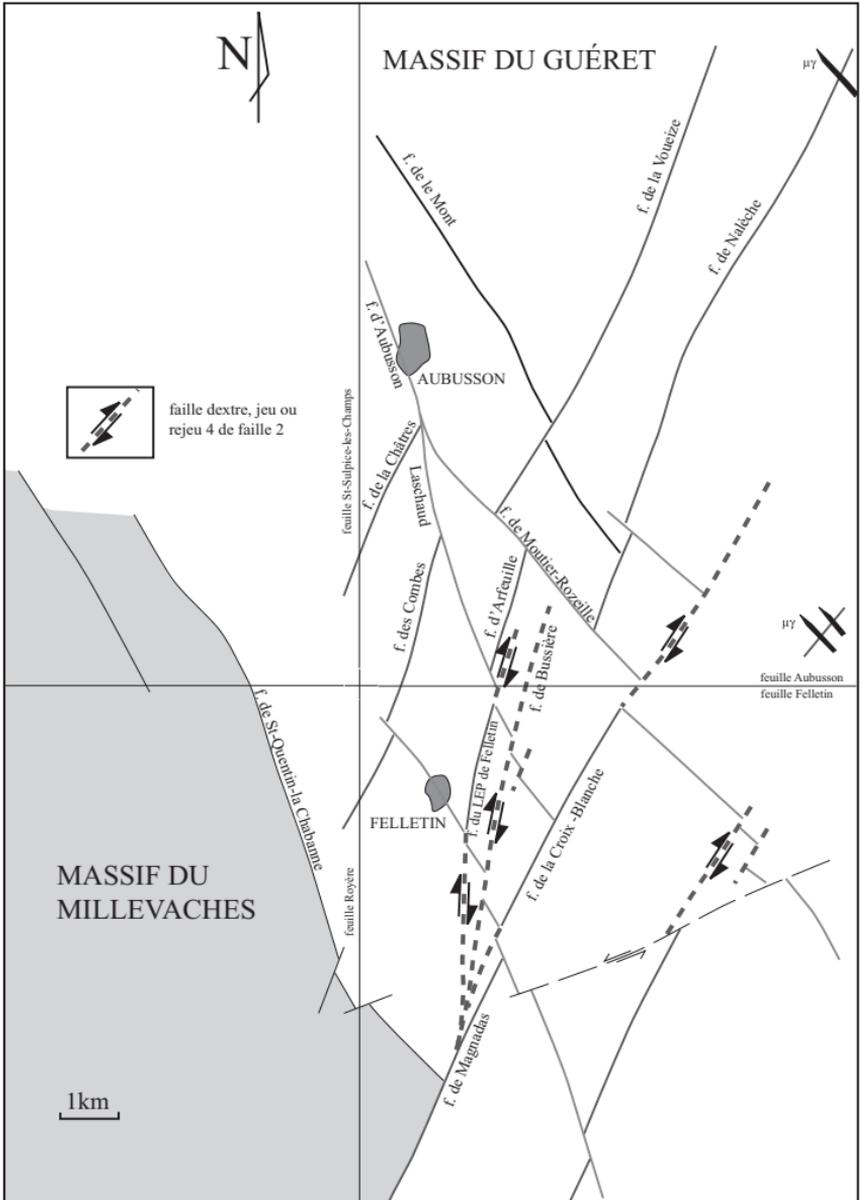


Fig. 6c - Schéma évolutif des failles dans le secteur d'Aubusson. Les failles 4 orientées N20/30 sont actives en dextre. Elles résultent de la propagation de la dislocation due aux rejeux des failles 2

d'observer des affleurements de granitoïdes fortement fracturés. Au Nord, elle est recoupée par la faille de Moutier-Rozeille et au Sud, elle se prolonge sur la carte de Felletin où elle est marquée par une limite entre plusieurs types pétrographiques de granitoïdes et de migmatites.

La faille de Bussière (fig. 5) double la faille d'Arfeuille moins d'un kilomètre à l'est. Elle prolonge sur cette carte, une faille mise en évidence sur la carte de Felletin par un alignement d'affleurements de brèches, visibles le long de la route départementale D38 à 2 km à l'Ouest de Felletin. Sur la feuille d'Aubusson, elle se matérialise par un filon de granite de Croze dans un champ au Nord des Bussières, puis par des altérites le long de la route D21 à 400 m au Sud-Ouest de Saint-Hilaire.

Cinématiques et chronologie relative des failles (fig. 6a, b et c)

Cette analyse est complétée d'observations provenant des cartes voisines en cours de levés.

Le secteur d'Aubusson et de Felletin apparaît comme un carrefour tectonique complexe entre des failles de direction N145-160 et N20-30. La complexité structurale de ce secteur est due aux rejeux de ces failles qui se recoupent.

Les dernières failles actives car non décrochées sont les failles N20-30 de la Croix-Blanche, de Bussière et du LEP de Felletin (notées rejeu 4 sur le schéma fig. 6c). Elles recoupent et décrochent en dextre les failles de direction N145-160 de Moutier-Rozeille et d'Aubusson – Lachaud.

Les failles de direction N145-160 de Moutier-Rozeille et d'Aubusson – Lachaud, recoupent à leur tour les failles N20-30 : dont celles de la Voueize, des Châtres, des Combes, et d'Arfeuille. La cinématique de ces failles N145-160 (notées rejeu 3 sur le schéma fig. 6b) est visible sur plusieurs petites failles de cette carte (notamment vers Blavepeyre au Nord-Est de la carte), elle est senestre. Cette cinématique senestre est également observée sur les cartes de Felletin, Royère et dans une moindre mesure sur celle de Saint-Sulpice-les-Champs.

La faille N20-30 de la Voueize (jeu 2 sur le schéma fig. 6a) décroche en dextre la faille N145-160 du Mont (au hameau de Bignat). Il en est de même sur les cartes de Royère et Felletin où la faille de Saint-Quentin-la-Chabanne est recoupée en dextre par la faille de Magnadas.

La cinématique première des failles N145-160 (jeu 1 sur le schéma fig. 6a) est dextre d'après les observations réalisées par P. Rolin *et al.* (2007) sur la carte voisine de Saint-Sulpice-les-Champs.

• *Chronologie*

Jeu dextre -1- des failles du système de la Creuse N145-160 (fig. 6a). Ce jeu rapporté au Viséen moyen-supérieur est synchrone de la mise en place du leucogranite de Chasselines-Goutelle (Rolin *et al.*, 2007 ; Cartannaz *et al.*, 2006) en bordure du massif de Millevaches et datée à 336 ± 4 Ma sur monazite (carte de Saint-Sulpice-les-Champs).

Jeu dextre -2- des failles N20-30 qui décrochent les failles précédentes (fig. 6a). La mise en place de filons de rhyolite (Viséen supérieur) scellant la faille de la Tarde N20-30 ou directement injecté dans des failles de cette orientation permet d'attribuer un âge viséen supérieur à cette cinématique.

Rejeu -3-, en senestre de certaines des failles N145-160 du système de la Creuse (fig. 6b). Le décrochement du gros filon N20 de Grand-Bois (entre Arpheuille Lupersat) par des failles N145-160 atteste du fonctionnement de ces failles après le Viséen moyen-supérieur.

Rejeu -4-, en dextre de certaines des failles N20-30 (fig. 6c). La propagation du cisaillement au delà d'une faille recoupée se traduit par un nouveau tronçon de faille. Cette cinématique dextre n'est pas datée, et il est possible qu'elle soit synchrone et conjuguée de la précédente -3- en senestre.

Divers champs filoniens

Ces filons se remarquent assez facilement dans la topographie, car ils forment le plus souvent des buttes et des sommets allongés. Etant plus durs que leur encaissant, ceux-ci ont moins subi l'érosion. Cette différence de dureté peut d'ailleurs expliquer le fait que de nombreuses sources sont présentes à leur contact. Ainsi, durant la période de sécheresse de l'été 2003, il a été possible de suivre le contact filon-encaissant, grâce à des zones humides jalonnées d'herbe verte.

Dans l'ancienne carrière de Murzeix (4 km à l'Ouest de Mautes), on peut observer un contact nord-ouest vertical entre un filon de microgranite et son encaissant, ici le monzogranite de Chénéraillies. On constate que ce filon contamine son encaissant sur plusieurs dizaines de mètres, en colorant les feldspaths en rouge, donnant au monzogranite une teinte rosée. De tels granitoïdes colorés ont pu être observés en de nombreux endroits, notamment dans l'ancienne carrière de Mautes, et du puy de Chaumont (1 km au Sud-Ouest de Lupersat). Étant donné qu'aucun filon n'est visible à proximité, on peut supposer l'existence des filons sous-jacents à ces granitoïdes.

Les alignements de buttes armées par les filons ont permis de mettre en évidence les rejets de certaines failles importantes, comme dans le bois de Chez

Lucet (2 km à l'Ouest de Saint-Silvain) ou dans le bois du Mazeaudou (2 km au Sud-Est de Saint-Silvain), ou plus petites, comme la faille sénestre de Chez Vilatte (1 km au Sud-Ouest de Saint-Silvain). Des changements de direction sont également observables sur certains filons (exemple remarquable dans le bois du Mazeaudou). Ce changement brutal de direction peut s'expliquer par la mise en place synchrone des filons dans des fractures conjuguées préexistantes.

Ces filons sont principalement constitués de microgranites porphyroïdes à matrice aphanitique ($\rho\mu\gamma'$), plus rarement de microgranites à grain très fin à rares phénocristaux ($\mu\gamma'$), souvent très proches de rhyolites franches, ces dernières étant parfois observées. Ces magmas se sont mis en place vers 337 Ma (338 ± 3 Ma ; 335 ± 3 Ma, vers la limite Viséen moyen-supérieur). Ils ont probablement participé à alimenter le volcanique des bassins des Combrailles (Château-sur-Cher 337 ± 3 Ma, fig. 20a, 20b et 21, annexe B).

Organisation du système filonien

L'ensemble de la carte d'Aubusson est lardé par des filons composés de roches hypovolcaniques. Leur orientation N15-N30 et N140-N150 est mimétique de l'organisation des structures cassantes de la feuille.

Une famille de filons de direction moyenne N15-N30 traverse la feuille en diagonale, nous la nommerons champ filonien de Sannat-Lupersat. Il constitue la terminaison méridionale du Dyke de Sannat, immense complexe filonien orienté N20 et qui affleure sur la carte géologique d'Évaux-les-Bains.

Une autre famille, de direction N140-N150, est également très développée, il s'agit du complexe filonien que nous nommerons champ filonien de Bellegarde-en-Marche. Ces deux complexes, Sannat-Lupersat et Bellegarde-en-Marche, se croisent dans la partie sud du secteur.

Enfin, quelques filons sont orientés N-S et constituent le champ filonien de Mainsat.

Champ filonien de Sannat-Lupersat

Constituant la terminaison méridionale du dyke de Sannat, ce complexe filonien est formé de nombreux filons orientés N15 à N30, parallèles les uns aux autres ou en échelons. Ces filons ont une puissance de quelques dizaines de mètres à 1 000 m pour le plus important d'entre eux.

Le Dyke de Sannat (s.s.) (au Nord-Ouest de Mainsat) : il est orienté N20. Il est reconnu sur le terrain par des affleurements et majoritairement par des blocs volants. Il se localise essentiellement aux sommets de puys de forme

allongée (bois de Châtain). Il est constitué de microgranites avec ou sans phénocristaux, parfois hydrothermalisés, et de granite de Croze.

Le filon de Grand Bois (Sud de Mainsat) que l'on suit sur plusieurs kilomètres atteint une puissance de 300 à 1 000 m (il recoupe les hameaux de la Forêt, les Chaumettes, le Croizet Maillary). Il constitue la branche la plus importante du complexe filonien de Sannat-Lupersat sur le secteur étudié. Ces filons sont remplis pour la plupart de microgranite porphyroïde ou non, et pour certains par le granite de Croze.

Le filon de Lépinard est situé à 4 km au Nord-Ouest d'Auzances. Il est orienté N30, et s'allonge sur 5 km. Il arme des reliefs et affleure aux sommets de puy, il est décalé par des failles d'orientation N-NW. Il est reconnu par des affleurements de microgranite en place et par toutes les lithologies des microgranites.

Le filon de Chabouteix est visible à 4 km au Nord-Ouest d'Auzances, à 500 m au Sud-Est de Lépinard. Il est orienté N40 et s'allonge sur 1 km. Il est reconnu avec des affleurements en place et arénisé. Il est composé d'un microgranite à phénocristaux parfois hydrothermalisé.

Les filons de la Chaux Fonty, qui affleurent à 3 km au Nord-Ouest d'Auzances. Ils sont composés du granite de Croze et par des microgranites porphyroïdes.

Champ filonien de Bellegarde-en-Marche de direction N140-N150

Il est composé d'une vingtaine de filons, orientés principalement N150 auxquels s'associent quelques filons N-S. Il comprend, pour les plus importants, les filons de Chassain, de Rimareix et de Tardes. À Bellegarde-en-Marche, à l'Est de la chapelle, une ancienne carrière artisanale a permis d'exploiter un microgranite rouge arénisé et utilisé comme ciment ornemental pour la confection des murs.

Les filons de Chassain : c'est un groupe de quatre filons d'une largeur d'une cinquantaine de mètres et d'une longueur allant de 500 m à 2 km, constitués de microgranites.

Le filon de Rimareix : d'une largeur allant de 50 à 250 m et d'une longueur supérieure à 2 km est également composé de microgranite à matrice aphanitique.

Le filon de Tardes : il se situe à 2 km au Nord de Saint-Avit-de-Tardes et s'oriente N160. Sa puissance est de 25 m pour une longueur de 300 m. Il est composé de granite de Croze.

Champ filonien de direction N-S de Mainsat

Pour les plus significatifs de ces filons, nous signalons :

Le filon de la Chaumette (Sud de Mainsat) : d'une longueur de 1,2 km et d'une largeur de 50 à 200 m.

Les filons de Murzeix : un groupe de quatre filons, orientés N-S, qui se situent à environ 2 km au Nord-Ouest de la Villetelle. Ils ont une largeur comprise entre 25 et 250 m et une longueur allant de 100 m à 1 km. Ce sont des microgranites.

Le filon des Roches (environ 3 km à l'Ouest de la Villetelle) : large d'une cinquantaine de mètres et long de plus d'1 km. C'est un microgranite.

Les filons de Saint-Silvain-Bellegarde : c'est un groupe de deux filons orientés N-S, fortement penté vers l'Ouest. Leur puissance est inférieure à 100 m et ils s'étalent sur une longueur de 2 à 3 km. Ils sont composés de microgranite.

Filons de microgranite de direction N80-N100

Très rares, ces filons ont une extension réduite ne dépassant pas, pour le plus long, 800 m de longueur (filon de Cornemule).

Zones d'interférences entre différentes familles de filons

Situé dans la partie sud de la feuille (croisement du complexe filonien de Lupersat et de Bellegarde) : on y retrouve des filons présentant plusieurs orientations, tels que le filon des Vedrennes, des Puids, de Chassincheval et du circuit du Mas du Clos, ainsi que les filons de la Villetelle, de Murzeix et des Roches.

Filon des Vedrennes : il se situe à environ 1 km à l'Est de la Villetelle et présente un tracé brisé avec deux orientations : N140 et N20. Il est large d'une cinquantaine de mètres et long d'1 km. C'est le même microgranite qui remplit ces deux familles de fractures.

Filons des Puids : ce groupe de deux filons se situe à 3,5 km à l'Ouest de la Villetelle et présente deux orientations : N130 et N160. Ils sont larges d'une cinquantaine de mètres. Ces filons sont formés de microgranites.

Filon de Chassincheval : il se situe à environ 2 km à l'Ouest de la Villetelle et présente deux orientations : N140 à N150 et de N10 à N20. Il est large d'une cinquantaine de mètres et long de 3 km. Sur chacun de ses segments d'orientation différente, le filon est constitué du même microgranite.

Filon du circuit du Mas du Clos : il se situe à environ 3 km à l'Ouest de la Villetelle et présente deux orientations : N140 et N160. Il est large de 25 m et long d'1 km. C'est un microgranite.

Filon de la Villetelle : il se situe au niveau de la Villetelle et s'oriente N170. Il est large d'une cinquantaine de mètres et long de plus de 2 km. C'est un microgranite.

En conclusion : le même microgranite apparaît dans les filons d'orientation différente. À partir de ces observations, il apparaît probable que les filons sont remplis par le même type de magma, voire par le même magma. L'existence de filons en baïonnette (de tracé en ligne brisée N140 à N150 et de N10 à N20) suggère que des fractures N140 à N150 et N10 à N20 se sont ouvertes en même temps pour livrer passage aux magmas.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

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

Formations migmatitiques d'Aubusson

Les anatexites à cordiérite d'Aubusson dérivent pour l'essentiel d'une série gneissique dérivant elle-même d'une série sédimentaire argileuse et grauwakeuse assez homogène. Aucune donnée géochronologique ne permet actuellement d'attribuer un âge aux métasédiments de la région. Mais, ces formations fortement quartzo-feldspathique et micacée rappellent les sédiments grauwakeux briovériens et cambro-ordoviciens du Massif armoricain.

La fusion du protolithe gneissique a été très forte (à l'origine de nombreux minéraux magmatiques) mais incomplète (restites). Cette fusion s'est faite sans que le liquide anatectique (granitique) soit extrait des restites ; ces dernières, de volume peu important, auraient été entraînées avec lui lors de sa mise en place. M. Chenevoy et J. Ravier (1989) décrivent la présence de grenats relictuels dans les granitoïdes hétérogènes (qu'ils décrivent comme des anatexites à restites). 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 (soit une profondeur d'environ 18 km). 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 en relation d'intrusion avec leur encaissant : les gneiss et migmatites de la série sous-jacente du Chavanon qui affleurent sur la carte voisine de Felletin.

L'histoire anté anatectique de ces roches reste mal connue malgré l'existence de minéraux reliques, restites du matériel métamorphique pré anatexie, conservés souvent en enclave dans les minéraux syn anatexie. Ces minéraux, du quartz, de la biotite, de la sillimanite et la cordiérite poecilitique, appartiennent à une parénèse primaire antérieure à l'anatexie de haute température et moyenne à basse pression (inférieure à 6 ou 5 kbar) qui ne rend compte que de la fin de l'évolution métamorphique de ces roches.

Les structures antérieures à l'anatexie ont presque totalement disparu, seuls les granitoïdes hétérogènes et les métatexites en conservent une trace.

Formation sédimentaire stéphanienne

Seule la formation basale stéphanienne (h5a) du bassin d'Ahun affleure sur cette carte. Le remplissage de ce bassin limnique débute par un poudingue (h5a) à galets roulés, de même nature que les roches affleurant à proximité, appartenant à d'anciens cônes de déjection torrentiels mis en place sur les bordures de la dépression. Sur la carte voisine de Saint-Sulpice-les-Champs, ces poudingues sont surmontés d'une formation fluviatile et lacustre fine grés-argilo-silteuses (h5b), provenant d'arènes granitiques remaniées, dans lesquelles sont interstratifiés des niveaux de charbons d'âge stéphanien moyen. Cette formation est elle-même surmontée d'une formation détritique grossière et conglomératique et torrentielle (h5c) probablement liée à une reprise d'érosion alentour suite à un rejeu des failles bordières (cf. Rolin *et al.*, 2007).

ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLUTONIQUES

ORIGINE DES DIFFÉRENTS MAGMAS

L'origine, ainsi que les processus de différenciation des magmas du complexe magmatique de Guéret sont recherchés à partir de leur composition chimique. L'essentiel de ces données proviennent de la thèse de C. Cartannaz (2006), mais une partie des analyses utilisées dans les diagrammes de cette notice ne proviennent pas des granitoïdes présents sur la carte d'Aubusson. Ils sont néanmoins intégrés à l'étude car ils complètent les données acquises sur cette carte (cf. tabl. 3 et 4, hors texte).

Les granitoïdes de Guéret, tout comme le monzogranite de Crocq, sont peralumineux comme l'indique l'Index de Saturation en Aluminium (ASI) supérieur à 1 (tabl. 3, hors texte).

Le diagramme AB de F. Debon et P. Le Fort (1983) montre l'évolution du paramètre $A = Al - (Na + K - 2*Ca)$ en fonction du paramètre $B = Fe + Mg + Ti$ (fig. 9a, hors texte). 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.

Le processus invoqué, pour expliquer cette lignée, était 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). La lignée type Guéret telle qu'elle est connue dans la littérature (Debon et Le Fort, 1983 ; Barbarin, 1996) reflète un autre mode de filiation 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.

Si l'on observe l'évolution des compositions en considérant à part chaque groupe granitoïdique, il est possible de décrire une tendance par groupe (fig. 9b, hors texte). La dispersion des points de certains groupes est étirée suivant le vecteur différenciation de la cordiérite. Il s'agit des intrusions de Crocq, de Chénérailles 1 et 2. Les points des intrusions d'Auzances se dispersent selon le vecteur différenciation de la biotite. Il ressort de cette observation du diagramme AB que chaque groupe granitoïdique a sa propre histoire de différenciation. Certaines tendances sont contrôlées par la cordiérite, d'autres par la biotite. Dans tous les cas, la différenciation au sein des massifs s'exprime par une diminution du paramètre A en fonction du paramètre B.

Le diagramme Mg# - B (fig. 13, annexe A) met en évidence le rôle de la biotite et de la cordiérite lors de la différenciation. La cristallisation de la biotite et de la cordiérite contrôle l'évolution de la concentration en Fe_2O et MgO dans le magma résiduel et cumulé lors du fractionnement.

Les analyses sur microsonde sur les cristaux de biotite ont montré que le $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ des biotites est légèrement inférieur au $Mg\#$ du magma qui les contient (Cartannaz, 2006). Au contraire, le $Mg\#$ des cordiérites est toujours supérieur au $Mg\#$ de n'importe quel groupe granitoïdique. Dans un modèle de cristallisation fractionnée, la cristallisation précoce de biotite aura donc pour effet d'augmenter le $Mg\#$ du liquide produit et à l'inverse la cristallisation de cordiérite baissera le $Mg\#$ dans les liquides produits.

Ce diagramme permet d'envisager deux scénarios de cristallisation fractionnée dans lesquels la biotite ou la cordiérite contrôle l'évolution précoce du magma. Le premier scénario envisage pour les monzogranites de Crocq, Chénérailles 2, Chénérailles 1 une cristallisation fractionnée contrôlée par la cristallisation précoce de cordiérite. Le deuxième scénario envisage pour les magmas fortement cafémiques : dont ceux d'Auzances, et Lupersat, une cristallisation fractionnée contrôlée par la cristallisation précoce de biotite.

Chimie des traces et caractérisations des intrusions

Les spectres de terres rares (fig. 14 et 7, hors texte) montrent une grande homogénéité des types pétrographiques à part quelques enrichissements en terres rares lourdes (CK75c, DE57 et CN86) pouvant suggérer la présence de xénotime (phosphate d'Y riche en Terres Rares lourdes). Les enclaves micro-dioritiques possèdent des spectres de terres rares identiques à ceux des granitoïdes (fig. 12, hors texte), suggérant qu'elles sont soit des « remobilisés » d'un magma de type Guéret en cours d'injection et de différenciation, soit qu'elles représentent la signature d'un autre magma rééquilibré avec le magma encaissant.

Le rapport La_N/Yb_N . Les terres rares ne sont pas fractionnées lors de la cristallisation fractionnée si les minéraux impliqués dans ce processus ne fractionnent pas les terres rares. Le rapport La_N/Yb_N peut donc être interprété comme un paramètre de source. La dispersion des rapports La_N/Yb_N en fonction de SiO_2 , choisi comme indice de différenciation (fig. 16, annexe A), montre la grande hétérogénéité à la source de la composition magmatique. Classiquement cette dispersion peut correspondre soit à des hétérogénéités propres au protolithe paradérivé en cours de fusion partielle, soit au fractionnement chimique lors de la fusion partielle, soit au mélange des magmas acides produits à partir de la croûte avec des magmas basiques issus du manteau.

On peut tout de suite écarter le fractionnement chimique lors de la fusion partielle. Car, pour ce type de processus, les résultats attendus seraient un rapport La_N/Yb_N élevé pour les roches les plus siliceuses. Le graphique montre plutôt le contraire avec un rapport La_N/Yb_N élevé pour les roches sombres qui diminue au fur et à mesure de la différenciation des roches.

La dispersion des rapports La_N/Yb_N en fonction de SiO_2 peut être expliquée par un mélange entre deux sources ayant respectivement chacune un rapport La_N/Yb_N élevé et bas.

Le graphique La_N/Yb_N en fonction de SiO_2 (fig. 16, annexe A) montre une nette inflexion autour de 67 % de silice. Pour des pourcentages en SiO_2

inférieurs à 67 %, le rapport La_N/Yb_N est majoritairement « invariable » et n'augmente plus. Les roches analysées correspondent principalement à la familles de granitoïdes à composition granodioritique dont font partie les granodiorites et tonalites de Lupersat et d'Auzances. Ces types pétrographiques présentent en lame mince une texture à tendance cumulative et pourraient résulter d'un mécanisme de différenciation associé à un mécanisme de filtre presse. Les rapports de Terres Rares pour ces roches sont restés constants au cours de la cristallisation fractionnée. Toutefois, le graphique La_N/Yb_N (fig. 16, annexe A) montre un fort étalement de ce rapport pour les granodiorites/tonalites d'Auzances et des leucogranites qui pourrait être expliqué par une différence dans la composition du protolithe.

En définitive, le fractionnement des Terres Rares permet d'écarter que le mécanisme de fusion partielle soit à l'origine des magmas. Il met plutôt en évidence le mécanisme du mélange entre des magmas de sources différentes. Il traduit également les hétérogénéités des sources.

Les valeurs des rapports isotopiques du strontium initial et l'épsilon néodyme dans les granitoïdes de Guéret, intermédiaires entre ceux de la croûte et ceux du manteau, correspondraient à un mélange entre deux pôles différents (fig. 16, annexe A) : l'un issu de roches méta-ignées 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).

Mise en place des intrusions plutoniques

Déformations ductiles des granites du massif 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 C).

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) (tabl. 10, annexe C et fig. 22, hors texte). 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.

La fabrique tectonique, est marquée par la déformation post-solidus de tous les cristaux du granite. 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.

Acquisition des données. Les mesures de fabrique acquises sur le terrain (orientation de la fabrique, type de fabrique), ont été complétées par l'étude microstructurale sur lames minces, et par l'étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) (fig. 22, hors texte et tabl. 10, annexe C).

Directement mesurées sur le terrain, ces structures planaires des minéraux (indiquées sur la carte par un signe de pendage particulier et distinct dans le cas d'une mesure de terrain et d'ASM) ont permis de dresser une carte de trajectoires macroscopique des orientations planaires. La déformation sub-solidus (à l'état magmatique) des plutons se traduit par une foliation figurée en traits continus rouges sur la carte dans le cas des granitoïdes du Complexe magmatique de Guéret et en vert dans le cas des migmatites. Les orientations linéaires sont indiquées par des flèches. 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 prouvé, on qualifie le granite de syn-cinématique (ou syn-tectonique).

Déformations sub-solidus (symmagmatique) des différents granitoïdes

Deux principaux domaines se dégagent au sein de la feuille. La partie occidentale présente des orientations plutôt E-W et la partie orientale des orientations N-S. De manière plus précise, il est possible de décrire l'organisation de la fabrique pour chaque massif.

Le massif d'Auzances. Sa foliation minérale en lame mince est submagmatique. Les plagioclases indemnes de déformation sont automorphes mais la matrice a commencé à subir de la déformation de haute température (début de sous-joint en damier dans le quartz, feldspath potassique légèrement déformé de manière ductile). Les trajectoires de foliation suivent les contours géologiques du pluton à l'échelle cartographique. La partie nord du pluton présente des foliations orientées E-W qui recoupent quasiment à la perpendiculaire les foliations N-S du monzogranite de Chénérailles. Les contacts au Sud avec le monzogranite de Crocq sont mal définis à l'échelle cartographique. Néanmoins, l'observation à l'échelle de l'affleurement montre une costructuration des deux granitoïdes avec un parallélisme de la foliation dans les deux granitoïdes par rapport au contact lithologique. Bien que majoritairement fortement pentées, la granodiorite/tonalite d'Auzances présente toutefois des foliations

magnétiques et magmatiques plates (station d'épuration d'Auzances). Au niveau de Mérinchal, dans le coin sud-est de la feuille, cette roche montre des trajectoires de foliation qui suivent la limite lithologique en forme de champignon couché vers l'Ouest.

Le massif de Lupersat. Sa foliation minérale est définie comme sub-magmatique à l'aide des observations microstructurales. Elle est fortement pentée et majoritairement de direction sub-méridienne. Dans la partie sud, la foliation semble contourner la fenêtre de granite d'anatexie à cordiérite (γ^{M3}) de Chez Taverne. Dans la partie nord, aucune mesure de terrain, faute d'affleurement de qualité, ne vient mettre en évidence une orientation minérale parallèle à la limite lithologique orientée N110. Cette foliation est plutôt orientée N-S et fortement pentée. Elle butte néanmoins sur une foliation horizontale présente dans le monzogranite de Chénérailles (fig. 8, hors texte) au niveau du hameau de la Villatte. En bordure ouest du massif de Lupersat, la foliation, globalement N-S et fortement pentée, recoupe la foliation du monzogranite de Chénérailles qui est soit faiblement pentée ou soit orientée N60.

Le massif de Néoux. Sa foliation est magmatique. Les plagioclases sont non déformés et automorphes, tout comme le feldspath potassique. Le quartz à peine ondulé, présente plutôt des limites de grain rectilignes. Les contours de ce massif avec le massif de Chénérailles étant difficile à cerner sur le terrain, les auteurs de la carte se gardent d'avancer une description sûre des relations qui existent entre l'organisation spatiale de la foliation et les contacts lithologiques. Le tracé des contours géologiques pour ce type de roche a été en partie dicté par l'orientation minérale. Les trajectoires de foliation dans le secteur sont globalement orientées E-W à NE-SW. Les foliations pendent majoritairement de 40 à 50° vers le Nord. Au Nord du massif de Néoux, la granodiorite présente des contours lobés et enchevêtrés avec le monzogranite de Chénérailles et démontre ainsi une mise en place synchrone des deux massifs.

Le massif de Chénérailles. Les observations microstructurales de ce monzogranite démontrent plutôt une foliation magmatique (excepté pour la Zone de Cisaillement ductile de Montmoreau (ZCMo) traitée dans le paragraphe déformation post solidus des intrusions granitoïdiques). Ce monzogranite montre une foliation fortement pentée, mais plutôt orientée E-W. Les directions de la foliation globalement orientées E-W s'arquent pour venir tangenter la bordure ouest du massif de Lupersat sans pour autant complètement se paralléliser avec cette limite. En effet au niveau de Bellegarde-en-Marche, les directions de la foliation du monzogranite de Chénérailles sont sécantes sur la limite lithologique du massif de Lupersat. Enfin, malgré la tendance générale au fort pendage des foliations, il existe des rares endroits (comme à l'Est d'Aubusson) où celles-ci sont sub-horizontales.

Le massif de Sainte-Feyre-la-Montagne. Les observations microstructurales de ce monzogranite démontrent plutôt une foliation magmatique. Le massif présente une foliation fortement pentée globalement orientée N170 à N30, grossièrement parallèle aux bordures des massifs de Lupersat et de Crocq. Vers le Nord ces trajectoires N-S viennent s'arrêter contre la limite E-W du massif de Gouzon (*cf.* schéma structural sur la carte géologique).

Le massif de Crocq. Les observations microstructurales montrent une fabrique purement magmatique dans ce monzogranite. Les feldspaths sont non déformés et automorphes. Le quartz cristallise en grandes plages polycristallines avec des limites de grain rectilignes. Les trajectoires de la fabrique minérale se parallélisent majoritairement aux limites lithologiques. La bordure occidentale orientée N30 présente une foliation N30 (mesures de terrain et mesures d'ASM). Il en est de même pour la bordure orientale (globalement orientée N145) où la foliation se réoriente de la direction N30 à celle N160 vers le Compas et N145 au Nord de Mérinchal. Les trajectoires de la fabrique magmatique dans le monzogranite de Crocq sont donc sub-parallèles à ses limites lithologiques. Bien qu'il existe parfois un faible angle entre l'orientation minérale et la lithologie, ceci s'explique par la maille très lâche des affleurements visibles sur le terrain et l'incertitude pour placer la limite lithologique entre le type pétrographique du massif de Crocq et celui de son encaissant. La fabrique est assez fortement pentée vers l'extérieur du pluton (en moyenne, l'inclinaison est supérieure à 45), ce qui suggère (si la fabrique est bien parallèle aux limites lithologiques) que la bordure de celui-ci s'évase vers la profondeur et que les affleurements visibles appartiennent à sa partie sommitale en dôme. Le cour du pluton (Saint-Bard) est dépourvu de foliation (d'où l'absence de mesure) à cause du caractère sub-isotrope des minéraux. Enfin, les foliations semblent également suivre les contours lobés entre les monzogranites de Crocq et du Châtelard.

Modèle de mise en place des granitoïdes du massif de Guéret

À partir de ces données structurales acquises et de leurs interprétations, il est possible d'établir un scénario de mise en place des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret qui s'insère dans un modèle géodynamique (fig. 7, hors texte). Le dispositif révèle une image cohérente des trajectoires de la déformation des magmas pendant leurs cristallisations. L'organisation de ces trajectoires, qui moulent les contours géologiques à l'échelle cartographique, montre le contrôle des forces internes du magma sur l'orientation minérale. La fabrique magmatique est issue des écoulements internes du liquide silicaté au sein du pluton.

Entre 360 Ma et 355 Ma, les premières venues magmatiques syn-cinématiques subissent une déformation sub puis post-solidus dextre dans

des couloirs de cisaillement dextre orientés N110, non apparente sur la feuille d'Aubusson. Par contre, à l'échelle du complexe magmatique de Guéret, la tonalite/granodiorite de Villatange qui affleure le long de la bordure nord du massif de Millevaches (fig. 7a, hors texte) est affecté par la Zone de Cisaillement ductile du Nord Millevache (ZCNM). Les Zones de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV), de Cressat (ZCCr) et de la Courtine (ZCC) sont également actives durant cette période.

Entre 355 Ma et 340 Ma, le jeu dextre des différentes zones de cisaillement ductile N110 cesse avant la mise en place du monzogranite de Chénéraillles et, hors de la carte de la granodiorite/monzogranite de Saint-Martial et du monzogranite d'Aulon qui recoupent les couloirs de cisaillement sans être affectés par la déformation ductiles. Les foliations magmatiques et sub-solidus de ces granitoïdes recoupent à la perpendiculaire les couloirs myloniques orientés N110 qui sont ainsi scellés (Cartannaz *et al.*, 2006). Ensuite, la déformation se trouve alors accommodée dans des couloirs de cisaillement ductiles dextres en échelons orientés N150, dont celui de Montmoreau (ZCMo) qui affecte le monzogranite de Chénéraillles, et ceux, hors de cette carte, liés à la Faille Ductile de l'Epy (FDE) ou au Système Faillée de la Creuse (SFC) (fig. 7b, hors texte). La Zone de Cisaillement de Montmoreau (ZCMo) s'arrête sur la granodiorite/monzogranite de Lupersat et le monzogranite de Sainte-Feyre-la-Montagne qui ne sont pas déformés par cette dernière.

Entre 340 et 335 Ma, le massif de Lupersat qui s'organise suivant une forme allongée N-S, se met en place selon une fente de tension qui relaye la Zone de Cisaillement de Montmoreau (ZCMo). Ce massif non déformé à un stade post-solidus scelle le jeu de la ZCMo (fig. 7c, hors texte). Le massif de Gouzon, également indemne de déformation post-solidus, recoupe la ZCMo au Nord, la ZCCr à l'Est, ainsi que la foliation magmatique du monzogranite de Chénéraillles. La cinématique des différents couloirs ductiles qui affectent l'ensemble du complexe magmatique de Guéret cesse durant cette période. Le massif de Guéret est vraisemblablement dans un contexte structural de croûte supérieure fragile à la fin de cette période. Soulignons, qu'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite aux environs de 340 Ma sur le forage de Créchat – les Sibieux (Alexandrov, 2000) a été obtenu et confirme le refroidissement des granitoïdes durant cette période. Le contexte de mise en place des granitoïdes de Crocq et de Fernoël est encore mal défini, mais il est possible que leur mise en place soit contrôlée par une ou des ouvertures N-S (ou N20 et N150) en extension (Cartannaz, 2006c).

Toute l'organisation structurale des couloirs de cisaillement décrits dans le massif de Guéret (Cartannaz, 2006) et de la géométrie de certains granitoïdes suggère que la déformation post-solidus des granitoïdes du massif de Guéret résulte d'un axe Z de raccourcissement de direction N-S.

DÉFORMATION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATION DUCTILE DES TERRAINS MIGMATITIQUES

Dans les migmatites, les structures et les minéraux antérieurs à l'anatexis ont presque totalement disparu, seuls les métatexites en conservent une trace. Les mesures de foliation sont rares à cause du caractère isotrope des anatexites hétérogènes à cordiérite.

Dans les anatexites hétérogènes à cordiérite (« aubussonites »), les études microstructurales ont mis en évidence deux types de foliation en plus de la foliation métamorphique : une foliation sub-solidus et une autre magmatique. Au contact des granitoïdes de Guéret, la foliation microstructurale dans les « aubussonites » est d'aspect purement magmatique (Cartannaz, 2006b). À la carrière du puy du Roy (Ouest d'Aubusson), loin du contact avec un granitoïde, la foliation est décrite comme sub-solidus.

O. Jover (1986) a effectué des mesures d'ASM sur les aubussonites, les résultats fournissent une linéation magnétique majoritairement orientée vers le Nord-Ouest (18, N304) portée par une foliation magnétique sub-horizontale (N155, 13SW). Au Nord de la ville d'Aubusson, les mesures d'ASM effectuées sur le contact intrusif entre le granitoïde de Guéret et les « aubussonites » (Cartannaz, 2006b) montrent une foliation dans les « aubussonites » (N89, 79S) et une linéation (30, N251), mimétique de la fabrique magmatique du granitoïde (foliation magnétique : N90, 77S ; linéation magnétique : 51, N253).

DÉFORMATION POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS

À l'Ouest de Mainsat, la Zone de Cisaillement ductile de Montmoreau (ZCMo), qui affecte le monzogranite de Chénérailles, est orientée N150/160 et présente des foliations bien marquées (fig. 8, hors texte). Les quartz sont généralement étirés et on voit se développer un début de protomylonitisation avec, au niveau de « le Sibieux », des queues de dissymétries dextres et senestres qui croissent de part et d'autre des feldspaths. Plus au Nord, au niveau de l'Empure, les critères de cisaillement sont dextres. Cette zone bute sur l'extrémité nord-est de la partie septentrionale du massif de Lupersat, qui n'est pas affecté par cette déformation post-solidus. De même le leucomonzogranite à grain fin et à cordiérite de Bussière-Vieille (bordure nord-est du massif de Lupersat) est également exempt de toute déformation post-solidus. Les prospections au Sud du village de Mainsat montrent des foliations magmatiques qui sont plutôt orientées N10. La direction de ces foliations magmatiques recoupe la direction principale de la ZCMo. Le couloir de cisaillement qui affecte le monzogranite de Chénérailles est donc recoupé

par l'extrémité nord-est du massif de Lupersat. La mise en place du massif de Lupersat est donc tardive par rapport au massif de Chénérailles et à la zone de cisaillement de Montmoreau.

Ce couloir est parallèle à d'autres couloirs de cisaillement ductile dextre, de même orientation N150, qui affectent certains granitoïdes du complexe magmatique de Guéret hors de la carte d'Aubusson. Ce sont notamment le couloir de la Faille Ductile de l'Epy (FDE) situé en bordure de Creuse sur la carte de Guéret (Cartannaz, 2006) ou des déformations ductiles dextres observées le long de failles du Système Faillée de la Creuse (SFC).

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 très épais se déposent dans la région d'Aubusson. Ils reposaient sur un substratum qui a disparu au cours de la tectonique varisque, et dont nous ne savons rien. Le rattachement de ces dépôts à l'une des grandes unités structurales du Limousin est actuellement hasardeuse puisque la part importante d'anatexites hétérogènes à cordiérite supposerait un transport de celle-ci dans la croûte inférieure.

CONVERGENCE ET COLLISION SILURO-DÉVONIENNE

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

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

replacer les migmatites du massif de Guéret dans ce schéma car nous ne savons pas à quelle unité de l'Ouest Massif central les rapporter.

BLOCAGE DE LA COLLISION ET ANATEXIE

Au Dévonien moyen-supérieur se produit une anatexie partielle, localement quasi totale du protolithe des migmatites d'Aubusson. L'anatexie s'effectue en condition de croûte moyenne à profonde (environ vers 680 °C et 5-6 kbar). Elle succède à un stade de métamorphisme de plus haute pression à sillimanite-grenat (faciès granulitique de basse pression ?) dont il reste peu de trace.

Vers la fin du Dévonien, un serrage de l'Ouest Massif central résultant du blocage de la collision provoque un raccourcissement NNE-SSW et corrélativement une extension régionale WNW-ESE induisant un étirement syn métamorphique des roches (faciès amphibolite), à l'origine d'une linéation minérale de direction N110-120 et d'un plissement général à toutes échelles des formations limousines (Floc'h, 1983 ; Ledru et Autran, 1987 ; Faure *et al.*, 1997 et Roig, 1997). Dans le massif de Guéret, cette tectonique serait à l'origine de la linéation magnétique (portée par la foliation magnétique) mesurée dans les migmatites et les premières intrusions déformées du complexe magmatique de Guéret.

TECTONIQUE EN CISAILLEMENT DUCTILE DEXTRE

La fin du blocage de la collision induit le développement de grands cisaillements dextres ductiles de direction N100 à N120 au Nord (Zone de Cisaillement de la Marche-Combrailles) et au Sud du massif de Guéret (Zone de Cisaillement du Nord-Millevaches – la Courtine).

L'initiation et le fonctionnement en jeu dextre de cette dernière zone de cisaillement se produit au Tournaisien (voire dès la fin du Dévonien) en contexte fortement métamorphique (zone à biotite-sillimanite) et affecte les gneiss métatectiques et les anatexites hétérogènes à cordiérite (Rolin *et al.*, sous presse). Les premiers granitoïdes du massif de Guéret (apparentés à la granodiorite-tonalite de Villatange) se mettent alors en place le long de ce cisaillement, et sont déformés. Les derniers granitoïdes du massif de Guéret à se mettre en place sont peu ou pas déformés par sa cinématique. Le jeu de cette faille est scellé par la mise en place du massif d'Aulon (351 ± 5 Ma) vers la limite Tournaisien – Viséen inférieur (Cartannaz, 2006).

MAGMATISMES TARDI-COLLISIONNELS TOURNAISIENS (MASSIF DE GUÉRET)

Dès la fin du Dévonien et surtout au Tournaisien, un fort flux de chaleur accompagné d'une ascension de magmas mantelliques a induit un important magmatisme basique calco-alkalin dans les régions environnantes. En faisant fondre la croûte, il a généré également un magmatisme peralumineux qui s'est mis en place durant tout le Carbonifère inférieur, responsable des granitoïdes peralumineux de Guéret. Ces magmas basiques calco-alkalins forment des massifs très importants au Sud-Est de la zone couverte : dans le Confolentais (Rolin *et al.*, 1999, Cuney *et al.*, 2001) et le Sud Limousin (diorites quartzifères et tonalites) et forment un alignement 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).

Origine des magmas du complexe de Guéret

Le complexe magmatique de Guéret est constitué par l'injection de plusieurs corps granitoïdiques. La mise en place des magmas peralumineux du massif de Guéret est globalement hétérochrone, et s'est déroulée du Tournaisien au Namurien. Il existe une ambiguïté sur l'origine de ces différentes masses granitoïdiques. Elles ne seraient pas issues 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 seraient issues de la fusion de protolithes distincts à l'origine de magmas parents qui auraient ensuite subi leur propre évolution magmatique.

Le ou les magmas parents à l'origine de ces familles magmatiques proviendraient 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 anatexites hétérogènes à cordiérite ne participent pas à ces sources.

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 montrent, pour leur part, l'influence plus marquée d'une composante mantellique.

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

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

Pendant la mise en place de ces leucogranites, le Nord Millevaches est comprimé contre le massif de Guéret qui est déjà en surface et recouvert de dépôts volcano-sédimentaires viséens. Cette compression induit le décrochement de la Zone de Cisaillement du Nord-Millevaches par rapport à celle de la Courtine le long de failles N140-160 qui sont ductiles dans le Millevaches (*cf.* déformation du leucogranite de Chasselines-Goutelle ; Rolin *et al.*, 2007 ; Cartannaz *et al.*, 2006), et qui induisent également dans le massif de Guéret les failles fragiles N130-160 du système de la Creuse.

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

Les rejeux ultérieurs des failles N140-160 de la Creuse en senestre, et des failles N20-N30 du système de Felletin-Ambrugeat en dextre, s'ils sont conjugués, suggèrent que la région a subi un serrage de direction E-W après le Viséen, probablement vers la fin du Carbonifère.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

L'analyse de la tectonique post-hercynienne de la feuille d'Aubusson n'a pu être conduite de façon détaillée en raison de : 1 - l'absence de témoins sédimentaires précisément datés et 2 - l'ignorance de l'âge des paléo-surfaces décalées. Les seuls mouvements tectoniques post-hercyniens sont liés à la réactivation de failles hercyniennes. Leurs rejeux paraissent faibles ou relativement anciens si l'on en juge par le modelé des ressauts topographiques faibles ou émoussés qui les jalonnent, et si l'on se base sur le décalage de la surface de pénéplanation post-hercynienne.

NÉOTECTONIQUE

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

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Cette région fortement boisée est surtout vouée à l'élevage. L'habitat y est dispersé, de nombreuses fermes parsèment la campagne. Dans les petits bourgs, les constructions neuves sont rares.

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 l'élevage et sont souvent à l'abandon.

L'agriculture de subsistance a longtemps constitué la seule activité économique locale, et les exploitations agricoles traditionnellement tournées vers l'élevage et la culture vivrière sont de petite taille. Actuellement elles tendent à se mécaniser, mais leur activité se tourne assez peu vers l'élevage industriel et la production fourragère.

La région est soumise à un exode de sa population vers les grandes villes, on n'y rencontre cependant peu de maisons délabrées ou en ruines. À l'écart des grands axes de circulation, la région d'Aubusson s'ouvre de plus en plus au tourisme et à la pêche, ce qui lui offre une nouvelle possibilité d'activité : locations estivales, hôtels et camping ; activités touristiques saisonnières...

RESSOURCES EN EAU

Le territoire couvert par cette feuille est drainé par un réseau hydrographique dense appartenant au bassin hydrographique de la Loire (pour la Creuse, la Voueize, la Tardes et le Cher).

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 Creuse constituent des aquifères, mais de faible potentiel en raison de leur épaisseur réduite et sont peu sollicités.

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

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

Les captages sont en très forte proportion des sources. C'est l'aquifère superficiel qui est couramment sollicité pour l'alimentation humaine (captages par drains, exceptionnellement par puits).

Pour répondre à des besoins importants en période estivale, ou pallier les étages sévères, la solution privilégiée consiste en l'utilisation des eaux superficielles stockées (barrage des Combes sur la Creuse), puis traitées.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Seule la carrière de le Thym (vallée de la Creuse, 3 km au Sud d'Aubusson), très importante est en activité pour des granulats sur cette carte. Elle exploite le monzogranite de Chénérailles.

De nombreuses excavations à caractère familial ou communal ont exploité ou exploitent des granites sains pour la construction ou l'empierrement (dont celle de Sannegrand) et des altérites (arènes) pour l'aération des sols argileux et la réalisation des couches de forme des chemins.

CARRIÈRES ABANDONNÉES

Seule la grande carrière du puy du Roi (1 km au Sud-Ouest d'Aubusson), abandonnée depuis longtemps, a eu une importance régionale notable pour le granulat. Elle exploitait des aubussonites.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Au Nord-Ouest de Mérinchal (à proximité de la source du Cher), un filon de quartz minéralisé en stibine a donné lieu à une importante exploitation locale pendant l'entre-deux guerres. Il reste quelques excavations envahies de végétation, ainsi que des bâtiments en ruine. Dans le village, à proximité de la gare, subsiste la cheminée de la fonderie.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDROV P. (2000) – Géochronologie U/Pb et 40Ar/39Ar de deux segments Calédoniens et Hercyniens de la chaîne Varisque : Haut limousin et Pyrénées Orientales. Thèse, INPL Nancy.
- 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.
- BAZOT G. (1970) – L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. Unpublished Thèse 3^e cycle thesis, Clermont-Ferrand.
- BERTHIER F., DUTHOU J.L., ROQUES M. (1979) – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Age 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 éd., 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.
- BOUCHEZ J.L., JOVER O., DIOT H. (1984) – Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques des granitoïdes du massif de Guéret occidental. BRGM éd., CPF1, Thème 3, Fasc. n° 81-3, p. 35-48.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., LE MÉTOUR J., FABBRI O. (2006) – Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *C.R. Geoscience* **338** (3), p. 214-221.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., COCHERIE A., MARQUER D., LEGENDRE O., FANNING C.M., ROSSI P. (2007) – Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif central. *International Journal of Earth Science*, n° 96, p. 271-287.

- CARTANNAZ C. (2006) – Magmatismes et déformations polyphasés. Exemple des massifs de Guéret et de Millevaches (Massif central français). Origine des magmas et contexte de mise en place. Thèse Besançon. 323 p.
- 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 et minières, 60 p.
- COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979) – The interpretation of igneous rocks. *George Allen et Unwin*, Ed. London.
- 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]. *Chem. Geol.* **140** (3-4), 289.
- 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. Unpublished thèse d'état thesis, Université de Limoges.
- FORESTIER F.H. (1965) – Carte géologique d'Aubusson au 1/80 000 (n° 156, 2^e édition).
- GÉBELIN A. (2004) – Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif central), Université Montpellier II.
- 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. *J. Struct. Geol.*
- 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.
- 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. BRGM éd., Orléans.

- HOTTIN A.M., BERTHIER F. (1993) – Notice explicative de la carte géologique de Guéret (n° 642) au 1/50 000. BRGM éd., Orléans.
- JOVER O. (1986) – Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Milleval (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. Unpublished Thèse thesis, Nantes.
- LAUNAY DE L. (1898) – Feuille de Guéret et d'Aubusson. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* **X**, p. 499-502.
- 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-Milleval. *In* Géol. Prof. France, Thème 3 Chevauchements symmétamorphes 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.
- LUDWIG K.R. (2003) – ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. n° 4, 70 p.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J., CARRON J. (1985) – Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci. t.* **301**, II (n° 11), p. 813-818.
- PIN C., PAQUETTE J.-L. (2002) – Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge devono-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). *Geodinamica 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. *J. Struct. Geol.* **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.*, **14**, p. 63-70.
- RANCHIN G. (1971) – La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du nord-Limousin. Unpublished mém. 19 thesis, *Sci. de la 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). Unpublished PhD thesis, Université Orléans.
- ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1980) – Nouvelle interprétation du renversement de la série cristallophyllienne du Plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **290**, (D), p. 17-20.
- ROLIN P. (1981) – Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon. Thèse de 3^e cycle. Orsay, 210 p.
- ROLIN P. (1987) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse ès Sciences, Orsay, 484 p.
- ROLIN P., STUSSI J.M., COLCHEN M., CUNNEY M. (1999) – Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-31.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., HENRY P., ROSSY M., COCHERIE A., SALEN F., DELWAULLE B. (2007) – Notice explicative de la carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (666) au 1/50 000. BRGM éd., Orléans.
- ROLIN P., CARTANNAZ C., SALEN F., THALOUARN N., DELWAULLE B. (2007) – Carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (666) au 1/50 000. BRGM éd., Orléans.
- ROSSI P., CHEVREMONT 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.
- STRECKEISEN A., LE MAITRE, R.W. (1979) – A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jb. Mineral.* **136**, p. 169-206.
- TERA F. et WASSERBURG G.J. (1972) – U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, p. 281-304.
- VAUCHELLE L. (1988) – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n° 88, 12 p.
- VAUCHELLE L., LAMEYRE J. (1983) – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français) : types lithologiques, organisation, minéralisations. *C.R. Acad. Sci.* **297** (II), p. 63-68.

- VAUCHELLE L., 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.
- WETHERILL G.W. (1956) – Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- WILLIAMS I.S. (1998) – U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. Reviews in Economic Geology, vol. 7, p. 1-35.
- WYNS R. (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM R40519.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) – Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, n° 1, p. 79-87.

ANNEXES

ANNEXE A. GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES

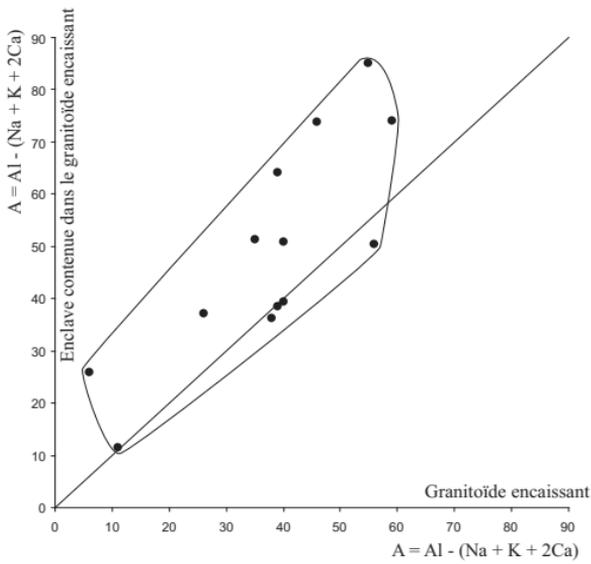


Fig. 11 - Comparaison de la balance alumine des enclaves par rapport à la balance alumine des granitoïdes encaissants du complexe magmatique de Guéret

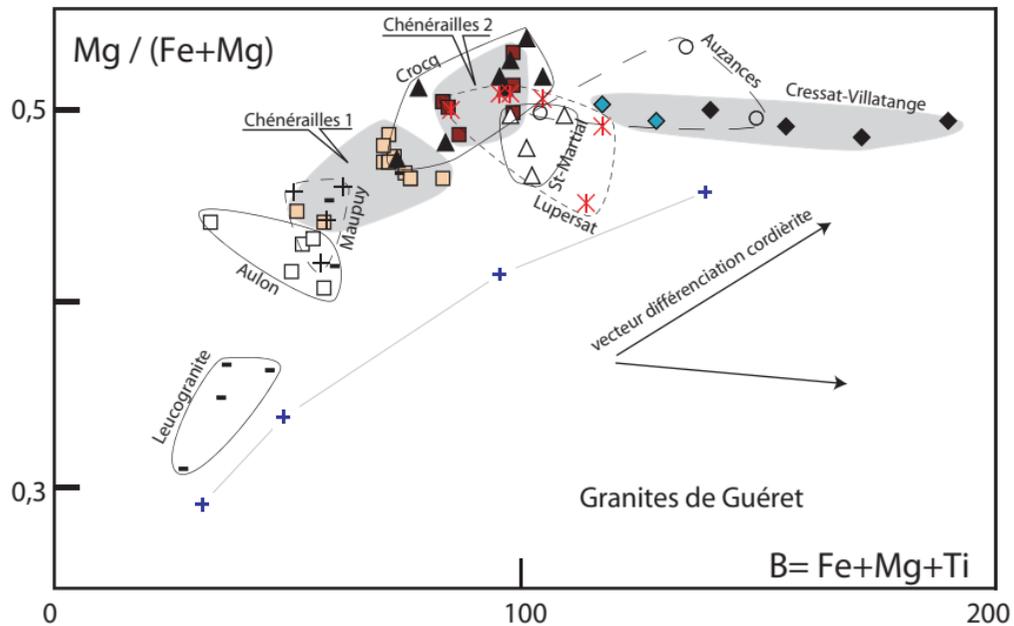


Fig. 13 - Projections des analyses chimiques des granites de Guéret dans le diagramme $Mg \# - B$

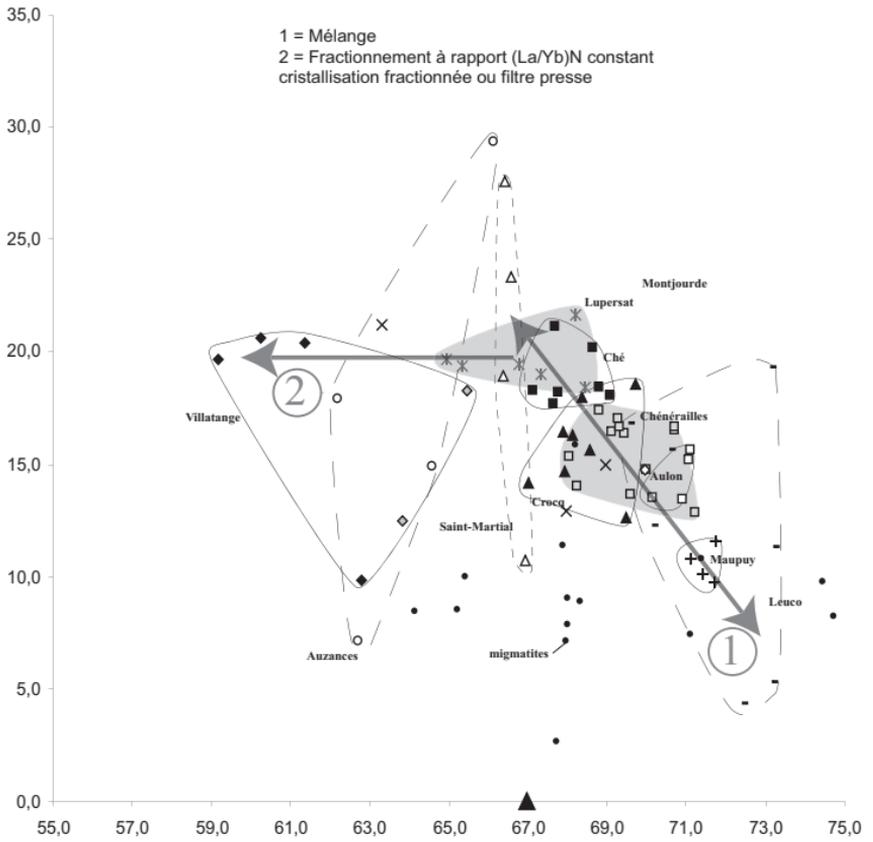


Fig. 15 - Évolution du rapport (La/Yb)_N en fonction de la silice. Les massifs comme Auzances ou Saint-Martial montrent une hétérogénéité de source

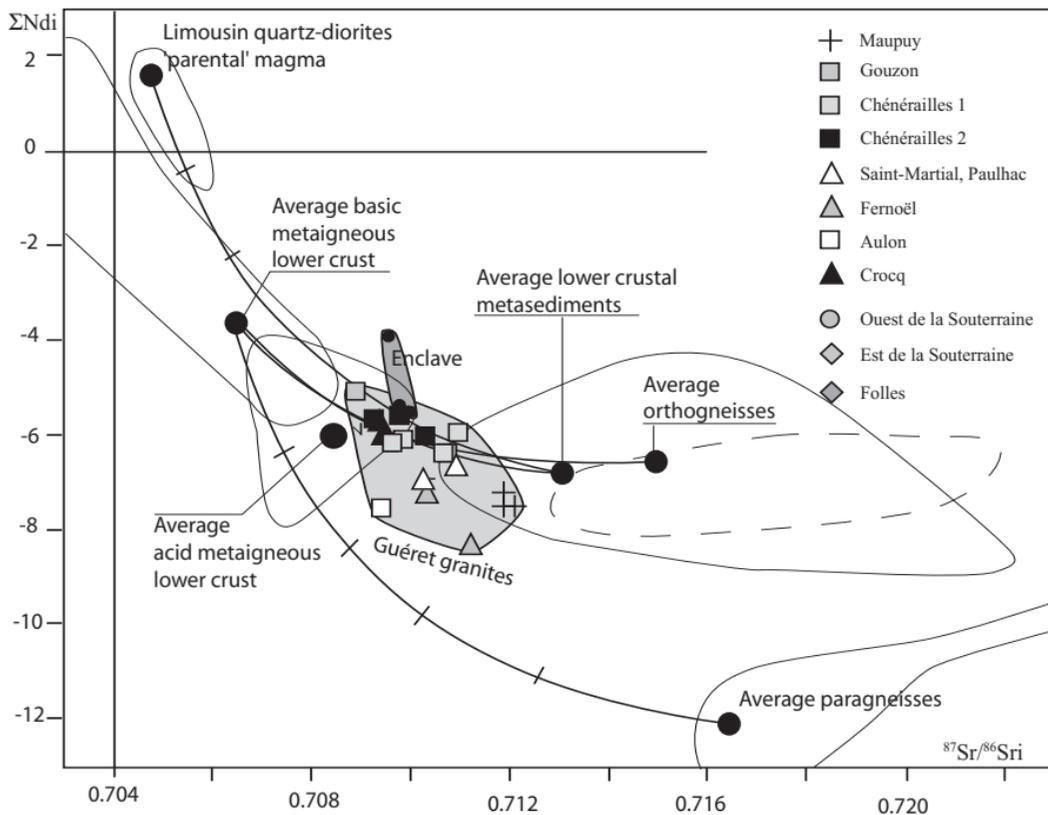


Fig. 16 - Variation du ΣNdi en fonction du rapport $^{87}Sr/^{86}Sri$ de toutes les données disponibles sur les granitoïdes de Guéret comparé avec les compositions des sources possibles, modifié d'après Downes (1997)

ANNEXE B. GÉOCHRONOLOGIE

Datations U-Pb sur zircon à l'aide de la microsonde ionique SHRIMP (ANU Canberra)

La technique d'analyse est décrite en détail par Williams (1998). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à $\pm 2\sigma$, à 95 % de confiance. Par contre, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ . Pour les âges inférieurs à 800 Ma, on utilise le diagramme de Tera et Wasserburg (1972) ; pour les âges plus anciens que 800 Ma, le diagramme concordia conventionnel est utilisé (Wetherill, 1956).

Granite de Crocq (P19a)

Douze analyses ont été effectuées sur dix zircons différents (tabl. 9). Toutes les analyses sont très proches de la concordia et sont exploitables pour calculer l'âge moyen de cristallisation des zircons à **337,3 \pm 3,2 Ma** (fig. 17). Cet âge est calculé grâce à l'intersection de la droite de régression passant par les points analytiques et par la composition théorique du Pb commun à l'âge de la roche. L'âge des zircons est interprété comme celui de la mise en place du granite.

Filon de microgranite du dyke de Sannat (CK 84 b)

Treize analyses ont été effectuées sur douze zircons (tabl. 9). À l'exception de l'analyse 15.1 (fig. 18), toutes les analyses sont très proches de la concordia. Comme l'analyse discordante (15.1) est située sur la droite de mélange entre la composition purement radiogénique du Pb et celle du Pb commun pur, elle pourra être prise en compte pour définir la droite de régression et l'intersection avec la concordia. Cette intersection définit un âge de cristallisation des zircons à **337,7 \pm 2,9 Ma** (fig. 18). Cet âge moyen des zircons est interprété comme celui de la mise en place du filon.

Filon rhyolitique de Sannat (CK 84 a)

Douze analyses ont été effectuées sur dix zircons (tabl. 8, hors texte). Trois analyses sont significativement discordantes en raison de la contribution significative de Pb commun. En outre, une analyse (1.1) montre une légère perte de Pb radiogénique (fig. 19) ; cette perte de Pb se traduisant par un rajeunissement, il n'a pas été tenu compte de cette analyse. Les onze analyses restantes se situent bien sur la droite de mélange entre une composition purement radiogénique du Pb et le Pb commun. Elle permet de définir l'intersection avec la concordia. L'âge moyen de cristallisation des zircons est de **334,7 \pm 3,2 Ma** (fig. 19). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du filon.

| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | | Rapports radiogéniques | | | | | ρ | Age (Ma) | | | | | | | |
|--|------------|-------------|------|--------------|---|-----------------------|--|-------|---|--------|--|--------|--|-------|---|--------|----------|---|----|-------|----|------|----|----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | Conc. | | | | |
| <i>Tufs volcaniques de Château-sur-Cher (CN 4)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2.1 | 139 | 83 | 0.60 | 32.0 | 0.000019 | 0.0003 | 3.732 | 0.060 | 0.1166 | 0.0006 | 0.2679 | 0.0043 | 4.296 | 0.073 | 0.1163 | 0.0007 | 0.944 | 1530 | 22 | 1693 | 14 | 1900 | 10 | 81 |

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. Pour les domaines plus vieux que ~800 Ma la correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 9 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons anciens (> 800 Ma)

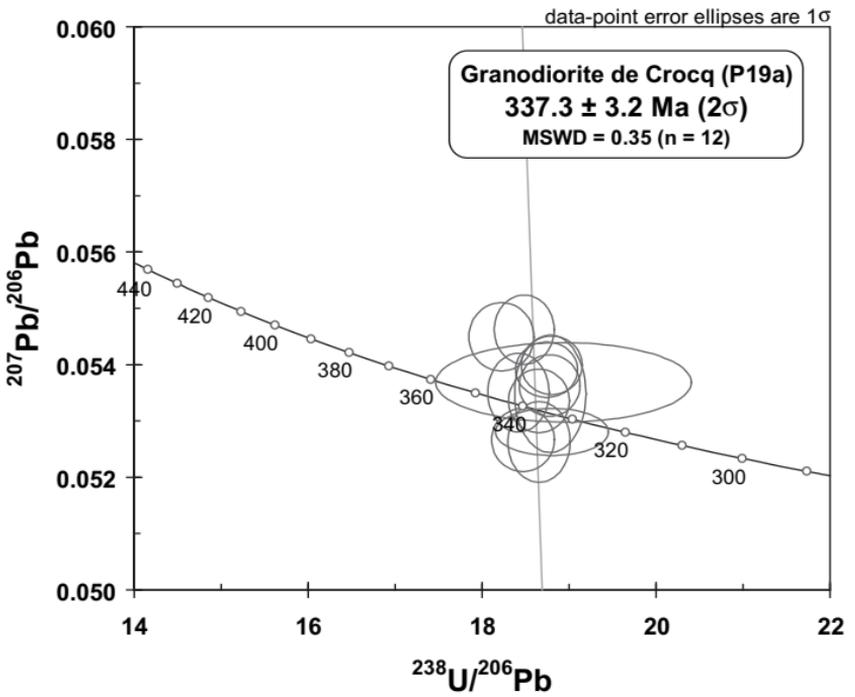


Fig. 17 - Âge U/Pb sur zircon du granite de Crocq

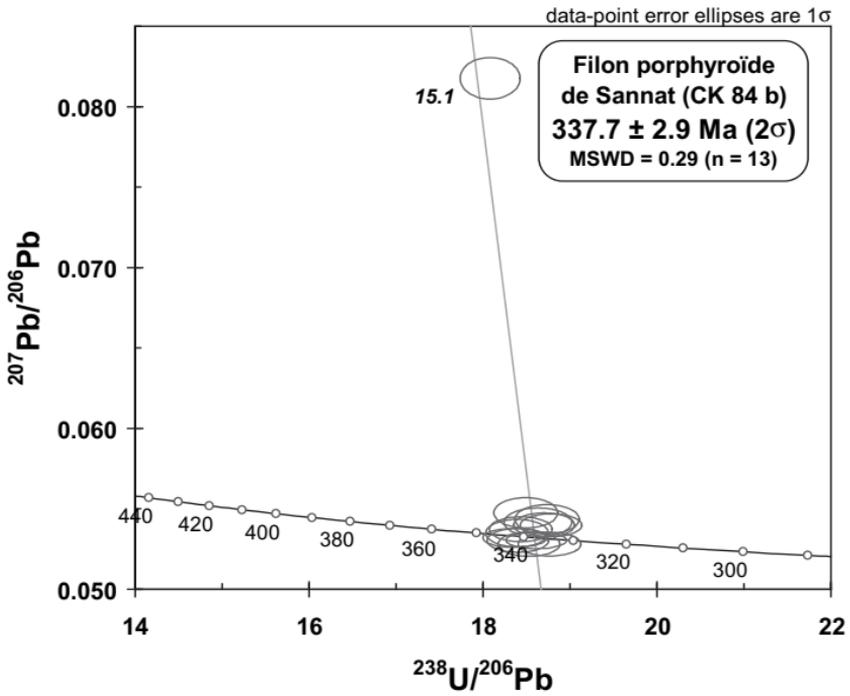


Fig. 18 - Âges U/Pb sur zircon des deux échantillons du filon de microgranite du dyke de Sannat (carte d'Aubusson)

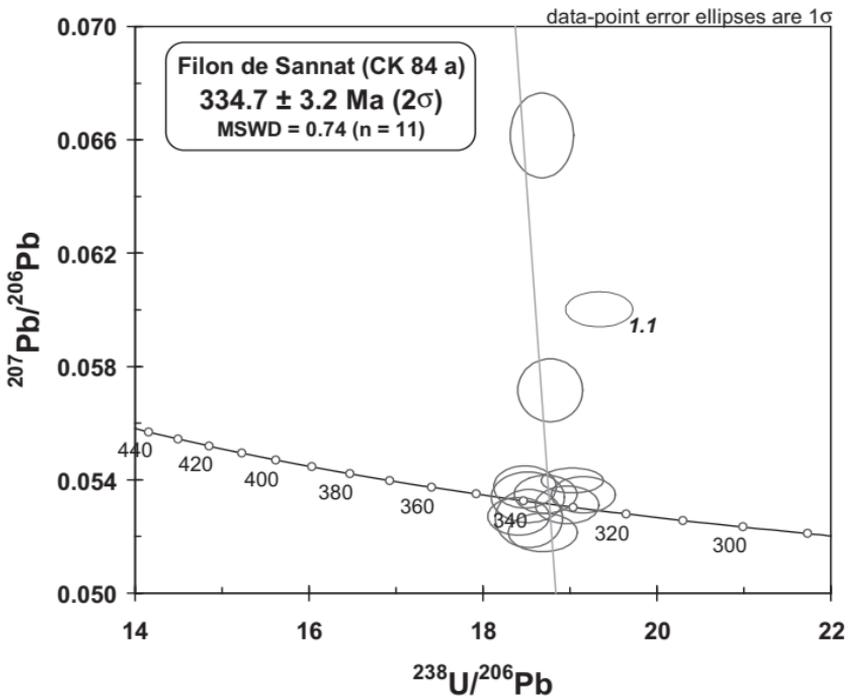


Fig. 19 - Âge U/Pb sur zircon des deux échantillons du filon rhyolitique de Sannat (carte d'Aubusson)

Tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (CN 4)

Dix-sept analyses ont été effectuées sur douze zircons (tabl. 8, hors texte). Les âges sont très dispersés depuis des âges protérozoïques jusqu'au Varisque en passant par le Cambrien et l'Ordovicien (fig. 20a). L'analyse 4.1 n'est pas utilisable car le zircon est riche en Pb commun et/ou a subi une forte perte de Pb radiogénique. L'âge varisque est bien représenté par dix analyses (fig. 20b, fig. 21) qui définissent un âge à **336,9 ± 3,2 Ma**. L'analyse 2.1 est mieux exploitée dans le diagramme conventionnel, après correction du Pb commun (tabl. 9). Mais cette analyse est discordante et l'âge hérité peut être compris entre $2\,036 \pm 34$ Ma, si on suppose que la discordance est due à une perte épisodique de Pb à 600 Ma, et $1\,900 \pm 20$ Ma si la perte de Pb est récente. Une valeur intermédiaire de $1\,959 \pm 24$ Ma est calculée si la perte de Pb est associée à l'événement hercynien. Cet événement correspond probablement à la mise en place de la volcanite dans un environnement complexe.

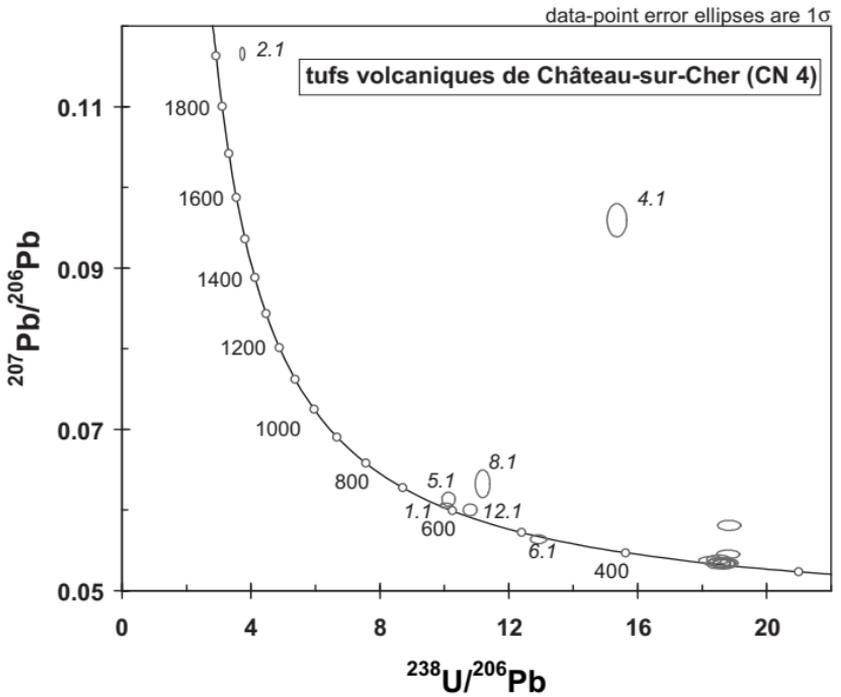


Fig. 20a - Âge U/Pb sur zircon de tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (carte d'Évaux-les-Bains)

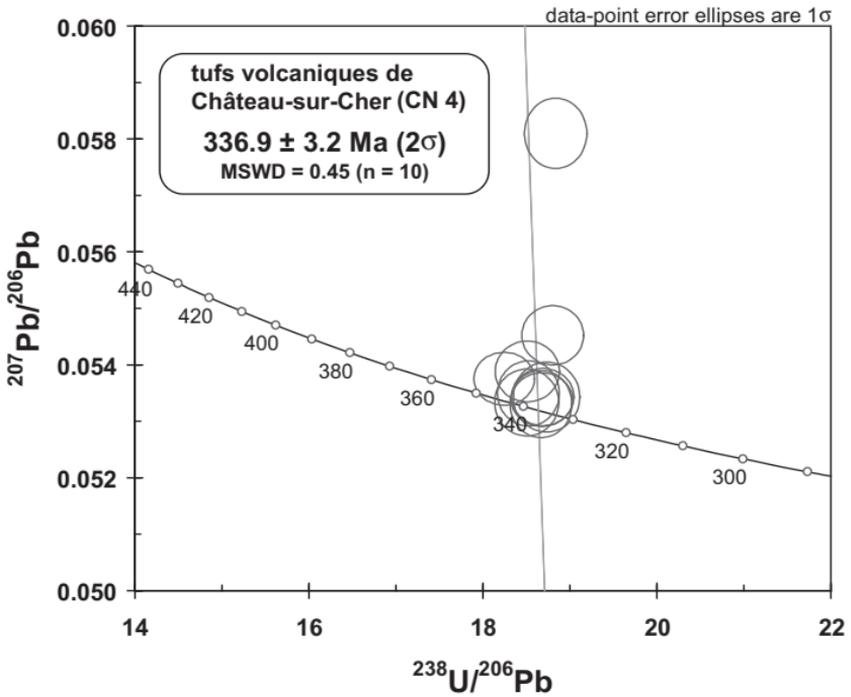


Fig. 20b - Âge U/Pb sur zircon de tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (carte d'Évaux-les-Bains)

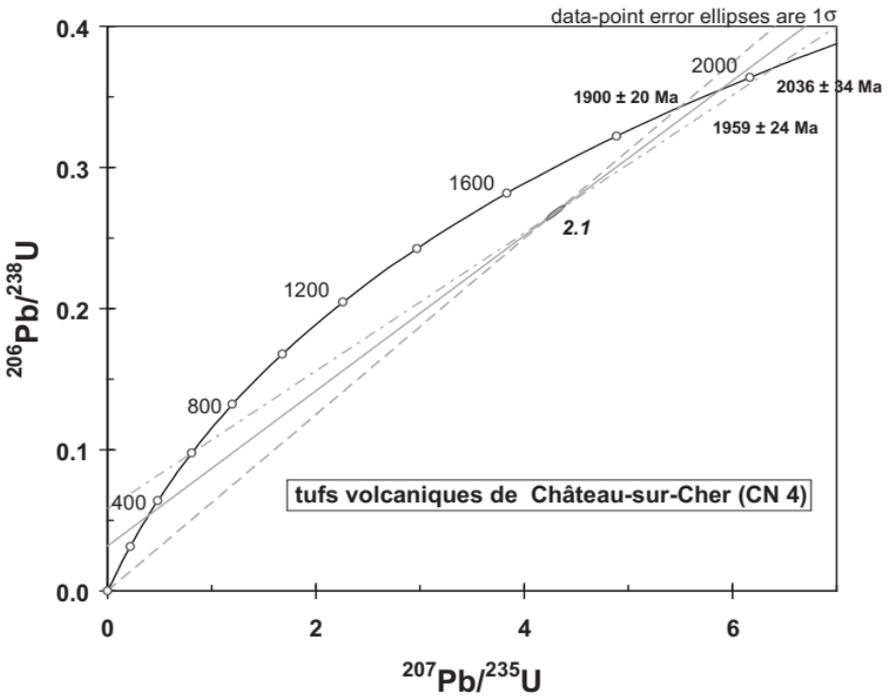


Fig. 21 - Âge U/Pb sur zircon de tufs volcaniques du bassin viséen de Château-sur-Cher (carte d'Évaux-les-Bains)

ANNEXE C. NOTIONS DE FABRIQUE UTILISÉES SUR CETTE CARTE

Fabriques magmatique et tectonique : définition et origine

La plupart des types pétrographiques 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. D. Hutton *et al.* (1988) distingue deux types de fabrique. La première, fabrique magmatique, apparaît avant l'entière cristallisation du magma. Dans ce cas, en lame mince, les phénocristaux de feldspath sont automorphes et peu déformés. La seconde, fabrique tectonique, correspond à la déformation des cristaux à l'état plastique. 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 bain 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 jus silicaté qui reste dans le magma. 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. S.R. Paterson *et al.* (1989) apporte des nuances quant à la description de la fabrique granitique de D. 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 (environ supérieur à 500-600 °C) et l'écoulement à l'état solide sous basse température (environ supérieur à 200-300 °C).

Seule la distinction de D. 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 donc 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 différencier 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 issues 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, plagioclases) 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 « structures de fluidalité magmatique » utilisé par O. Jover (1986) pour qualifier la 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 caractéristique s'explique par le fait 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 règne localement autour des minéraux, afin d'acquiescer 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 recoupent 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 bonnes qualités 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 prouvé, on parle de 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 montrer 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 O. Jover (1986). De plus, cette technique fournit l'orientation de la linéation magnétique (donc minérale) qui est une information difficile à obtenir pour le géologue de terrain dans ce type de granitoïde.

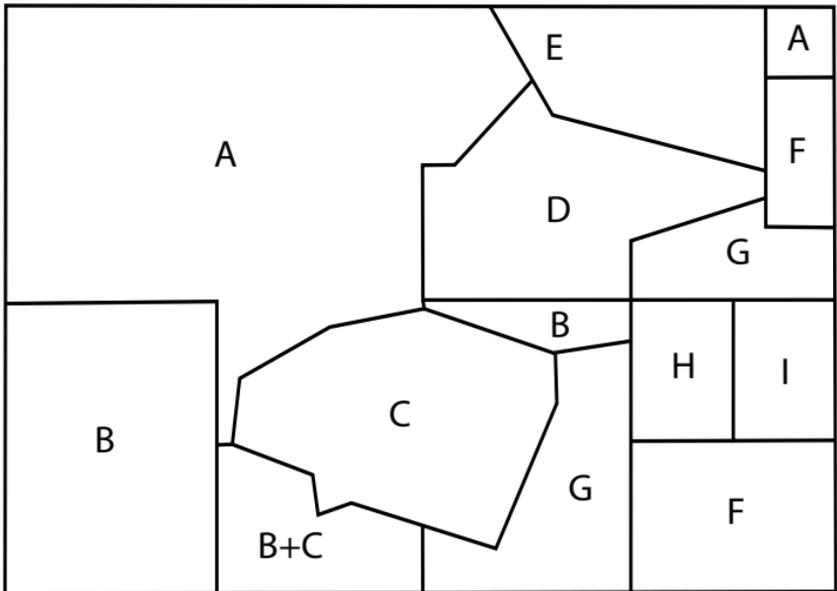
La méthode consiste à prélever sur l'affleurement de granite, 6 à 10 carottes (22 mm de hauteur et 25 mm de diamètre) à l'aide d'une foreuse portable. Ces carottes, qui sont ensuite soumises à l'action d'un champ magnétique H , montrent une aimantation induite d'intensité constante J telle que $J = K \cdot H$ (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 (tabl. 10). Ces

| Site | N | BMS [SI] | K ₁ | | | | K ₂ | | | | P% | T |
|------|----|----------|----------------|-----|------------------|------------------|----------------|-----|------------------|------------------|-----|--------|
| | | | Dec | Inc | α_{95min} | α_{95max} | Dec | Inc | α_{95min} | α_{95max} | | |
| 22 | 9 | 136,0 | 284 | 18 | 3 | 7.2 | 161 | 59 | 2.8 | 15.1 | 4,3 | 0,097 |
| 23 | 8 | 133,0 | 276 | 28 | 3.7 | 6.3 | 162 | 37 | 3.4 | 6.6 | 4,3 | 0,157 |
| 24 | 10 | 178,0 | 239 | 62 | 10.1 | 19.5 | 91 | 24 | 19 | 27.2 | 1,1 | 0,215 |
| 25 | 6 | 166,0 | 222 | 56 | 2 | 27.6 | 22 | 42 | 6.7 | 15.2 | 5,1 | 0,579 |
| 26 | 8 | 155,0 | 216 | 46 | 3.6 | 6.4 | 48 | 43 | 4.3 | 5.9 | 5,7 | 0,306 |
| 27 | 7 | 172,0 | 268 | 40 | 4.4 | 7.7 | 34 | 36 | 2.9 | 7.4 | 6,4 | 0,099 |
| 28 | 7 | 201,0 | 220 | 46 | 7.3 | 24.5 | 45 | 44 | 5.4 | 16 | 4,8 | 0,690 |
| 29 | 7 | 220,0 | 276 | 2 | 5.3 | 6.6 | 8 | 37 | 6.5 | 19.4 | 4,9 | -0,104 |
| 30 | 8 | 129,0 | 262 | 26 | 2.1 | 8 | 29 | 52 | 2.5 | 8.3 | 4,6 | 0,395 |
| 31 | 8 | 157,0 | 300 | 4 | 4.4 | 26.3 | 209 | 9 | 3.5 | 26.7 | 4,1 | -0,479 |
| 32 | 7 | 121,0 | 240 | 27 | 4.3 | 13.3 | 116 | 48 | 2.8 | 8.1 | 3,2 | 0,435 |
| 33 | 7 | 109,0 | 281 | 17 | 10.4 | 31.6 | 31 | 50 | 5.8 | 20.7 | 1,5 | 0,338 |
| 34 | 7 | 118,0 | 180 | 38 | 6.3 | 15.8 | 74 | 20 | 5.2 | 14.6 | 2,2 | 0,272 |
| 35 | 8 | 166,0 | 281 | 66 | 9.5 | 11.7 | 14 | 1 | 8.1 | 29.9 | 2,7 | -0,512 |
| 36 | 7 | 165,0 | 231 | 13 | 3.4 | 17 | 350 | 64 | 7.5 | 21.1 | 5,3 | -0,697 |
| 37 | 7 | 185,0 | 211 | 34 | 4.4 | 16.5 | 78 | 45 | 1.7 | 4.8 | 5,8 | 0,144 |
| 38 | 9 | 194,0 | 191 | 9 | 6.5 | 16.7 | 96 | 26 | 12.5 | 28.8 | 1,8 | -0,288 |
| 39 | 8 | 164,0 | 359 | 25 | 2.7 | 8 | 210 | 61 | 2.4 | 11.1 | 3,7 | 0,342 |
| 40 | 6 | 113,0 | 282 | 12 | 3 | 9.1 | 191 | 4 | 4.7 | 13.8 | 5,6 | -0,321 |
| 41 | 13 | 153,0 | 78 | 36 | 7.6 | 12 | 169 | 2 | 5.6 | 12.5 | 3,2 | 0,358 |
| 42 | 6 | 138,0 | 357 | 82 | 7.1 | 10.7 | 116 | 4 | 10.4 | 15 | 3,4 | -0,461 |
| 43 | 6 | 140,0 | 324 | 23 | 1.3 | 6.9 | 208 | 45 | 2.2 | 39.6 | 3,1 | -0,709 |
| 44 | 7 | 132,0 | 96 | 16 | 2.3 | 4.2 | 350 | 43 | 3.2 | 5.2 | 7,1 | -0,156 |
| 45 | 8 | 139,0 | 307 | 37 | 3.8 | 12.5 | 186 | 34 | 5.2 | 26.8 | 2,0 | -0,806 |
| 46 | 8 | 121,0 | 316 | 77 | 3.4 | 12.3 | 116 | 12 | 2.7 | 8.7 | 2,6 | 0,670 |
| 47 | 8 | 157,0 | 236 | 73 | 5.7 | 14.4 | 141 | 2 | 6.3 | 10.4 | 2,8 | 0,303 |
| 48 | 9 | 157,0 | 324 | 16 | 12.1 | 15.9 | 225 | 27 | 14.7 | 17.8 | 2,0 | 0,060 |
| 49 | 9 | 123,0 | 293 | 45 | 6.8 | 25.6 | 186 | 16 | 6.3 | 16 | 2,1 | 0,433 |
| 50 | 8 | 161,0 | 83 | 32 | 4.3 | 33 | 181 | 12 | 3.3 | 8.9 | 3,4 | 0,679 |
| 51 | 7 | 144,0 | 278 | 18 | 3.5 | 8.9 | 187 | 4 | 4.3 | 14.8 | 4,3 | -0,041 |
| 52 | 8 | 169,0 | 273 | 26 | 9.4 | 13.5 | 158 | 42 | 8 | 26.4 | 2,4 | -0,089 |
| 53 | 6 | 116,0 | 9 | 20 | 5.5 | 13.2 | 158 | 66 | 4.1 | 13.2 | 2,0 | 0,029 |
| 54 | 7 | 145,0 | 64 | 6 | 6.5 | 38.5 | 160 | 46 | 7.4 | 35.6 | 2,6 | 0,336 |

Tabl. 10 - Données analytiques de l'ASM sur les différents sites localisés autour de la feuille d'Aubusson. N : nombre d'échantillons ; BMS : Bulk Magnetic Susceptibility en 10⁻⁶ SI, Dec, Inc, α_{95min} , α_{95max} : déclinaison, inclination, (Bingham, 1964) données statistiques bimodales, en degré ; P% : degré d'anisotropie ; T : paramètre de forme (Hrouda 1982, Jelinek 1981)

différents axes magnétiques sont représentés dans des structurogrammes (canevas de Wulff, hémisphère inférieure) visibles dans la figure 22, hors-texte. Les mesures ont été réalisées au laboratoire de Magnétisme des Roches, commun à l'ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans) et au BRGM à l'aide du susceptomètre Kappabridge KLY-S3 de la société AGICO.

ANNEXE D



- A - Cartannaz Charles
- B - Sonnet Romain
- C - Emonin Yohann
- D - Juillerat Matthieu
- E - Binetruy Jean-Charles
- F - Deprez Julien
- G - Thiery Vincent
- H - Rot Jonathan
- I - Montaz Nicolas

Répartition des levers sur la carte Aubusson

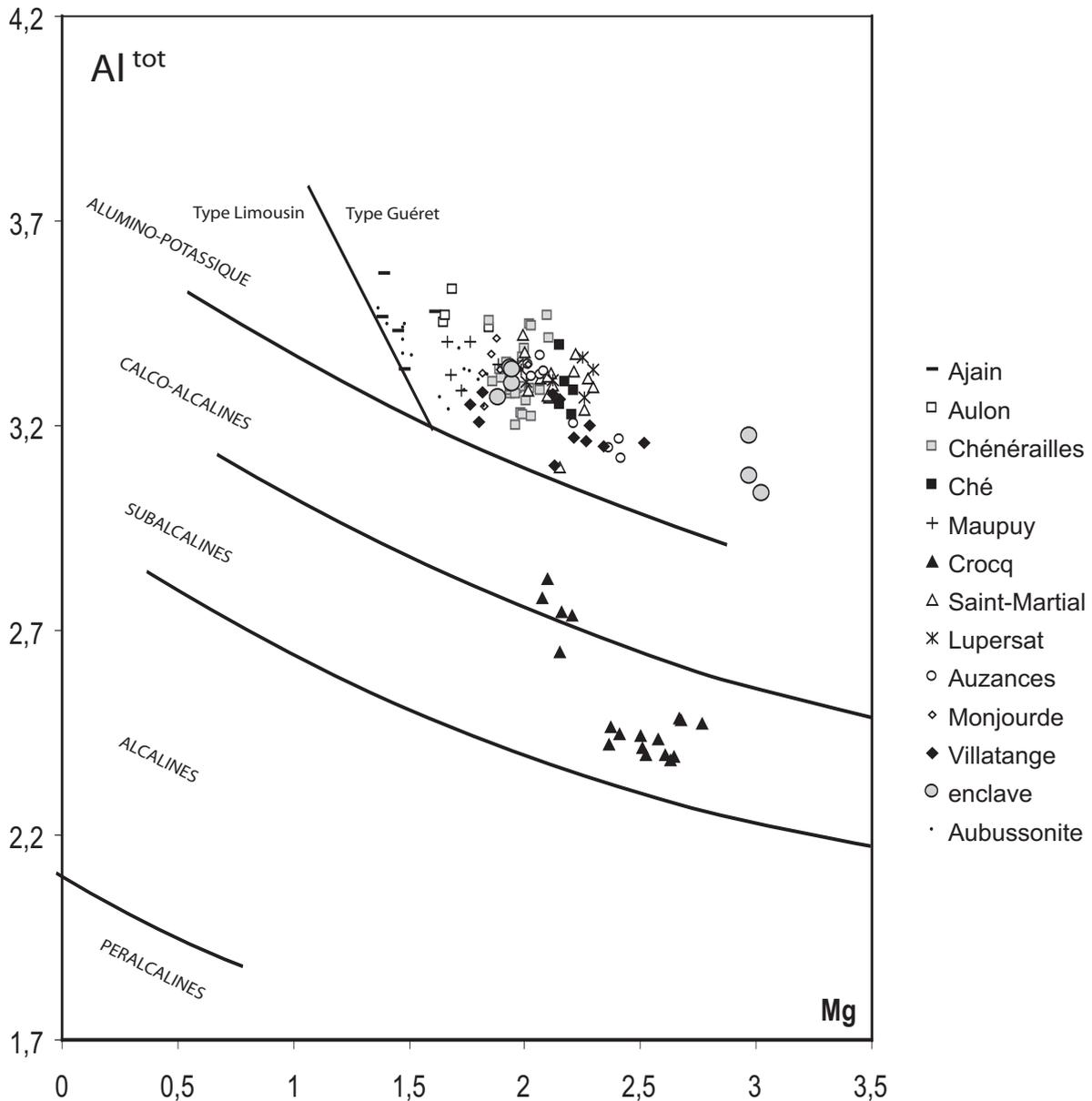


Fig. 3a - Distribution des analyses sur biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Nachit *et al.* (1985)

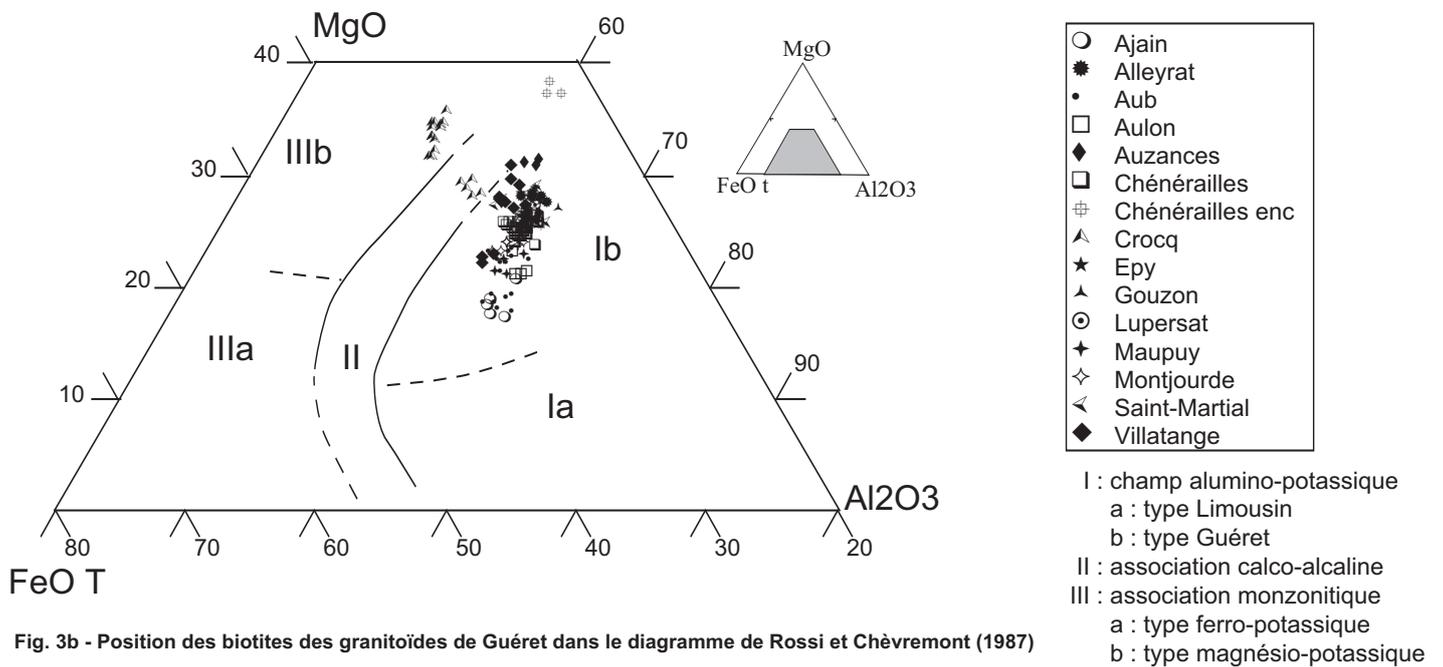
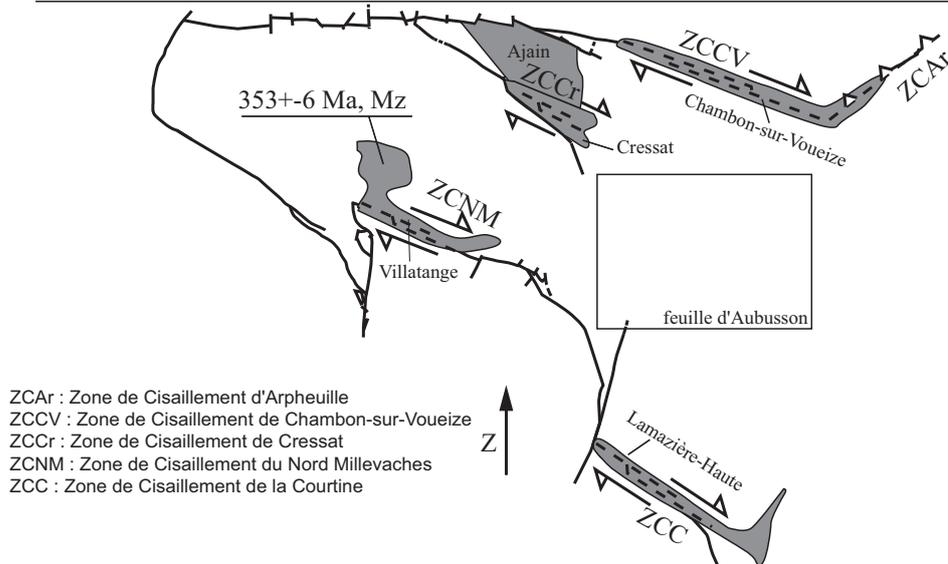
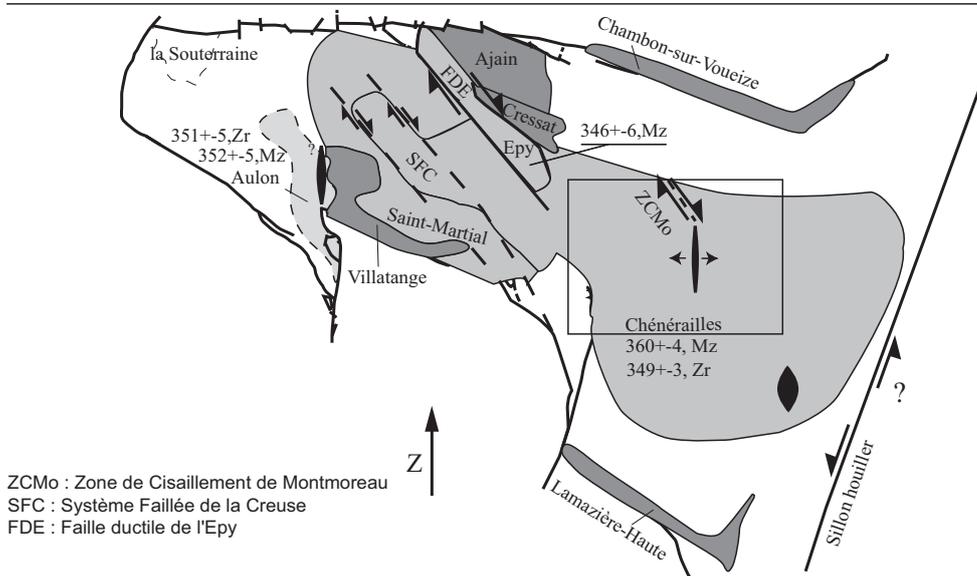


Fig. 3b - Position des biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Rossi et Chèvremont (1987)

a. Mise en place des magmas suivant les zones de cisaillements dextres N110E (360-355 Ma)



b. Mise en place des magmas post-cisaillements dextres N110E (355-340 Ma)



c. Mise en place des magmas post-mylonitiques (340-330 Ma)

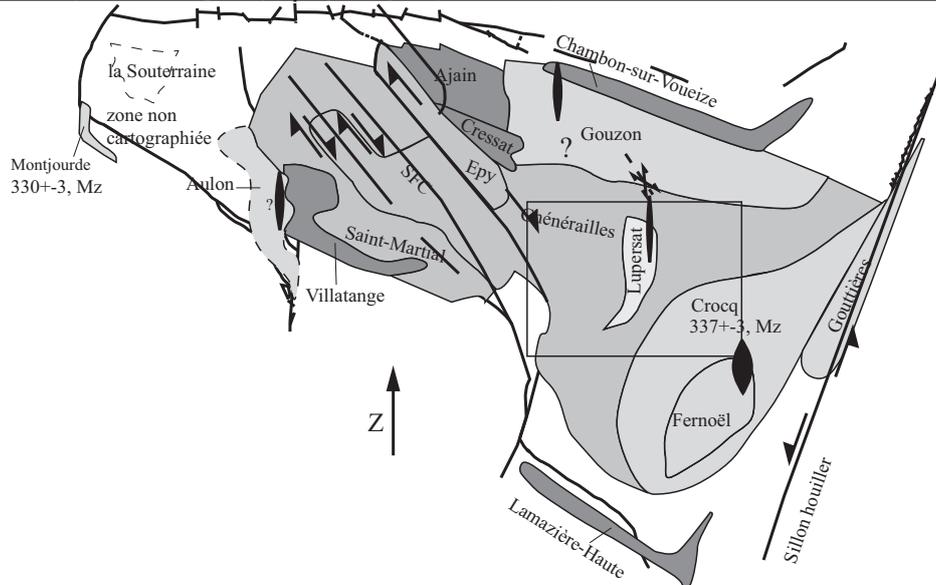


Fig. 7 - Modèle de mise en place pour le complexe granitique de Guéret avec individualisation de chaque intrusion magmatique. (a) Mise en place des granites d'Ajain, de Chambon-sur-Voueize, de Cressat, de Lamazière-Haute et de Villatange suivant une déformation non coaxiale et un axe Z de raccourcissement NS ; (b) Mise en place des granites d'Aulon, de Chénérailles, de l'Epy et de Saint-Martial. Ces granites scellent les couloirs mylonitiques dextres orientés N150E. Ils sont cisailés suivant des couloirs dextres orientés N110E. L'axe Z de raccourcissement est orienté Nord-Sud ; (c) Mise en place des granites de Luperzat, de Gouzon, de Gouttières, de Crocq et de Fernoël. L'axe Z de raccourcissement est toujours orienté Nord-Sud

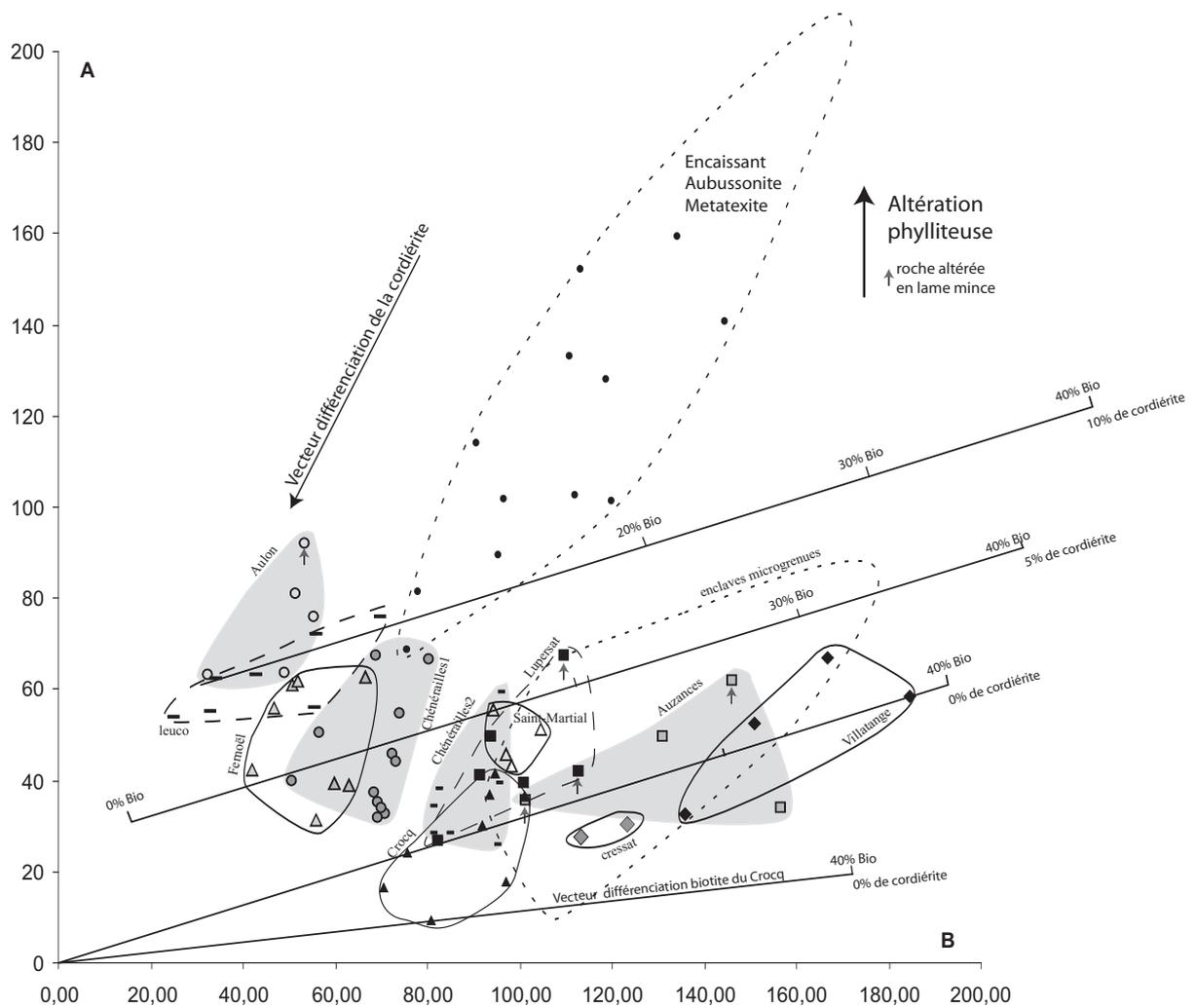


Fig. 9a - Diagramme AB de Debon et Lefort (1983) avec la projection des analyses des principaux corps granitoïdiques du complexe magmatique de Guéret

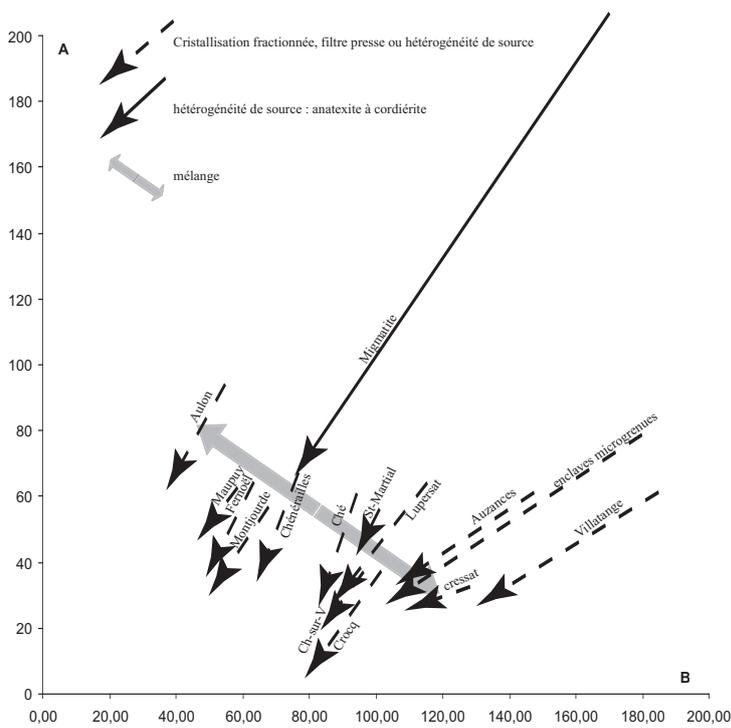


Fig. 9b - Différentes lignes évolutives hypothétiques pour chaque pluton du complexe magmatique de Guéret et pour les migmatites encaissant les granitoïdes

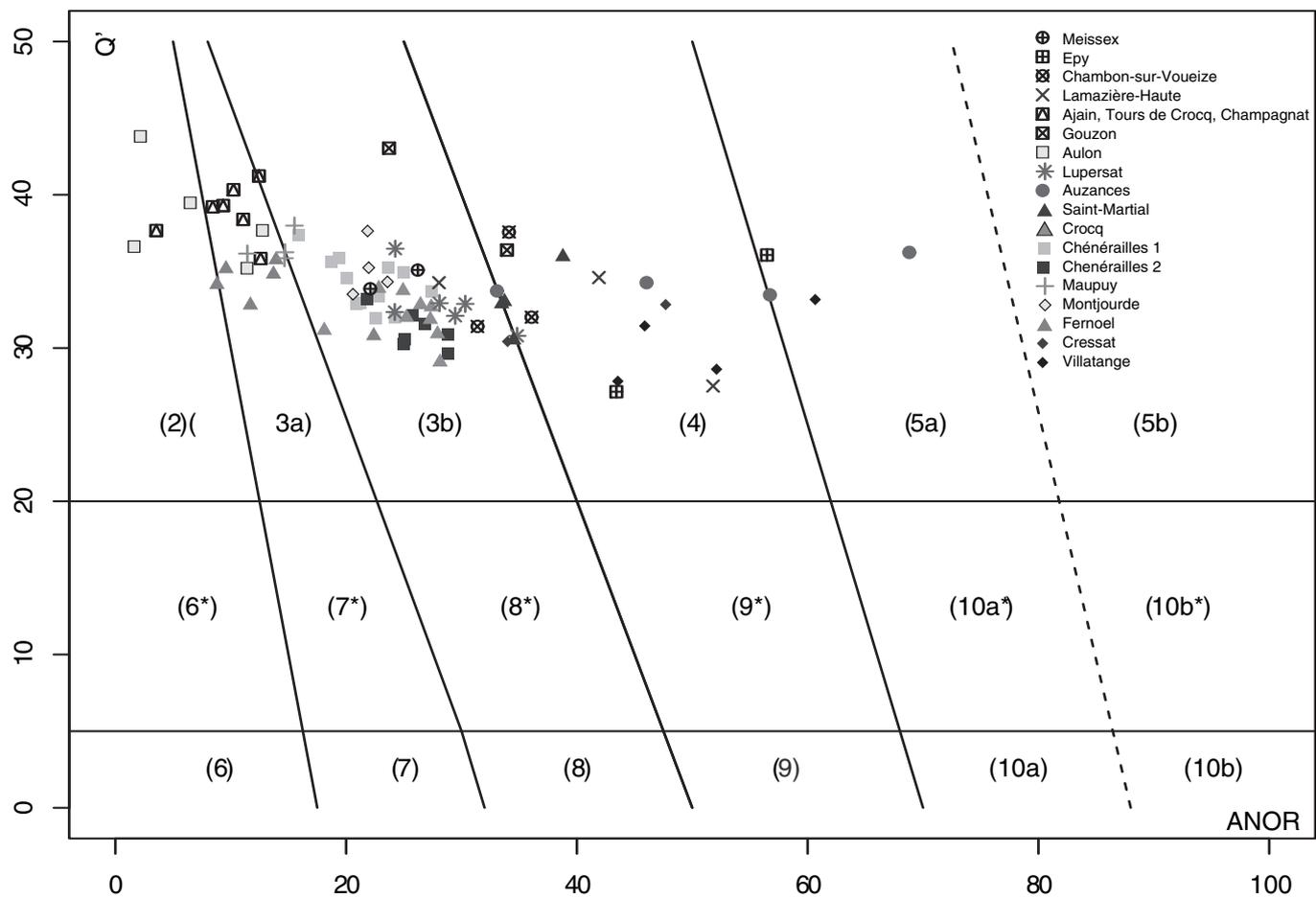


Fig. 10 - Place des analyses chimiques issues des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme Q'/ANOR de Streckeisen et Le Maître, 1979. (2) granite alcalin, (3a) syenogranite, (3b) monzogranite, (4) granodiorite, (5a et b) tonalite. Ce diagramme est le mieux adapté pour la caractérisation des différents types pétrographiques des granitoïdes peralumineux de Guéret

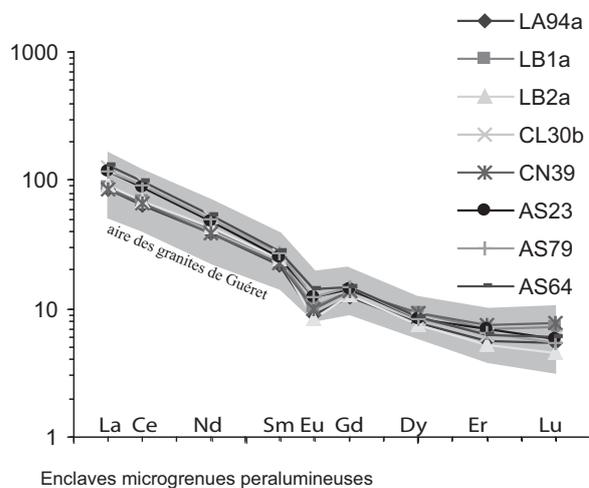
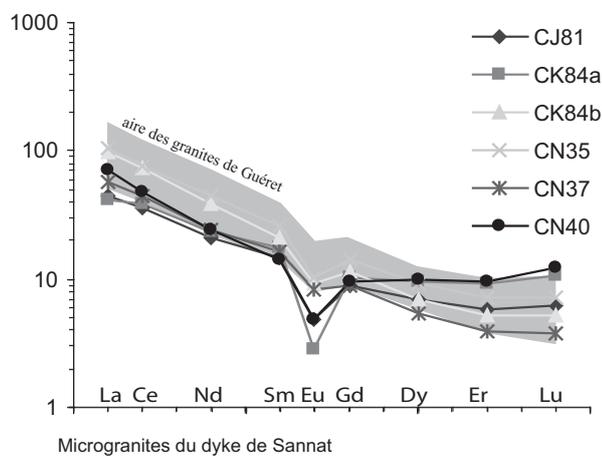
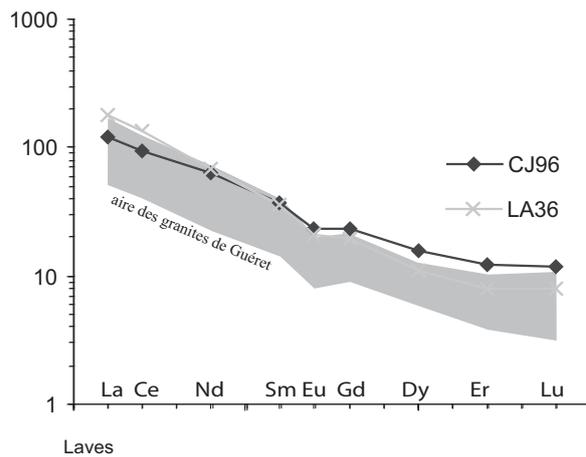
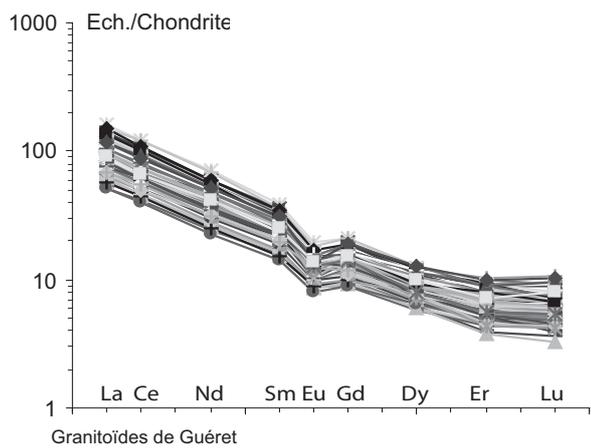


Fig. 12 - Diagrammes de Terres Rares normalisées aux chondrites

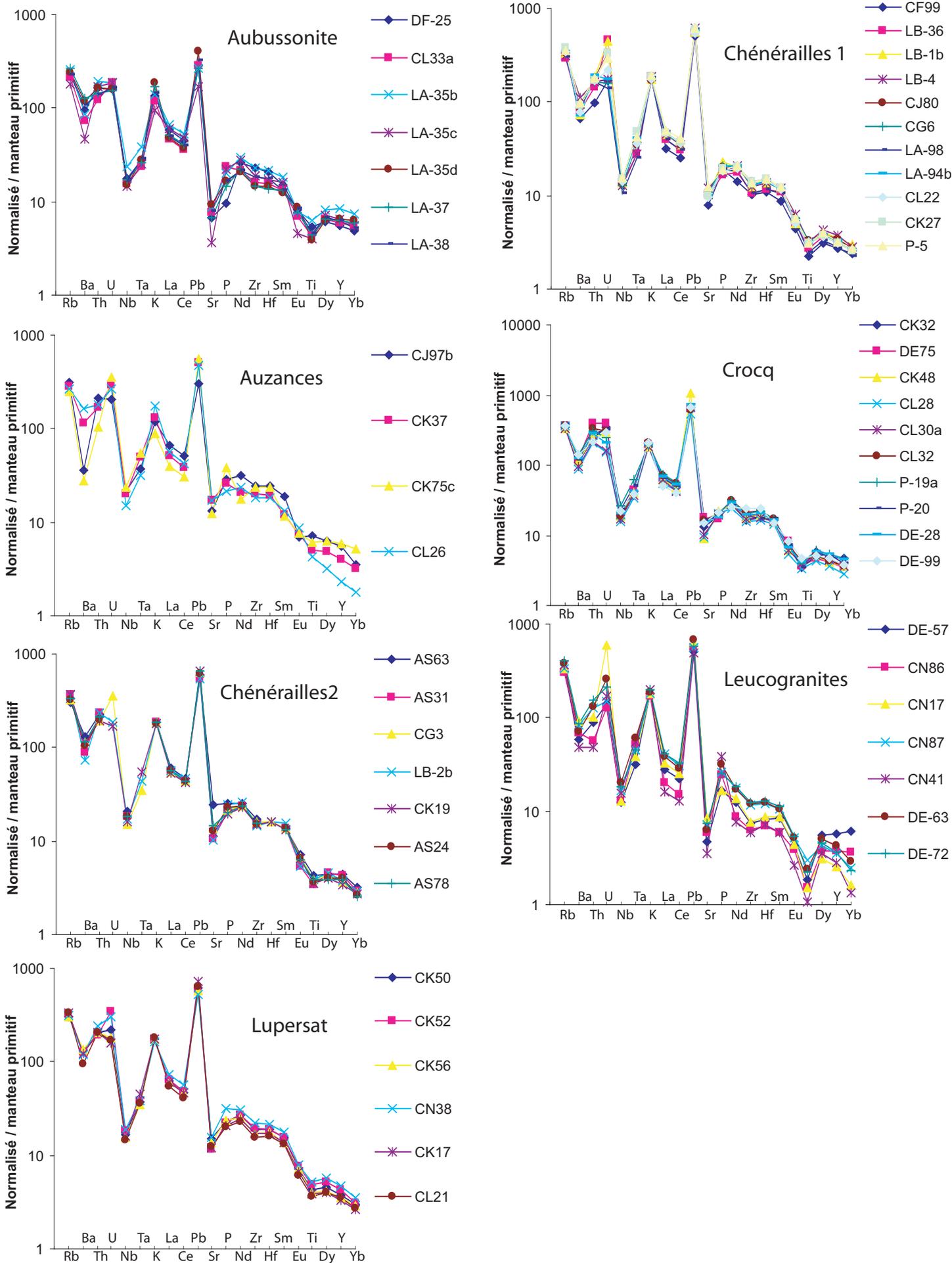


Fig. 14 - Diagrammes des terres rares étendues normalisés au manteau primitif (Evenson, 1978) pour chaque entité granitique du Massif de Guéret et pour les anatexites hétérogènes à cordiérite

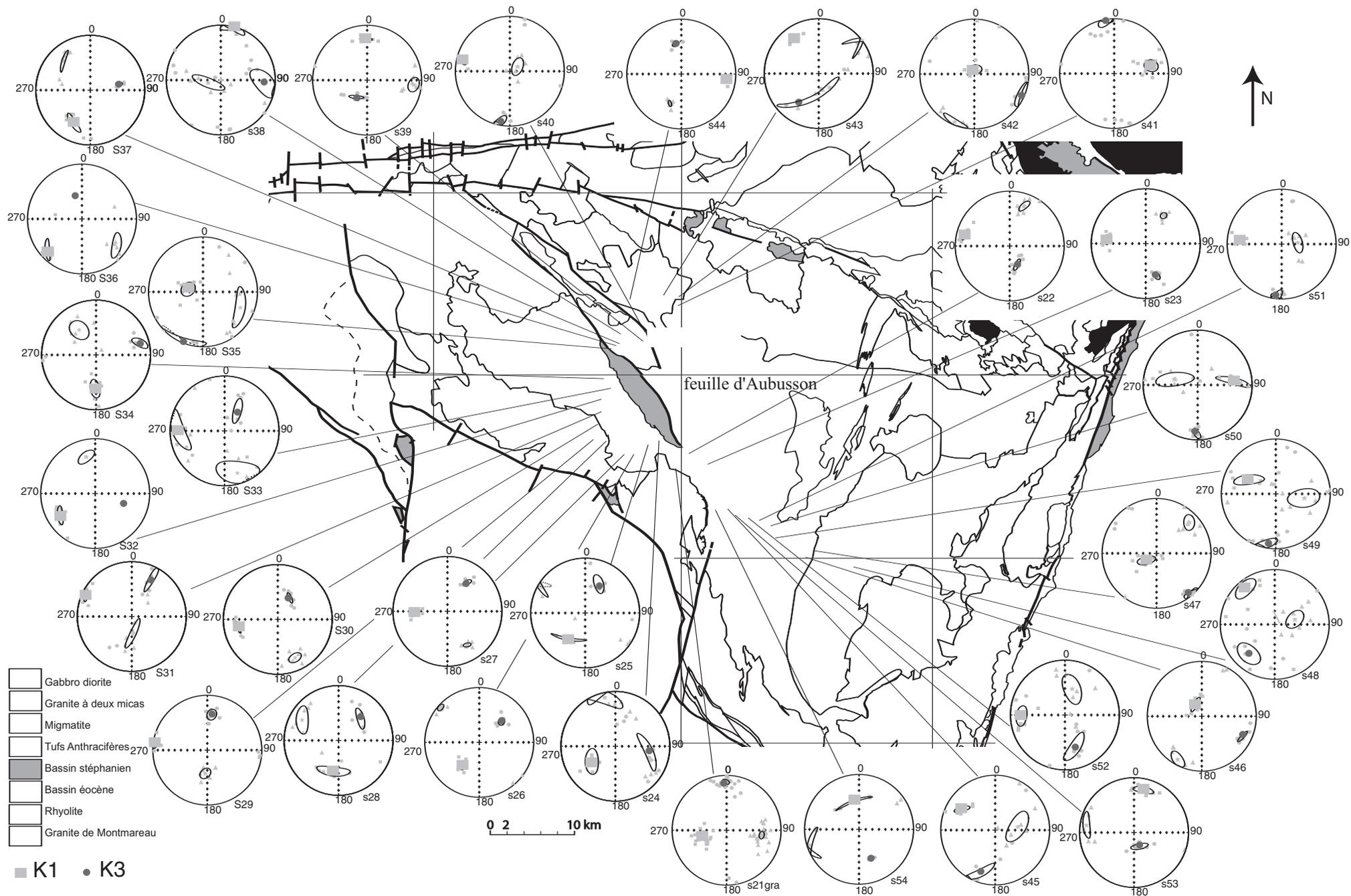


Fig. 22 - Projection stéréographique des résultats de l'ASM pour la feuille d'Aubusson et ses environs. L'ellipse de confiance est dessinée autour de chaque axe moyen de l'ellipsoïde magnétique

| | Anatexites (8 analyses) | | | | | | | mov |
|------------------------------------|-------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|
| | DE36 | DF25 | LA35b | LA35c | LA35d | LA37 | LA38 | |
| SiO ₂ | 72,80 | 67,90 | 65,22 | 65,40 | 67,95 | 64,13 | 67,99 | 67,34 |
| Al ₂ O ₃ | 12,95 | 15,54 | 16,52 | 17,06 | 15,83 | 17,11 | 15,62 | 15,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,85 | 5,19 | 6,51 | 7,14 | 4,04 | 5,75 | 4,69 | 5,31 |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,11 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,06 |
| MgO | 1,40 | 1,60 | 2,11 | 2,96 | 1,35 | 2,21 | 1,80 | 1,92 |
| CaO | 1,04 | 0,50 | 1,11 | 0,55 | 0,79 | 0,60 | 0,73 | 0,76 |
| Na ₂ O | 2,45 | 1,94 | 2,17 | 1,02 | 2,09 | 2,03 | 2,20 | 1,99 |
| K ₂ O | 3,27 | 3,40 | 3,45 | 2,37 | 4,73 | 4,19 | 3,59 | 3,57 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,69 | 0,83 | 0,52 | 0,51 | 0,58 | 0,59 | 0,62 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,09 | 0,19 | 0,21 | 0,16 | 0,14 | 0,16 | 0,15 |
| PF | 1,53 | 3,76 | 1,71 | 2,49 | 2,39 | 3,08 | 2,46 | 2,49 |
| Total | 100,06 | 100,66 | 99,88 | 99,83 | 99,88 | 99,88 | 99,88 | 100,01 |
| FeO+MgO+TiO ₂ | 5,85 | 7,48 | 9,45 | 10,62 | 5,90 | 8,54 | 7,08 | 7,85 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 5,73 | 5,34 | 5,62 | 3,39 | 6,82 | 6,22 | 5,79 | 5,56 |
| ASI | 1,37 | 2,00 | 1,77 | 3,25 | 1,58 | 1,91 | 1,77 | 1,95 |
| Q | 243 | 236 | 205 | 273 | 200 | 194 | 221 | 224,65 |
| P | -28 | 1 | -17 | 8 | 19 | 13 | -8 | -1,80 |
| A | 68 | 152 | 141 | 232 | 114 | 160 | 133 | 142,99 |
| B | 91 | 113 | 144 | 169 | 90 | 134 | 111 | 121,85 |
| F | 221 | 206 | 205 | 113 | 265 | 227 | 223 | 208,50 |
| (Na+K) | 148 | 135 | 143 | 83 | 168 | 154 | 147 | 139,91 |
| K/(Na+K) | 0,47 | 0,54 | 0,51 | 0,60 | 0,60 | 0,58 | 0,52 | 0,54 |
| Mq/(Fe+Mq) | 0,42 | 0,38 | 0,39 | 0,45 | 0,40 | 0,43 | 0,43 | 0,41 |
| Q(quartz) | 44 | 43 | 37 | 49 | 36 | 35 | 40 | 40,48 |
| B(dark m.) | 16 | 20 | 26 | 31 | 16 | 24 | 20 | 21,95 |
| F(feldsp) | 40 | 37 | 37 | 20 | 48 | 41 | 40 | 37,57 |
| | DE36 | DF25 | LA35b | LA35c | LA35d | LA37 | LA38 | |
| As | 27,2 | 3,5 | 3,1 | 3,8 | 6,9 | 1,1 | 3,7 | 7,05 |
| Ba | 748,2 | 672,6 | 592,1 | 326,5 | 831,9 | 882,6 | 752,7 | 686,63 |
| Be | 1,6 | 1,9 | 2,8 | 8,3 | 2,9 | 3,0 | 3,9 | 3,46 |
| Bi | 0,2 | < L.D. | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 0,2 | 0,26 |
| Ce | 94,0 | 81,3 | 93,2 | 86,6 | 66,1 | 73,0 | 69,4 | 80,50 |
| Co | 7,7 | 12,4 | 16,8 | 15,7 | 9,1 | 17,5 | 11,9 | 13,02 |
| Cr | 63,1 | 81,7 | 94,1 | 67,9 | 64,5 | 78,6 | 64,8 | 73,53 |
| Cs | 8,1 | 15,0 | 16,8 | 22,3 | 13,6 | 10,0 | 10,1 | 13,70 |
| Cu | 5,3 | 10,5 | 41,5 | 54,6 | 44,4 | 48,0 | 33,2 | 33,92 |
| Dy | 5,6 | 4,5 | 5,9 | 5,2 | 4,7 | 4,9 | 5,0 | 5,10 |
| Er | 3,3 | 2,4 | 3,4 | 2,7 | 2,8 | 2,6 | 2,5 | 2,79 |
| Eu | 1,5 | 1,4 | 1,3 | 0,8 | 1,5 | 1,3 | 1,4 | 1,30 |
| Ga | 18,4 | 21,3 | 24,5 | 26,6 | 22,2 | 24,5 | 21,9 | 22,79 |
| Gd | 6,2 | 5,4 | 5,9 | 6,5 | 4,7 | 5,2 | 5,0 | 5,54 |
| Ge | 1,5 | 1,8 | 1,9 | 1,6 | 1,7 | 1,8 | 1,7 | 1,72 |
| Hf | 8,8 | 6,5 | 6,7 | 5,4 | 4,6 | 4,2 | 5,5 | 5,94 |
| Ho | 1,1 | 0,9 | 1,2 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 1,01 |
| La | 47,2 | 40,7 | 45,4 | 40,9 | 32,7 | 35,8 | 34,0 | 39,53 |
| Lu | 0,5 | 0,4 | 0,6 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,47 |
| Nb | 11,6 | 12,6 | 16,7 | 10,5 | 10,6 | 12,0 | 12,0 | 12,28 |
| Nd | 39,2 | 35,0 | 40,3 | 37,1 | 28,0 | 29,8 | 29,4 | 34,10 |
| Ni | 26,5 | 42,4 | 44,3 | 34,0 | 27,2 | 41,2 | 32,1 | 35,41 |
| Pb | 20,8 | 20,3 | 18,8 | 12,0 | 28,3 | 19,0 | 22,9 | 20,32 |
| Pr | 10,7 | 9,4 | 10,8 | 10,0 | 7,8 | 8,6 | 8,1 | 9,35 |
| Rb | 128,8 | 147,3 | 163,5 | 113,8 | 153,6 | 170,3 | 141,9 | 145,60 |
| Sb | 0,5 | 7,4 | 0,2 | 0,3 | 1,1 | < L.D. | 0,3 | 1,61 |
| Sm | 7,3 | 6,7 | 8,1 | 7,2 | 5,6 | 5,9 | 5,9 | 6,67 |
| Sn | 5,6 | 9,5 | 5,5 | 5,4 | 7,6 | 4,5 | 4,4 | 6,08 |
| Sr | 191,9 | 141,5 | 182,0 | 77,8 | 193,5 | 140,7 | 168,9 | 156,62 |
| Ta | 1,1 | 1,1 | 1,6 | 1,0 | 1,1 | 1,1 | 1,2 | 1,18 |
| Tb | 1,0 | 0,8 | 1,0 | 1,0 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,87 |
| Th | 17,7 | 14,0 | 16,3 | 14,4 | 13,8 | 12,3 | 11,7 | 14,33 |
| Tm | 0,5 | 0,4 | 0,6 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,43 |
| U | 3,2 | 3,4 | 3,9 | 3,9 | 3,4 | 3,2 | 3,4 | 3,49 |
| V | 60,9 | 81,4 | 112,9 | 76,6 | 56,8 | 103,0 | 77,0 | 81,23 |
| W | 1,2 | 2,0 | 1,9 | 2,7 | 2,1 | 0,7 | 1,5 | 1,73 |
| Y | 33,4 | 25,1 | 38,6 | 29,5 | 29,4 | 28,9 | 28,4 | 30,47 |
| Yb | 3,1 | 2,4 | 3,6 | 2,8 | 3,1 | 2,9 | 2,5 | 2,92 |
| Zn | 73,9 | 82,3 | 112,2 | 112,5 | 72,9 | 98,4 | 89,4 | 91,65 |
| Zr | 340,8 | 255,9 | 254,0 | 212,0 | 165,5 | 164,3 | 204,1 | 228,09 |
| LaN/SmN | 4,0 | 3,8 | 3,5 | 3,6 | 3,7 | 3,8 | 3,6 | 3,73 |
| GdN/YbN | 1,6 | 1,8 | 1,3 | 1,9 | 1,2 | 1,5 | 1,6 | 1,56 |
| LaN/YbN | 10,2 | 11,4 | 8,5 | 10,0 | 7,1 | 8,4 | 9,0 | 9,22 |
| Eu*=2Eu/Sm+Gd | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,3 | 0,9 | 0,7 | 0,8 | 0,65 |
| Ce*=3Ce/2La+Nd | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,8 | 0,81 |
| S REE 3+ | 112 | 97 | 113 | 102 | 82 | 87 | 84 | 96,67 |
| S LREE | 188 | 164 | 187 | 172 | 132 | 145 | 139 | 160,81 |
| S HREE | 18 | 15 | 19 | 17 | 15 | 15 | 15 | 16,36 |

Tabl . 1 - Analyses chimiques (majeurs Fx) et traces (ICP-M5) des anatexites hétérogènes à cordiérite (BRGM)

| massifs | Auzances | | | | Néoux P9 | Lupersat | | | | Chénérailles1 | | | | | Chénérailles2 | | | | | Crocq | | | | leucogranite ou granite à deux micas | | | | | | | | | | |
|--------------|----------|--------|--------|--------|-------------|----------|-------|--------|--------|---------------|--------|-------|-------|-------|---------------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | CJ97b | CK37 | CK75c | CL26 | | CK50 | CK52 | CK56 | CN38 | CK17 | CL21 | CF99 | LB1b | LB4 | CJ80 | CG6 | LA98 | LA94b | CL22 | CK27 | P5 | CG3 | LB2b | CK19 | CK32 | CK48 | CL28 | CL30a | CL32 | P19a | P20 | CN86 | CN87 | CN41 |
| SiO2 | 62,18 | 64,57 | 62,73 | 66,14 | 66,37 | 66,78 | 64,92 | 67,31 | 65,34 | 68,22 | 68,43 | 71,22 | 68,26 | 68,06 | 69,42 | 69,12 | 70,72 | 69,3 | 70,69 | 69,27 | 68,79 | 67,76 | 67,14 | 68,81 | 69,49 | 67,89 | 69,72 | 68,11 | 68,35 | 67,94 | 68,56 | 73,18 | 70,58 | 73,21 |
| Al2O3 | 15,93 | 16,31 | 17,18 | 15,59 | 16,11 | 15,79 | 15,62 | 16,03 | 16,54 | 15,88 | 15,52 | 14,83 | 16,06 | 16,15 | 15,43 | 15,57 | 15,35 | 15,54 | 14,97 | 15,32 | 15,6 | 15,80 | 16,17 | 15,58 | 15,07 | 15,23 | 15,19 | 15,37 | 14,96 | 15,12 | 14,99 | 14,88 | 15,22 | 14,77 |
| Fe2O3 | 5,91 | 4,62 | 5,51 | 3,79 | 3,92 | 3,72 | 4,48 | 3,43 | 4,26 | 3,37 | 3,07 | 2,08 | 2,96 | 3,23 | 2,74 | 2,77 | 2,36 | 2,89 | 2,72 | 2,65 | 2,95 | 3,22 | 3,61 | 3,00 | 2,73 | 3,63 | 2,74 | 3,32 | 3,34 | 3,41 | 3,11 | 1,60 | 2,79 | 1,29 |
| MnO | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,02 |
| MgO | 2,79 | 2,61 | 2,69 | 1,87 | 1,7 | 1,89 | 1,83 | 1,78 | 2,05 | 1,73 | 1,53 | 0,84 | 1,27 | 1,39 | 1,21 | 1,24 | 0,92 | 1,25 | 1,21 | 1,22 | 1,26 | 1,51 | 1,77 | 1,51 | 1,23 | 1,93 | 1,43 | 1,77 | 1,93 | 1,77 | 1,44 | 0,46 | 1,21 | 0,29 |
| CaO | 3,13 | 2,54 | 3,22 | 2,41 | 2,3 | 2,11 | 1,61 | 1,68 | 2,41 | 1,97 | 2,15 | 1,34 | 1,64 | 1,44 | 1,95 | 1,85 | 1,42 | 1,76 | 1,63 | 1,58 | 1,57 | 2,19 | 1,55 | 1,82 | 2,08 | 1,75 | 1,94 | 1,98 | 1,99 | 1,7 | 2,28 | 0,79 | 1,02 | 0,70 |
| Na2O | 3,24 | 3,41 | 3,50 | 2,78 | 3,26 | 3,19 | 2,81 | 3,46 | 3,42 | 3,30 | 3,27 | 3,41 | 3,37 | 3,09 | 3,33 | 3,31 | 3,22 | 3,24 | 3,36 | 3,34 | 3,23 | 3,26 | 3,31 | 3,44 | 3,28 | 3,20 | 3,36 | 3,18 | 2,97 | 2,96 | 2,98 | 3,49 | 2,74 | 3,28 |
| K2O | 2,97 | 3,27 | 2,19 | 4,44 | 4,01 | 4,31 | 4,28 | 4,37 | 4,04 | 4,40 | 4,47 | 4,39 | 4,37 | 4,65 | 4,30 | 4,69 | 4,52 | 4,31 | 4,33 | 4,66 | 4,77 | 4,61 | 4,49 | 4,48 | 4,65 | 4,54 | 4,52 | 4,60 | 5,11 | 4,86 | 5,04 | 4,17 | 4,59 | 4,96 |
| TiO2 | 0,94 | 0,65 | 0,80 | 0,56 | 0,55 | 0,56 | 0,63 | 0,52 | 0,67 | 0,51 | 0,47 | 0,29 | 0,41 | 0,42 | 0,43 | 0,43 | 0,32 | 0,4 | 0,42 | 0,40 | 0,4 | 0,50 | 0,5 | 0,45 | 0,45 | 0,58 | 0,44 | 0,51 | 0,56 | 0,52 | 0,46 | 0,20 | 0,39 | 0,14 |
| P2O5 | 0,27 | 0,25 | 0,36 | 0,20 | 0,25 | 0,22 | 0,21 | 0,23 | 0,30 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,22 | 0,17 | 0,19 | 0,20 | 0,18 | 0,2 | 0,17 | 0,19 | 0,18 | 0,21 | 0,23 | 0,18 | 0,18 | 0,21 | 0,20 | 0,19 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,23 | 0,25 | 0,37 |
| PF | 1,52 | 2,12 | 2,69 | 2,17 | 1,37 | 2,08 | 2,35 | 2,04 | 1,56 | 1,36 | 1,18 | 1,22 | 1,06 | 1,23 | 1,13 | 1,09 | 1,17 | 0,92 | 1,12 | 1,29 | 1,08 | 1,02 | 1,04 | 1,39 | 1,15 | 1,44 | 1,19 | 1,18 | 1,50 | 1,4 | 0,81 | 1,29 | 1,93 | 1,38 |
| Total | 98,96 | 100,43 | 100,97 | 100,02 | 99,88 | 100,70 | 98,80 | 100,89 | 100,65 | 100,97 | 100,33 | 99,82 | 99,67 | 99,87 | 100,17 | 100,30 | 100,21 | 99,84 | 100,66 | 99,95 | 99,87 | 100,13 | 99,86 | 100,71 | 100,36 | 100,44 | 100,78 | 100,25 | 100,96 | 99,91 | 99,89 | 100,34 | 100,75 | 100,39 |
| FeO+MgO+TiO2 | 9,64 | 7,88 | 9,00 | 6,23 | 6,17 | 6,17 | 6,93 | 5,73 | 6,98 | 5,60 | 5,06 | 3,20 | 4,64 | 5,04 | 4,38 | 4,44 | 3,60 | 4,54 | 4,35 | 4,26 | 4,61 | 5,23 | 5,88 | 4,96 | 4,41 | 6,13 | 4,61 | 5,59 | 5,83 | 5,70 | 5,01 | 2,26 | 4,39 | 1,72 |
| Na2O+K2O | 6,21 | 6,68 | 5,70 | 7,22 | 7,27 | 7,50 | 7,08 | 7,83 | 7,46 | 7,70 | 7,74 | 7,80 | 7,74 | 7,74 | 7,63 | 7,99 | 7,74 | 7,55 | 7,68 | 8,00 | 8,00 | 7,88 | 7,80 | 7,92 | 7,94 | 7,74 | 7,88 | 7,79 | 8,08 | 7,82 | 8,02 | 7,66 | 7,33 | 8,24 |
| ASI | 1,12 | 1,18 | 1,23 | 1,13 | 1,16 | 1,15 | 1,28 | 1,19 | 1,15 | 1,15 | 1,10 | 1,16 | 1,21 | 1,27 | 1,13 | 1,12 | 1,20 | 1,18 | 1,14 | 1,14 | 1,17 | 1,10 | 1,23 | 1,13 | 1,06 | 1,14 | 1,09 | 1,11 | 1,06 | 1,14 | 1,03 | 1,27 | 1,34 | 1,23 |
| Q | 140 | 149 | 150 | 154 | 151 | 151 | 159 | 149 | 138 | 155 | 154 | 176 | 158 | 162 | 163 | 155 | 176 | 167 | 172 | 159 | 157 | 147 | 152 | 154 | 156 | 156 | 159 | 154 | 151 | 158 | 150 | 195 | 194 | 187 |
| P | -97 | -86 | -124 | -38 | -61 | -49 | -29 | -49 | -68 | -48 | -49 | -41 | -45 | -27 | -51 | -40 | -33 | -44 | -46 | -37 | -31 | -46 | -39 | -48 | -44 | -38 | -47 | -40 | -23 | -23 | -30 | -38 | -9 | -13 |
| A | 33 | 50 | 63 | 36 | 44 | 40 | 67 | 50 | 42 | 41 | 27 | 40 | 55 | 67 | 34 | 33 | 51 | 46 | 35 | 37 | 44 | 29 | 60 | 35 | 17 | 37 | 24 | 31 | 18 | 37 | 10 | 63 | 76 | 54 |
| B | 155 | 131 | 146 | 101 | 98 | 100 | 109 | 94 | 113 | 92 | 82 | 51 | 74 | 80 | 70 | 71 | 56 | 72 | 69 | 68 | 73 | 84 | 95 | 81 | 70 | 101 | 75 | 92 | 97 | 93 | 80 | 34 | 70 | 25 |
| F | 260 | 276 | 259 | 300 | 306 | 304 | 286 | 312 | 305 | 308 | 319 | 329 | 324 | 313 | 322 | 329 | 323 | 315 | 313 | 328 | 324 | 324 | 308 | 320 | 328 | 298 | 320 | 309 | 307 | 304 | 324 | 326 | 292 | 343 |
| (Na+K) | 168 | 179 | 159 | 184 | 190 | 194 | 182 | 204 | 196 | 200 | 200 | 203 | 202 | 198 | 199 | 206 | 200 | 196 | 200 | 207 | 206 | 203 | 202 | 206 | 205 | 200 | 204 | 200 | 204 | 199 | 203 | 201 | 186 | 211 |
| K/(Na+K) | 0,38 | 0,39 | 0,29 | 0,51 | 0,45 | 0,47 | 0,50 | 0,45 | 0,44 | 0,47 | 0,47 | 0,46 | 0,46 | 0,50 | 0,46 | 0,48 | 0,48 | 0,47 | 0,46 | 0,48 | 0,49 | 0,48 | 0,47 | 0,46 | 0,48 | 0,48 | 0,47 | 0,49 | 0,53 | 0,52 | 0,53 | 0,44 | 0,52 | 0,50 |
| Mg/(Fe+Mg) | 0,48 | 0,53 | 0,49 | 0,49 | 0,46 | 0,50 | 0,45 | 0,51 | 0,49 | 0,50 | 0,50 | 0,44 | 0,46 | 0,46 | 0,47 | 0,47 | 0,44 | 0,46 | 0,47 | 0,48 | 0,46 | 0,48 | 0,49 | 0,50 | 0,47 | 0,51 | 0,51 | 0,51 | 0,53 | 0,51 | 0,48 | 0,36 | 0,46 | 0,31 |
| Q(quartz) | 25,2 | 26,8 | 27,1 | 27,8 | 27,1 | 27,2 | 28,7 | 26,8 | 24,8 | 28,0 | 27,7 | 31,7 | 28,4 | 29,2 | 29,4 | 27,9 | 31,6 | 30,2 | 31,1 | 28,6 | 28,4 | 26,5 | 27,4 | 27,7 | 28,1 | 28,1 | 28,7 | 27,8 | 27,2 | 28,5 | 27,0 | 35,2 | 34,9 | 33,6 |
| B(dark m.) | 27,9 | 23,6 | 26,3 | 18,2 | 17,7 | 18,1 | 19,7 | 16,9 | 20,3 | 16,5 | 14,8 | 9,1 | 13,3 | 14,5 | 12,6 | 12,8 | 10,2 | 13,0 | 12,5 | 12,3 | 13,2 | 15,1 | 17,2 | 14,5 | 12,7 | 18,1 | 13,6 | 16,6 | 17,4 | 16,8 | 14,5 | 6,1 | 12,6 | 4,5 |
| F(feldsp) | 46,8 | 49,7 | 46,7 | 54,0 | 55,2 | 54,7 | 51,6 | 56,3 | 54,9 | 55,6 | 57,5 | 59,2 | 58,3 | 56,4 | 58,0 | 59,3 | 58,2 | 56,8 | 56,4 | 59,1 | 58,4 | 58,4 | 55,4 | 57,7 | 59,2 | 53,7 | 57,7 | 55,7 | 55,3 | 54,8 | 58,5 | 58,7 | 52,5 | 61,8 |

Tabl. 2 - Analyses chimiques de granitoïdes de Guéret (éléments majeurs)

| massifs | Auzances | | | | Néoux | Lupersat | | | | Chénéraillies | | | | | | | | | | Chénéraillies2 | | | | Crocq | | | | leucogranite | | | | | | | |
|-----------------|----------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Ref Echantillon | CJ97b | CK37 | CK75c | CL26 | P9 | CK50 | CK52 | CK56 | CN38 | CK17 | CL21 | CF99 | LB1b | LB4 | CJ80 | CG6 | LA98 | LA94b | CL22 | CK27 | P5 | CG3 | LB2b | CK19 | CK32 | CK48 | CL28 | CL30a | CL32 | P19a | P20 | CN86 | CN87 | CN41 | |
| As | 1,89 | 4,15 | 5,24 | 9,01 | 1,75 | 3,22 | 5,62 | 3,04 | 3,13 | < L.D. | 1,39 | 2,91 | 2,42 | 1,25 | 3,46 | 3,66 | 1,33 | 0,76 | 2,66 | 23,63 | 2,27 | 3,12 | 3,47 | 1,25 | 1,49 | 1,40 | 1,41 | 2,03 | 1,85 | 2,06 | 2,37 | 8,64 | 2,76 | 3,87 | |
| Ba | 251 | 807 | 195 | 1129 | 662 | 927 | 896 | 931 | 837 | 854 | 652 | 466 | 512 | 779 | 597 | 689 | 601 | 491 | 548 | 635 | 692 | 813 | 515 | 812 | 756 | 784 | 609 | 663 | 914 | 981 | 819 | 475 | 578 | 333 | |
| Be | 2,04 | 3,89 | 4,03 | 1,51 | 2,81 | 4,36 | 4,85 | 2,78 | 2,03 | 4,77 | 5,52 | 5,32 | 7,58 | 8,58 | 5,92 | 4,36 | 4,37 | 4,48 | 5,00 | 4,94 | 6,48 | 4,38 | 6,06 | 4,71 | 5,29 | 4,69 | 5,63 | 4,92 | 4,70 | 7,12 | 6,21 | 6,16 | 3,83 | 6,15 | |
| Bi | < L.D. | 0,25 | 0,54 | 0,20 | 0,26 | 0,39 | 0,44 | 0,45 | < L.D. | 0,30 | < L.D. | 0,58 | 0,41 | 0,99 | 0,51 | 0,45 | 0,13 | 0,67 | < L.D. | 0,67 | 0,44 | 0,27 | 0,51 | 0,38 | < L.D. | 0,62 | < L.D. | 0,34 | < L.D. | < L.D. | 0,25 | 1,46 | 0,34 | 0,30 | |
| Ce | 92 | 67 | 54 | 75 | 96 | 84 | 85 | 84 | 102 | 82 | 73 | 45 | 61 | 61 | 63 | 64 | 54 | 63 | 65 | 66 | 73 | 77 | 84 | 75 | 86 | 87 | 79 | 75 | 97 | 103 | 87 | 27 | 55 | 23 | |
| Co | 14 | 12 | 13 | 10 | 9 | 9 | 11 | 8 | 10 | 8 | 8 | 4 | 6 | 6 | 5 | 6 | 5 | 6 | 6 | 6 | 7 | 8 | 8 | 6 | 8 | 6 | 8 | 8 | 8 | 8 | 7 | 3 | 6 | 1 | |
| Cr | 65 | 82 | 74 | 45 | 47 | 55 | 57 | 53 | 63 | 54 | 42 | 22 | 29 | 31 | 26 | 26 | 22 | 29 | 34 | 34 | 34 | 37 | 42 | 49 | 31 | 67 | 39 | 52 | 55 | 59 | 50 | 18 | 37 | 5 | |
| Cs | 10,64 | 19,14 | 18,60 | 8,17 | 15,49 | 12,79 | 16,81 | 15,10 | 18,54 | 18,37 | 12,05 | 11,32 | 16,53 | 13,74 | 16,69 | 16,83 | 11,35 | 20,45 | 14,74 | 21,97 | 16,77 | 9,19 | 25,37 | 19,69 | 13,25 | 15,44 | 12,21 | 14,70 | 13,52 | 17,64 | 11,56 | 18,18 | 18,45 | 12,10 | |
| Cu | 13,14 | 8,96 | 19,81 | 11,89 | 16,69 | 19,95 | 25,28 | 12,54 | 11,42 | 8,38 | 6,24 | 4,66 | 7,37 | 11,67 | 6,71 | 6,11 | 5,44 | 7,06 | 5,72 | 4,38 | 18,67 | 8,73 | 13,77 | 5,87 | 4,67 | 9,94 | < L.D. | 8,77 | 8,16 | 12,66 | 15,67 | 5,20 | 5,00 | 3,37 | |
| Dy | 4,68 | 3,57 | 4,63 | 2,35 | 3,57 | 3,38 | 3,83 | 3,03 | 4,19 | 2,91 | 2,99 | 2,28 | 2,98 | 3,17 | 2,87 | 2,80 | 2,44 | 2,79 | 2,68 | 2,79 | 2,95 | 3,13 | 3,35 | 2,95 | 4,28 | 3,72 | 3,18 | 3,78 | 3,74 | 4,40 | 3,85 | 2,73 | 3,12 | 2,61 | |
| Er | 2,25 | 1,72 | 2,58 | 0,98 | 1,52 | 1,58 | 1,68 | 1,49 | 1,97 | 1,32 | 1,41 | 1,10 | 1,47 | 1,43 | 1,38 | 1,29 | 1,11 | 1,29 | 1,30 | 1,28 | 1,28 | 1,50 | 1,59 | 1,39 | 2,25 | 1,81 | 1,47 | 1,86 | 1,86 | 2,50 | 1,87 | 1,59 | 1,31 | 0,88 | |
| Eu | 1,16 | 1,24 | 1,28 | 1,44 | 1,28 | 1,19 | 1,28 | 1,21 | 1,33 | 1,14 | 1,04 | 0,75 | 0,85 | 1,07 | 0,95 | 0,96 | 0,88 | 0,87 | 0,85 | 0,93 | 0,97 | 1,14 | 0,90 | 1,10 | 1,18 | 1,00 | 0,92 | 1,04 | 1,21 | 1,23 | 1,23 | 0,65 | 0,86 | 0,45 | |
| Ga | 26 | 23 | 27 | 21 | 24 | 24 | 24 | 23 | 26 | 22 | 22 | 21 | 22 | 23 | 22 | 22 | 20 | 22 | 23 | 24 | 25 | 24 | 25 | 24 | 21 | 23 | 23 | 22 | 20 | 22 | 21 | 17 | 21 | 20 | |
| Gd | 5,87 | 4,28 | 4,40 | 4,22 | 4,93 | 4,84 | 5,20 | 4,27 | 5,67 | 4,16 | 4,07 | 2,89 | 3,98 | 4,11 | 3,71 | 3,68 | 3,44 | 3,84 | 3,68 | 3,78 | 3,88 | 4,36 | 4,65 | 4,12 | 5,21 | 4,93 | 4,53 | 4,95 | 4,96 | 5,68 | 4,59 | 2,32 | 3,72 | 2,61 | |
| Ge | 1,37 | 1,50 | 1,48 | 1,38 | 1,45 | 1,41 | 1,30 | 1,45 | 1,44 | 1,58 | 1,52 | 1,60 | 1,40 | 1,39 | 1,45 | 1,54 | 1,40 | 1,52 | 1,51 | 1,68 | 1,54 | 1,48 | 1,50 | 1,56 | 1,43 | 1,33 | 1,48 | 1,51 | 1,38 | 1,72 | 1,37 | 2,30 | 1,54 | 1,77 | |
| Hf | 7,56 | 6,01 | 7,24 | 5,59 | 5,35 | 5,81 | 5,88 | 5,38 | 6,63 | 5,25 | 4,96 | 3,40 | 4,17 | 4,15 | 4,54 | 4,30 | 3,58 | 4,29 | 4,47 | 4,60 | 4,67 | 5,01 | 4,97 | 4,95 | 5,50 | 5,92 | 5,10 | 5,58 | 6,81 | 6,97 | 5,35 | 2,17 | 3,74 | 2,18 | |
| Ho | 0,84 | 0,64 | 0,90 | 0,38 | 0,59 | 0,59 | 0,65 | 0,53 | 0,72 | 0,50 | 0,52 | 0,40 | 0,52 | 0,54 | 0,50 | 0,48 | 0,43 | 0,49 | 0,47 | 0,48 | 0,46 | 0,55 | 0,58 | 0,52 | 0,78 | 0,66 | 0,54 | 0,67 | 0,67 | 0,83 | 0,69 | 0,55 | 0,52 | 0,39 | |
| In | 0,07 | 0,08 | 0,08 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | 0,07 | 0,06 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | 0,07 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | |
| La | 45 | 35 | 27 | 38 | 47 | 43 | 44 | 41 | 50 | 41 | 37 | 22 | 31 | 31 | 32 | 31 | 27 | 32 | 32 | 32 | 34 | 38 | 39 | 37 | 43 | 43 | 38 | 43 | 49 | 50 | 44 | 14 | 28 | 11 | |
| Lu | 0,24 | 0,24 | 0,39 | 0,14 | 0,25 | 0,23 | 0,24 | 0,22 | 0,27 | 0,20 | 0,21 | 0,17 | 0,21 | 0,21 | 0,21 | 0,19 | 0,16 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,20 | 0,21 | 0,22 | 0,20 | 0,34 | 0,27 | 0,20 | 0,27 | 0,27 | 0,35 | 0,33 | 0,26 | 0,18 | 0,09 | |
| Mo | 0,60 | < L.D. | < L.D. | 0,61 | 0,88 | < L.D. | 0,72 | < L.D. | 0,87 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | 0,73 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. | 0,74 | < L.D. | < L.D. | 0,66 | 0,72 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | 0,52 | < L.D. | < L.D. | < L.D. | < L.D. |
| Nb | 15 | 14 | 17 | 11 | 14 | 12 | 13 | 11 | 14 | 12 | 10 | 9 | 10 | 9 | 9 | 8 | 10 | 10 | 10 | 11 | 11 | 11 | 12 | 11 | 12 | 13 | 11 | 12 | 14 | 19 | 16 | 9 | 12 | 11 | |
| Nd | 43 | 29 | 24 | 32 | 39 | 36 | 37 | 34 | 42 | 33 | 31 | 19 | 28 | 28 | 27 | 27 | 25 | 28 | 27 | 27 | 29 | 32 | 35 | 31 | 38 | 38 | 33 | 37 | 42 | 42 | 37 | 12 | 24 | 10 | |
| Ni | 29 | 32 | 32 | 23 | 17 | 26 | 24 | 24 | 25 | 23 | 19 | 11 | 10 | 12 | 12 | 13 | 8 | 16 | 15 | 15 | 12 | 16 | 15 | 22 | 15 | 22 | 17 | 18 | 19 | 17 | 14 | 9 | 16 | 5 | |
| Pb | 21 | 36 | 40 | 33 | 40 | 43 | 43 | 41 | 37 | 51 | 45 | 36 | 40 | 44 | 41 | 44 | 43 | 41 | 39 | 42 | 44 | 45 | 39 | 47 | 47 | 77 | 39 | 47 | 44 | 47 | 51 | 40 | 40 | 35 | |
| Pr | 11 | 8 | 6 | 9 | 10 | 10 | 10 | 9 | 11 | 9 | 9 | 5 | 8 | 8 | 7 | 7 | 7 | 8 | 7 | 7 | 8 | 9 | 10 | 9 | 10 | 10 | 9 | 10 | 11 | 12 | 10 | 3 | 7 | 3 | |
| Rb | 199 | 181 | 158 | 169 | 204 | 193 | 202 | 194 | 201 | 214 | 214 | 210 | 211 | 202 | 211 | 218 | 193 | 218 | 220 | 241 | 224 | 204 | 236 | 232 | 218 | 212 | 230 | 213 | 233 | 224 | 242 | 193 | 215 | 230 | |
| Sb | 0,14 | 0,83 | 8,39 | 0,17 | 0,57 | 0,24 | 0,41 | 0,54 | 0,22 | 0,15 | < L.D. | 0,29 | 0,24 | 0,29 | 0,32 | 0,27 | 0,15 | 0,30 | 0,37 | 0,25 | 0,31 | 0,14 | 0,32 | 0,13 | 0,12 | 1,00 | 0,14 | 0,16 | 0,57 | 0,59 | 0,13 | 0,27 | 0,32 | 0,13 | |
| Sm | 8,30 | 5,35 | 5,11 | 5,87 | 6,58 | 6,79 | 6,88 | 6,12 | 7,86 | 6,06 | 5,82 | 3,83 | 5,32 | 5,42 | 5,20 | 5,21 | 4,69 | 5,21 | 5,13 | 5,25 | 5,45 | 6,01 | 6,81 | 5,85 | 7,23 | 7,08 | 6,36 | 6,90 | 7,47 | 7,64 | 7,59 | 2,59 | 4,68 | 2,60 | |
| Sn | 6,33 | 9,99 | 9,56 | 7,27 | 8,50 | 8,12 | 7,59 | 8,62 | 6,92 | 8,95 | 7,41 | 8,16 | 8,44 | 5,51 | 9,61 | 8,53 | 5,93 | 9,21 | 8,95 | 11,72 | 9,15 | 6,64 | 9,02 | 9,62 | 9,50 | 7,26 | 7,97 | 8,85 | 6,24 | 6,78 | 7,47 | 13,18 | 9,21 | 10,75 | |
| Sr | 278 | 361 | 258 | 358 | 332 | 316 | 246 | 290 | 330 | 255 | 264 | 169 | 220 | 251 | 228 | 230 | 196 | 208 | 205 | 210 | 258 | 290 | 217 | 259 | 280 | 186 | 199 | 216 | 344 | 320 | 345 | 124 | 149 | 73 | |
| Ta | 1,51 | 2,07 | 2,23 | 1,28 | 1,65 | 1,51 | 1,54 | 1,43 | 1,55 | 1,83 | 1,50 | 1,54 | 1,62 | 1,13 | 1,45 | 1,45 | 1,04 | 1,66 | 1,47 | 1,96 | 1,76 | 1,44 | 1,81 | 2,28 | 1,71 | 1,67 | 1,42 | 1,53 | 1,63 | 2,57 | 2,05 | 2,13 | 1,83 | 2,28 | |
| Tb | 0,85 | 0,64 | 0,74 | 0,51 | 0,65 | 0,66 | 0,75 | 0,59 | 0,78 | 0,57 | 0,58 | 0,43 | 0,55 | 0,61 | 0,54 | 0,52 | 0,48 | 0,55 | 0,51 | 0,54 | 0,56 | 0,61 | 0,62 | 0,57 | 0,79 | 0,70 | 0,63 | 0,71 | 0,69 | 0,81 | 0,64 | 0,43 | 0,58 | 0,48 | |
| Th | 18 | 14 | 9 | 15 | 19 | 17 | 16 | 18 | 21 | 17 | 18 | 8 | 16 | 14 | 15 | 14 | 14 | 17 | 14 | 14 | 15 | 16 | 20 | 17 | 20 | 21 | 18 | 19 | 28 | 26 | 24 | 5 | 11 | 4 | |
| Tm | 0,29 | 0,24 | 0,39 | 0,14 | 0,23 | 0,22 | 0,23 | 0,22 | 0,27 | 0,19 | 0,21 | 0,17 | 0,21 | 0,21 | 0,20 | 0,19 | 0,17 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,20 | 0,21 | 0,22 | 0,20 | 0,33 | 0,26 | 0,21 | 0,27 | 0,27 | 0,38 | 0,29 | 0,26 | 0,19 | 0,11 | |
| U | 4,33 | 6,07 | 7,58 | 5,64 | 7,93 | 4,58 | 7,22 | 3,78 | 6,31 | 3,38 | 3,57 | 3,60 | 9,30 | 3,64 | 6,93 | 3,33 | 2,92 | 3,71 | 4,66 | 6,98 | 6,09 | 7,51 | 3,88 | 3,52 | 7,19 | 6,07 | 3,29 | 3,39 | 6,53 | 5,29 | 6,73 | 2,63 | 3,11 | 3,57 | |
| V | 75 | 63 | 84 | 62 | 58 | 56 | 66 | 51 | 62 | 45 | 43 | 25 | 35 | 40 | 38 | 40 | 29 | 37 | 39 | 38 | 45 | 50 | 48 | 45 | 36 | 48 | 38 | 44 | 48 | 56 | 45 | 15 | 35 | 6 | |
| W | 0,91 | 1,11 | 2,10 | 2,04 | 1,49 | 1,46 | 2,85 | 2,26 | 1,12 | 1,36 | 0,87 | 0,81 | 0,82 | 1,18 | 1,32 | 0,92 | 1,01 | 1,95 | 1,39 | 18,28 | 0,84 | 0,91 | 1,68 | 1,67 | 1,02 | 0,68 | 1,04 | 0,99 | 0,46 | 0,47 | 1,29 | 2,63 | 1,19 | 6,13 | |
| Y | 25 | 18 | 27 | 11 | 19 | 17 | 19 | 16 | 21 | 15 | 16 | 12 | 16 | 17 | 15 | 14 | 13 | 15 | 14 | 14 | 15 | 17 | 17 | 16 | 23 | 19 | 16 | 20 | 19 | 24 | 24 | 17 | 16 | 13 | |
| Yb | 1,71 | 1,59 | 2,59 | 0,88 | 1,67 | 1,48 | 1,52 | 1,45 | 1,76 | 1,29 | 1,36 | 1,16 | 1,49 | 1,37 | 1,34 | 1,29 | 1,11 | 1,28 | 1,28 | 1,26 | 1,32 | 1,41 | 1,44 | 1,35 | 2,29 | 1,76 | 1,39 | 1,77 | 1,83 | 2,31 | 1,91 | 1,77 | 1,21 | 0,67 | |
| Zn | 101 | 82 | 87 | 63 | 79 | 72 | 81 | 62 | 82 | 63 | 63 | 48 | 56 | 60 | 62 | 57 | 47 | 58 | 58 | 59 | 69 | 64 | 73 | 62 | 53 | 74 | 62 | 64 | 57 | 55 | 64 | | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|---------------|--------|-------|-------|-------|-------|----------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| MgO | 2,08 | 3,81 | 2,97 | 4,05 | 2,76 | Cd | < L.D. |
| CaO | 2,11 | 2,89 | 2,43 | 2,30 | 2,39 | Ce | 92,10 | 62,59 | 61,65 | 64,76 | 65,64 |
| Na2O | 3,50 | 2,16 | 2,95 | 2,96 | 3,43 | Co | 9,63 | 18,44 | 11,86 | 15,90 | 11,38 |
| K2O | 4,07 | 2,40 | 2,32 | 2,59 | 2,26 | Cr | 69,29 | 186,30 | 171,80 | 215,00 | 97,68 |
| TiO2 | 0,63 | 0,59 | 0,46 | 0,60 | 0,53 | Cs | 17,27 | 27,91 | 14,17 | 20,28 | 17,69 |
| P2O5 | 0,25 | 0,15 | 0,16 | 0,18 | 0,19 | Cu | 9,09 | 20,01 | 13,64 | 22,98 | < L.D. |
| PF | 1,66 | 4,14 | 1,56 | 1,90 | 1,30 | Dy | 3,13 | 3,52 | 2,89 | 3,45 | 2,84 |
| Total | 100,65 | 99,76 | 99,82 | 99,85 | 99,81 | Er | 1,55 | 1,88 | 1,41 | 1,73 | 1,27 |
| | | | | | | Eu | 1,14 | 0,86 | 0,77 | 0,89 | 0,73 |
| FeOt+MgO+TiO2 | 6,35 | 9,75 | 8,00 | 9,99 | 7,98 | Ga | 21,30 | 21,07 | 22,07 | 23,24 | 24,93 |
| Na2O+K2O | 7,566 | 4,563 | 5,27 | 5,55 | 5,69 | Gd | 4,08 | 4,24 | 3,76 | 4,22 | 3,84 |
| ASI | 1,16 | 1,35 | 1,32 | 1,37 | 1,30 | Ge | 1,36 | 1,32 | 1,44 | 1,48 | 1,43 |
| | | | | | | Hf | 6,58 | 4,88 | 4,48 | 5,10 | 5,07 |
| Q | 144 | 193 | 197 | 175 | 179 | Ho | 0,56 | 0,67 | 0,52 | 0,66 | 0,48 |
| P | -64 | -70 | -89 | -82 | -105 | In | < L.D. | 0,07 | < L.D. | 0,12 | < L.D. |
| A | 43 | 79 | 74 | 85 | 74 | La | 45,46 | 31,41 | 31,01 | 32,08 | 32,85 |
| B | 105 | 169 | 137 | 175 | 134 | Lu | 0,23 | 0,30 | 0,21 | 0,27 | 0,17 |
| F | 306 | 193 | 221 | 205 | 242 | Mo | < L.D. | 0,74 | 1,40 | 0,56 | 2,02 |
| (Na+K) | 199 | 121 | 144 | 151 | 159 | Nb | 13,52 | 8,39 | 9,90 | 10,54 | 11,74 |
| K/(Na+K) | 0,43 | 0,42 | 0,34 | 0,37 | 0,30 | Nd | 36,27 | 27,22 | 27,35 | 29,78 | 29,95 |
| Mg/(Fe+Mg) | 0,53 | 0,59 | 0,56 | 0,60 | 0,54 | Ni | 36,27 | 38,23 | 35,75 | 72,69 | 37,61 |
| Q(quartz) | 26 | 35 | 36 | 32 | 32 | Pb | 40,09 | 13,28 | 22,28 | 14,96 | 21,40 |
| B(dark m.) | 19 | 30 | 25 | 32 | 24 | Pr | 10,13 | 7,49 | 7,65 | 8,16 | 8,38 |
| F(feldsp) | 55 | 35 | 40 | 37 | 44 | Rb | 220,50 | 168,60 | 197,10 | 246,60 | 202,80 |
| | | | | | | Sb | 0,23 | 0,79 | 0,59 | 0,93 | 0,30 |
| | | | | | | Sm | 6,03 | 5,24 | 4,93 | 5,58 | 5,52 |
| | | | | | | Sn | 8,66 | 3,75 | 4,73 | 5,24 | 7,15 |
| | | | | | | Sr | 366,30 | 184,80 | 196,50 | 218,10 | 189,20 |
| | | | | | | Ta | 1,46 | 1,19 | 1,48 | 1,42 | 1,54 |
| | | | | | | Tb | 0,58 | 0,63 | 0,50 | 0,64 | 0,54 |
| | | | | | | Th | 24,94 | 12,87 | 15,70 | 14,92 | 16,46 |
| | | | | | | Tm | 0,22 | 0,28 | 0,20 | 0,26 | 0,19 |
| | | | | | | U | 4,55 | 6,56 | 4,85 | 5,24 | 4,87 |
| | | | | | | V | 50,20 | 117,40 | 56,48 | 79,01 | 54,95 |
| | | | | | | W | 0,80 | 2,89 | 1,06 | 1,11 | 1,11 |
| | | | | | | Y | 16,12 | 19,29 | 15,14 | 19,43 | 14,40 |
| | | | | | | Yb | 1,48 | 1,93 | 1,35 | 1,75 | 1,13 |
| | | | | | | Zn | 63,35 | 77,66 | 85,82 | 103,90 | 90,79 |
| | | | | | | Zr | 255,00 | 166,40 | 150,70 | 170,10 | 172,60 |
| | | | | | | LaN/SmN | 4,75 | 3,77 | 3,96 | 3,62 | 3,74 |
| | | | | | | GdN/YbN | 2,24 | 1,78 | 2,25 | 1,96 | 2,76 |
| | | | | | | LaN/YbN | 20,78 | 10,98 | 15,50 | 12,42 | 19,70 |
| | | | | | | Eu*=2Eu/Sm+Gd | 0,67 | 0,54 | 0,53 | 0,54 | 0,46 |
| | | | | | | Ce*=3Ce/2La+Nd | 0,83 | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,78 |

Tabl. 4 - Analyses chimiques de xérolites microgrenues sombres péralumineuses

microgranite du complexe filonien de Sannat

| | microgranite | | | rhyolite | | | | | | | | | |
|---------------|--------------|--------|--------|----------|--------|--------|----------------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| | CJ81 | CK84a | CK84b | CN35 | CN37 | CN40 | | CJ81 | CK84a | CK84b | CN35 | CN37 | CN40 |
| SiO2 | 75,08 | 76,84 | 68,75 | 72,34 | 73,18 | 77,47 | LaN/SmN | 3,01 | 2,38 | 4,73 | 4,16 | 3,45 | 4,93 |
| Al2O3 | 13,38 | 12,65 | 15,17 | 14,31 | 14,84 | 11,87 | GdN/YbN | 1,41 | 0,98 | 2,17 | 2,01 | 2,38 | 0,76 |
| Fe2O3 | 1,29 | 0,60 | 3,02 | 2,26 | 1,34 | 1,47 | LaN/YbN | 7,10 | 3,99 | 18,91 | 15,03 | 15,10 | 5,68 |
| MnO | 0,03 | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | Eu*=2Eu/Sm+Gd | 0,41 | 0,20 | 0,57 | 0,52 | 0,66 | 0,40 |
| MgO | 0,38 | 0,06 | 1,35 | 0,81 | 0,46 | 0,28 | Ce*=3Ce/2La+Nd | 0,81 | 0,89 | 0,81 | 0,76 | 0,83 | 0,74 |
| CaO | 0,47 | 0,21 | 0,75 | 0,33 | 0,39 | 0,08 | S REE 3+ | 42,68 | 47,47 | 76,53 | 87,56 | 48,20 | 58,46 |
| Na2O | 3,17 | 3,16 | 2,79 | 2,90 | 3,66 | 1,43 | S HREE | 8,28 | 11,65 | 8,67 | 11,42 | 6,65 | 12,10 |
| K2O | 4,73 | 4,95 | 5,14 | 4,81 | 4,56 | 5,34 | S LREE | 68,10 | 72,66 | 138,67 | 148,54 | 84,31 | 91,39 |
| TiO2 | 0,14 | 0,10 | 0,42 | 0,33 | 0,21 | 0,18 | | | | | | | |
| P2O5 | 0,10 | | 0,19 | 0,17 | 0,15 | 0,04 | | | | | | | |
| PF | 1,14 | 1,06 | 2,20 | 2,10 | 1,64 | 2,06 | | | | | | | |
| Total | 99,91 | 99,64 | 99,85 | 100,40 | 100,46 | 100,23 | | | | | | | |
| FeOt+MgO+TiO2 | 1,81 | 0,76 | 4,80 | 3,39 | 2,01 | 1,93 | | | | | | | |
| ASI | 1,20 | 1,16 | 1,32 | 1,35 | 1,27 | 1,43 | | | | | | | |
| Q | 208 | 217 | 173 | 202 | 186 | 269 | | | | | | | |
| P | -10 | 0 | 6 | 3 | -28 | 66 | | | | | | | |
| A | 43 | 34 | 72 | 73 | 62 | 70 | | | | | | | |
| B | 27 | 10 | 77 | 52 | 31 | 28 | | | | | | | |
| F | 319 | 328 | 305 | 301 | 338 | 258 | | | | | | | |
| (Na+K) | 203 | 207 | 199 | 196 | 215 | 160 | | | | | | | |
| K/(Na+K) | 0,50 | 0,51 | 0,55 | 0,52 | 0,45 | 0,71 | | | | | | | |
| Mg/(Fe+Mg) | 0,37 | 0,16 | 0,47 | 0,42 | 0,40 | 0,27 | | | | | | | |
| Q(quartz) | 38 | 39 | 31 | 36 | 34 | 49 | | | | | | | |
| B(mx. noirs) | 5 | 2 | 14 | 9 | 6 | 5 | | | | | | | |
| F(feldsp) | 58 | 59 | 55 | 54 | 61 | 47 | | | | | | | |
| Ba | 289,70 | 63,19 | 629,60 | 585,90 | 499,90 | 288,60 | | | | | | | |
| Be | 7,66 | 9,54 | 4,77 | 5,34 | 9,08 | 3,65 | | | | | | | |
| Ce | 33,70 | 36,84 | 70,81 | 72,39 | 42,76 | 45,03 | | | | | | | |
| Co | 1,50 | 0,40 | 6,29 | 4,56 | 1,94 | 1,12 | | | | | | | |
| Cr | 6,75 | 5,51 | 29,19 | 20,27 | 10,01 | 6,97 | | | | | | | |
| Cs | 13,56 | 13,05 | 11,50 | 9,25 | 20,75 | 8,33 | | | | | | | |
| Dy | 2,64 | 3,66 | 2,62 | 3,55 | 2,05 | 3,71 | | | | | | | |
| Er | 1,41 | 2,25 | 1,30 | 1,75 | 0,96 | 2,40 | | | | | | | |
| Eu | 0,42 | 0,24 | 0,80 | 0,90 | 0,73 | 0,42 | | | | | | | |
| Ga | 20,68 | 18,14 | 20,07 | 20,42 | 25,94 | 15,93 | | | | | | | |
| Gd | 2,69 | 3,14 | 3,45 | 4,36 | 2,72 | 2,89 | | | | | | | |
| Ge | 1,64 | 1,55 | 1,35 | 1,50 | 1,42 | 1,36 | | | | | | | |
| Hf | 2,98 | 3,96 | 4,50 | 4,82 | 2,84 | 4,49 | | | | | | | |
| Ho | 0,48 | 0,75 | 0,47 | 0,64 | 0,35 | 0,76 | | | | | | | |
| La | 16,17 | 15,34 | 36,12 | 39,03 | 20,67 | 25,98 | | | | | | | |
| Lu | 0,23 | 0,38 | 0,19 | 0,26 | 0,14 | 0,50 | | | | | | | |
| Nb | 10,35 | 22,67 | 11,91 | 11,65 | 8,29 | 22,94 | | | | | | | |
| Nd | 14,84 | 16,43 | 26,94 | 31,21 | 17,11 | 17,06 | | | | | | | |
| Ni | 4,33 | | 13,68 | 13,45 | 6,59 | 6,24 | | | | | | | |
| Pb | 45,77 | 35,98 | 47,81 | 48,96 | 42,90 | 22,48 | | | | | | | |
| Pr | 4,13 | 4,54 | 7,77 | 8,81 | 4,73 | 5,14 | | | | | | | |
| Rb | 303,20 | 311,80 | 253,70 | 252,50 | 255,50 | 309,60 | | | | | | | |
| Sb | 0,54 | 1,42 | 2,58 | 24,76 | 0,35 | 1,89 | | | | | | | |
| Sm | 3,39 | 4,05 | 4,80 | 5,91 | 3,77 | 3,32 | | | | | | | |
| Sn | 11,47 | 7,46 | 7,45 | 11,47 | 11,17 | 10,13 | | | | | | | |
| Sr | 83,93 | 30,52 | 187,60 | 127,90 | 112,30 | 75,58 | | | | | | | |
| Ta | 2,22 | 3,63 | 1,62 | 1,86 | 1,51 | 2,87 | | | | | | | |
| Tb | 0,45 | 0,58 | 0,50 | 0,66 | 0,39 | 0,55 | | | | | | | |
| Th | 12,41 | 36,73 | 17,40 | 18,27 | 8,85 | 29,62 | | | | | | | |
| Tm | 0,23 | 0,37 | 0,19 | 0,26 | 0,14 | 0,42 | | | | | | | |
| U | 9,39 | 13,14 | 6,11 | 6,19 | 5,75 | 4,08 | | | | | | | |
| V | 10,25 | 2,14 | 42,69 | 30,61 | 14,97 | 11,65 | | | | | | | |
| W | 3,37 | 4,51 | 2,10 | 3,18 | 3,66 | 5,29 | | | | | | | |
| Y | 14,94 | 23,02 | 13,88 | 19,78 | 11,00 | 23,48 | | | | | | | |
| Yb | 1,54 | 2,60 | 1,29 | 1,76 | 0,93 | 3,09 | | | | | | | |
| Zn | 43,42 | 46,97 | 64,13 | 49,96 | 48,47 | 12,78 | | | | | | | |
| Zr | 84,07 | 85,87 | 158,90 | 164,30 | 88,99 | 112,60 | | | | | | | |

Tabl. 5 - Analyses chimiques de microgranites et rhyolites du complexe filonien de Lupersat-Sannat

| | trachy-andésite | andésite | | trachy-andésite | andésite |
|-------|-----------------|----------|--------------|-----------------|----------|
| | CJ96 | LA36 | | CJ96 | LA36 |
| SiO2 | 57,86 | 53,92 | LaN/SmN | 3,20 | 5,03 |
| Al2O3 | 14,52 | 15,88 | GdN/YbN | 1,95 | 2,46 |
| Fe2O3 | 5,81 | 5,29 | LaN/YbN | 10,18 | 23,28 |
| MnO | 0,07 | 0,09 | Eu*=2Eu/Sm+ | 0,78 | 0,74 |
| MgO | 4,20 | 3,29 | Ce*=3Ce/2La+ | 0,78 | 0,80 |
| CaO | 5,44 | 5,90 | | | |
| Na2O | 2,63 | 1,82 | | | |
| K2O | 4,75 | 3,68 | | | |
| TiO2 | 1,15 | 0,90 | | | |
| P2O5 | 0,68 | 0,36 | | | |
| PF | 2,93 | 8,82 | | | |
| Total | 100,02 | 99,95 | | | |
| As | 4,27 | 2,04 | | | |
| Ba | 1360,00 | 1025,08 | | | |
| Be | 6,04 | 3,61 | | | |
| Bi | 0,26 | 0,09 | | | |
| Cd | < L.D. | < L.D. | | | |
| Ce | 91,68 | 127,46 | | | |
| Co | 16,83 | 21,56 | | | |
| Cr | 171,90 | 215,85 | | | |
| Cs | 3,86 | 20,10 | | | |
| Cu | 13,63 | 25,74 | | | |
| Dy | 5,93 | 4,25 | | | |
| Er | 3,06 | 2,00 | | | |
| Eu | 2,05 | 1,80 | | | |
| Ga | 20,75 | 19,74 | | | |
| Gd | 7,07 | 5,90 | | | |
| Ge | 1,55 | 0,73 | | | |
| Hf | 6,92 | 6,52 | | | |
| Ho | 1,11 | 0,75 | | | |
| In | 0,08 | < L.D. | | | |
| La | 44,16 | 67,03 | | | |
| Lu | 0,44 | 0,31 | | | |
| Mo | 3,60 | 1,55 | | | |
| Nb | 15,62 | 17,80 | | | |
| Nd | 44,94 | 47,89 | | | |
| Ni | 31,29 | 100,64 | | | |
| Pb | 32,88 | 16,04 | | | |
| Pr | 11,44 | 14,06 | | | |
| Rb | 211,90 | 114,73 | | | |
| Sb | 0,70 | 9,90 | | | |
| Sm | 8,68 | 8,39 | | | |
| Sn | 4,18 | 1,86 | | | |
| Sr | 750,60 | 244,87 | | | |
| Ta | 1,21 | 1,12 | | | |
| Tb | 1,04 | 0,84 | | | |
| Th | 13,02 | 19,07 | | | |
| Tm | 0,45 | 0,27 | | | |
| U | 4,91 | 3,82 | | | |
| V | 137,10 | 113,61 | | | |
| W | 2,79 | 3,51 | | | |
| Y | 31,93 | 22,20 | | | |
| Yb | 2,93 | 1,95 | | | |
| Zn | 95,44 | 62,54 | | | |
| Zr | 271,00 | 269,27 | | | |

Tabl. 6 - Analyses chimiques de laves présentes sur la feuille d'Aubusson

| feuille | x | y | Ech. | dénomination |
|-----------------|---------|----------|-------|--|
| AUBUSSON | 587,590 | 2105,205 | LA37 | Aubussonite |
| AUBUSSON | 586,137 | 2105,485 | LA35b | Aubussonite |
| AUBUSSON | 586,137 | 2105,485 | LA35c | Aubussonite |
| AUBUSSON | 586,137 | 2105,485 | LA35d | Aubussonite |
| AUBUSSON | 586,138 | 2108,425 | LA38 | Aubussonite |
| FELLETIN | 607,950 | 2084,675 | DE36 | Aubussonite |
| FELLETIN | 612,200 | 2082,125 | DF25 | Aubussonite |
| AUBUSSON | 611,600 | 2114,400 | CJ97b | Massif Auzances |
| AUBUSSON | 613,750 | 2110,330 | CK37 | Massif Auzances |
| AUBUSSON | 610,250 | 2112,450 | CL26 | Massif Auzances |
| ST GERVAIX | 614,400 | 2112,800 | CK75c | Massif Auzances |
| AUBUSSON | 595,450 | 2111,840 | CN86 | Massif Champagnat |
| AUBUSSON | 596,820 | 2107,320 | CN87 | Massif Champagnat |
| AUBUSSON | 598,330 | 2115,920 | CK19 | Massif Chénérailles |
| AUBUSSON | 593,275 | 2113,890 | CK27 | Massif Chénérailles |
| AUBUSSON | 591,400 | 2112,575 | CL22 | Massif Chénérailles |
| AUBUSSON | 588,250 | 2109,375 | P5 | Massif Chénérailles |
| AUBUSSON | 612,560 | 2117,500 | CJ80 | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 569,000 | 2119,000 | CG3 | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 575,000 | 2119,000 | CG6 | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 589,075 | 2116,150 | LA94b | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 588,937 | 2110,900 | LA98 | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 588,250 | 2109,375 | LB1b | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 588,410 | 2108,400 | LB2b | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 584,685 | 2110,700 | LB4 | Massif Chénérailles |
| ST SULPICE | 571,000 | 2115,000 | CF99 | Massif Chénérailles |
| AUBUSSON | 607,250 | 2108,400 | CK32 | Massif Crocq |
| AUBUSSON | 601,520 | 2101,100 | CK48 | Massif Crocq |
| AUBUSSON | 601,675 | 2104,480 | CL28 | Massif Crocq |
| FELLETIN | 601,900 | 2098,275 | CL30a | Massif Crocq |
| FELLETIN | 605,300 | 2092,500 | CL32 | Massif Crocq |
| FELLETIN | 602,370 | 2097,470 | P19a | Massif Crocq |
| FELLETIN | 602,370 | 2097,470 | P20 | Massif Crocq |
| AUBUSSON | 599,600 | 2106,640 | CN39 | Enclave microgrenue sombre |
| FELLETIN | 601,900 | 2098,275 | CL30b | Enclave microgrenue sombre |
| ST SULPICE | 588,575 | 2109,325 | LB1a | Enclave microgrenue sombre |
| ST SULPICE | 588,325 | 2108,350 | LB2a | Enclave microgrenue sombre |
| ST SULPICE | 589,075 | 2116,150 | LA94a | Enclave microgrenue sombre |
| AUBUSSON | 608,700 | 2115,250 | CN35 | filon de Sannat |
| AUBUSSON | 605,775 | 2114,375 | CN37 | filon de Sannat |
| AUBUSSON | 610,300 | 2118,075 | CJ81 | filon de Sannat |
| AUBUSSON | 599,325 | 2104,340 | CN40 | filon de Sannat |
| EVAUX LES BAINS | 606,800 | 2123,050 | CK84b | filon de sannat |
| EVAUX LES BAINS | 606,800 | 2123,050 | CK84a | filon de sannat |
| AUBUSSON | 607,470 | 2108,250 | CN41 | leucomonzogranite fin à deux micas et cordiérite |
| AUBUSSON | 600,800 | 2109,675 | CK50 | Massif Lupersat |
| AUBUSSON | 599,600 | 2106,600 | CK52 | Massif Lupersat |
| AUBUSSON | 596,200 | 2104,030 | CK56 | Massif Lupersat |
| AUBUSSON | 599,500 | 2106,400 | CN38 | Massif Lupersat |
| AUBUSSON | 598,450 | 2114,350 | CK17 | Massif Lupersat |
| AUBUSSON | 598,300 | 2112,500 | CL21 | Massif Lupersat |
| AUBUSSON | 586,850 | 2103,250 | P9 | Massif Néoux |
| AUBUSSON | 604,700 | 2114,000 | CJ96 | lave |
| ST SULPICE | 586,137 | 2105,485 | LA36 | lave |

Tabl. 7 - Localisation des roches prélevées et analysées (Lambert II)

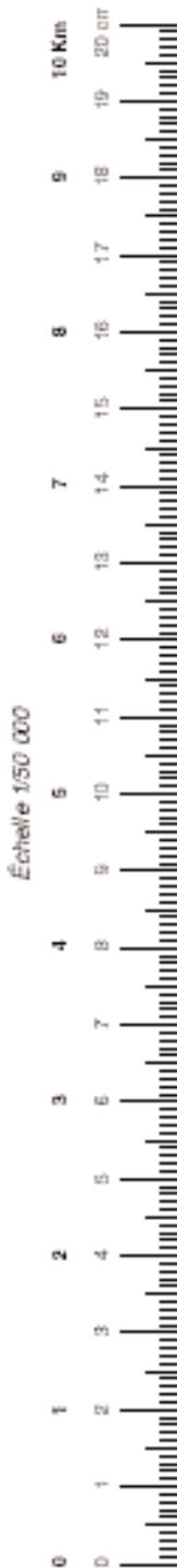
| Grain. point | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁶ Pb* (ppm) | ²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb | f ₂₀₆ % | Total | | | | Radiogénique | | Âge (Ma) | |
|--|------------|-------------|------|-----------------------------|---|-----------------------|--|-------|---|---------|--|---------|--|------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ± |
| <i>Granite de Crocq (P19 a)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 336 | 218 | 0.65 | 15.7 | - | 0.03 | 18.417 | 0.288 | 0.05350 | 0.00057 | 0.05428 | 0.00085 | 340.8 | 5.2 |
| 2.1 | 495 | 283 | 0.57 | 23.0 | 0.000056 | <0.01 | 18.470 | 0.295 | 0.05266 | 0.00046 | 0.05418 | 0.00087 | 340.1 | 5.3 |
| 3.1 | 480 | 303 | 0.63 | 22.1 | 0.000072 | 0.02 | 18.653 | 0.286 | 0.05336 | 0.00046 | 0.05360 | 0.00083 | 336.6 | 5.1 |
| 4.1 | 576 | 152 | 0.26 | 26.2 | 0.000019 | 0.08 | 18.936 | 1.201 | 0.05369 | 0.00058 | 0.05277 | 0.00338 | 331.5 | 20.6 |
| 5.1 | 430 | 272 | 0.63 | 20.3 | 0.000015 | 0.14 | 18.222 | 0.306 | 0.05449 | 0.00049 | 0.05480 | 0.00093 | 343.9 | 5.7 |
| 6.1 | 304 | 122 | 0.40 | 14.0 | 0.000095 | <0.01 | 18.654 | 0.292 | 0.05263 | 0.00058 | 0.05364 | 0.00085 | 336.9 | 5.2 |
| 7.1 | 648 | 480 | 0.74 | 29.6 | 0.000062 | 0.06 | 18.776 | 0.285 | 0.05363 | 0.00045 | 0.05323 | 0.00081 | 334.3 | 5.0 |
| 7.2 | 565 | 78 | 0.14 | 26.3 | 0.000078 | 0.17 | 18.484 | 0.281 | 0.05462 | 0.00050 | 0.05401 | 0.00083 | 339.1 | 5.1 |
| 8.1 | 400 | 229 | 0.57 | 18.3 | 0.000138 | 0.04 | 18.784 | 0.335 | 0.05348 | 0.00085 | 0.05321 | 0.00096 | 334.2 | 5.9 |
| 9.1 | 711 | 264 | 0.37 | 32.6 | 0.000118 | 0.10 | 18.741 | 0.291 | 0.05391 | 0.00040 | 0.05331 | 0.00083 | 334.8 | 5.1 |
| 9.2 | 1253 | 263 | 0.21 | 57.3 | 0.000046 | <0.01 | 18.803 | 0.531 | 0.05280 | 0.00034 | 0.05321 | 0.00151 | 334.2 | 9.3 |
| 10.1 | 609 | 321 | 0.53 | 27.8 | 0.000090 | 0.11 | 18.801 | 0.286 | 0.05399 | 0.00042 | 0.05313 | 0.00082 | 333.7 | 5.0 |
| <i>Filon de microgranite du dyke de Sannat (CK 84 b)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 187 | 97 | 0.52 | 8.6 | 0.000092 | 0.15 | 18.736 | 0.302 | 0.05436 | 0.00074 | 0.05329 | 0.00087 | 334.7 | 5.3 |
| 3.1 | 180 | 132 | 0.73 | 8.4 | 0.000273 | 0.19 | 18.490 | 0.299 | 0.05476 | 0.00077 | 0.05398 | 0.00088 | 338.9 | 5.4 |
| 4.1 | 286 | 154 | 0.54 | 13.3 | 0.000081 | <0.01 | 18.400 | 0.289 | 0.05304 | 0.00060 | 0.05436 | 0.00086 | 341.3 | 5.3 |
| 4.2 | 449 | 327 | 0.73 | 20.5 | 0.000078 | 0.11 | 18.781 | 0.289 | 0.05398 | 0.00058 | 0.05319 | 0.00083 | 334.1 | 5.0 |
| 6.1 | 294 | 94 | 0.32 | 13.6 | - | <0.01 | 18.527 | 0.290 | 0.05281 | 0.00061 | 0.05400 | 0.00085 | 339.1 | 5.2 |
| 8.1 | 427 | 182 | 0.43 | 20.0 | 0.000015 | <0.01 | 18.363 | 0.299 | 0.05320 | 0.00048 | 0.05446 | 0.00089 | 341.9 | 5.5 |
| 9.1 | 277 | 101 | 0.37 | 12.7 | - | <0.01 | 18.764 | 0.295 | 0.05280 | 0.00060 | 0.05332 | 0.00084 | 334.8 | 5.2 |
| 10.1 | 261 | 75 | 0.29 | 12.1 | 0.000077 | 0.06 | 18.433 | 0.295 | 0.05373 | 0.00063 | 0.05422 | 0.00087 | 340.4 | 5.3 |
| 11.1 | 563 | 206 | 0.37 | 26.0 | 0.000030 | <0.01 | 18.613 | 0.284 | 0.05305 | 0.00042 | 0.05374 | 0.00082 | 337.4 | 5.0 |
| 12.1 | 211 | 63 | 0.30 | 9.9 | 0.000064 | 0.02 | 18.391 | 0.294 | 0.05349 | 0.00070 | 0.05436 | 0.00088 | 341.2 | 5.4 |
| 13.1 | 512 | 246 | 0.48 | 23.5 | 0.000028 | 0.10 | 18.702 | 0.286 | 0.05399 | 0.00062 | 0.05341 | 0.00082 | 335.5 | 5.0 |
| 14.1 | 462 | 260 | 0.56 | 21.3 | 0.000164 | 0.12 | 18.631 | 0.318 | 0.05416 | 0.00073 | 0.05361 | 0.00092 | 336.6 | 5.6 |
| 15.1 | 393 | 168 | 0.43 | 18.7 | 0.002252 | 3.56 | 18.080 | 0.282 | 0.08176 | 0.00105 | 0.05334 | 0.00089 | 335.0 | 5.4 |
| <i>Filon rhyolitique de Sannat (CK 84 a)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 536 | 410 | 0.77 | 23.8 | 0.000601 | 0.89 | 19.337 | 0.316 | 0.06002 | 0.00050 | 0.05125 | 0.00085 | 322.2 | 5.2 |
| 2.1 | 215 | 166 | 0.78 | 9.8 | 0.000278 | 0.51 | 18.773 | 0.305 | 0.05716 | 0.00091 | 0.05300 | 0.00087 | 332.9 | 5.3 |
| 2.2 | 213 | 114 | 0.54 | 9.9 | 0.000006 | 0.02 | 18.517 | 0.343 | 0.05338 | 0.00073 | 0.05399 | 0.00101 | 339.0 | 6.2 |
| 3.1 | 309 | 164 | 0.53 | 14.4 | 0.000072 | 0.06 | 18.483 | 0.294 | 0.05375 | 0.00061 | 0.05407 | 0.00087 | 339.5 | 5.3 |
| 4.1 | 389 | 230 | 0.59 | 17.9 | 0.000041 | 0.04 | 18.721 | 0.294 | 0.05349 | 0.00055 | 0.05339 | 0.00085 | 335.3 | 5.2 |
| 4.2 | 400 | 228 | 0.57 | 18.1 | 0.000084 | 0.01 | 18.968 | 0.298 | 0.05311 | 0.00054 | 0.05272 | 0.00083 | 331.2 | 5.1 |
| 5.1 | 396 | 277 | 0.70 | 18.5 | 0.000101 | <0.01 | 18.411 | 0.289 | 0.05271 | 0.00054 | 0.05436 | 0.00086 | 341.2 | 5.3 |
| 6.1 | 385 | 280 | 0.73 | 17.7 | 0.000103 | <0.01 | 18.688 | 0.323 | 0.05214 | 0.00056 | 0.05358 | 0.00093 | 336.5 | 5.7 |
| 7.1 | 177 | 102 | 0.57 | 8.2 | 0.000220 | <0.01 | 18.529 | 0.316 | 0.05264 | 0.00084 | 0.05401 | 0.00093 | 339.1 | 5.7 |
| 8.1 | 906 | 477 | 0.53 | 40.9 | 0.000158 | 0.12 | 19.027 | 0.291 | 0.05398 | 0.00036 | 0.05250 | 0.00081 | 329.8 | 4.9 |
| 9.1 | 450 | 229 | 0.51 | 20.2 | 0.000044 | 0.06 | 19.154 | 0.300 | 0.05347 | 0.00052 | 0.05217 | 0.00082 | 327.9 | 5.0 |
| 13.1 | 542 | 227 | 0.42 | 24.9 | 0.000932 | 1.63 | 18.677 | 0.297 | 0.06616 | 0.00122 | 0.05267 | 0.00086 | 330.9 | 5.3 |
| <i>Tufs volcaniques de Château-sur-Cher (CN 4)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 1146 | 20 | 0.02 | 98.0 | 0.000011 | 0.04 | 10.050 | 0.153 | 0.06054 | 0.00025 | 0.09946 | 0.00153 | 611.2 | 9.0 |
| 2.1 | 139 | 83 | 0.60 | 32.0 | 0.000019 | 2.71 | 3.732 | 0.060 | 0.11657 | 0.00064 | 0.26066 | 0.00455 | 1493 | 23 |
| 3.1 | 811 | 225 | 0.28 | 38.2 | 0.000093 | 0.05 | 18.244 | 0.284 | 0.05375 | 0.00038 | 0.05479 | 0.00086 | 343.8 | 5.2 |
| 4.1 | 258 | 84 | 0.32 | 14.4 | 0.002845 | 5.15 | 15.356 | 0.248 | 0.09593 | 0.00168 | 0.06177 | 0.00113 | 386.4 | 6.9 |
| 5.1 | 152 | 65 | 0.43 | 12.9 | 0.000036 | 0.16 | 10.131 | 0.166 | 0.06134 | 0.00070 | 0.09855 | 0.00165 | 605.9 | 9.7 |
| 6.1 | 464 | 208 | 0.45 | 30.9 | 0.000000 | <0.01 | 12.921 | 0.202 | 0.05638 | 0.00044 | 0.07743 | 0.00122 | 480.7 | 7.3 |
| 7.1 | 507 | 172 | 0.34 | 23.5 | 0.000090 | 0.01 | 18.504 | 0.300 | 0.05333 | 0.00048 | 0.05404 | 0.00088 | 339.3 | 5.4 |
| 7.2 | 489 | 144 | 0.29 | 22.4 | - | 0.04 | 18.731 | 0.311 | 0.05343 | 0.00051 | 0.05337 | 0.00089 | 335.2 | 5.5 |
| 8.1 | 95 | 81 | 0.85 | 7.3 | 0.000392 | 0.58 | 11.189 | 0.187 | 0.06325 | 0.00141 | 0.08886 | 0.00151 | 548.8 | 9.0 |
| 9.1 | 442 | 125 | 0.28 | 20.3 | 0.000065 | 0.03 | 18.688 | 0.293 | 0.05343 | 0.00041 | 0.05349 | 0.00084 | 335.9 | 5.2 |
| 9.2 | 492 | 222 | 0.45 | 22.7 | 0.000067 | 0.02 | 18.668 | 0.291 | 0.05331 | 0.00048 | 0.05356 | 0.00084 | 336.3 | 5.1 |
| 9.3 | 834 | 371 | 0.44 | 38.4 | 0.000075 | 0.03 | 18.679 | 0.287 | 0.05338 | 0.00039 | 0.05352 | 0.00083 | 336.1 | 5.1 |
| 10.1 | 496 | 87 | 0.18 | 22.6 | 0.000468 | 0.63 | 18.836 | 0.293 | 0.05810 | 0.00051 | 0.05276 | 0.00083 | 331.4 | 5.1 |
| 10.2 | 631 | 59 | 0.09 | 29.3 | 0.000014 | 0.08 | 18.510 | 0.301 | 0.05388 | 0.00044 | 0.05398 | 0.00089 | 338.9 | 5.4 |
| 11.1 | 524 | 132 | 0.25 | 24.3 | 0.000019 | 0.03 | 18.523 | 0.290 | 0.05349 | 0.00047 | 0.05397 | 0.00085 | 338.8 | 5.2 |
| 11.2 | 694 | 310 | 0.45 | 31.7 | 0.000133 | 0.18 | 18.802 | 0.290 | 0.05452 | 0.00043 | 0.05309 | 0.00083 | 333.5 | 5.0 |
| 12.1 | 142 | 178 | 1.26 | 11.3 | 0.000000 | 0.12 | 10.800 | 0.175 | 0.06002 | 0.00059 | 0.09248 | 0.00152 | 570.2 | 9.0 |

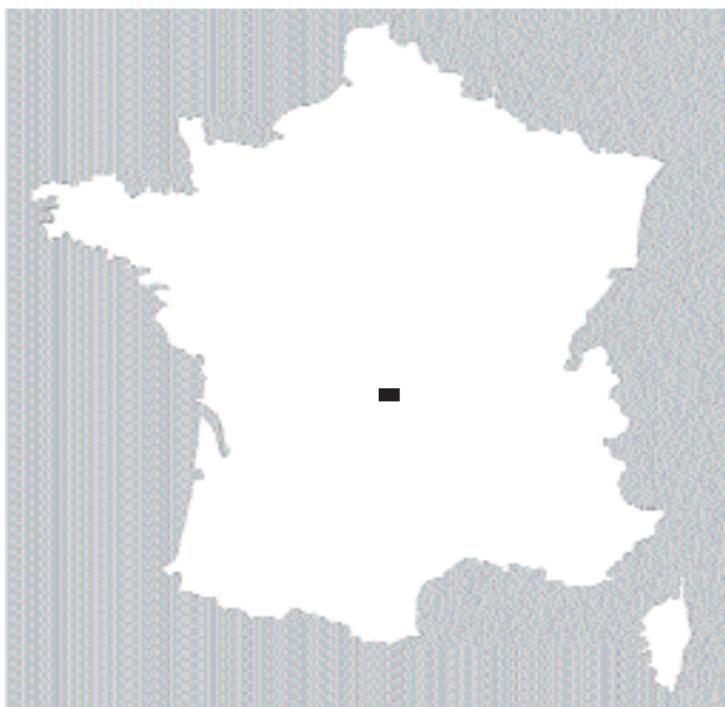
- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard FC1 (0.47 %) est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 8 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

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.





AUBUSSON

La carte géologique à 1/50 000
AUBUSSON est recouverte
par la coupure AUBUSSON (N°156)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

| | | | |
|--------------------------|----------|--------------------------|-------------------------|
| | Guéret | Évaux-les-Bains | Montaigut-en-Combraille |
| Saint-Sulpice-les-Champs | AUBUSSON | Saint-Gervais-d'Auvergne | |
| Royère | Felletin | Pontgibaud | |