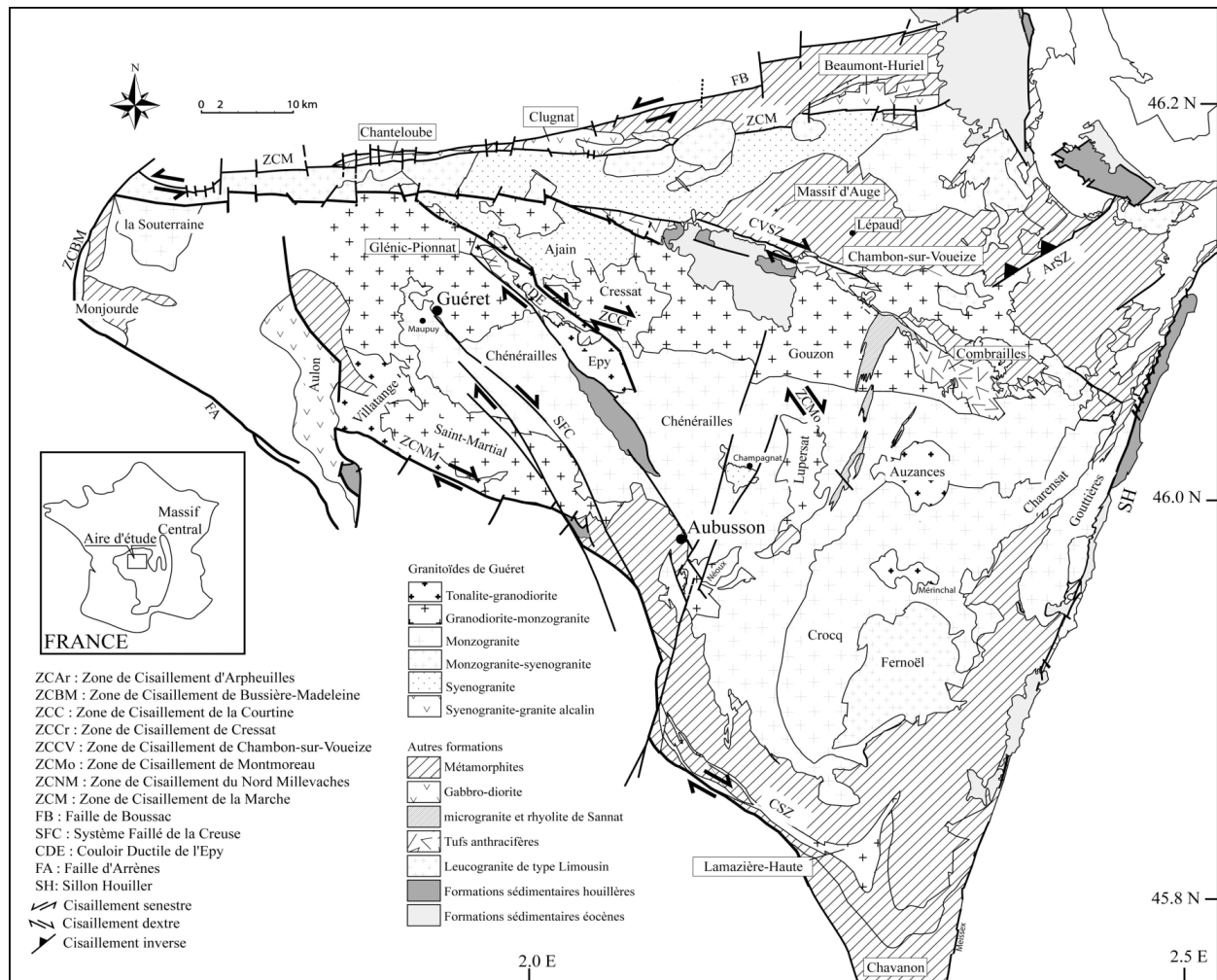


Magmatismes et déformations polyphasés Exemple des Massifs de Guéret et de Millevaches (Massif Central français) Origine des magmas et contexte de mise en place



Soutenue publiquement le 15 décembre 2006 devant le Jury :

Directeur	P. ROLIN	Maître de conférences, Université de Franche-Comté
Co-directeur	M. ROSSY	Maître de conférences, Université de Franche-Comté
Co-directeur	P. ROSSI	Ingénieur, BRGM à Orléans
Rapporteur	M. FAURE	Professeur, Université d'Orléans
Rapporteur	M. CUNEY	Directeur de Recherche, CNRS Nancy
Examineur	D. MARQUER	Professeur, Université de Franche-Comté
Examineur	J.M. QUENARDEL	Professeur, Université de Franche-Comté
Examineur	D. VIRLOGEUX	Ingénieur, AREVA à Vélizy
Invité	A. COCHERIE	Ingénieur, BRGM à Orléans

Remerciements

De nombreuses personnes sont à remercier pour l'aide qu'elles m'ont apporté dans l'élaboration de ce mémoire. Parmi celles-ci, je voudrais tout d'abord remercier Patrick Rolin, mon directeur de thèse, sans qui ce travail n'aurait jamais existé. J'ai pu en l'observant me construire en tant que géologue cartographe.

Ma gratitude va à Philippe Rossi, à qui je dois la coordination de la feuille d'Aubusson et de précieux conseils sur l'interprétation de la géochimie.

Alain Cocherie rentre pour une part importante dans l'acquisition des données de ce mémoire puisque toutes les données de géochronologie absolue ont été acquises par lui. Je le remercie également pour ses explications dans le domaine de la géochimie.

J'exprime toute ma reconnaissance à Didier Marquer pour l'aide apportée en géologie structurale.

Je remercie Michel Rossy et Philippe Henry pour les enseignements pétrographiques et géochimiques que j'ai pu acquérir à leur contact.

Je témoigne ma gratitude à Michel Faure et Yan Chen pour leur accueil dans leur laboratoire et la campagne de prélèvement d'échantillons d'ASM sur le terrain.

J'assure l'expression de mon estime à M. Cuney pour ses conseils sur le terrain et son jugement de ce travail.

Je suis heureux de la marque d'estime que me fait Monsieur D. Virlogeux en acceptant d'examiner ce travail.

Je sais gré à J.M. Quenardel de bien vouloir présider le Jury de ma thèse.

Une liste complète des personnes qui ont participé de près ou de loin à ce travail de recherche est probablement impossible mais je tiens à remercier :

Les techniciens et ingénieurs géologues du BRGM d'Orléans : Robert Wyns, Mireille Massardo, Didier Lahondère, Joël Le Métour, Christian Gilles, Pierre Jézéquel, Véronique Pedroletti, Frédéric Lacquement, Florence Quesnel et Jean-Christophe Audru.

L'équipe de techniciens et d'enseignants chercheurs de Besançon : Olivier Fabbri, Philippe Goncalves, Didier Convert-Gaubier, Serge André, Bruno Régent et tout le reste de l'équipe.

Les enseignants et chercheurs de Montpellier : Aude Gébeline et Maurice Brunel.

Tous les autres ingénieurs et enseignants : Michel Grandprat, Hillary Downes, Jean-Marc Stussi, Georges Sabourdy, Guy Marchadier et Patrick Léger.

Mes camarades de bureau : Stéphane Binet, Sabine Bodeï, Latifa Bouragba, Sébastien Boutareaud, Arnaud Charmoille, Guilhem Coromina, Emilien Belle, Cyril Durand, Jérôme Ganne, Aurélie Leroux, François Souquière et Emilien Oliot.

Les étudiants de Licence et Master qui ont contribué aux levés géologiques de terrain : Frédéric Salen, Nicolas Robbe, Erlé Courvoisier, Nicolas Thalouarn, Benoît Delwaulle, Romain Sonnet, Yohan Emonin, Mathieu Juillerat, Vincent Thiéry, Julien Deprez, Jean-Charles Binetruy, Nicolas Montaz, Jonathan Rot, Nicolas Dumont, Flavien Choulet, Florian Catimel, Etienne Moreau, Joris Mavel, Barnabé Nicey, Florian Barrau et Aurélien Eglinger.

A mes amis : Thomas Gutierrez, Jonathan Pissier et Moctar Bakayoko.

A mes parents et mon frère à qui je dédie ce mémoire.

Le plus beau des cadeaux pour moi aura été de coordonner une carte géologique.

Magmatismes et déformations polyphasés
Exemple des Massifs de Guéret et de Millevaches (Massif Central français)
Origine des magmas et contexte de mise en place

Résumé : Le Massif de Guéret, localisé dans la partie NW du Massif Central français, est composé du complexe magmatique de Guéret qui peut être subdivisé en plus d'une vingtaine de massifs granitoïdes dont les mises en place s'étalent sur plus de 30 Ma (360-330 Ma). La genèse des premières venues en forme laccolithique trouve son origine dans un contexte d'effondrement de la chaîne Varisque, responsable du magmatisme calco-alkalin dû à la fusion du manteau lithosphérique. Avec un retard de 10 à 20 Ma, l'apport de chaleur de ces magmas mantelliques provoque la fusion de la croûte inférieure responsable des granitoïdes peralumineux du complexe magmatique de Guéret. Les prémices de cette tectonique en extension sont déjà enregistrés à 375 Ma lors de la mise en place des anatexites grenues à cordiérites (aubussonites) qui se comportent comme un magma qui s'est déplacé. Ce contexte extensif est contemporain des grands cisaillements dextres, orientés N110/120, dont les déplacements majeurs sont réalisés avant 355 Ma lors de la mise en place des venues non déformées du complexe magmatique de Guéret. Après 355 Ma, les intrusions peralumineuses de ce complexe enregistrent un contexte en raccourcissement NS. Les déplacements dextres horizontaux s'effectuent alors le long de failles orientées N150/160 qui recoupent les failles N110/120. Les intrusions syntectoniques de la chaîne de la Marche et du nord Millevaches enregistrent principalement une déformation coaxiale. Le Sillon Houiller N20 joue probablement avec un jeu conjugué senestre par rapport aux failles dextres N150/160 du Système Faillé de la Creuse. Enfin, un climat tectonique avec un champ de déformation superposée (extension syn-convergent) permet de rendre compte des régimes de déformation décrochant et normal enregistrés par les magmas syntectoniques mis en place entre 340 et 335 Ma.

Mots clés : Chaîne Varisque, Massif Central français, Massif de Guéret, Massif de Millevaches, complexe magmatique, granite, déformation, zones de cisaillement ductiles, A.S.M., laccolithe, géochimie, géodynamique, géochronologie U-Pb et U-Th-Pb.

Polyphased Magmatism and deformation
The case of the Guéret and Millevaches Massifs (French Massif Central)
Origin and emplacement setting

Abstract : The Guéret Massif, located in the north western part of the French Massif Central, exhibits a magmatic complex characterised by several distinct granitoid massifs emplaced between 360 and 330 Ma. The genesis of the earliest flat bodies can be explained by the bulk collapse of the Variscan chain responsible for lithospheric mantle melting which enhanced calc-alkaline magmatism. With a delay of 10 to 20 Ma, this magmatism heat supply triggered a melting of the lower crust responsible for the peraluminous granitoid of the Guéret magmatic complex. At 375 Ma, the inception of this extensional tectonic setting is recorded by the emplacement of cordierite-bearing anatexites (aubussonites) which act as a magmatic melt. The extensional setting is related to a Famenno-Tournaisian dextral shear in the Variscan belt. Displacement along the dextral N110/120 high strain zones is achieved before 355 Ma when the undeformed plutons intruded the Guéret magmatic complex. After 355 Ma, peraluminous intrusions recorded a N-S shortening and major horizontal dextral displacements occurred along N150/160 faults which crosscut the previous N110/120 trending faults. The syn-tectonic intrusions in the Marche and the Millevaches Massif recorded a coaxial deformation along the N110/120 faults. The sinistral sense of shear of the N20 Sillon Houiller is broadly coeval with the dextral sense of shear of the N150/160 Creuse Fault System. Finally, a syn-convergent extension related to the partitioning of the deformation accounts for the synchronous normal and wrench strain regime recorded by synkinematic magmatic intrusions emplaced from 340 Ma to 335 Ma.

Key words : Variscan belt, French Massif Central, Guéret Massif, Millevaches Massif, magmatic complex, granite, deformation, ductile shear zones, A.M.S., laccolith, geochemistry, geodynamic, geochronology U-Pb and U-Th-Pb.

Introduction	10
I Place des Massifs de Guéret et de Millevaches dans le Massif Central et la Chaîne Varisque	11
1. Contexte tectonique du Massif Central dans la chaîne hercynienne	11
2. Les grands traits géologiques du Massif Central	13
2.1. Le complexe de nappes crustales dévoniennes (Zone Moldanubienne)	
2.2. Les grands chevauchements et cinématiques de mise en place des nappes	
2.3. Les unités supérieures épi-métamorphiques	
2.4. La Montagne Noire : avant-pays méridional de la zone Moldanubienne	
2.5. Les séries dévono-carbonifères du nord du Massif Central	
2.6. Les grandes fractures du NW Massif Central et de la Bretagne	
2.7. Les bassins stéphaniens et permien	
3. Evolution magmatique et tectono-métamorphique du Massif Central	21
3.1. La distension Cambro-Ordovicienne	
3.2. Convergence et subduction silurienne (430-400 Ma)	
3.3. Collision et écaillage profond dans la zone Moldanubienne (400-385 Ma)	
3.4. La sédimentation dévono-carbonifère du Massif Central (le début du Culm)	
3.5. Tectonique NW-SE	
3.6. Les granitoïdes fini dévonian – tournaisien – viséen (370-330 Ma)	
3.7. Magmatisme et anatexie du Viséen moyen-Namurien-Westphalien	
3.8. Tectonique et bassins houillers	
4. Les grands traits géologiques du Massif de Guéret	30
4.1. Les unités métamorphiques du Massif de Guéret	
4.2. Les roches plutoniques	
4.3. Cinématiques des failles du Massif de Guéret	
4.4. Les bassins viséens	
5. Historique des études réalisées sur le Massif de Guéret	38
5.1. Historique sur l'établissement des principales cartes géologiques au 50 000 ^{ème} du Massif de Guéret (Fig. I.15)	
6. Stratégies et méthodologies scientifiques	46
II Le Massif de Guéret et le Nord Millevaches au Dévonien : leur évolution tectono-métamorphique post-collisionnelle, ante mise en place des granites	47
1. Présentation des différentes formations métamorphiques	47
1.1. Les anatexites grenues hétérogènes à cordiérites (aubussonites)	
1.2. Les métatexites du Massif de Guéret	
1.3. Les métamorphites du nord Millevaches	
2. Les structures dans les roches métamorphiques	60
2.1. Les anatexites grenues hétérogènes à cordiérites (aubussonites)	
2.2. Les métatexites du Massif de Guéret	
2.3. Les métamorphites du nord Millevaches	
3. Conclusion	80

III Naissance et mise en place des granitoïdes peralumineux de type Guéret du Massif de Guéret : relations avec les cisaillements précoces de direction armoricaine au Tournaisien – Viséen moyen	81
1. Description des groupes granitoïdes issus du complexe magmatique de Guéret	81
1.1. Le massif de Villatange	
1.2. Le massif de Cressat	
1.3. Le massif d’Ajain-Ladapeyre	
1.4. Le massif ou le complexe granitoïde de Lamazière-Haute	
1.5. Le massif ou le complexe granitoïde de Chambon-sur-Voueize	
1.6. Le massif de Saint-Martial	
1.7. Le massif de Néoux	
1.8. Le massif de Maupuy	
1.9. Le massif de Chénérailles	
1.10. Le massif d’Aulon	
1.11. Le massif de la Souterraine	
1.12. Le massif de l’Epy	
1.13. Le massif de Lupersat	
1.14. Le massif de Gouzon	
1.15. Le massif de Gouttières	
1.16. le massif d’Auzances	
1.17. Le massif de Crocq	
1.18. Le massif de Charensat	
1.19. Le massif de Fernoël	
1.20. Les massifs de Champagnat	
1.21. Les massifs des Tours de Crocq	
1.22. Le massif de Montjourde	
1.23. Synthèse	
2. Les couloirs de déformations intra-granitiques	107
2.1. La Zone de Cisaillement d’Arrènes – la Courtine (ZCAC)	
2.2. La Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV)	
2.3. La Zone de Cisaillement d’Arpheuille (ZCAr)	
2.4. La Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr)	
2.5. La Zone de Cisaillement de Montmoreau (ZCMo)	
2.6. Le Couloir Ductile de l’Epy (CDE) et le Système Faillée de la Creuse (SFC)	
2.7. Les cisaillements ductiles plats	
2.8. Conclusions	
3. Analyses chimiques des différentes phases minérales sur quelques granitoïdes de Guéret	123
4. Géochimie des granitoïdes de Guéret	131
4.1. Caractérisation des différents groupes granitoïdes	
4.2. Les mécanismes de différenciation au sein des massifs du complexe magmatique de Guéret	
4.3. Les liens génétiques entre les différents massifs du complexe magmatique de Guéret	
5. Les enclaves dans les granitoïdes à biotite et cordiérite de Guéret	152
5.1. Présentation des enclaves présentes dans les granitoïdes de Guéret	
5.2. Géochimie des enclaves microgrenues peralumineuses	
6. Conclusion : relations cisaillements / magmatismes (projet publication tectoniques)	160

IV Cisaillements tardifs (N160 et N20) : interférences avec les cisaillements précoces et relations avec les magmatismes viséo-namuriens	192
1. Les structures viséo-namuriennes (post 350 Ma)	192
1.1. Le Zone de Cisaillement de la Marche-Combraille	
1.2. Evolution tectonique du Nord Millevaches (publication IJES)	
1.3. La Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine et d'Arrènes	
2. Magmatismes polyphasés calco-alcalins potassiques et peralumineux viséo-namuriens	218
2.1. Le magmatisme calco-alcalin potassique	
2.2. Les Tufs anthracifères	
2.3. Le magmatisme hypovolcanique de Sannat	
V Scénarios géodynamiques et contextes tectoniques	228
1. Mécanismes responsables de la fusion à l'origine des magmas	228
2. Genèse et mise en place des migmatites (aubussonites)	230
2.1. Rappel des principaux résultats acquis	
2.2. Interprétation de ces résultats	
2.3. Contexte général extensif au Dévonien lors de la mise en place des migmatites	
2.4. Modèle de mise en place des migmatites	
3. Tectonique transcurrente dextre famenno-tournaisienne	232
3.1. Rappels des données acquises	
3.2. Interprétation des données acquises	
4. Origine et mise en place des plutons peralumineux du complexe magmatique de Guéret	244
4.1. Rappels des données acquises	
4.2. Interprétation sur la mise en place des différents massifs	
4.3. Rappel des résultats géochimiques sur le complexe magmatiques de Guéret	
4.4. Genèse géodynamique des granitoïdes peralumineux de type Guéret.	
5. Le contexte tectonique à 340-335 Ma enregistré par le magmatisme syn- à post-cinématique	248
5.1. Rappels des données acquises sur les magmas viséens moyen (340-335 Ma)	
5.2. Discussion et interprétation des données	
5.3. Un partitionnement de la déformation dans un modèle d'extension locale syn-convergent	
Conclusion	255
Bibliographie	261
Liste des figures	277
Annexes	283

Introduction

Au Dévonien, le Massif Central est impliqué dans une collision continentale à l'origine d'un empilement de nappes crustales. Le blocage de la collision se traduit par la dislocation de cet édifice, haché par des zones de cisaillement d'orientation très différentes et probablement diachrones, participant au classique « V hercynien » : direction armoricaine N130 et N160 ; direction centre européenne, ou varisque N20/40 et N70.

Les granites qui composent les Massifs de Guéret et de Millevaches sont localisés dans une zone d'interférence où ces cisaillements de directions différentes se recoupent : c'est le « nœud tectonique » de la Creuse. L'origine de ces vastes massifs n'est pas comprise, et pourrait être en relation avec l'interférence de ces failles. C'est la raison de l'intérêt porté à cette région : la Creuse.

Cette thèse cherche à comprendre : le fonctionnement de ce nœud tectonique majeur à l'échelle du Massif Central et de la chaîne varisque ouest européenne ainsi que l'origine et la mise en place des magmas dans un tel contexte tectonique.

Les moyens utilisés pour répondre à cet objectif sont très différents, ils utilisent les techniques de la géologie structurale, de la pétrographie, de la géochimie et de la géochronologie. Du fait d'une lacune très importante de données cartographiques, j'ai dû réaliser la couverture de l'essentiel de deux cartes géologiques à l'échelle de 1/50 000 (St-Sulpice-les-Champs et Aubusson) ce qui représente plus d'un an de terrain, et effectuer des levés ponctuels sur la plupart des cartes couvrant le Massif de Guéret. Plusieurs centaines de lames minces ont été réalisées et étudiées, environ une centaine d'analyses chimiques nouvelles ont été effectuées, et un peu plus d'une vingtaine de datations géochronologiques nouvelles ont été obtenues. Enfin, une campagne d'ASM a été effectuée afin de préciser les relations entre les différentes intrusions.

Ces données, synthétisées et commentées dans ce mémoire, permettent de préciser l'architecture du Massif de Guéret (représentée sur une carte) en identifiant et délimitant les différentes intrusions, ou massifs granitiques distincts qui le composent. Elles permettent : de discuter de l'origine des magmas et de leurs parentés éventuelles ; de définir le contexte tectonique de mise en place de ces intrusions ; de comprendre les relations entre la mise en place de ces magmas et les différentes tectoniques transcurrentes qui affectent le Nord Massif Central au Carbonifère.

Ce mémoire s'organise suivant cinq chapitres :

I Place des massifs de Guéret et de Millevaches dans le Massif Central et la Chaîne Varisque

II Le Massif de Guéret et le Nord Millevaches au Dévonien : son évolution tectono-métamorphique post-collisionnelle, anté-mise en place des granites

III Naissance et mise en place des granitoïdes peralumineux de type Guéret du Massif de Guéret : relations avec les cisaillements précoces de direction armoricaine au Tournaisien – Viséen moyen

IV Cisaillements tardifs (N160 et N20) : interférences avec les cisaillements précoces et relations avec les magmatismes viséo-namuriens

V Scénarios géodynamiques et contextes tectoniques

I Place des Massifs de Guéret et de Millevaches dans le Massif Central et la Chaîne Varisque

1. Contexte tectonique du Massif Central dans la chaîne hercynienne

Le Massif Central français représente un des vestiges de la chaîne paléozoïque de l'Europe. Cette chaîne, qui s'étalait de l'Oural aux Appalaches sur 8000 km de long et 1000 km de large, résulte de la collision continentale entre le continent Gondwana au sud (Fig. I.1 et 2) et le continent Laurussia au nord (Robardet et al. 1994 ; Bard, 1997 ; Matte, 1991 ; 2002, Faure et al., 2006). Les figures I.1 et I.2 (Faure et al., 2006 ; Matte, 2002) illustrent les zones tectoniques de cette Europe varisque.

Le **Gondwana** est un continent édifié au cours du néoprotérozoïque (orogénèse panafricaine) par l'agglomération de blocs continentaux africain, sud américain, australien, arabe et antarctique. Au Cambro-Ordovicien, la bordure nord de ce continent subit un rifting qui entraîne sa fragmentation et le détachement des petites plaques de l'**Avalonia** (Terre Neuve, Angleterre, Ardennes...), et d'**Armorica**. Le rifting, marqué par le détachement de l'Avalonia et d'Armorica du reste du Gondwana, est responsable de l'ouverture des océans Rhéique (entre Avalonia et Armorica) et Médio-Européen ou Galice – Massif Central (entre Armorica et le reste du Gondwana).

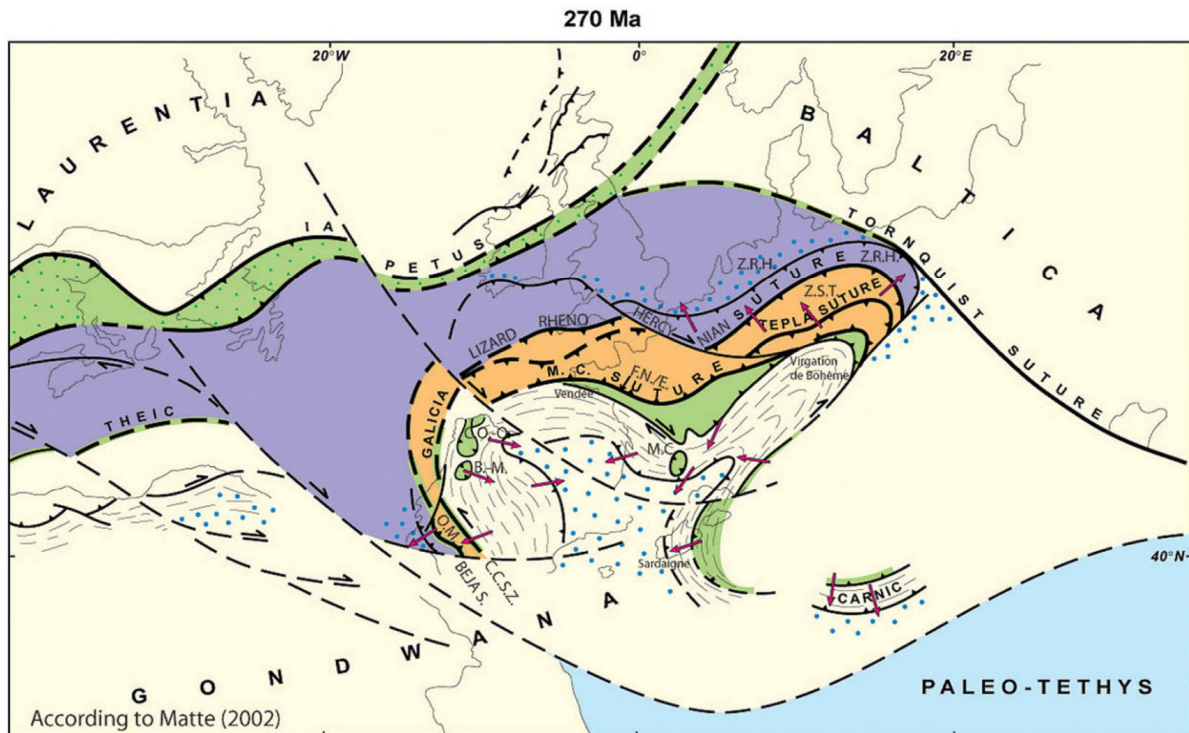


Fig. I.1. Chaîne Varisque d'Europe de l'ouest et du nord de l'Afrique au Permien d'après MATTE (2002) laissant apparaître les zones de suture principales et l'extension des microplaques Avalonia et Armorica. En vert et pointillés : Suture Calédonienne Iapetus. En violet : Avalonia. En orange : Armorica. En vert : Nappes ophiolitiques enracinées dans la suture Galicia-Massif Central. Tiretés : Nappes de la zone méridionale. Pointillés bleus : Bassins externes Carbonifères. Flèches rouges : Vergence des nappes. C.C.S.Z. : Coimbra-Cordoba shear zone. Beja S. : Beja suture. O.M. : Ossa Morena. B.-M. : Bragança et Morais. C.O.-O. : Cabo Ortegal et Ordennes. Z.S.T. : Zone Saxo-Thuringienne. Z.R.H. : Zone Rheno-Hercynienne. M.C. : Massif Central. F.N./E. : Faille Nord sur Erdre.

La plaque Armorica (Fig. I.1 et I.2) présente une structure complexe qui résulte de l'accolement au Siluro-Dévonien de deux micro-blocs continentaux séparés par la suture de Münchberg-Tepla : au sud, le micro-continent Armorica (Faure et al., 2006) comprend le domaine Armoricaïn (Centre et Nord) prolongé des Vosges du Nord, du synclinorium barrandien en Bohême Centrale, de la zone de l'Ossa-Moréna en Ibérie (Fig. I.2) ; au nord un domaine appelé blocs intermédiaires par Faure et al. (2006) qui comprend le bloc du Léon et le Nord de la Bohême. La suture de Münchberg-Tepla (Matte, 1991) est caractérisée en Bohême par des métabasites éclogitiques

à composition de MORB, dont le métamorphisme de haute pression est daté entre 420 et 430 Ma (Quadt et Gebauer, 1988). Elle correspondrait à un autre domaine océanisé situé entre le microcontinent Armorica et les blocs intermédiaires (domaine océanisé intra plaque Armorica ou plaques différentes ?). Ce découpage de la plaque Armorica ne correspond plus aux grandes unités définies par Kosmatt (1927) du fait que la suture de Münchberg-Tepla n'était pas alors reconnue. Cet auteur avait regroupé les terrains des Vosges du Nord, du Synclinorium Barrandien et ceux du Nord de la Bohême dans une même unité : la Zone Saxo-Thuringienne. Néanmoins, l'appellation Zone Saxo-Thuringienne est conservée par Matte (2002) pour la partie Nord de la Bohême (Fig. I.1).

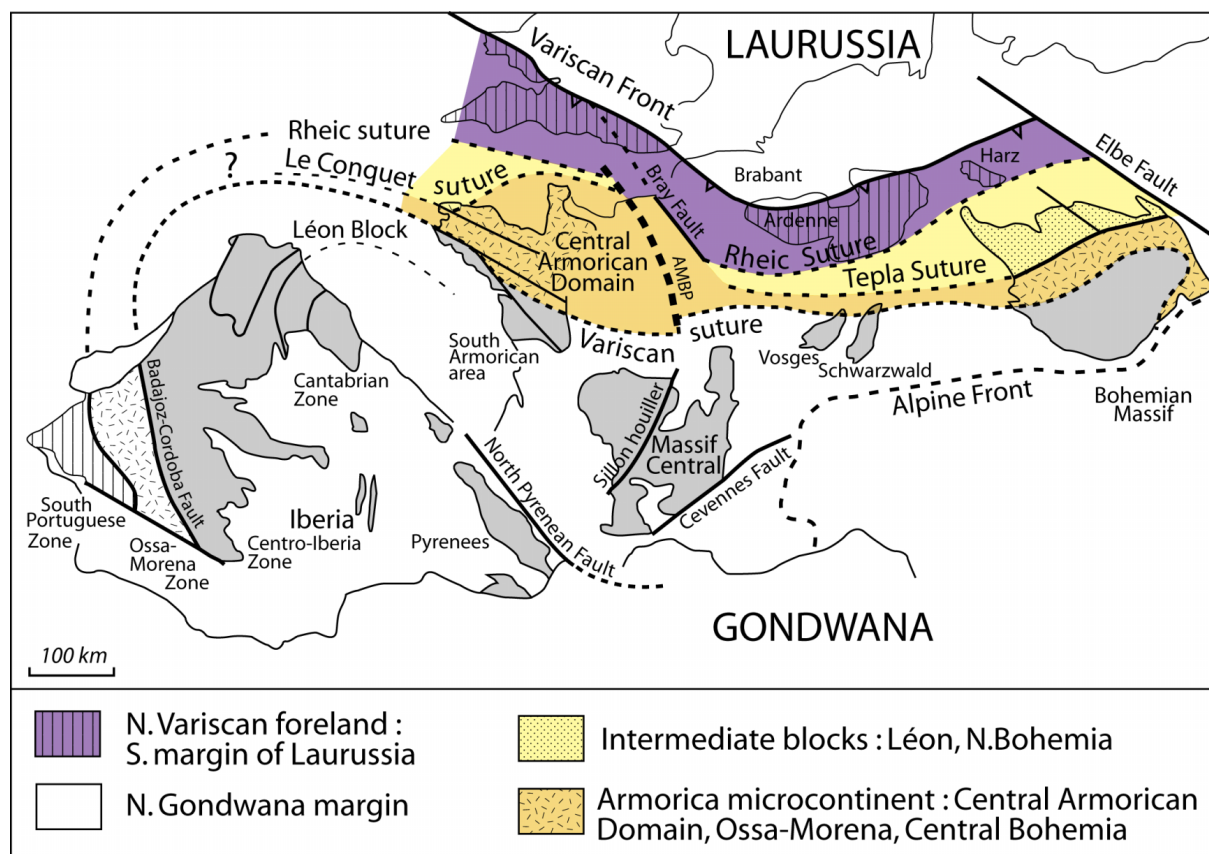


Fig. I.2. Organisation tectonique de la chaîne varisque selon Faure et al. (2006).

Au Paléozoïque inférieur, l'accrétion océanique rhéique provoque la migration vers le nord du continent de l'Avalonia qui se rapproche des continents de la Baltica et de la **Laurentia** (Fig. I.1). Cette évolution conduit à la résorption de l'océan Iapétus situé entre la Laurentia d'une part et la Baltica prolongée de l'Avalonia d'autre part (Fig. I.1). La fermeture de l'océan Iapétus par subduction sous la Laurentia s'achève au Silurien terminal-Dévonien inférieur par la formation du super-continent **Laurussia** qui comprend les continents de la Baltica, de la Laurentia et de l'Avalonia. Cette orogénèse correspond à la chaîne calédonienne d'Europe du Nord et de l'Amérique du Nord.

La fermeture de l'océan Médio-Européen (Matte, 1986), par subduction au Siluro-Dévonien (430-400 Ma) est suivie d'une collision continentale entre les continents Armorica et le Nord Gondwana qui se déroule au Dévono-Carbonifère inférieur. Au cours de cette période, la chaîne de collision est alors structurée avec la mise en place des nappes de charriage conduisant à l'épaississement de la lithosphère continentale, accompagné de transformations métamorphiques et de magmatismes résultant de la fusion des roches tectonisées. Cette chaîne de collision correspond à la zone Moldanubienne définie par Kosmatt (1927).

La fermeture de l'océan Rhéique par subduction au Dévonien est suivie d'une collision continentale au Carbonifère entre le Nord Gondwana (auquel est englobé Armorica) et la Laurussia,

(Matte, 1986, 2002 ; Faure, 2006). Au cours de cette période, la Zone Saxo-Thuringienne (Matte, 2002) (ou blocs intermédiaires de Faure, 2006) située en bordure de l'ancien continent Armorica est charriée sur la Zone Rhéno-hercynienne (Cornouaille Britannique, Ardennes, Harz) qui appartient à la marge sud du continent Laurussia.

Il apparaît pour Faure et al. (2006) que la chaîne varisque doit être considérée comme le résultat d'une orogénèse « polycyclique » ayant subi au cours du temps une succession de phases tectoniques : du régime de subduction à la collision passant par des périodes de moindre activité marquées par des stades de distension et de rifting. Des océans disparus, il ne reste plus que des sutures de roches basiques issues des lithosphères océaniques engagées dans les zones de subduction.

2. Les grands traits géologiques du Massif Central

2.1. Le complexe de nappes crustales dévoniennes (Zone Moldanubienne)

La caractérisation de contacts anormaux dans le domaine moldanubien du Massif Central (Fig. I.3) a conduit à mettre en évidence de grandes unités lithotectoniques superposées (Burg et Matte, 1978 ; Rolin et Quenardel, 1980 ; Guillot, 1981 ; Santallier, 1981 ; Floc'h, 1983 ; Girardeau et al., 1986 ; Ledru et al., 1989). Ces grandes unités ont été individualisées en fonction de leurs contenus lithologiques, de leurs déformations internes, de leurs évolutions métamorphiques et des données géochronologiques disponibles. Du sommet vers la base, quatre unités sont définies comme suivant :

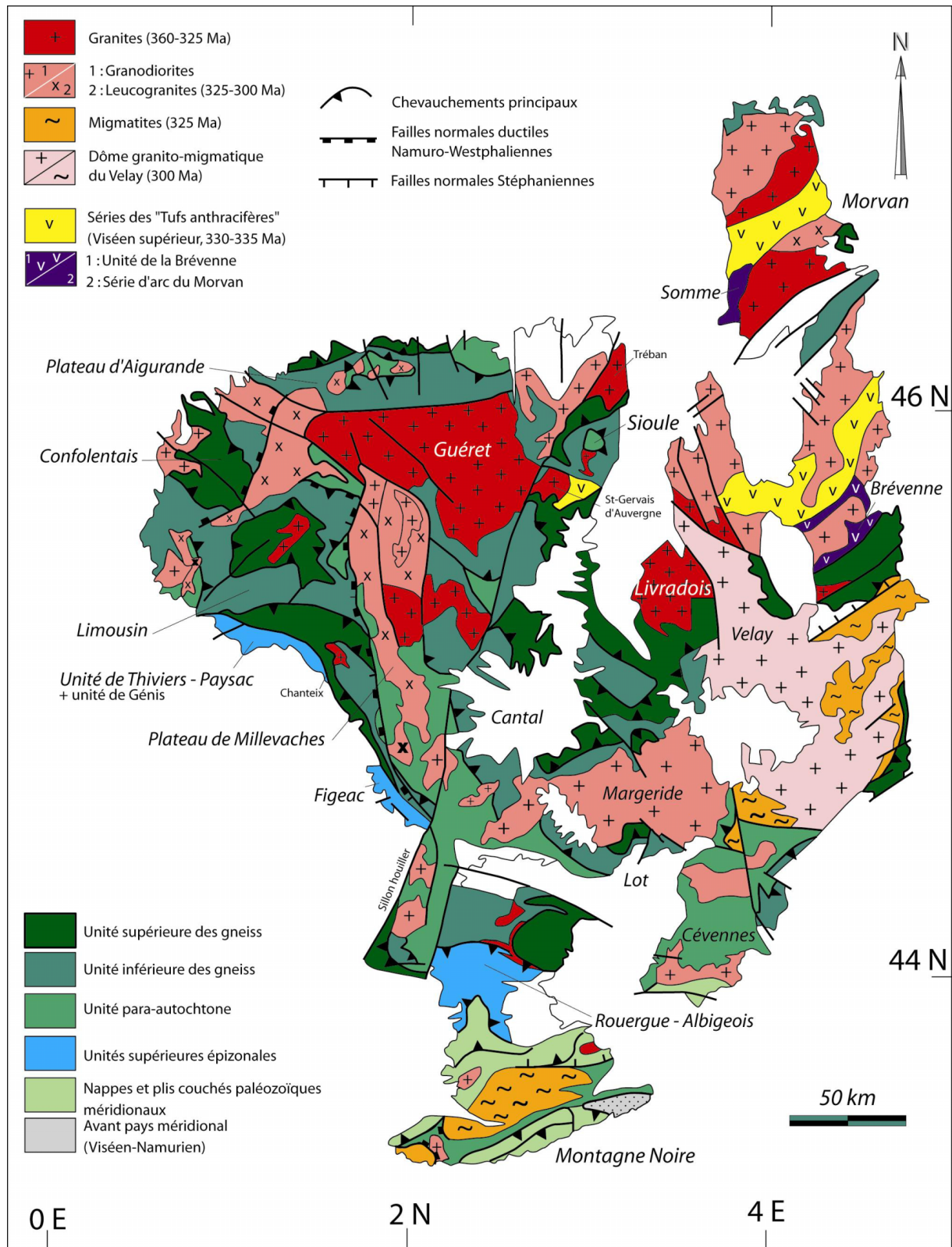


Fig. I.3. Le Massif Central français et ses grandes unités principales (modifié d'après Ledru et al. 1989).

2.1.1. L'Unité Supérieure des Gneiss (U.S.G.)

Ces gneiss appartenaient à une (ou des) ancienne(s) série(s) grauwackeuse(s) du Protérozoïque supérieur à Cambro-Ordovicien. Ils sont entrecoupés de metabasaltes et métagabbros à affinité tholéïtiques de type MORB (Piboule, 1979 ; Briand et Piboule, 1979 ; Santallier et al., 1988),

localement associés à des métarhyolites. Cet ensemble bimodal constitue les complexes leptyno-amphibolitiques qui possèdent des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre celles de croûte continentale et de croûte océanique (Pin et Vielzeuf, 1988). L'USG est considérée par Pin et Vielzeuf (1988) comme un fragment d'une paléo-marge passive créée lors de la distension cambro-ordovicienne. Cette paléo-marge est impliquée dans une zone de subduction et affectée d'un métamorphisme de HP / BT à MT de type schistes bleus et éclogitique (Ledru et al., 1989). Puis ensuite, cette unité est rétro-morphosée partiellement dans le faciès amphibolite profond (Piboule, 1979 ; Briand et Piboule, 1979 ; Santallier et al., 1988) avec développement local d'une anatexie dans le Limousin (Lamouille, 1979) et sur le Plateau d'Aigurande (Rolin et Quenardel, 1980 ; Rolin, 1981).

2.1.2. Les ultrabasites entre l'USG et l'UIG

Le contact entre l'USG et l'UIG est jalonné d'ultrabasites composées de métagabbros et métapériodites serpentinisées de chimisme de type MORB. Ces roches appartiennent à une série ophiolitique quasiment complète (Dubuisson et al., 1984 ; Girardeau et al., 1986 ; Dubuisson et al., 1984, 1989). Cette série a été affectée par un métamorphisme HP / HT compatible avec celui régnant dans une zone de subduction (Dubuisson et al., 1989). Elle aurait été entraînée sous l'USG, démembrée et insérée tectoniquement au sommet de l'UIG antérieurement au métamorphisme majeur barrovien de moyenne pression (Santallier, 1981 ; Floc'h, 1983). Le déséquilibre métamorphique dans ces ultrabasites avec la paragenèse majeure de leur encaissant est lié à une remontée rapide du matériel par écaillage tectonique. Ces ultrabasites seraient la marque d'une suture majeure entre l'U.I.G. et l'U.S.G. : la suture éovarisque probable (Matte, 1986).

2.1.3. L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)

Cette unité gneissique est disloquée, et ses lambeaux occupent une large surface dans le Massif Central (Ledru et al., 1989). Ces gneiss dérivent de la transformation métamorphique d'anciennes séries grauwackeuses et pélitiques d'âge protérozoïque supérieur à cambro-ordovicien. Dans ces métasédiments sont imbriqués des metabasalts tuffacés (Floc'h et al., 1984) et des métagranites alcalins et calco-alcalins résultant de la distension crustale ordovicienne (Santallier et al., 1983 ; Floc'h, 1983 ; Dubuisson et al., 1989 ; Mercier et al., 1985 ; Ledru et al., 1989). Ces formations ont subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite profond, à la limite par endroit du faciès granulitique dans le Limousin (Ledru et Autran, 1987). Son évolution tardive métamorphique a été accompagnée localement d'une anatexie au Dévonien moyen (Duthou, 1977), pouvant être très intense dans le Limousin (Floc'h, 1983).

2.1.4. L'Unité des micaschistes Para-Autochtones (UPA)

Elle affleure à la base de l'empilement lithotectonique du domaine moldanubien (Ledru et al., 1989). Il s'agit principalement de métapélites et de métaquartzites déposés en milieu épicontinental, métamorphisés dans le faciès amphibolitique (Floc'h, 1983 ; Ledru et Autran, 1987 ; Roig et Faure, 2000). Un âge briovérien est attribué à ces dépôts (Ledru et Autran, 1987) affectés par un métamorphisme barrovien à grenat-biotite, localement à staurotide. L'unité para-autochtone est moins métamorphique que l'Unité Inférieure des Gneiss sus-jacente.

2.2. Les grands chevauchements et cinématiques de mise en place des nappes

2.2.1. Les grands chevauchements

Le cisaillement basal de l'USG est jalonné dans le Limousin de faciès schisteux extrêmement tectonisés (plis en fourreaux et tectonites linéaires) et de lentilles serpentinisées de l'unité ophiolitique. Ces lentilles sont interprétées comme des écailles tectoniques insérées de force dans l'UIG (Dubuisson et al., 1984 ; 1989). Santallier et al. (1988) et Pin et Vielzeuf (1988) proposent de les interpréter comme

des zones de mélanges tectoniques profonds.

Le cisaillement basal de l'UIG est souligné d'une forte déformation ductile résultant d'un cisaillement du SE vers le NW (Brun et Burg, 1982 ; Burg et al., 1987 ; Bouchez et Jover, 1986). L'important saut de métamorphisme entre la base de l'UIG et le parautochtone est en faveur d'un rôle majeur pour l'accident qui les sépare.

2.2.2. Cinématiques des cisaillements à la base des nappes

La tectonique cisailante qui accompagne la mise en place des nappes est responsable du développement d'une foliation métamorphique horizontale portant une linéation d'étirement traduisant la direction du déplacement des nappes (Mattauer et Etchécopar, 1976). Deux directions de linéations sont mises en évidence.

Les linéations NW-SE sont les plus représentées. Elles témoigneraient pour certains du sens de transport, globalement d'Est en Ouest, de l'USG le long d'un chevauchement de type himalayen (Brun et Burg, 1982 ; Burg et al., 1987 ; Bouchez et Jover, 1986 ; Ledru et al., 1989). Elles seraient également en partie attribuables aux phénomènes extensifs d'âge carbonifère moyen (Faure, 1989 ; Faure et al., 1990 ; Faure et Becq-Giraudon, 1993 ; Faure, 1995 ; Roig et Faure, 2000).

Les linéations de direction N-S à NE-SW sont plus rares. Elles sont exceptionnellement conservées à proximité du chevauchement basal de l'USG dans le Limousin (Girardeau et al., 1986 ; Roig et Faure, 2000), et bien exprimées sur le Plateau d'Aigurande (Rolin, 1981 ; Rolin et Quenardel, 1982) ainsi que dans la série de la Sioule (Faure et al., 1990). Elles correspondraient à une déformation cisailante à vergence S ou SW en climat métamorphique à la transition entre les faciès granulite-amphibolite (Roig et Faure, 2000). Cette déformation syn-métamorphe conduit à envisager une remontée de l'USG contemporaine de son charriage, du NE vers le SW, sur l'unité UIG. Les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (381 ± 5 et 389 ± 8 Ma) obtenues sur hornblendes du complexe leptyno-amphibolitique du Plateau d'Aigurande (Boutin et Montigny, 1993) situe ce charriage vers la limite Dévonien inférieur-moyen (380 Ma).

2.3. Les unités supérieures épi-métamorphiques

Affleurant en bordure SW et occidentale du Massif Central, ces unités comprennent des unités volcano-détritiques et l'unité de Génis.

2.3.1. Les unités volcano-détritiques

Ce sont celles de la Gartempe et de Mazerolles dans le Confolentais (Floc'h, 1983 ; Floc'h et al., 1993), celle de Thiviers-Payzac (Fig. I.3) dans le Bas-Limousin (Guillot, 1981) et celle de Saint-Sernin-sur-Rance dans l'Albigeois (Fig. I.3) (Guérandé-Lozes et Alzac, 1986). Elles sont formées d'une accumulation essentiellement pélitique entrecoupée d'épanchements ou/et d'intrusions magmatiques calco-alcalines andésitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques ante-tectoniques. Le métamorphisme dans ces unités est croissant vers le bas (Guillot, 1981 ; Floc'h et al., 1993), il évolue de l'épizone à chlorite à la mésozone à biotite-almandin-staurotide.

2.3.2. L'unité de Génis

L'unité de Génis repose tectoniquement sur l'unité de Thiviers-Paysac et montre une histoire différente des unités précédentes. Son histoire débute par une sédimentation pélitique d'âge briovérien à cambro-ordovicien (Guillot, 1981) interrompue à la fin du Cambrien par un épisode rhyolitique ignimbritique, puis à l'Ordovicien par le dépôt d'arkoses et se termine par l'épanchement de basaltes au cours du Dévonien inférieur. Cette série n'a été impliquée dans le domaine orogénique qu'à partir du Dévonien moyen-supérieur, et a quasiment échappé au métamorphisme (épizonale).

2.3.3. Origine de ces unités épimétamorphiques

Ces unités sont généralement encastrées par le jeu de failles verticales dans leur encaissant, et leur contact basal n'est pas visible. Ces unités sont bien moins métamorphiques que les unités moldanubiennes qui les encaissent (USG ou UIG). Elles leurs sont étrangères par leurs évolutions tectométamorphiques et de ce fait sont probablement allochtones.

Peu d'arguments permettent actuellement de supposer la patrie des unités épimétamorphiques : viennent-elles du sud (prolongement de la Montagne Noire) ou du nord (zone Armoricaïne)? Si l'on admet d'une part, les corrélations entre l'unité de Génis et celle de Chantonnay en Vendée (Rolin et Colchen, 2001), et d'autre part l'absence d'unités équivalentes à celles de Génis et volcano-sédimentaires plus au sud, une origine armoricaïne paraît plausible pour ces unités.

2.4. La Montagne Noire : avant-pays méridional de la zone Moldanubienne

Les formations sédimentaires paléozoïques de la Montagne Noire appartenaient à une plateforme épicontinentale stable et carbonatée durant le Dévonien (nappes du versant sud, Demange, 1994) ; alors que la tectonique affectait la zone interne moldanubienne. Cet avant pays est impliqué dans le domaine orogénique au Viséen (Demange, 1994, 1998).

La zone axiale subit alors un métamorphisme dans la zone à sillimanite avec anatexie, elle est structurée en grands plis couchés synmétamorphes à vergence nord de style pennique à noyaux orthogneissiques (ancien socle ?) encapuchonnés de paragneiss (Demange, 1998). Cette évolution, achevée vers 336-330 Ma par la mise en place de granitoïdes, est Viséen inférieur-moyen (Demange, 1998). Les unités du versant nord de la Montagne Noire, poussées par l'avancée des nappes internes (moldanubiennes), se mettent en place sur la zone axiale en conditions métamorphiques du faciès des schistes verts, tronquant les structures précoces de la zone axiale. Ces unités sont alors plissées et écaillées vers le sud. Sur le versant sud de la Montagne Noire, la mise en place de ces nappes est synsédimentaire et d'âge viséen supérieur à namurien basal (Engel et al. 1980 ; Demange, 1998). Elle s'effectue dans un bassin flyschöïde alimenté en olistolithes provenant de l'avancée des nappes vers le sud (Engel et al., 1980).

L'ensemble est repris par des stades tardifs en transpression dont l'effet est la formation d'un vaste dôme (Demange, 1998). Cette évolution est scellée par les mises en place de granitoïdes tardifs d'âge vraisemblablement namurien à westphalien. L'évolution se termine par une tectonique en décrochement majeure et en extension (Burg et al., 1994).

2.5. Les séries dévono-carbonifères du nord du Massif Central

2.5.1. Les bassins intracontinentaux dévono-viséens

Au Dévonien moyen, la mer revient sur le NE de l'actuel Massif Central (Morvan) profondément érodé (série de la Somme). Cette série est composée de roches frasniennes à faméniennes qui emballent des galets de calcaire datés de l'Emsien et du Givétien (Delfour et Gigot, 1985). La sédimentation d'abord carbonatée au Frasnien devient turbiditique, volcano-détritique, grès-clastique et argileuse au Faméniennien. Elle se poursuit durant tout le Dinantien : c'est le faciès Culm. Des coulées de pyroclastites et de laves (basaltiques, andésitiques et rhyodacitiques) d'affinités calco-alcalines sont intercalées dans ces sédiments (Pin et al., 1982 ; Delfour, 1989). Ces coulées sont de plus en plus abondantes dans le haut de la série du Culm et deviennent prépondérantes au Viséen supérieur. Elles sont associées à des sédiments riches en matière organique qui constituent les tufs anthracifères du Viséen supérieur. Un très important magmatisme caractérisé par des granodiorites (Fig. 1.3.) et un important réseau filonien orienté NE-SW accompagne et recoupe les dépôts du Viséen supérieur.

2.5.2. La série magmatique de la Brévenne : un bassin océanique dévonien (vers 370 Ma)

Localisée près de Lyon, la série de la Brévenne (Fig. I.3) est une série magmatique calco-alcaline constituée de basaltes et de gabbros, d'ultrabasites serpentinisées, de volcanites acides (kératophyres), et de sédiments siliceux (radiolarites, siltites). Les zircons des kératophyres indiquent un âge U/Pb de 366 ± 15 Ma (Milési et Lescuyer, 1993). Cela suggère un âge dévonien supérieur pour le magmatisme de la Brévenne. Sur la base de données pétrologiques et géochimiques, cette série est considérée comme une série ophiolitique, apparue dans un rift intracratonique (Leloix et al., 1997, 1999) dont l'ouverture est contemporaine de la sédimentation marine du Dévonien moyen-supérieur (dès le Givétien). Cette série ophiolitique est interprétée comme un rift de bassin arrière-arc, en arrière d'une zone de subduction septentrionale. Puis, au Tournaisien, le rift de la Brévenne est refermé et charrié vers le NW sur le socle gneissique (Leloix et al., 1999).

2.6. Les grandes fractures du NW Massif Central et de la Bretagne

2.6.1. Les décrochements de direction armoricaine (NW-SE)

Les grands décrochements ductiles orientés NW-SE sont continus du Massif Armoricain au Massif Central. Une carte de corrélation de ces failles entre ces deux massifs est présentée page suivante (Fig. I.4). La chronologie de fonctionnement de ces zones cisailantes est principalement obtenue à partir de la déformation des intrusions magmatiques. Il existe, en effet, une forte relation entre la mise en place des plutons et les couloirs décrochants (Paterson et Schmidt, 1999). Le début du fonctionnement de ces grands accidents est rapporté au Tournaisien vers 360 Ma (Gébelin, 2004, Gumiaux et al., 2004) et la fin est attribuée vers 300 Ma. Bien que quelques couloirs fonctionnent en senestre (Guineberteau et al., 1989 ; Rolet, 1994 ; Rolin, 1987 ; Lerouge, 1987), un sens de cisaillement dextre est principalement argumenté (Berthé et al., 1979 ; Gébelin, 2004 ; Gumiaux et al., 2004). Ce mémoire se propose d'étudier une partie de ces grands accidents qui bordent le Massif de Guéret. Il s'agit notamment de la Zone de Cisaillement de la Marche-Combraille et de la Faille d'Arrènes-la Courtine (Fig. I.4).

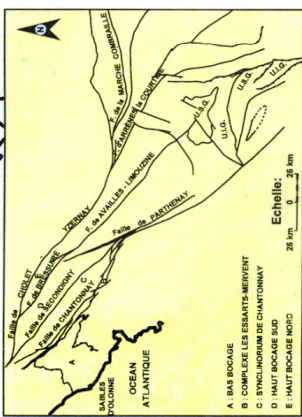
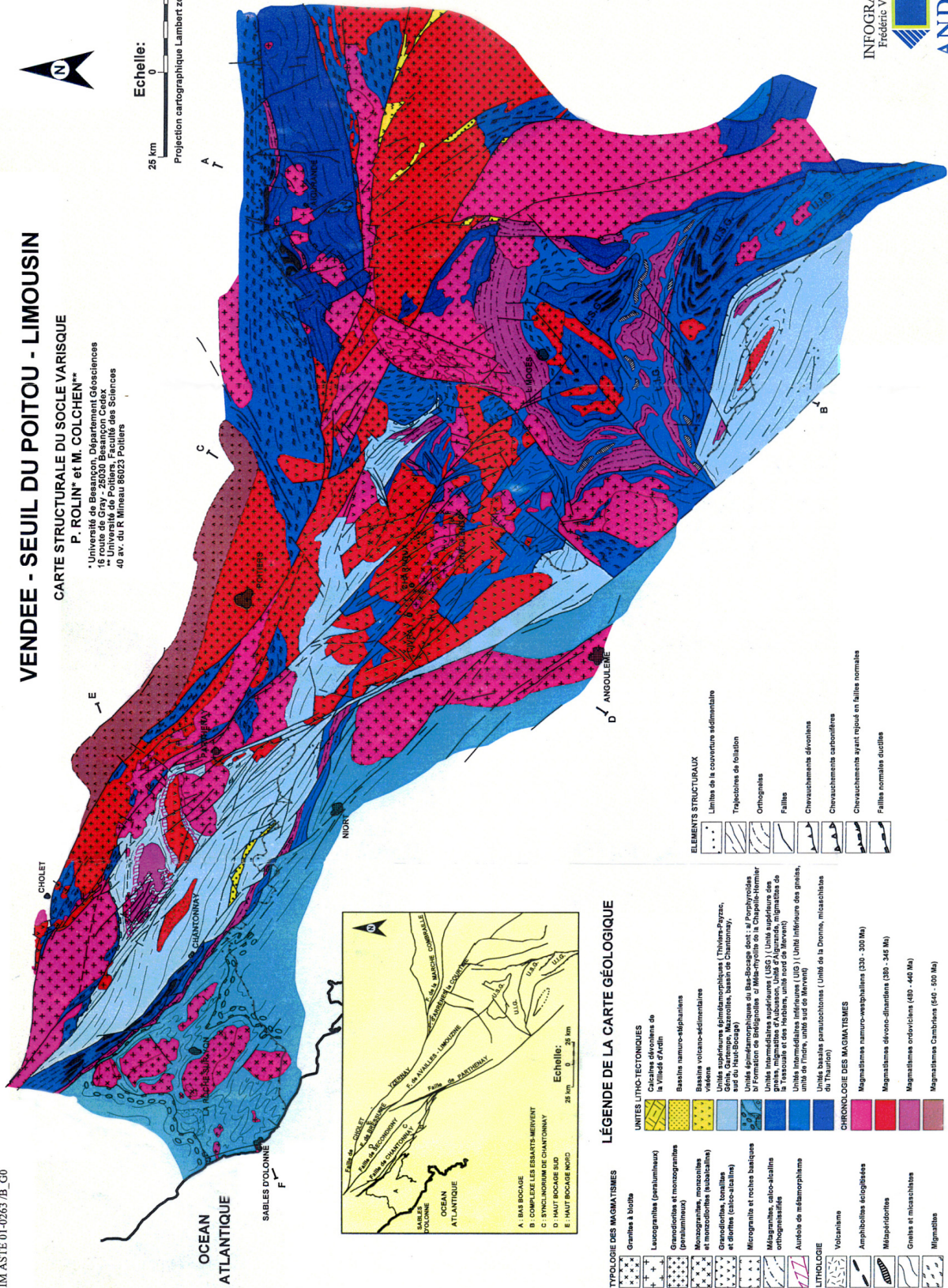
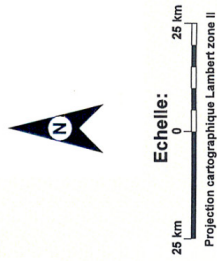
Dans le Confolentais, ces zones de cisaillements sont assimilables au faisceau de faille d'Availles-Limouzine (Fig. I.4). Traversant le seuil du Poitou en provenance de Vendée, la faille d'Availles-Limouzine se subdivise dans le Confolentais en plusieurs failles selon un dispositif en queue de cheval. La déformation syncinématique et syn à tardi-solidus de massifs calco-alcalin du Confolentais (massif Négrat, Rolin et al., 1999) vers 345 ± 5 Ma (âge sur zircon, Bertrand et al., 2001), de Cieux-Vaulry (Chèvremont et al., 1992) vers 352 ± 17 Ma (âge Rb/Sr sur roche totale, Duthou, 1977), de Négrat (Rolin et Colchen, 1999) vers 349 ± 8 Ma (âge sur zircon, Bertrand et al., 2001) et de Blond (Soufi, 1988) vers 319 ± 7 Ma (âge sur zircon, Alexandrov et al., 2000) atteste du fonctionnement dextre des failles du faisceau d'Availles-Limouzine du Tournaisien au Namurien.

VENDEE - SEUIL DU POITOU - LIMOUSIN

CARTE STRUCTURALE DU SOCLE VARISQUE

P. ROLIN* et M. COLCHEN**

* Université de Besançon, Département Géosciences
18 route de Gray - 25030 Besançon Cedex
** Université de Poitiers, Faculté des Sciences
40 av. du Minéau 86023 Poitiers



LÉGENDE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

TYPOLOGIE DES MAGMATISMES	
	Granites à biotite
	Leucogranites (peraluminaires)
	Gneiss à cordonnettes (microgabbros)
	Gneiss à cordons (microgabbros)
	Gneiss à cordons (microgabbros)
	Microgranite et roches basiques
	Migmatites, calco-calcites orthogonales
	Unités de métamorphisme
LITHOLOGIE	
	Volcanisme
	Amphibolites éclogitiques
	Maféphyrites
	Gneiss et mica-schistes
	Migmatites

UNITS LITHO-TECTONIQUES	
	Calcaires dévoniens de la vallée d'Arden
	Basaltes namuro-ébéphantins
	Basaltes volcanico-sédimentaires
	Unités supérieures épi-mésozoïques (Thouars-Puyres, Gênes, Carrems, Nazareth, bassin de Chantonnay, sud du Haut-Bocage)
	Unités inférieures épi-mésozoïques (USC) (Unité supérieure des grès, migmatites d'Auberson, Unité d'Agroville, migmatites de la Vallée de la Mayenne)
	Unités inférieures inférieures (UIS) (Unité inférieure des grès, Unité de Finère, Unité sud de Mervent)
	Unités basales parautochtones (Unité de la Drome, mica-schistes du Thaurion)
CHRONOLOGIE DES MAGMATISMES	
	Magmatisme namuro-wesphalienne (300 - 300 Ma)
	Magmatisme dévon-dinarique (380 - 345 Ma)
	Magmatisme ordo-civien (405 - 440 Ma)
	Magmatisme Cambrien (445 - 500 Ma)

ELEMENTS STRUCTURAUX

-
-
-
-
-
-
-
-

Fig. I.4. Carte structurale du faisceau de la Marche (Rolin et Colchen, 2001).

2.6.2. Les failles subméridiennes

Les deux principaux accidents subméridiens qui affectent l'ouest du Massif Central sont :

La Faille d'Argentat (Fig. I.5). Deux étapes sont distinguées dans son fonctionnement. La première correspond à une orthogneissification des granitoïdes du Millevaches dans les conditions métamorphiques du faciès des schistes verts (Floc'h, 1983). Pour Mattauer et al. (1988), la faille d'Argentat aurait alors joué en faille normale. Pour Feix (1988), elle aurait fonctionné en décrochement dextre. Pour Ledru et Autran (1987), Faure (1995) et Roig (1997), c'est une faille normale dextre responsable du glissement gravitaire et de l'enfoncement du Limousin par rapport au Millevaches. Un profil sismique a ainsi montré que le compartiment limousin est détaché du Millevaches par un faisceau de failles normales qui descend jusqu'à plus de 20 km de profondeur, se confondant ensuite dans la croûte litée inférieure (Bitri et al., 1999). Lors de la deuxième étape, les structures ductiles sont recoupées par une large zone de cataclases, induite par un jeu normal senestre de la faille (Labernardière, 1970).

Le Sillon Houiller (Fig. I.5). C'est une dislocation majeure d'orientation N20/N30 qui traverse le Massif Central de part en part. Elle est bordée par d'étroits bassins sédimentaires stéphaniens (charbon, conglomérat, psammite, arkose...). L'ampleur du décrochement total senestre est estimée à 70 km par Grolier et Letourneur (1968) grâce à des corrélations de repères décalés de part et d'autre de la fracture : notamment par le décalage de la faille de Ste-Christine en bordure nord du granitoïde de St-Gervais d'Auvergne (Barbarin et Belin, 1982) et la faille de la Courtine.

2.7. Les bassins stéphaniens et permien

Des failles décrochantes découpent le Massif Central. Les plus significatives sont jalonnées de bassins houillers stéphaniens. Ces bassins sont étroits et se forment à la faveur du fonctionnement en décrochement dextre, senestre ou normale (Faure 1995) des failles. Des dépôts clastiques lacustres et torrentiels s'accumulent dans les dépressions ainsi formées au Stéphaniens.

La sédimentation stéphaniens terminale se prolonge et se développe pendant le Permien, souvent en débordant des bassins précédents. Elle se produit dans des bassins installés le long des grandes failles décrochantes ou normale (Burg et al., 1994). Les sédiments détritiques, parfois volcano-détritiques, torrentiels ou lacustres atteignent des épaisseurs considérables (2500 m dans la cuvette de Saint-Affrique, par exemple).

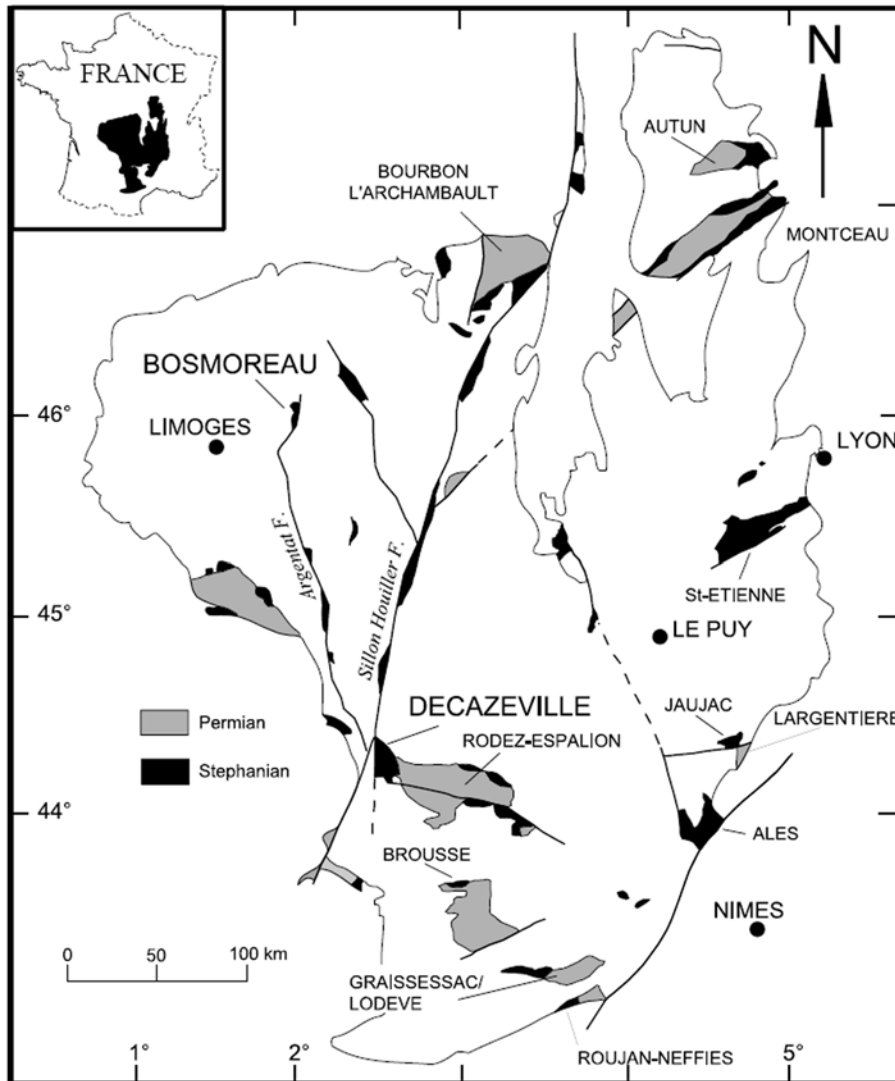


Fig. 1.5. Carte structurale des bassins stéphanien et permien (d'après Becq-Giraudon, 1985).

3. Evolution magmatique et tectono-métamorphique du Massif Central

3.1. La distension Cambro-Ordovicienne

Au Cambro-Ordovicien, les unités du Massif Central appartiennent à un bassin sédimentaire marin qui recueille une sédimentation terrigène pélitique et grauwaqueuse entrecoupée d'épanchements magmatiques basiques et acides. Ce magmatisme cambro-ordovicien (Fig. I.6.a) est exprimé dans l'ensemble des domaines par de nombreuses intrusions de roches plutoniques calco-alcalines et alcalines (Saut du Saumon, arc du Thaurion, Meuzac, etc...) ou par des coulées basiques (basaltiques) et acides (rhyolitiques) comme les complexes leptyno-amphibolitiques. Il s'est développé dans un bassin sédimentaire installé sur une croûte continentale précambrienne en distension (Pin et Marini, 1993), en voie d'océanisation, avec une océanisation localement effective (ophiolites du Limousin, Girardeau et al., 1986) entre l'Armorica et le Gondwana.

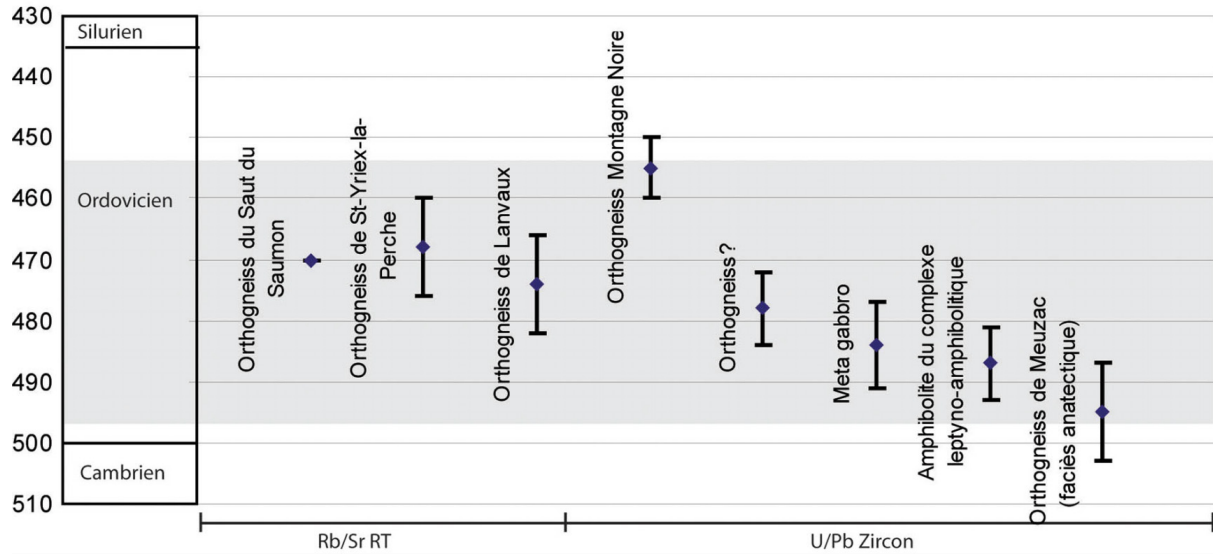


Fig. I.6.a. Ages liés à la mise en place du magmatisme cambro-ordovicien (Bernard-Griffiths, 1975 ; Vidal, 1980 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Lafon, 1986 ; Roger et al., 2004).

3.2. Convergence et subduction silurienne (430-400 Ma)

Après l'extension, la tectonique régionale débute par l'enfouissement et la subduction de la croûte continentale amincie (futurs nappes gneissiques) partiellement océanisée (unité ophiolitique) sous une marge continentale située au nord (la marge armoricaine). Cette croûte subit un métamorphisme haute pression très intense dans la future nappe gneissique supérieure et moins marqué dans la future nappe gneissique inférieure (moins profondément engagée dans la zone de subduction).

Ce stade précoce à haute pression est daté vers 440-400 Ma (Fig. I.6.b) (Haut Allier par Ducrot et al. 1983 ; Massif Central et Massif Armoricain par Pin et Peucat, 1986). Il existe cependant des âges plus jeunes. Notamment dans la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricain) (Paquette, 1987) où un âge sur zircon donne 358 ± 2 Ma et en Forêt Noire où des éclogites fournissent un âge voisin de 335 Ma (Kalt et al., 1994). Ces âges sont plus jeunes que le métamorphisme de haute température responsable de l'anatexis dans ces régions. Ce qui revient à proposer le scénario d'une subduction après l'épaississement crustal. Il serait donc plus raisonnable de suggérer des réhomogénéisations isotopiques qui ont rajeuni ces âges par rapport à l'âge silurien.

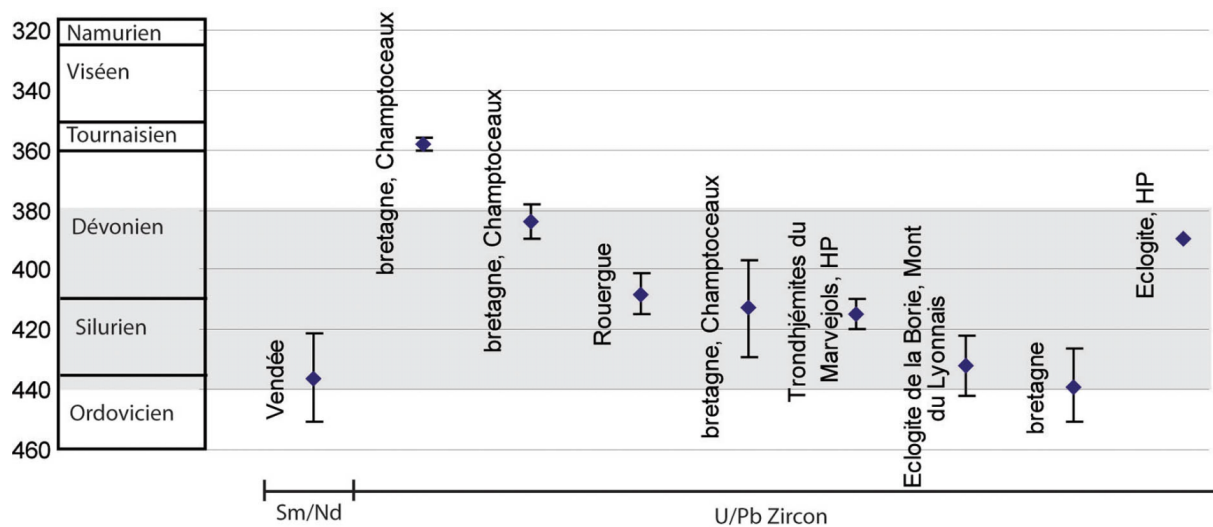


Fig. I.6.b. Datations sur des éclogites (Pin et Lancelot, 1982 ; Ducrot et al., 1983 ; Paquette, 1987 ; Roger et Matte, 2005).

3.3. Collision et écaillage profond dans la zone Moldanubienne (400-385 Ma)

La collision continentale entre l'Armorica et le Gondwana qui suit cette subduction se traduit par un écaillage profond en contexte métamorphique barrovien (limite faciès granulite – amphibolite) correspondant à une tectonique tangentielle d'échelle crustale. L'implication du Massif Central dans la collision NE-SW est à l'origine d'empilement de nappes responsable de l'édification et du surépaississement de la chaîne varisque. Le sens de déplacement des différentes nappes s'effectue vraisemblablement du NE vers le SW. Il est datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et biotite du complexe leptyno-amphibolitique vers 390-380 Ma (Costa et Maluski, 1988 ; Boutin et Montigny, 1993) (Fig. I.6.c). Lors de cet empilement, les roches enfouies dans le domaine de haute pression sont exhumées. Elles subissent une décompression adiabatique isotherme (Mercier, 1991) liée à une chute rapide de pression qui entraîne la fusion locale de l'Unité Supérieure des Gneiss et de l'Unité Inférieure des Gneiss. Cette anatexie datée en Bretagne et dans le Massif Central se situe entre l'Eifélien et le Frasnien (385-365 Ma) (Fig. I.6.d).

Les unités externes de Thiviers Payzac et de Génis (épizonale) échappent à cette évolution probablement du fait de leur position en domaine crustal élevé.

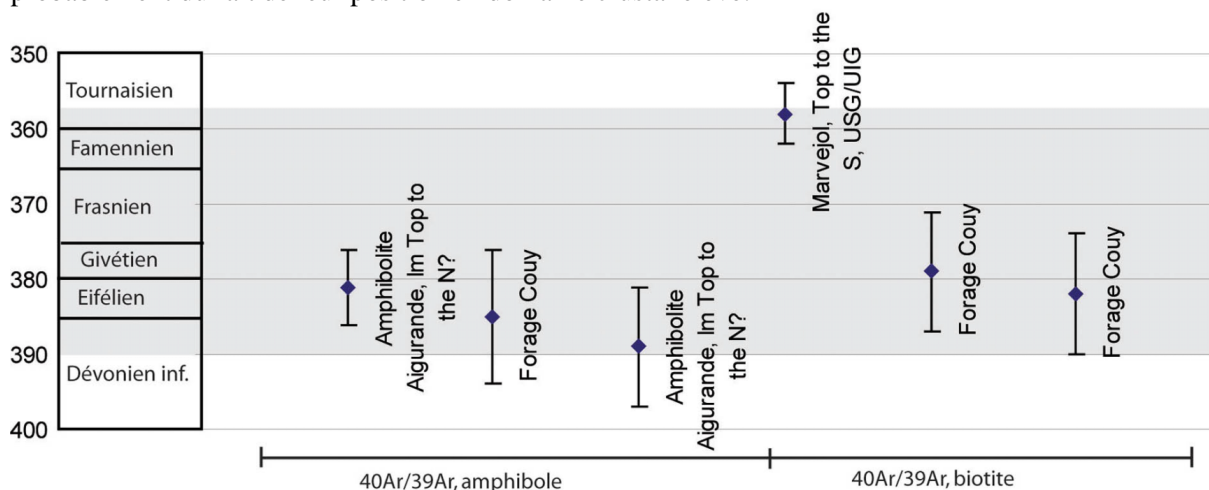


Fig. I.6.c. Datations sur des minéraux orientés sub-NS (Costa et Maluski, 1988 ; Costa, 1989 ; Boutin et Montigny, 1993).

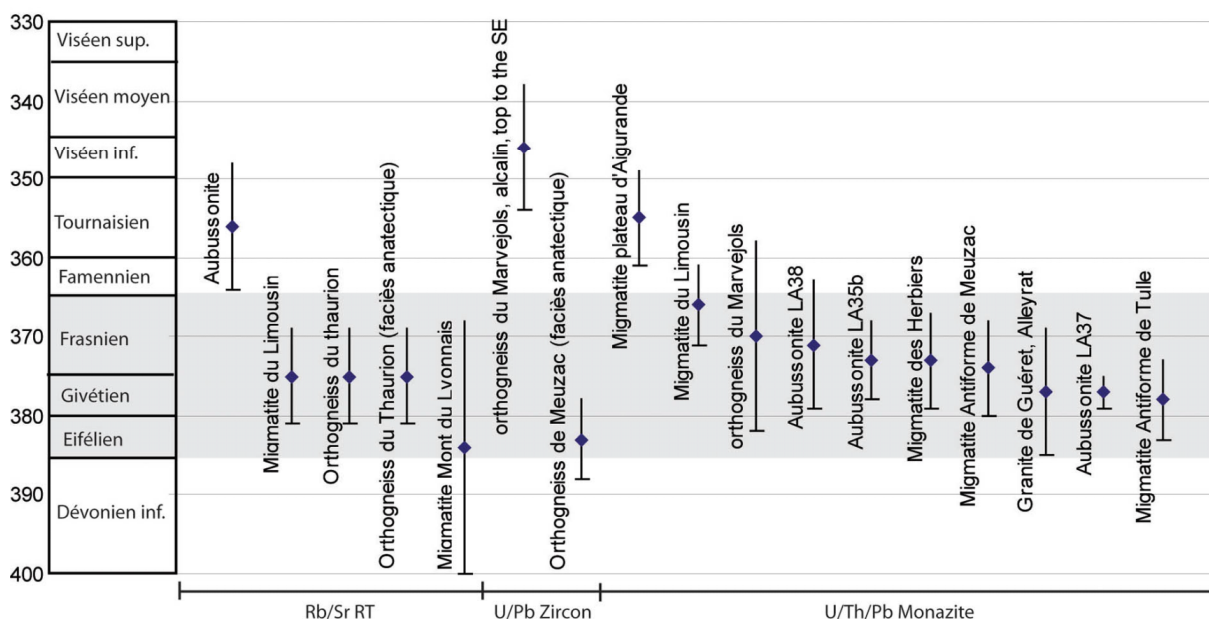


Fig. I.6.d. Datations sur des migmatites et granitoïdes dévono-tournaisiens (Duthou, 1977 ; Pin, 1979 ; Le Breton et al., 1986 ; Lafon, 1986 ; Duthou et al., 1994 ; Be Mezème, 2005 ; Rolin et al., 1999 ; Rolin et al., 2005 ; Joly, non publié).

3.4. La sédimentation dévono-carbonifère du Massif Central (le début du Culm)

Que ce soit dans le Massif Central ou dans les Vosges, cette sédimentation qui commence au Frasnien (Fig. I.6.e) est pénécotemporaine de l'anatexis. La sédimentation est carbonatée voire récifale au Dévonien moyen. Elle appartient à une plate-forme stable, qui contraste avec l'implication du reste de la zone moldanubienne dans le domaine orogénique. Ce qui soulève la question des relations entre cette plate-forme carbonatée dévonienne et le reste du domaine moldanubien. Au Famennien, un changement de sédimentation se produit avec le début de dépôts turbiditiques, volcano-détritiques, grès-clastiques du Culm. La mer persistera dans l'est du Massif Central durant tout le Dinantien en s'étalant largement sur le substratum moldanubien.

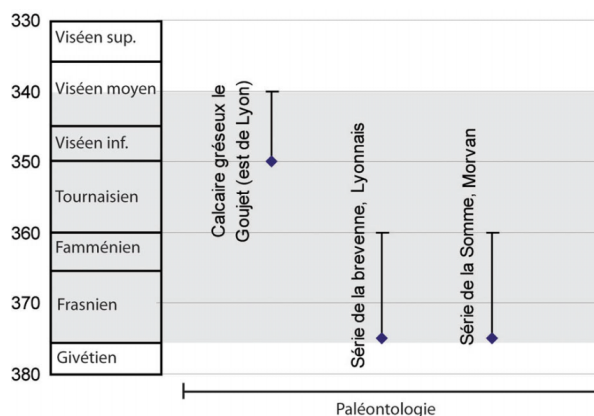


Fig. I.6.e. Datations sur des séries sédimentaires dévono-carbonifères (Michel-Lévy, 1908 ; Delfour, 1989).

Ouverture du rift de la Brévenne

L'ouverture du rift de la Brévenne dans la zone moldanubienne s'accompagne de la mise en place d'une série ophiolitique (Leloix et al., 1997, 1999) dont l'ouverture est accompagnée d'un magmatisme kérafophyrique daté de 366 ± 15 Ma (Milési et Lescuyer, 1993). Elle est interprétée comme un rift de bassin arrière-arc (en arrière d'une zone de subduction septentrionale rhéique) ouvert au Dévonien supérieur.

3.5. Tectonique NW-SE

La linéation NW-SE du Massif Central, datée essentiellement sur biotite, présente des âges famenno-tournaisien (Fig. I.6.f). Ce cisaillement tangentiel vers le NW s'est effectué en contexte métamorphique barrovien dont la fin est fixée à partir d'âges radiométriques K/Ar sur minéraux vers 360-350 Ma (Costa et al., 1992) attestant d'un refroidissement du bâti entre 500 et 300°C.

Cette linéation est accompagnée de la mise en place d'intrusions calco-alcalines syn à post tectoniques. Les massifs calco-alcalins tournaisiens de St-Jean-Ligoure et de St-Paul-d'Eyjaux, dont les âges U/Pb sur zircons ont été recalculés respectivement à 354 ± 7 Ma et 359 ± 6 Ma (Bertrand et al., 2001), sont laminés par les contacts et sont probablement déracinés (Peiffer, 1986 ; Faure et al., 1997). Toujours dans le Limousin, le contact entre l'USG et l'UIG est recoupé par le massif tournaisien de Chanteix, (355 ± 4 Ma, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ biotite, Roig, 1997) qui post-date le cisaillement. D'autres massifs calco-alcalins famenno-dinantiens (Bertrand et al., 2001) recoupent les nappes et ne sont pas déformés, notamment dans le Confolentais (Rolin et al., 1999) et plus vers l'ouest dans le Massif Armoricaïn (Vendée et Mauges) où ces intrusions recoupent toutes les grandes unités tectoniques varisques (Colchen et Rolin, 2001 ; Rolin et al., 2005). Les datations acquises sur ces massifs syn et post cinématiques permettent de rapporter la fin du cisaillement tangentiel vers le NW au Tournaisien.

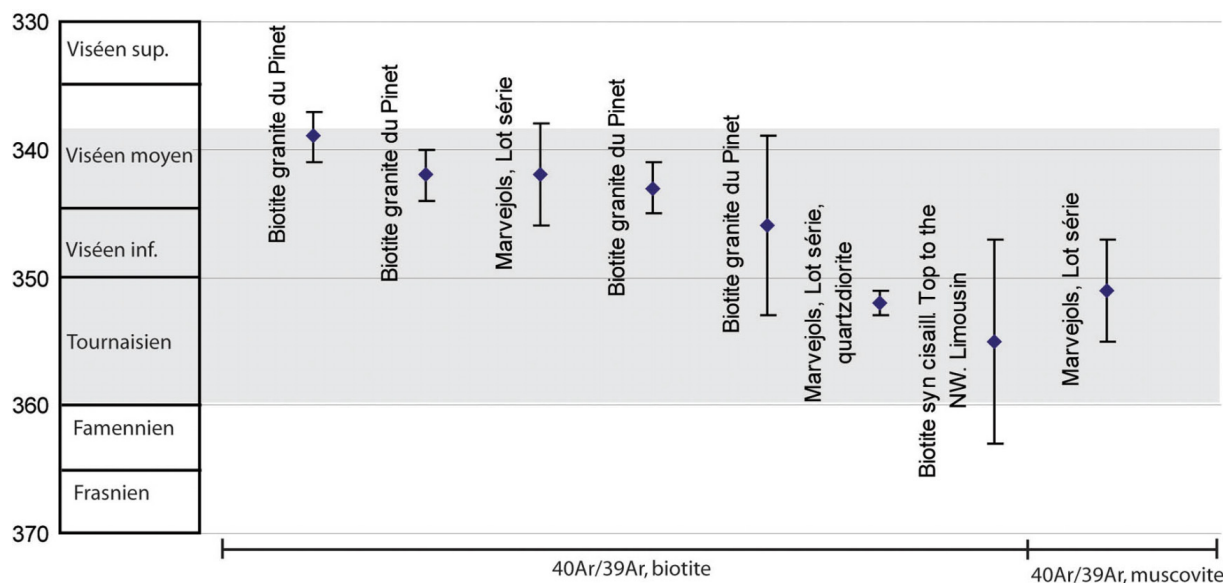


Fig. I.6.f. Datations sur des minéraux alignés NW (Maluski et Monié, 1988 ; Costa, 1989 ; Roig et Faure, 2000 ; Duguet, 2003).

3.6. Les granitoïdes fini dévonien – tournaisien – viséen (370-330 Ma) (Fig. I.6.g, h)

Les massifs granitoïdiques couvrent approximativement la moitié de la surface du Massif Central. Ils se mettent en place dans l'édifice de nappes essentiellement durant le Carbonifère. La distribution géographique de ces granitoïdes est principalement située à l'ouest du Sillon Houiller.

3.6.1. Les granitoïdes calco-alcalins et subalcalins de l'ouest Massif Central (Fig. I.6.g).

Ils comprennent des gabbros et diorites quartzifères ou non, des monzogabbros et monzodiorites quartzifères ou non, des tonalites, des granodiorites et des granites. La plupart des massifs ont été rassemblés au sein de la "ligne tonalitique limousine" (Didier et Lameyre, 1971 ; Dhoste, 1983) qui déborde largement les limites du Limousin puisqu'elle s'étend sur 400 km de long du Rouergue à la Vendée, en passant sous le Seuil du Poitou (Peiffer, 1986). Les études géochimiques Rb/Sr et Sm/Nd indiquent que l'origine de ces différents magmas fait appel à des matériaux mantelo-dérivés plus ou moins contaminés, lors d'une subduction par des magmas crustaux et/ou, pour certains, sans doute modifiés par des processus d'assimilation-cristallisation fractionnée (Cuney et al., 2001). Les datations U/Pb sur zircons de plusieurs intrusions du Confolentais (Bertrand et al., 2001) et du Limousin (Bernard-Griffith et al., 1985 ; Bouvier, 1985 ; Pin et Paquette, 2002) situent leurs mises en place entre 370 et 345 Ma (Fig. I.6.g). La signification géotectonique de ces plutons calco-alcalins est controversée (subduction ou collision). Étant cisailés par le contact basal des nappes (jeu NW), leurs mises en place sont antérieures à la tectonique tangentielle vers le NW. Cependant, les mêmes intrusions recoupent les contacts de nappes dans le Confolentais, ce qui suggère la mise en place de ce magmatisme calco-alcalin du Limousin et du Confolentais synchrones de cette tectonique tangentielle.

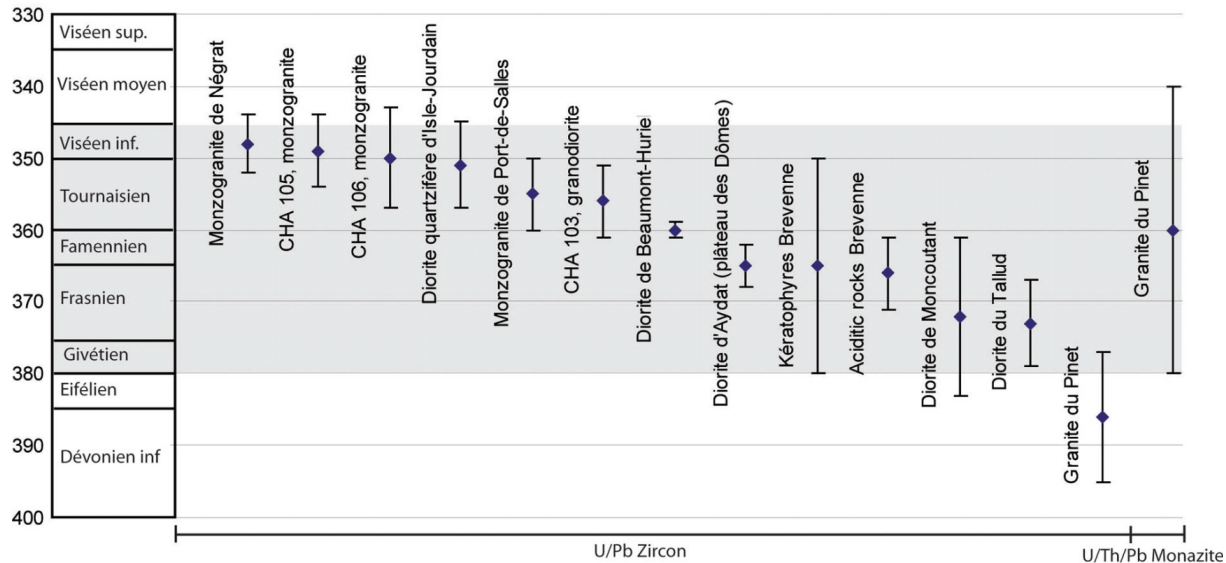


Fig. I.6.g. Datations sur la cristallisation du magmatisme métalumineux (Pin, 1981 ; Bernard-Griffith, 1985, Milesi et Lescuyer, 1993 ; Pin et Paquette, 1998 ; Bertrand et al., 2001, Pin et Paquette, 2002).

3.6.2. Les granitoïdes peralumineux à biotite et ± cordiérite de type Guéret (Fig. I.6.h). Ils regroupent des granites, granodiorites et tonalites d'origine crustale et sont alumineux. Il s'agit notamment des granitoïdes à biotite et cordiérite de Guéret (objet de cette thèse), de Tréban, de St-Gervais d'Auvergne et d'Ussel de part et d'autre du Sillon Houiller. Il s'agit également dans le Confolentais du granitoïde de Vaulry-Cieux daté à 352 ± 7 Ma, Rb/Sr sur roche totale (Duthou et al., 1984) et de la granodiorite d'Oradour - St-Genest. Dans le Limousin, les granitoïdes de Chanteix, Cornil, Ste-Fortunade et Albussac peuvent être rattachés à ce type de magmatisme. Les granitoïdes de Chanteix et d'Albussac sont respectivement datés à 355 ± 4 Ma et 351 ± 5 Ma avec la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite (Roig, 1997). Soulignons que le granitoïde de Chanteix recoupe le contact de nappe USG/UG.

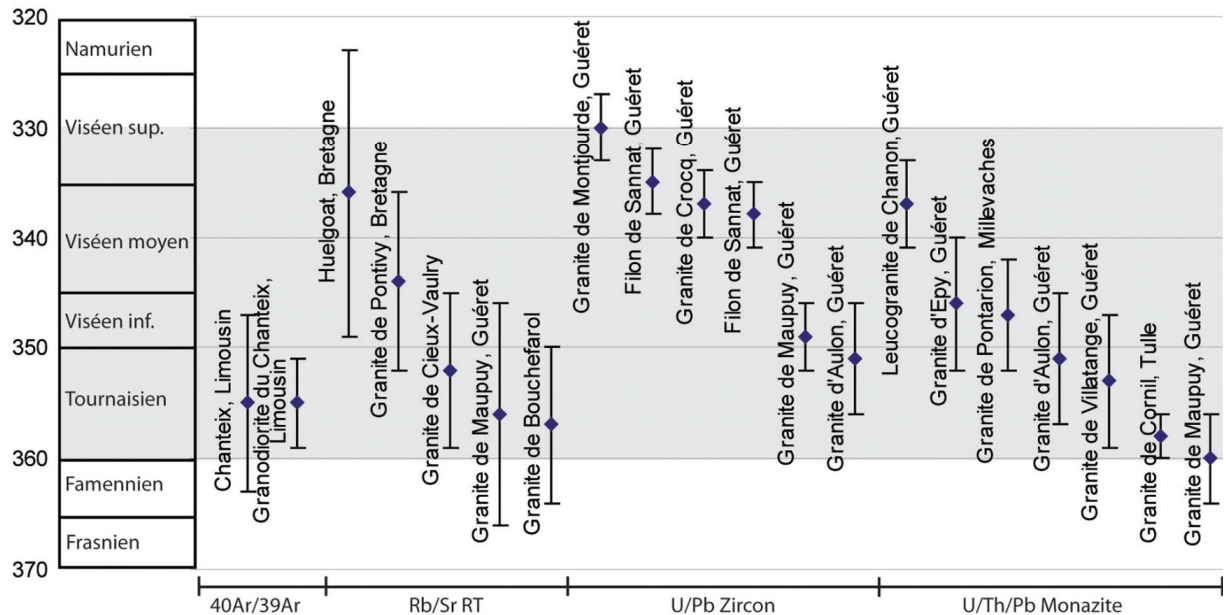


Fig. I.6.h. Datations sur la mise en place du magmatisme peralumineux de type Guéret (Berthier et al. 1979 ; Augay, 1979 ; Duthou et al., 1984 ; Roig, 1997 ; Rolin et al., 2005 ; Cartannaz et al., 2006a ; Cartannaz et al., 2006b).

3.7. Magmatisme et anatexis du Viséen moyen-Namurien-Westphalien

3.7.1. Les granitoïdes calco-alcalins potassiques (Fig. i). Ils sont généralement monzogranitique et

représentés par les nombreuses intrusions situées à l'est du Sillon Houiller, dans le Morvan notamment (Rolin et Stussi, 1991). Ces granitoïdes se mettent en place dans les dépôts volcaniques viséens. Les derniers plutons calco-alcalins à se mettre en place sont intrusifs dans le Confolentais vers 300 Ma (Rolin et al., 2001).

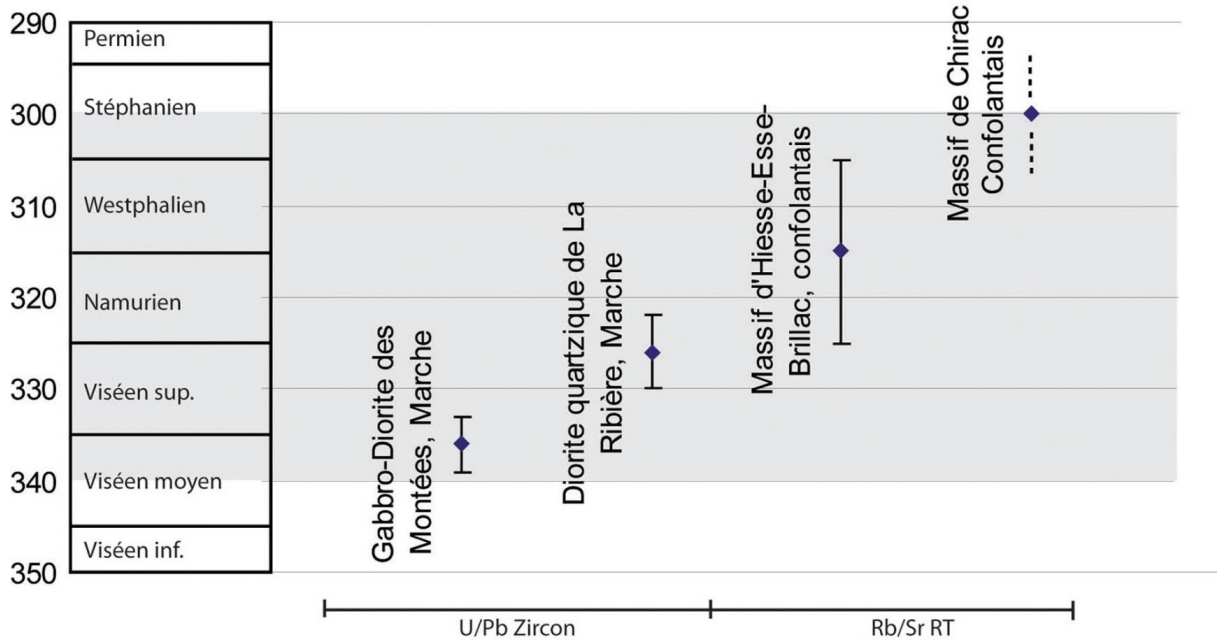


Fig. I.6.i. Datations sur des granitoïdes métalumineux (Rolin et Stussi, 1991 ; Cartannaz et al., 2006a).

3.7.2. Les granitoïdes peralumineux de type Limousin (Fig. I.6.j). A l'ouest du Sillon Houiller, il s'agit essentiellement de leucogranites : comme les massifs de Brame-St-Sylvestre-St-Goussaud (mise en place vers 324 Ma (Holliger, 1986), du Millevaches (mise en place vers 340 – 310 Ma, Gébelin, 2004 ; Rolin et al., 2005), de la chaîne de la Marche, (Quenardel et al., 1991 ; Quenardel et al., 1988). La plupart de ces plutons sont associés à des cisaillements intracrustaux : décrochements ou failles normales. La mise en place des leucogranites se produit en contexte extensif pour Faure et Pons (1991). D'après les données isotopiques et les éléments en traces, ces magmas peralumineux dérivent principalement des roches métasédimentaires de la croûte inférieure et sont le résultat du processus de la fusion partielle déclenchée par le sous-placage de magma mantellique (Williamson et al. 1996).

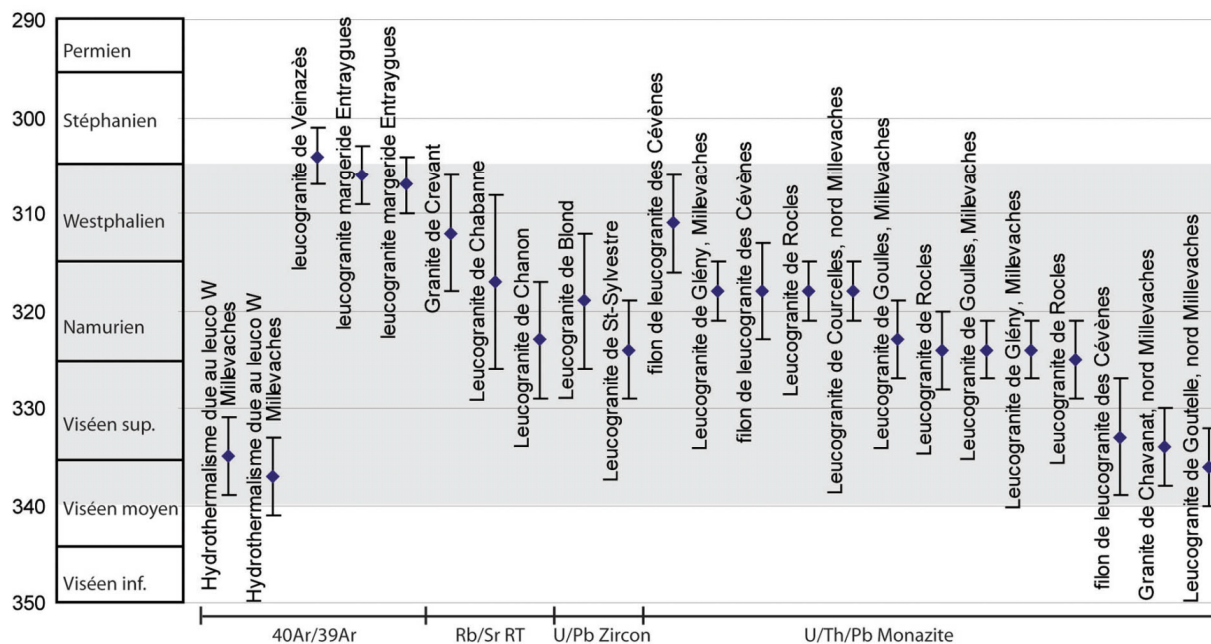


Fig. I.6.j. Datations sur la mise en place des granitoïdes peralumineux à deux micas (Petitpierre et Duthou, 1980 ; Rolin et al., 1982 ; Holliger, 1986 ; Duthou et Pin, 1987 ; Lafon et Respaut, 1988 ; Bonin et Pin, 1989, Cheilletz, 1992 ; Roig et al., 1997 ; Monié et al., 2000 ; Alexandrov et al., 2000 ; Rolin et al., 2005 ; Cartannaz et al., 2006).

3.7.3. L'anatexie viséo-namurienne. La Montagne Noire, les Cévennes, le Velay ainsi que le Massif du Millevaches connaissent vers 335-320 Ma (Fig. I.6.k) une phase de fusion partielle et de cristallisation responsable d'une migmatitisation du socle hercynien, précurseur ou contemporaine (Be Mezème, 2005) du magmatisme viséen moyen-namurien-westphalien.

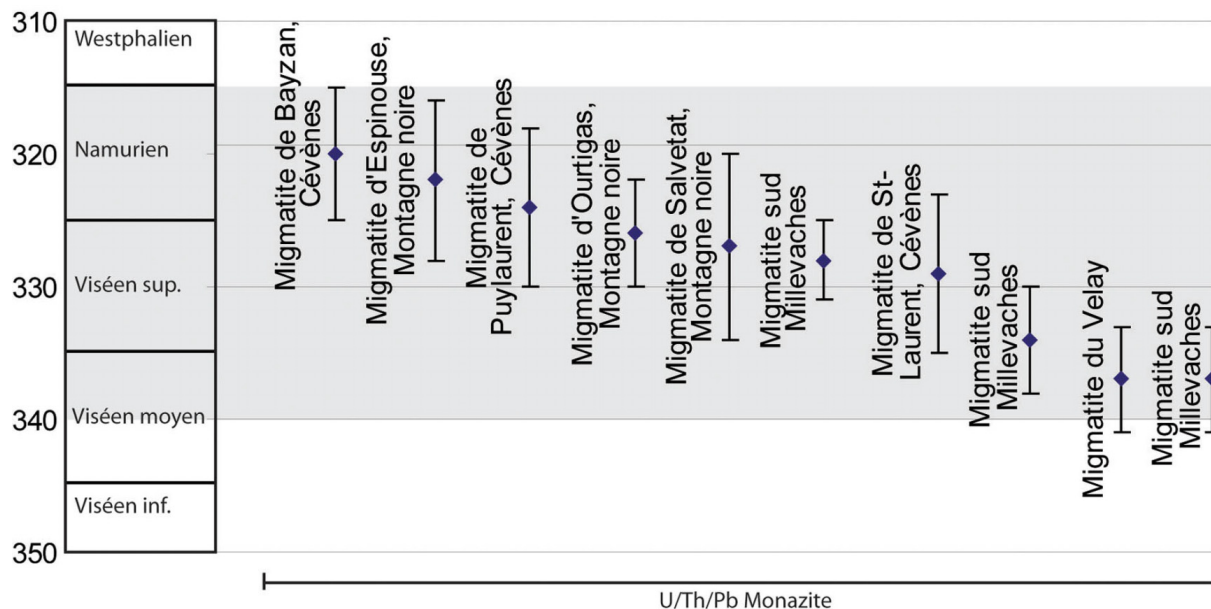


Fig. I.6.k. Datations sur la cristallisation des migmatites viséo-namuriennes (Be Mezème, 2005).

3.7.4. Le volcanisme volcano-sédimentaire (tufs anthracifères) du Culm. La mer du Culm (Famenco-Viséen) persiste dans l'est du Massif Central durant tout le Viséen et s'étale même sur le Massif de Guéret (Bazot, 1970) au Viséen supérieur (335-325) (Fig. I.6.l). Elle recueille depuis le Famennien une sédimentation marine volcano-détritique, souvent riche en matière organique qui constitue les tufs anthracifères du Viséen supérieur. Dans la série du Culm, le volcanisme pyroclastique devient prépondérant au Viséen moyen et supérieur. Ce volcanisme acide à très potassique (Carquille, 1971 ; Arène et al., 1991 ; Delfour et al., 1992, 1993 ; Remond, 1999) est

associé à la mise en place de nombreuses intrusions de granitoïdes dans l'est du Massif Central (Morvan, Montagne bourbonnaise, Sioule et Roannais). Le magmatisme du Viséen supérieur se produit durant les premiers temps de l'extension de la chaîne varisque succédant à la collision continentale (Burg et al., 1994). Des contraintes isotopiques (Faure et al., 2002) remettent en question l'hypothèse d'une simple fusion anatectique de matériaux d'origine continentale ainsi que l'hypothèse d'un magma issu majoritairement du manteau appauvri. Des magmas dérivant du manteau seraient responsables de la source de chaleur qui fond les matériaux métamorphiques situés dans la croûte continentale inférieure (Leyreloup, 1974).

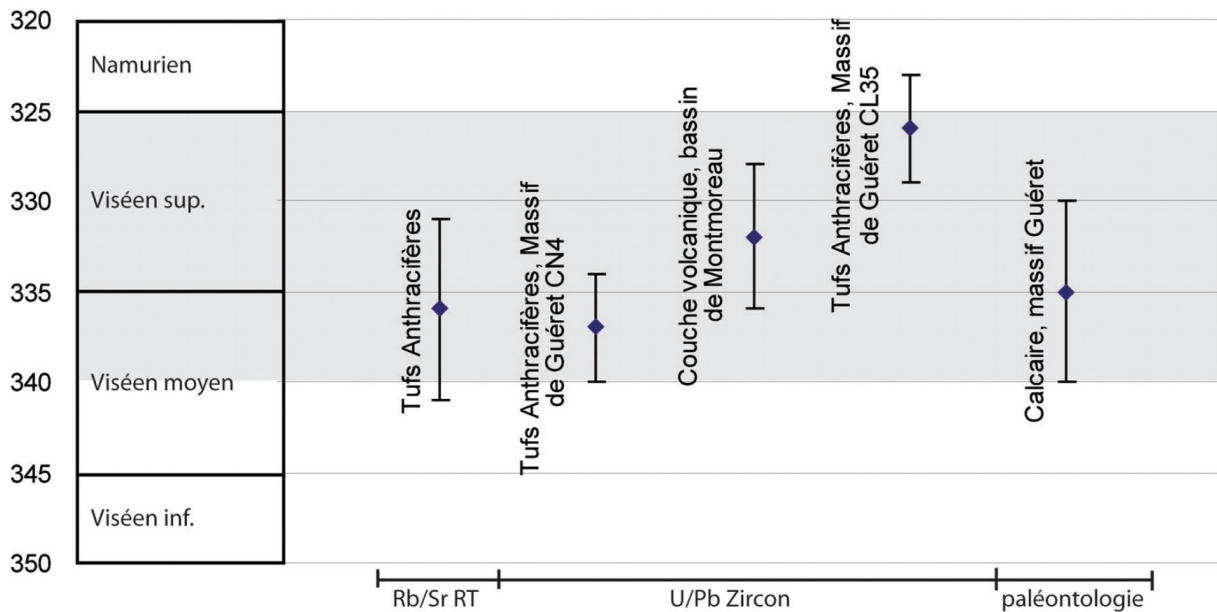


Fig. I.6.1. Datations sur des volcanites et calcaires (Bazot, 1970 ; Vialette, 1973 ; Cartannaz et al., 2006a).

3.7.4. Les granitoïdes tardif peralumineux de type Guéret (Fig. I.6.m). Ils présentent une nette prédominance mésocrate à l'est du Sillon Houiller, le vaste pluton de composition essentiellement monzogranitique de la Margeride (Couturié, 1977) et les plutons des Cévennes (Mt-Lozère, Aigoual) représentent les principaux massifs. De même que pour les granitoïdes peralumineux de type Limousin, la mise en place des intrusions se produit en contexte extensif (Talbot, 2005 et sous presse). Le dôme granito-migmatitique du Velay-Forez, formé lors de l'effondrement de la chaîne varisque, constitue le plus vaste massif de France avec une superficie de l'ordre de 6000 km² (Ledru et al., 2001).

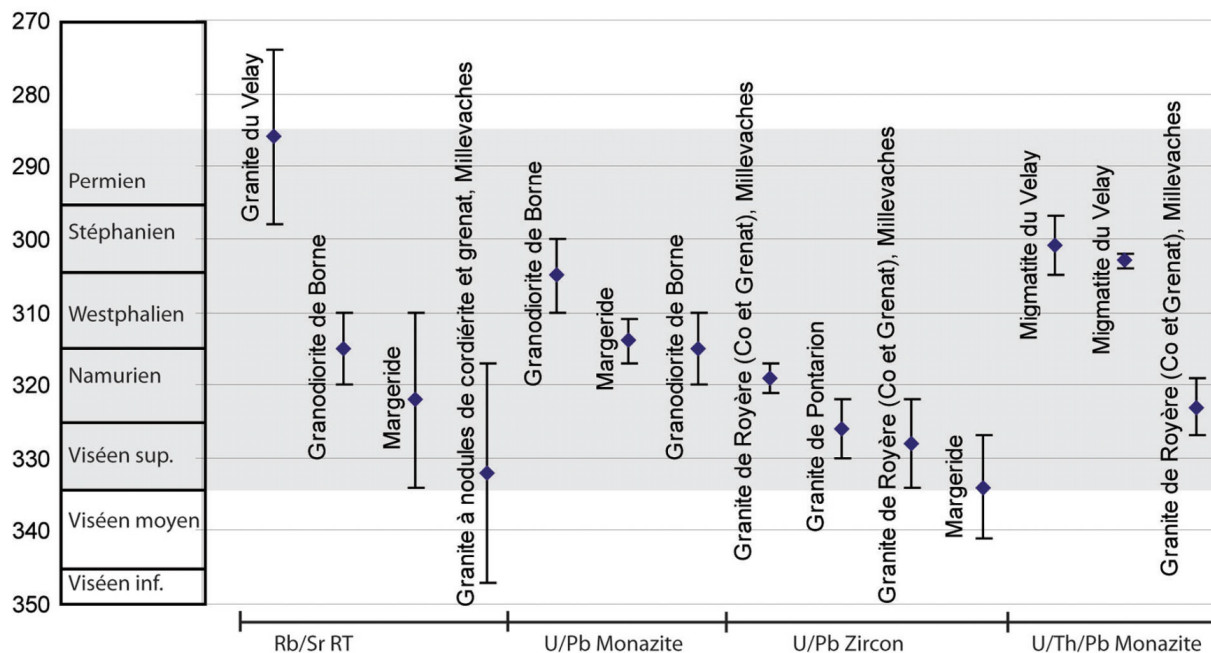


Fig. I.6.m. Datations sur la mise en place du magmatisme peralumineux à cordiérite ou à biotite (Augay, 1979 ; Pin, 1980 ; Caen-Vachette et al., 1982 ; Lafon et Respaut, 1988 ; Monié et al., 2000 ; Rolin et al, 2005 ; Cartannaz et al., 2006).

3.8. Tectonique et bassins houillers

La fin de l'évolution tectonique du Massif Central au Westphalo-Stéphanien est surtout caractérisée par une tectonique cassante marquée par le développement de failles décrochantes (failles senestres du Sillon Houiller et du bassin de Blanzy - Montceau-les-Mines) et par des failles de détachement associées avec un métamorphisme de basse pression (Burg et al., 1994), comme la faille du Pilat (Malaveille et al., 1990, 1993) ou la zone de détachement de l'Espinouse en Montagne Noire. La mise en place du dôme du Velay est la caractéristique la plus probante de cette extension lors du Stéphanien (Ledru et al., 2001). L'effondrement de la chaîne s'effectuant vers le nord, les décrochements senestres alors actifs sont interprétés comme des failles de transfert (Faure, 1995). Les jeux de ces failles guident l'ouverture de bassin houillers soit en « pull apart » (bassin du Sillon Houiller) soit en hemigraben (bassins stéphano-permien de Graissessac et de Saint-Affrique).

4. Les grands traits géologiques du Massif de Guéret

Le Massif de Guéret est représenté par l'ensemble des roches métamorphiques, magmatiques et sédimentaires qui sont délimitées géologiquement, au nord par la faille de Boussac, à l'ouest par la faille de Bussière-Madeleine, au sud par la faille d'Arrènes, de Saint-Michel-de-Veisse et de la Courtine, et à l'est par le Sillon Houiller (Fig.I.7).

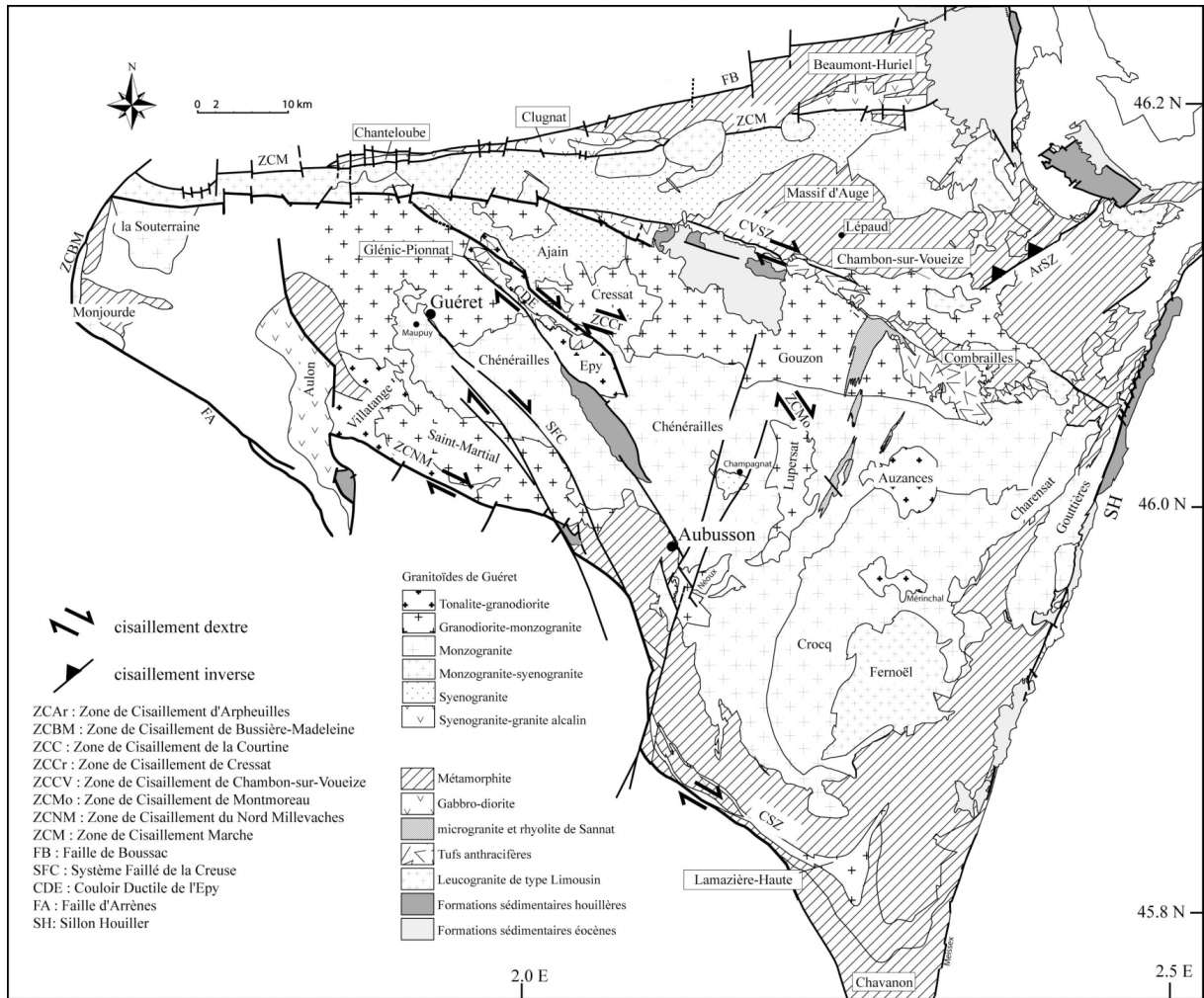


Fig. I.7. Carte géologique du Massif de Guéret.

4.1. Les unités métamorphiques du Massif de Guéret

4.1.1. Les migmatites à cordiérite d'Aubusson (« aubussonites » ou « gneiss d'Aubusson »)

Ce sont des granitoïdes hétérogènes à nodules de cordiérite qui encaissent les granitoïdes de Guéret. Ces migmatites affleurent largement dans la partie sud du Massif de Guéret et reposent sur la série du Chavanon (Fig. I.7). Elles forment également de vastes panneaux enclavés dans les granitoïdes de Guéret. Elles ont subi un métamorphisme mésozonal à feldspath alcalin, biotite ferrugineuse, sillimanite, cordiérite, grenat (Chenevoy et Ravier, 1989). A l'aide des géothermobaromètres grenat - biotite et grenat - cordiérite, les conditions de l'équilibre au stade anatectique des matériaux sont estimées à 680° C et 5 kb.

D'après Chenevoy et Ravier (1989), les aubussonites proviennent de la fusion de sédiments pélitiques et grauwackeux. Cette fusion est datée à 356 ± 8 Ma (Le Breton, 1986). Cet âge (Rb/Sr) est en accord avec les datations (Rb/Sr) obtenues sur les migmatites équivalentes du Thaurion et de St-Léonard de Noblat du Limousin, migmatites respectivement datées par Duthou (1977) à 362 ± 6 Ma et 380 ± 30 Ma.

4.1.2. Le Massif d'Auge

Ce massif dessine une ellipse allongée NE-SW, de dimension inférieure au kilomètre, dans les migmatites de Lépaud (Fig. I.7) situées au nord du Massif de Guéret (Hottin, 1991). Ravier et Chenevoy (1979) ont décrit des contact francs avec les migmatites encaissantes. La roche se présente

suivant une alternance de lits à composition de grenatites, péridotites à grenat et spinelle (Iherzolites), péridotites sans grenat et amphibolite. Les conditions de recristallisation de la péridotite, dans le faciès granulitique (Fig. I.8), suggèrent pour le massif d'Auge une mise en place à la base de croûte continentale (Zappetini, 1984).

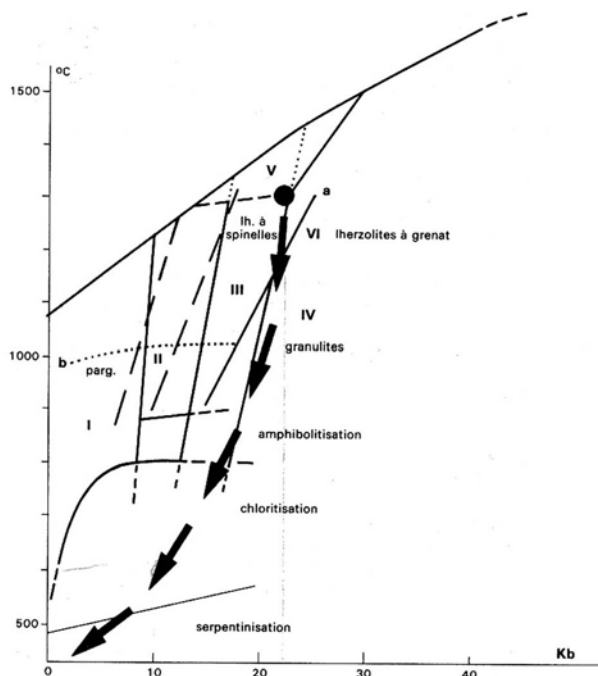


Fig. I.8. Évolution du chemin PT du massif d'Auge (Zappetini, 1984).

4.1.3. La série du Chavanon

C'est une série métamorphique limitée au sud du Massif de Guéret (Fig. I.7) par le décrochement de la Courtine, à l'est par le Sillon Houiller et au nord par les migmatites d'Aubusson. En 1939, Jung (feuille d'Ussel) distingue ces différentes formations selon une zonéographie métamorphique inverse avec de bas en haut : des micaschistes à biotite ou à deux micas, des gneiss à deux micas avec ou sans sillimanite, des gneiss à biotite et sillimanite, des migmatites à biotite et sillimanite (dites de Chavanon) et enfin au sommet des migmatites à cordiérite d'Aubusson. Pour Martin (1980), la série du Chavanon a subi un métamorphisme prograde jusque dans le faciès granulitique de haute pression mis en relation avec l'implication de la série dans un processus de subduction. L'évolution de cette série se poursuit par une rétrograde en condition adiabatique qui développe une anatexie régionale à l'origine des migmatites. Pendant cette anatexie, les Aubussonites sont charriées sur les gneiss mésozonaux de la série du Chavanon. Ce charriage a induit un métamorphisme inverse, rétrograde et une blastomylonitisation des gneiss mésozonaux. Le métamorphisme est marqué par l'anatexie du sommet de la série (migmatites du Chavanon) et une muscovitisation des gneiss de plus en plus poussée vers la base de la série, jusqu'à les transformer en pseudo micaschistes.

L'inversion du métamorphisme résulte donc, pour Martin (1980), de la conjonction de deux phénomènes : un charriage syn-anatectique des migmatites grenues d'Aubusson sur les gneiss mésozonaux à biotite-sillimanite du Chavanon et un métamorphisme inverse rétrograde de la base de la série chevauchée.

4.2. Les roches plutoniques

Les roches plutoniques du Massif de Guéret appartiennent à plusieurs associations magmatiques. On distingue les associations calco-alcalines et subalcalines et les associations aluminos-

potassique à cordiérite (type Guéret) et alumino-potassique à muscovite (type Limousin).

4.2.1. Les intrusions calco-alcalines et subalcalines de la Marche

Elles constituent un chapelet de minces intrusions plaquées contre la bordure nord de la faille de la Marche. Il s'agit d'est en ouest de Beaumont-Huriel, de Clugnat et de Chanteloube (Fig. I.7). Leur composition est gabbro-dioritique (Bouvier, 1985). Elles sont datées à 360 ± 1 sur zircon (Pin et Paquette, 2002).

4.2.2. Les granitoïdes à biotite cordiérite de Guéret

Quatre types pétrographiques principaux sont reconnus dans les granitoïdes de Guéret (Arnold et al., 1968 ; Ranchin, 1971 ; Berthier, 1979 ; Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle et al., 1986). Ce sont : des granodiorites-tonalites (de type Villatange), des granodiorites à cordiérite rare (de type St-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. Ces granitoïdes sont en contact avec les migmatites à cordiérite d'Aubusson qui affleurent largement en bordure sud et nord des granitoïdes de Guéret, et également sous forme de panneaux enclavés dans ces granitoïdes.

D'après Vauchelle (1988), la fabrique magmatique et magnétique de ces 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 posé sur une "semelle" migmatitique dans la partie occidentale du Massif de Guéret. Ce modèle a été conforté par le sondage de Créchatles-Sibieux (Lameyre et al., 1988) et par une modélisation gravimétrique réalisée par Gébelin et al. (2004) et Gébelin (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 la composent (autour de $2,62 - 2,64 \text{ g/cm}^3$). Cette anomalie suggère une faible épaisseur (quelques centaines de mètres) pour cette partie du massif (Gébelin et al., 2004 ; Gébelin, 2004).

La lame de granitoïdes de Lamazière-Haute, en forme de « V » affleure au sud du Massif de Guéret entre les "gneiss d'Aubusson" et les gneiss de la série du Chavanon (Fig. I.7). Elle comporte deux branches : l'une de direction NS, longue de 7 à 8 km et large de 500 m en moyenne (branche d'Eygurande) constituée de granitoïde clair à biotite ; l'autre de direction N130 s'étend de Lamazière-Haute (carte d'Ussel) à Clairavaux (carte de Felletin), c'est la lame de Clairavaux constituée d'une granodiorite-tonalite sombre mylonitique qui longe la Zone de Cisaillement de la Courtine.

La partie méridionale du Massif de Guéret est occupée par la grosse masse ovoïde des granitoïdes de Crocq-Fernoël de disposition concentrique (Fig. 1.7). Ces granitoïdes forment pour Sabourdy et Tempier (1982) un diapir intrusif dans le granitoïde de Poncharraud, apparenté au granitoïde de type St-Fiel. De nombreux filons de microgranite à cordiérite recoupent les diverses unités, avec une abondance plus marquée dans la partie centrale de cet ensemble.

Pour Sabourdy et Tempier (1982), le granitoïde 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 mégacristsaux de feldspath potassique et par la présence d'allanite (Sabourdy et Tempier, 1982). En allant vers l'ouest, la taille du grain diminue, les mégacristsaux de feldspath potassique deviennent blancs et l'amphibole disparaît. Le monzogranite de Crocq passe au granitoïde de Poncharraud par apparition graduelle de cordiérite, sans qu'une limite nette puisse être distinguée sur le terrain. D'après Sabourdy et 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.

4.2.3. Les leucogranites en bordure du Massif de Guéret

Le Viséen supérieur - Namurien est marqué par la mise en place de leucogranites, très abondants, principalement en périphérie du Massif de Guéret. La mise en place de ces magmas est contrôlée par les failles qui limitent le massif. Ces leucogranites forment le massif de la Brame - St-Sylvestre - St-Goussaud à l'ouest du massif, la chaîne de la Marche au nord de celui-ci, et des intrusions linéaires en bordure du Millevaches.

La chaîne de la Marche forme une bande continue le long de la bordure septentrionale du Massif de Guéret. Les travaux cartographiques et pétrographiques (PetitPierre, 1981 ; Bogdanoff, 1989 ; Rolin, 1987 ; Quenardel et al., 1991) et géochimiques (de la Roche et al., 1980 ; Stussi, 1984) permettent de distinguer deux types d'intrusions différentes :

1. le granitoïde à biotite de Chanon, allongé d'est en ouest sur 25 km et large de 5 à 7 km, est coincé entre la faille de la Marche au nord, et celle de Chambon-sur-Voueize au sud,
2. les leucogranites forment une lame de 2 à 4 km de puissance et englobent l'essentiel de la chaîne de la Marche. Ils sont déformés ductilement en senestre sur presque toute leur épaisseur (Choukroune et al., 1983). Des leucogranites albitiques tardifs recoupent les couloirs mylonitiques et la faille de la Marche (leucogranite de Toul-Ste-Croix).

Les leucogranites de la Brame, de St-Sylvestre et de St-Goussaud sont intrusifs dans les micaschistes parautochtones du Thaurion et dans les orthogneiss du Thaurion appartenant à l'U.I.G.. Ils recoupent le contact tectonique entre ces deux unités et comprennent :

1. le leucogranite à biotite, sillimanite orienté à structure plano linéaire de la Brame (Chenevoy, 1958) daté à 324 ± 5 Ma, U-Pb sur zircon (Holliger et al., 1986), recoupé par des lames orientées N20E de leucogranites équants à deux micas et andalousite à grain fin de Chateauponsac,
2. le leucogranite orienté de St-Sylvestre et le leucogranite de St-Goussaud à texture grenue porphyroïde, datés à 318 ± 5 Ma, Rb/Sr sur roche totale (Duthou et al., 1984).

Il existe un passage graduel par variations pétrographiques entre le massif de la Brame à l'ouest et celui de St-Sylvestre - St-Goussaud à l'est (Barbier et Ranchin, 1969 ; Barbier, 1970 ; Ranchin, 1971 ; Leroy, 1978). Ces différents massifs sont cogénétiques.

Les granitoïdes peralumineux du Millevaches comprennent pour Lameyre (1966) : des monzogranites porphyroïdes orientés (type Egletons) assurant l'ossature du massif ceinturés de leucogranites qui affleurent en bordure du massif. Les monzogranites porphyroïdes orientés (type Egletons) seraient pour Lameyre (1966) le produit de la transformation sur place de schistes cristallins avec conservation des anciennes structures. Les leucogranites sont intrusifs dans les schistes cristallins et les monzogranites à biotite du Millevaches. Ils sont en contact par failles avec les unités encastrant le massif. Dans sa synthèse pétrographique et géochimique des granitoïdes du NE du Millevaches, Razafimahefa (1987) remarque la dissociation génétique des monzogranites à biotite et des leucogranites à deux micas. Bien que tous attribuables, selon la classification de De la Roche et al. (1980), à un magmatisme alumino-potassique, ils ne peuvent s'intégrer dans une évolution magmatique unique. Il distingue deux principaux types pétrographiques dans les monzogranites à biotite : un monzogranite à biotite et un monzogranite à biotite, cordiérite et grenat. Ils seraient issus de deux périodes de genèse entre 350 et 330 Ma impliquant deux matériaux sources différents. Selon cet auteur, la population hétérogène des leucogranites serait issue de la fusion partielle d'un protolithe unique.

L'orientation méridienne des diverses formations du Millevaches est soulignée par Chenevoy (1958) qui distingue deux domaines séparés par la faille ductile N170 de Murat-Pradines. Un domaine oriental qui est essentiellement celui des monzogranites orientés à biotite et un domaine occidental qui est celui des leucogranites à deux micas.

4.3. Cinématiques des failles du Massif de Guéret

4.3.1. Cinématique de la Zone de Cisaillement de la Marche Combrailles (Z.C.M.C.)

La figure I.9. montre la répartition géologique des formations qui affleurent à l'intérieur de la partie orientale de la Chaîne de la Marche.

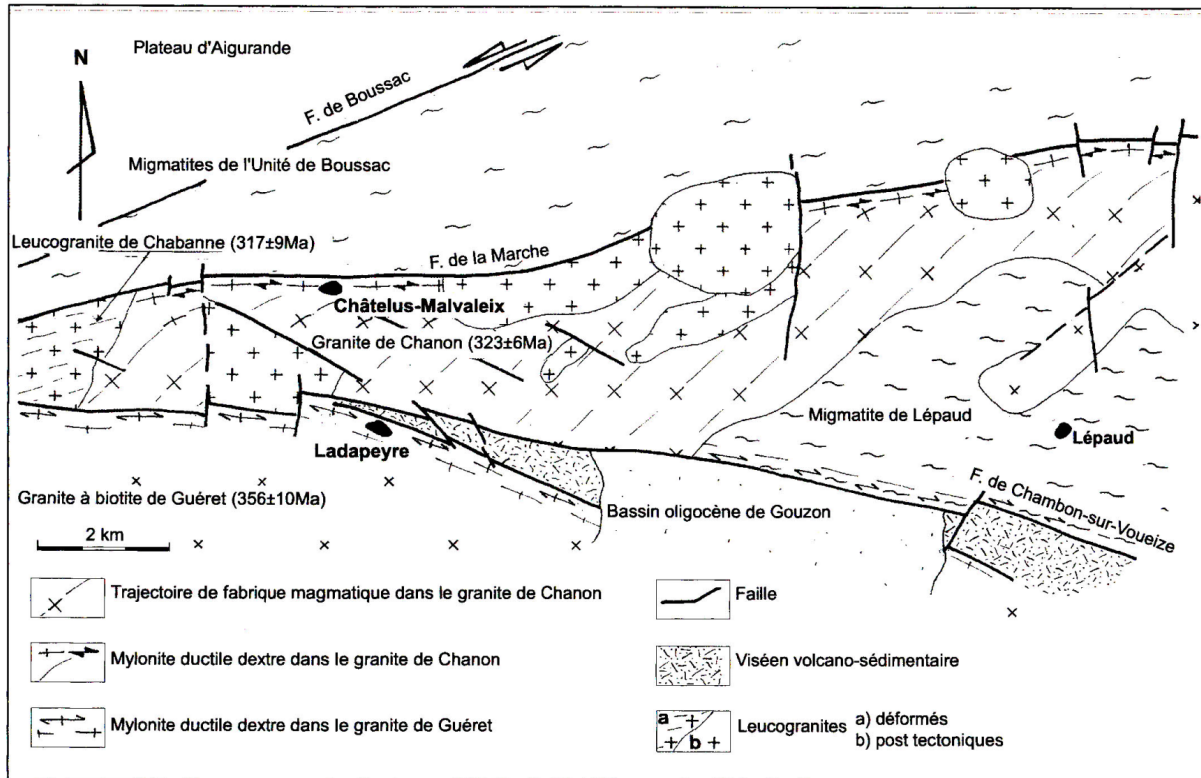


Fig. I.9. Carte structurale de la zone de Cisaillement de Marche-Combraille (Rolin et colchen, 2001).

Deux cinématiques ont été décrites pour les failles qui affectent cette Chaîne (Lerouge et al., 1983) :

1) Une première dextre, mobilise les failles de la Marche (orientale) et de Chambon-sur-Voueize (jeu 1, Fig. I.10). Elle affecte ductilement le Massif de Guéret avant la mise en place des leucogranites de la Marche. La datation radiométrique à 356 ± 10 Ma (Rb/Sr sur roches totale, Berthier et al., 1979) du granitoïde de Guéret et la datation à 323 ± 6 Ma (Rb/Sr sur roche totale, Quenardel et al., 1991) du massif de Chanon post-faille de Chambon-sur-Voueize suggère un âge tournaiso-viséen moyen pour le fonctionnement de cette faille. Le cisaillement en condition syn à tardi-solidus (Lerouge et al., 1983) le long de la faille de la Marche au sein de la bordure nord du granitoïde de Chanon atteste du fonctionnement dextre de cette faille (jeu 2, Fig. I.10) lors de la mise en place du granitoïde de Chanon. La faille de Chambon-sur-Voueize n'est, quant à elle, plus active à cette époque (Lerouge et al., 1983 ; Lerouge, 1987 ; Rolin, 1987 ; Rolin et Colchen, 2001).

2. La deuxième cinématique s'effectue en senestre le long de la faille de Boussac et de la Marche occidentale. Elle se traduit par la déformation ductile des leucogranites de la chaîne de la Marche occidentale, déformés sur toute leur largeur, par des structures mylonitiques senestres (Lerouge et al. 1983). La déformation syn et tardi-solidus des leucogranites atteste du cisaillement en senestre de ces failles pendant la cristallisation et le refroidissement des leucogranites, soit compte tenu de l'âge des leucogranites (datés à 317 ± 9 Ma, âge Rb/Sr sur roche totale, Quenardel et al., 1988), probablement au cours du Namuro-Westphalien (jeu 3, Fig. I.10).

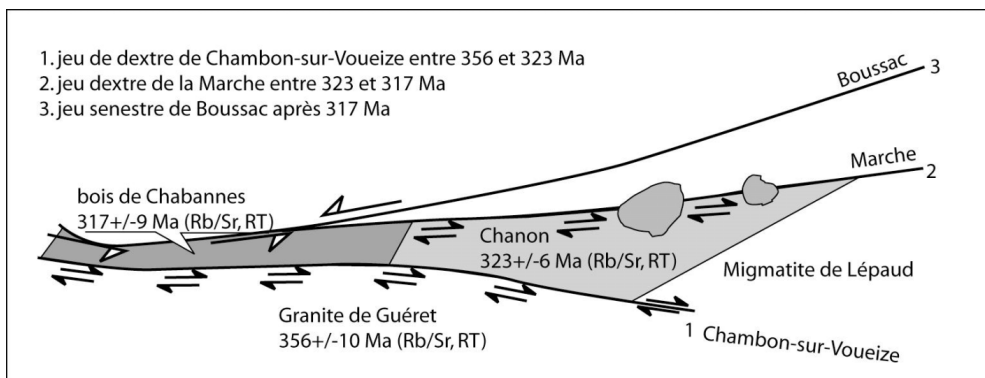


Fig. I.10. Schéma synthétique et conceptuel du faisceau de la Marche avec la chronologie des différents cisaillements selon Lerouge (1983), Rolin (1987) et Quenardel (1988).

4.3.2. Cinématique des failles d'Arrènes, de St-Michel-de-Veisse et de la Courtine (Fig. I.7)

Le fonctionnement de la Zone de Cisaillement d'Ouzilly-Arrènes-la Courtine est postérieur à la mise en place des granitoïdes déformés de Guéret vers 356 ± 10 Ma (datation Rb/Sr sur roche totale Berthier et al., 1979). Il est antérieur aux dépôts volcano-sédimentaires viséens supérieurs de la Sioule (Barbarin et Bellin, 1982) qui post-datent le jeu ductile dextre de la faille de Sainte-Christine (la prolongation de la dislocation à l'est du Sillon Houiller). Le jeu de ces failles est donc rapporté au Tournaisien-Viséen (Rolin et Colchen, 2001).

4.3.3. Cinématique du Sillon Houiller

Cet accident a été décrit comme une fracture unique jalonnée de bassins sédimentaires stéphaniens (de Launay, 1898 ; Letourneur, 1953 ; Grolier, 1965 ; Grolier et Letourneur, 1968). Rolin (1987) et Lerouge (1987) l'ont décrit comme une zone de 3 à 5 km de large avec deux accidents majeurs :

1. le premier est un couloir mylonitique ductile senestre (cisaillement dans la zone de stabilité de la biotite-chlorite), interrompu par les mises en place postérieures d'ensemble granitiques dont le massif de Montmarault et les lames granitiques de Biollet-les Gouttières et de Messeix (Fig. I.7). Ce couloir mylonitique se raccorderait au nord avec l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (A.M.B.P.) et constituerait l'accident majeur responsable de l'essentiel du décrochement senestre. A partir de ces données structurales, Rolin (1987) et Lerouge (1987) proposent la chronologie suivante (Fig. I.11a, b et c) : 1) fonctionnement senestre du cisaillement ductile, 2) mise en place des lames granitiques et du massif de Montmarault, 3) érosion de ces granitoïdes au Stéphanien, avec épandage de galets dans les bassins houillers. Pour ces auteurs, le cisaillement ductile est donc ante Stéphanien. Comme, le Sillon Houiller décroche la faille de la Marche, dont le dernier jeu a été rapporté au Namurien (Rolin, 1987 ; Lerouge, 1987), ces auteurs ont proposé un âge westphalien pour le couloir mylonitique senestre le long du Sillon Houiller.

2. L'autre accident majeur du Sillon Houiller est la faille bordière occidentale des bassins houillers. C'est une fracture fragile jalonnée de brèches continues du bassin de Décazeville à celui de Noyant-d'Allier. Cette faille est interprétée par Rolin (1987) et Lerouge (1987) comme une manifestation du rejeu tardif à froid, de l'accident ductile profond. La localisation de la déformation fragile n'est pas rigoureusement mimétique de la déformation ductile, notamment vers le nord du Massif Central où la faille a été déviée vers le NE par le massif de Montmarault (Fig. I.11d). Dans le secteur de Larocquebrou, l'importance du décrochement fragile tardif est estimée à 2 ou 3 km (Feybesse, 1981). L'ouverture des bassins au Stéphanien est due à ce rejeu tardif. Le jeu senestre post-bassin houiller de cette faille est attesté par les déformations (plis en échelons et failles senestres) qui affectent les bassins houillers (Letourneur, 1953).

Sinon, les nouvelles données gravimétriques et d'anisotropie de susceptibilité magnétique sur le granitoïde de Montmarault, daté à 321 ± 2 Ma sur monazite, implique un fonctionnement en jeu normale du Sillon Houiller pendant le Namurien (Joly, 2006).

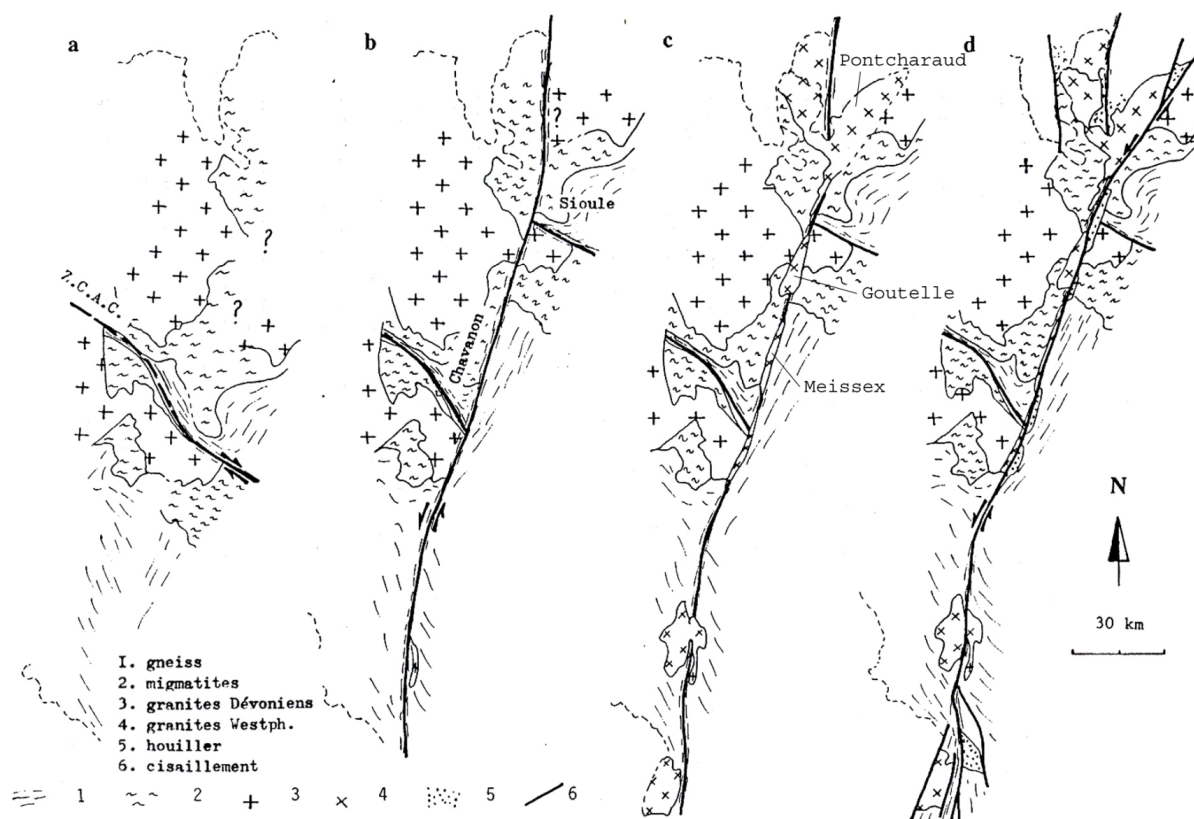


Fig. I.11. Evolution tectonique du Sillon Houiller (Rolin, 1987).

4.4. Les bassins viséens

Sur le Massif de Guéret, ces terrains viséens sont seulement connus en deux endroits (Fig.I.7), si l'on exclut le Viséen présent dans les bassins qui jalonnent le Sillon Houiller. Le premier complexe correspond aux bassins des Combrailles (Bazot, 1970) qui sont encadrés dans les granitoïdes de Guéret par la faille de Chambon-sur-Voueize et ses failles satellites (Fig.I.7). Le second complexe, plus à l'ouest, constitue le bassin de Glénic-Pionnat ou l'unité du Pont à la Dauge (Berthier, 1979) qui est orienté N150 et qui repose directement sur les granitoïdes de Guéret (Fig.I.7).

Les "bassins" des Combrailles sont formés d'est en ouest par le bassin de Fontanières, de Chambon et de Passelat-Ladapeyre. Le faciès dominant est représenté par un tuf volcanique à cristaux et lapili (Hottin et al., 1991). Les terrains sédimentaires associés à ces laves sont de nature continentale avec des horizons schisto-gréseux, des grès carbonnatés et des niveaux à houille (Berthier, 1979). La lentille calcaire du Chat-Cros atteste de la présence de la mer, sa datation du viséen moyen a été revue par Bazot (1970). Cette série de puissance inconnue est découpée par les jeux des failles de la Marche-Combrailles. Les "bassins" actuels, cataclasés par ces jeux, ne sont en fait que des lambeaux de cette série, encadrés dans le Massif de Guéret.

Le complexe de Glénic-Pionnat ou de Pont à la Dauge est principalement dominé par des tufs conglomératiques et soudés, ainsi que par des tufs rhyodacitiques (Berthier, 1979).

La température (1100°C) et la pression (0,7 Kbar) déterminés par Bazot (1970), qui correspondent à la mise en place des « Tufs Anthracifères », sont dans les limites admissibles pour un volcanisme explosif de type nuées ardentes sous forme d'ignimbrite. Le pourcentage en alcalins en fonction du SiO₂ place ces tufs dans le domaine des lignées calco-alcalines (Hottin, 1991). Cependant, la présence de grenat et de cordiérite montre une affinité avec les granitoïdes de Guéret (Hottin, 1991).

5. Historique des études réalisées sur le Massif de Guéret

Les premières traces de l'intérêt porté par l'homme sur le Massif de Guéret datent de l'époque gallo-romaine et correspondent à des exploitations aurifères. La présence de ce minerai se retrouve dans la toponymie : Laurières, Laurieras, la petite Faye. Les vestiges d'excavations témoignent de cette activité dans les environs de Bénévent l'Abbaye et de Saint-Dizier Leyrenne (partie occidentale du Massif de Guéret). L'or, exploité par défilage, est associé aux filons de quartz.

- En 1841, les premières explorations géologiques sont dues à **Dufrénoy** et **Elie de Beaumont** qui établissent la carte géologique de France. Le granitoïde de Guéret est décrit alors comme un faciès à gros cristaux de feldspath blanc et à mica noir. Les distinctions sont apportées par **P. de Cessac**, qui différencie deux pétrotypes.
- En 1857, **E. Mallard** définit cinq pétrotypes tous décrits comme granitoïde pinitifère à mica noir.
- En 1898, **L. de Launay** dresse la première carte de Guéret à l'échelle du 80 000^{ème}. Dans le Massif de Guéret, neuf faciès sont différenciés en utilisant les critères de taille des cristaux, de minéralogie et de relations intergranitiques. Les granulites (maintenant appelées leucogranites) sont distinguées parmi ces faciès. Il décrit les migmatites d'Aubusson comme une roche ayant une structure de grès grossier, sans stratification et inhomogène, qui ressemble à un granitoïde à grain fin décomposé et qui présente des passées plus blanches à texture granulitique. Les relations intergranitiques et granite-encaissant sont alors au stade du questionnement.
- En 1902, **L. de Launay** nomme les migmatites d'Aubusson : « gneiss grenus d'Aubusson ».
- En 1917, **G. Mouret** observe et décrit le passage progressif du granitoïde de Guéret avec son encaissant migmatitiques. En 1921, il reprend l'appellation de **L. de Launay**, utilisée pour les migmatites encaissantes, qu'il simplifie sous le nom de « gneiss d'Aubusson » : appellation ensuite régulièrement réemployée.
- En 1925, **E. Raguin** confirme l'observation de **G. Mouret** du passage graduel entre le granitoïde et son encaissant.
- En 1932, **Yang Kieg**, différencie les leucogranites de la Marche et du plateau d'Aigurande des granitoïdes de Guéret. **L. de Launay** comprend l'aspect filonien et tardif des leucogranites dans le massif granitique de Guéret.
- En 1941 et 1948, **A. Demay** réalise les premières analyses chimiques du granitoïde de Guéret et reconnaît la présence d'un granitoïde alcalin, interprété comme un faciès de bordure du type normal calco-alcalin.
- En 1946, **E. Raguin** qualifie le granitoïde de Guéret de « granite d'anatexie » à partir de la présence de cordiérite, d'enclaves surbiotitiques et du passage progressif avec son encaissant.
- En 1952, **L. Bougnères** arrive au total de treize types pétrographiques différents pour l'extrémité orientale du Massif de Guéret, montrant ainsi la grande variété en granitoïdes de la région.
- En 1953, **M. Chenovoy** réactualise la feuille Guéret à l'échelle du 1/80 000^{ème} et signale la présence de granite orbiculaire au sud du panneau gneissique de Montaigut. Les orbicules présentent un noyau gneissique et une écorce feldspathique qui baignent dans une matrice granitique.
- En 1955, **J. Grolier** fait remarquer le caractère plutôt homogène des granitoïdes à cordiérite du Massif de Guéret. Il émet l'hypothèse qu'ils constituent un corps unique avec des passages progressifs et la présence de faciès locaux comme le granitoïde de la Souterraine. Il décrit également le passage flou entre le granitoïde et son encaissant les gneiss d'Aubusson, et retient l'hypothèse d'un passage progressif entre ces deux faciès, déjà avancée par G. Mouret (1917) et E. Raguin (1925).
- En 1958, **M. Chenevoy** distingue quatre faciès dans la partie occidentale du massif tout en précisant que chacun de ces faciès est une variation locale du granitoïde de Guéret. Tous ces faciès sont affectés par une cataclase qui affecte le quartz lors de la phase finale de cristallisation. Le concept de granitoïde syntectonique est alors avancé. Par la description des contacts entre les gneiss d'Aubusson et le granitoïde de Guéret, il avance l'hypothèse que ce granitoïde est un granite d'anatexie in-situ dans son encaissant migmatitique dont il est issu. Il est le premier à proposer une forme laccolitique pour le Massif de Guéret.
- En 1959, **P. Vialon** montre le caractère intrusif du granitoïde dans les gneiss d'Aubusson, qu'il interprète comme postérieur aux gneiss d'Aubusson.
- En 1963, **J. Faure** apporte une étude pétrographique et chimique qui permet de différencier les faciès locaux de M. Chenevoy, chacun des faciès ayant hérité des caractéristiques hétérogènes de la source.

- En 1965, **F.H. Forestier** lève la seconde édition d'Aubusson à l'échelle du 1/80 000^{ème}.
- En 1968, **H de la Roche** par l'entremise du CRPG de Nancy (Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique) et du CEA (Commissariat à l'Énergie Atomique) réalise les premiers travaux de prospection géochimique sur une vaste échelle. Les analyses chimiques sont compilées dans un dossier papier nommé ARTEMIS et actuellement disponible à la faculté de Nancy (auprès de M. Cuney).
- En 1968, **M. Arnold, K. Kurtbas** et **G. Ranchin** distinguent quatre faciès sur des critères pétrographiques et structuraux (cf. carte Fig. I.12) comme l'orientation des grains de la roche, la texture cataclastique, la texture monzonitique, ou bien le caractère porphyroïde. Ils démontrent avec la géochimie que le granitoïde de Guéret ne peut pas être issu des Aubussonites.
- En 1971, **G. Ranchin** soutient sa thèse qui est essentiellement axée sur la répartition de l'uranium dans les granitoïdes du nord Limousin.
- En 1979, le granitoïde de Guéret est daté par la méthode Rb/Sr sur roche totale par **F. Bertier, J.L. Duthou, M. Roques** à 356 ± 10 Ma, avec un rapport isotopique initial de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,710$ qui suppose pour ce granitoïde une origine mixte impliquant des matériaux aux caractéristiques crustales et mantelliques.
- En 1980, **H. de la Roche, J.M. Stussi** et **L. Chauris** fournissent une analyse typologique des granitoïdes du nord Limousin. Le granitoïde de Guéret caractérise le domaine peralumineux (appelé alumino-potassique) (Fig. I.13) dans le diagramme AB ($A = \text{Al} - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$; $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$) de Debon et Le Fort (1983).
- En 1982, **J. Grolier** et **A. Lacour** reprennent le terme de gneiss d'Aubusson pour les migmatites d'Aubusson. **G. Sabourdy** et **P. Tempier** mettent en évidence le poly-plutonisme de la partie orientale du Massif de Guéret. D'après ces auteurs, le passage progressif entre le granitoïde de Crocq et le granitoïde de Poncharraud (un type pétrographique du granitoïde de Guéret) provient d'une mise en place quasi-simultanée des deux granitoïdes, qui se mélangent sur leur bordure. L'intrusion du granitoïde de Fernoël est plus tardive et recoupe le granitoïde de Crocq déjà partiellement refroidi. Les données structurale (foliation) et cartographique confèrent au pluton de Crocq-Fernoël une structure de dôme qu'ils interprètent comme la partie apicale (sommitale) d'un diapir dont le cœur est occupé par le granitoïde de Fernoël. Cette interprétation est en désaccord avec les données structurale de **O. Jover** (1986) qui attribue au pluton une forme en cornet, interprétée comme la racine du diapir.

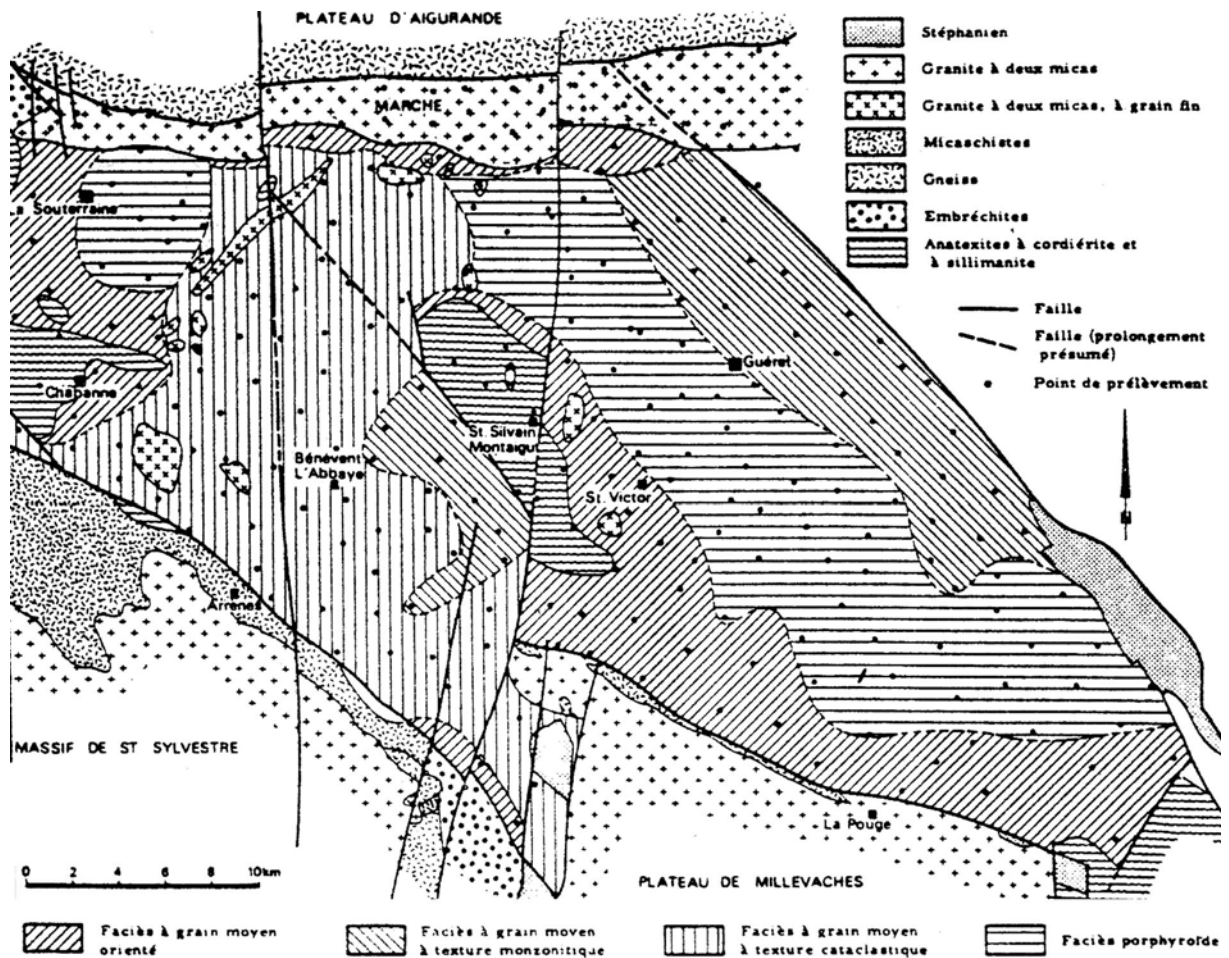


Fig. I.12. Répartition des « faciès » pétrographiques au sein du Massif de Guéret (Arnold et al., 1968).

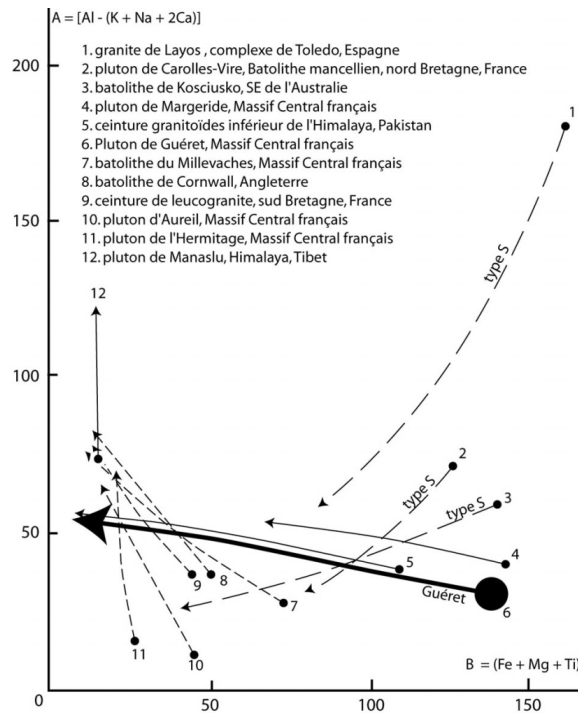


Fig. I.13. Evolution de quelques associations typiques de granitoïde peralumineux et place de l'association peralumineuse

type Guéret dans le diagramme AB (Barbarin, 1996 et référence à l'intérieur), modifié d'après Debon et Le Fort (1983). Dans ce diagramme, le paramètre A = $[Al - (K + Na + 2Ca)]$ reflète le caractère alumineux et le paramètre B = $(Fe + Mg + Ti)$ décroît depuis les magmas les plus primitifs vers les plus évolués. Ces paramètres sont exprimés en mmol pour chaque élément contenu dans 100 g de roche). La décroissance systématique de la peraluminosité lors de la différenciation caractérise les granitoïdes riche en cordiérite de type-S Australien (1, 2, 3). Une légère augmentation de la peraluminosité avec la différenciation caractérise les autres granitoïdes à cordiérite (4, 5, 6). Une forte augmentation de la peraluminosité avec la différenciation singularise plutôt les massifs contenant des leucogranites à deux micas associés avec des granitoïdes à biotite seule (7, 8, 9, 10, 11). Enfin, une large variation de la peraluminosité avec un indice de coloration (B) bas et constant révèle les leucogranites à deux micas (12).

- En 1983, **L. Vauchelle** distingue quatre types lithologiques dans l'extrémité occidentale du Massif de Guéret. Il propose son gisement laccolitique avec les faciès les plus évolués au sommet et les faciès cumulatifs disposés à la base du laccolite. Il considère le granitoïde de la Souterraine comme un pluton à part, intrusif dans le dispositif en lame (Fig. I.14). Une analyse typologique des zircons réalisée par **J.M. Belin** sur le pluton de Crocq-Fernoël distingue nettement le granitoïde de Crocq du granitoïde de Fernoël. Le premier renferme localement de l'amphibole et présente des zircons se rattachant à la lignée 4a,b, calco-alkaline de la classification de **Pupin** (1980). Les zircons du granitoïde de Fernoël le situent dans le champ des granitoïdes d'origine crustale.

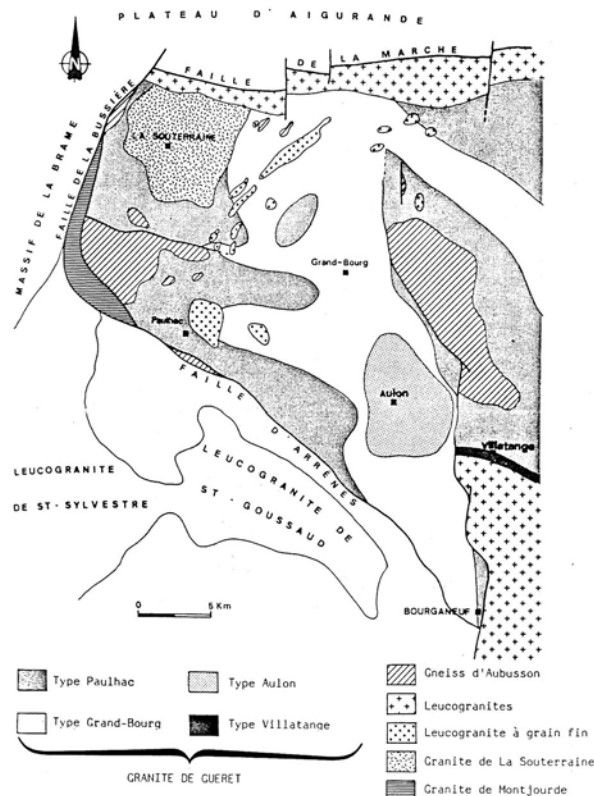


Fig. I.14. Répartition des types pétrographiques dans la partie occidentale du Massif de Guéret (Vauchelle, 1983).

- En 1984, **J.L. Bouchez** et **O. Jover** réalisent une étude ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) sur la partie occidentale du massif. Cette technique permet d'obtenir une image de la fabrique minérale à partir de l'orientation des minéraux ferro-magnétiques (principalement la biotite).
- En 1985, Ces auteurs prolongent avec **H. Diot**, l'étude ASM sur la partie occidentale.
- En 1986, **O. Jover** soutient sa thèse avec ces données d'ASM et défend l'hypothèse d'une mise en place syn-tectonique des granitoïdes du Millevaches et du Guéret en contexte cisailant tangentiel vers l'Ouest Nord-Ouest. Il établit pour la première fois une carte des trajectoires des foliations et des linéations magmatiques de ces massifs. Dans la même année, **N. le Breton et al.** datent les gneiss

d'Aubusson par la méthode Rb/Sr sur roche totale. Elle appelle ces roches Aubussonites. Des échantillons prélevés à la carrière du Puy du Roi au Sud-Ouest d'Aubusson fournissent un âge de 356 ± 8 Ma avec un rapport de strontium initial de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,715$. Cet âge est interprété comme étant l'âge du métamorphisme amphibolitique responsable de l'anatexie. Enfin, le rapport initial des Aubussonites différent de celui du granitoïde de Guéret écarte définitivement une origine du granitoïde par fusion partielle de son encaissant.

- En 1988, **G. Sabourdy** montre le caractère sub-alkalin des biotites du granitoïde de Crocq par rapport aux biotites peralumineuses des autres granitoïdes de Guéret confirmant ainsi l'hypothèse d'un massif poly-granitique. **L. Vauchelle** soutient sa thèse la même année, sur l'extrémité occidentale du Massif de Guéret. Il défend l'hypothèse d'un unique corps granitique différencié par cristallisation fractionnée gravitaire. Il établit quatre types pétrographiques principaux allant des compositions tonalitiques (type Villatange), granodioritiques (type Paulhac), jusqu'à des faciès monzonitiques (type Grand-Bourg), voire hololeucocrates (type Aulon). Un modèle de différenciation par gravité du magma explique une zonalité pétrographique et géochimique verticale avec les faciès tonalitique à la base et les leucomonzogranites au sommet de la colonne magmato-stratigraphique. Il publie avec **O. Laurent** pour démontrer la présence d'une brèche tectonique entre le granitoïde de Guéret et sa semelle de gneiss d'Aubusson.

- En 1989, **M. Chenevoy** et **J. Ravier** montrent que les Aubussonites proviennent de la fusion de sédiments pélitiques et grauwackeux. A l'aide des géo-thermo-baromètres grenat-biotite et grenat-cordiérite, ils estiment les conditions de l'équilibre final du stade anatectique à 680°C et 5 Kbar. **O. Laurent** soutient sa thèse qui traite du sondage de Créchat-les Sibieux. Ce sondage met en évidence le mur du granitoïde de Guéret à 590,95 m de profondeur dans la partie occidentale du massif. Le contact tectonique est marqué par la présence d'une brèche carbonatée, minéralisée en pyrite et galène de direction N120E et pentée de moins de 45° vers le NE. Elle interprète la mise en place des granitoïdes de Guéret comme le résultat de la superposition d'injections magmatiques, dont un contact est observé à 500,4 m. Ceci traduit une image complexe du massif. Elle assimile les gneiss d'Aubusson à l'unité inférieure des gneiss de la série limousine. Ces migmatites proviennent de grauwackes anormalement riche en potassium, révélant une composante volcanique acide.

- En 1990, **L. Turpin et al.** font intervenir les roches méta-ignées de la croûte supérieure pour la genèse des granitoïdes peralumineux du NW du Massif Central français à partir de données isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd. Dans la même année, **A. Dupis et al.** publient une étude géophysique de l'extrémité occidentale du granitoïde de Guéret qui confirme le caractère laccolitique du massif.

- En 1997, **H. Downes et al.** comparent le granitoïde de Guéret avec celui du Millevaches et de la Margeride. Elle démontre la contribution majeure des roches méta-sédimentaires de la croûte inférieure comme composante du matériel source du granitoïde de Guéret. Une seconde composante serait apportée par les magmas basaltiques sous plaqués (sous la croûte). Un mélange entre ces deux matériaux (basalte et méta sédiment de la croûte inférieure) s'effectuerait au sein d'une MASH zone (Melting Assimilation Storage Homogenisation) (Hildreth et Moorbath, 1988). **G. Galan et al.**, à partir d'une étude minéralogique et géochimique sur des vaugnérites pauvres en potassium présent dans le Massif de Guéret, montrent une participation des magmas basiques, contaminés par assimilation thermique de l'encaissant dans l'élaboration des granitoïdes de Guéret.

- En 2002, je commence la cartographie sur le Massif de Guéret en levant la feuille de St-Sulpice-les-Champs au cours de mon stage de DESS GA (Diplôme d'Études Supérieures et Spécialisées en Géologie Appliquée).

- En 2003, je signe la coordination de la feuille d'Aubusson. Des âges monazites et zircon sur les Aubussonites et les granitoïdes sont apportés par **A. Cocherie**. Les migmatites sont vieilles par rapport à l'âge Rb/Sr de **N. le Breton et al.** (1986) et sont rapportées au Frasnien (environ 375 Ma). Les âges sur les granitoïdes de Guéret confirment l'âge Rb/Sr tournaisien (environ 355 Ma) de **F. Bertier et al.** (1979).

- En 2004, **A. Gebelin** à travers une étude gravimétrique sur le massif du Millevaches réalise des coupes débordant sur le Massif de Guéret. L'aspect en lame des granitoïdes de Guéret est confirmé

avec une puissance moyenne bien inférieure à 1 km. Le gisement à granite orbiculaire situé près de Janaillat est remis à jour, témoignant ainsi de l'intérêt de certains collectionneurs pour la région.

- En 2005, la feuille et la notice de St-Sulpice-les-Champs sous la coordination de **P. Rolin** sont sous presse.

Du point de vue structural, les failles bordières du massif granitique de Guéret ont également été étudiées.

- En 1967, **H. Labernadière** étudie la faille d'Argentat et décrit ses mylonites. Les critères cinématiques ne sont pas encore déterminés.

- En 1998, **J. Grolier et J. Letourneur** montrent un fonctionnement senestre pour le Sillon Houiller et supposent que les 70 km de décalage se sont effectués avant le Stéphanien. L'équivalent du granitoïde de Guéret, à l'est du Sillon Houiller, est recherché dans le granitoïde de Tréban.

- En 1970, **H. Labernadière** suppose un décrochement senestre de la faille d'Argentat qui décale la faille d'Arrènes de la faille de St-Michel-de-Weisse de 5 kilomètres.

- En 1979, les travaux de **Berthé et al.** décrivent les structures C/S des mylonites ductiles associées aux cisaillement crustaux permettant d'interpréter leur cinématique, ouvrant ainsi une nouvelle voie de recherche sur les failles du Massif Central.

- En 1983, **G. Lerouge** aborde une étude de la zone de cisaillement de la Marche-Combrailles intercalée entre la faille de Boussac et la faille de la Marche. Dans la même année, **P. Choukroune et al.** reconnaissent la faille ductile senestre de la Marche sans décrire les structures cinématiques dextres.

- En 1986, **M. Lespinasse et al.** proposent un modèle de structuration tangentielle vers le SE des leucogranites du massif de la Brame.

- En 1987, **P. Rolin et G. Lerouge** décrivent les failles qui encadrent le Massif de Guéret et proposent un modèle cinématique de ces failles (Zone de Cisaillement de la Marche Combrailles, failles d'Arrènes-La Courtine, Sillon Houiller).

- En 1991, **B. Guineberteau et al.** proposent un modèle d'allochtonie des granitoïdes de Guéret chevauchant vers l'est, modèle élaboré à partir des structures magmatiques et plastiques des granitoïdes de la Marche Occidentale. Dans la même année, **M. Faure et J. Pons** argumentent plutôt un contexte extensif au Namuro–Westphalien grâce à la forme des plutons granitiques qui bordent les failles normales de Buissière- Madeleine et d'Argentat.

- En 2004, **A. Gebelin**, à partir de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de minéraux déformés au sein de roches mylonitiques propose une mise en place des magmas du Millevaches dans une « pop-up structure » dextre active de 350 Ma à 300 Ma et orientée NW-SE du Massif Sud Armoricaïn jusqu'au Limousin.

5.1. Historique sur l'établissement des principales cartes géologiques au 50 000^{ème} du Massif de Guéret (Fig. I.15)

La carte de Bourgneuf et la carte de Montaigut-en-Combraille furent parmi les premières cartes au 50 000^{ème} établies dans le Massif Central.

- De 1968 à 1969, le Massif de Guéret sur la carte de Bourgneuf fut exploré par **J. Arène et M. Brière**, ingénieurs géologues au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Le massif du Millevaches fut exploré par **H. Labernadière**, maître assistant à la faculté des sciences de Clermont-Ferrand. En 1972, la carte de Bourgneuf est imprimée.

- De 1976 à 1977, **F. Desthieux** explore et réalise les tracés géologiques de la carte de Montaigut-en-Combraille qui est éditée en 1980.

- De 1977 à 1978, **F. Berthier**, ingénieur géologue du BRGM, explore la carte de Guéret qui est éditée en 1986. **A.M. Hottin**, ingénieur géologue du BRGM, rédige la notice de la carte de Guéret avec F. Berthier.

- De 1976 à 1985, **M. Turland**, ingénieur géologue du BRGM, coordonne la feuille de Montluçon qui est publiée en 1988.

- De 1979 à 1984, **A.M. Hottin** coordonne la feuille de Pontgibaud, imprimée en 1989.

- De 1981 à 1986, **A.M. Hottin** coordonne la feuille de Saint Gervais d'Auvergne, imprimée en 1989.
- De 1983 à 1987, **A.M. Hottin** coordonne la feuille d'Evau-les-Bains, imprimée en 1991.
- De 1978 à 1984, **J.M. Quenardel** coordonne la carte de Dun-le-Palestel, imprimée en 1988.
- De 1978 à 1986, **J.M. Quenardel** coordonne la feuille d'Aigurande, imprimée en 1991.
- De 1984 à 1988, **J.M. Quenardel** coordonne la feuille de Boussac, imprimée en 1991.
- En 2002, les feuilles de Saint-Sulpice-les-Champs, d'Aubusson, de Felletin, de Royère, de la Souterraine et d'Ussel ne sont pas encore levées dans le détail.

En conclusion, depuis les premiers travaux, le granitoïde de Guéret bien distingué par rapport aux autres granitoïdes à muscovite ou à amphibole, a toujours été considéré comme une masse homogène. Les géologues ont tenté d'y déterminer des types pétrographiques. Le passage inter-type pétrographique est décrit depuis toujours comme graduelle. Ce constat, que je confirme, a pour conséquence de rendre hasardeux et difficile la délimitation cartographique de ces roches et de rendre incertain l'interprétation de ces différents passages. Le but principal de ce mémoire est d'apporter une étude à la fois par la géochimie et la structurale. Ces deux approches méthodologiquement différentes ont pour but d'aboutir à un modèle conciliant les contraintes apportées par chaque discipline, afin de mieux comprendre l'agencement spatial de ce massif.

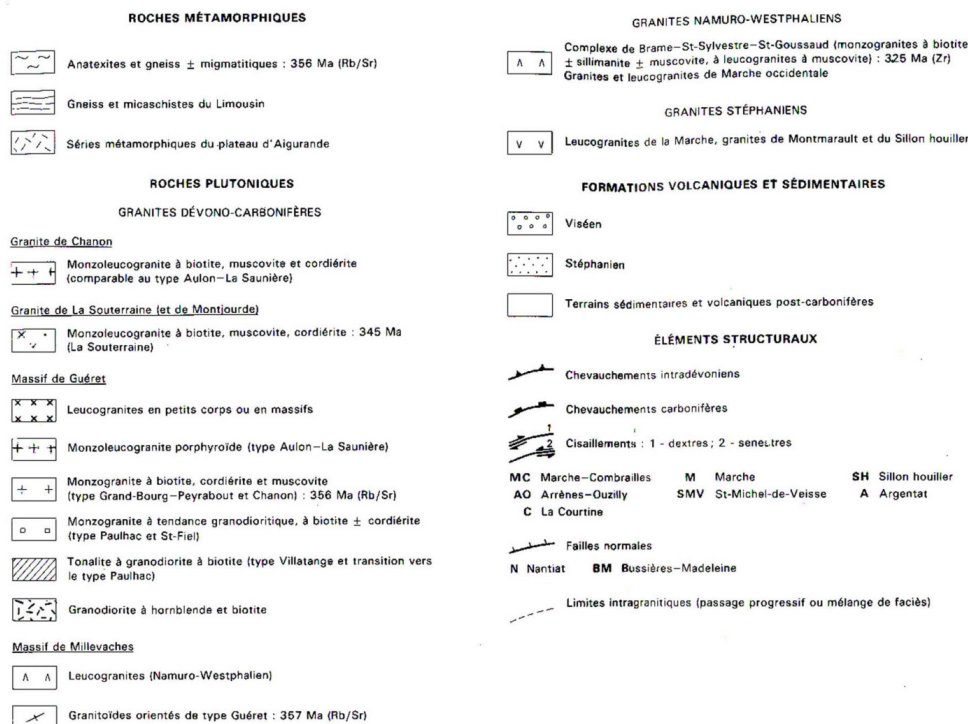


Fig. I.15. Disposition et limite des cartes géologiques à 1/50 000 qui couvrent le Massif de Guéret (Hottin et al., 1986).

6. Stratégies et méthodologies scientifiques

Le constat dès le début des travaux de cette thèse fut le manque patent de données cartographiques sur le Massif de Guéret avec notamment l'absence de levés cartographiques de plusieurs feuilles à 1/50 000 (feuilles au 1/50.000 de St-Sulpice les Champs, Aubusson, La Souterraine, Felletin, Ussel et Royère non levées). La première étape sur la stratégie de l'acquisition des données devait donc être attribuée à la cartographie géologique des deux principales feuilles quasi exempt de prospections cartographiques, à savoir les feuilles de Saint-Sulpice-les-Champs et d'Aubusson (Fig. I.15). Au cours et à partir de l'individualisation des types pétrographiques et des différentes mesures structurales sur le terrain, plusieurs entités magmatiques ont été mises en évidence au sein de ce massif. Les problématiques scientifiques, présentées en introduction, qui s'insèrent à ce stade de l'étude, constituent la deuxième étape de ce protocole (Fig. I.16), et m'ont amené à utiliser les batteries lourdes de la recherche scientifique comme les datations absolues sur monazite et zircon, effectuées par A. Cocherie, ingénieur géologue au BRGM, l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) par l'intermédiaire de Yan Chen et de Michel Faure à l'université d'Orléans ou bien par les analyses chimiques sur roche totale réalisées au CRPG de Nancy.

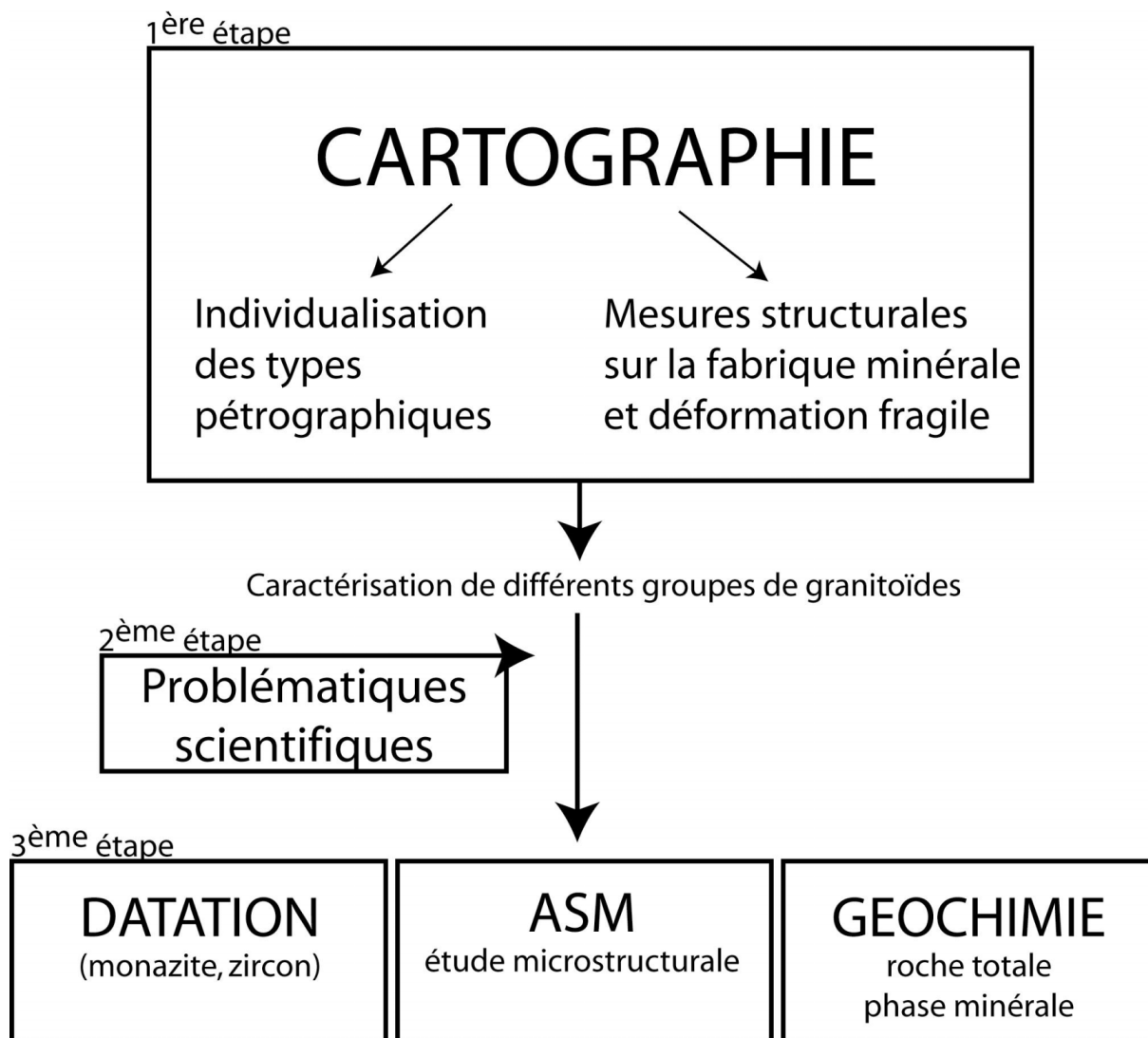


Fig. I.16. Stratégie d'acquisition des données géologiques sur les granitoïdes de Guéret.

II Le Massif de Guéret et le Nord Millevaches au Dévonien : leur évolution tectono-métamorphique post-collisionnelle, anté mise en place des granites

1. Présentation des différentes formations métamorphiques

La carte présentée en figure II.1.1 localise sur l'ensemble du Massif de Guéret et du nord Millevaches les trois principales formations métamorphiques. Ce sont des diatexites grenues hétérogènes à cordiérite, des métatexites et des gneiss plus ou moins métatectiques de la bordure nord du Millevaches. Les diatexites grenues hétérogènes à cordiérite ou aubussonites constituent l'encaissant principal des granitoïdes peralumineux de Guéret. Il existe assez peu de données sur leur contexte de formation et une réflexion sur leur origine sera abordée dans ce mémoire (chapitre V). Les métatexites affleurent principalement à l'est et au sud du Massif de Guéret. Leur contexte de formation sera également discuté. Enfin, les métamorphites du nord Millevaches seront étudiées car elles sont en continuité avec celles de la bordure sud du Massif de Guéret et sont impliquées dans la même zone de cisaillement (ZCC et ZCNM, Fig. II.1.1).

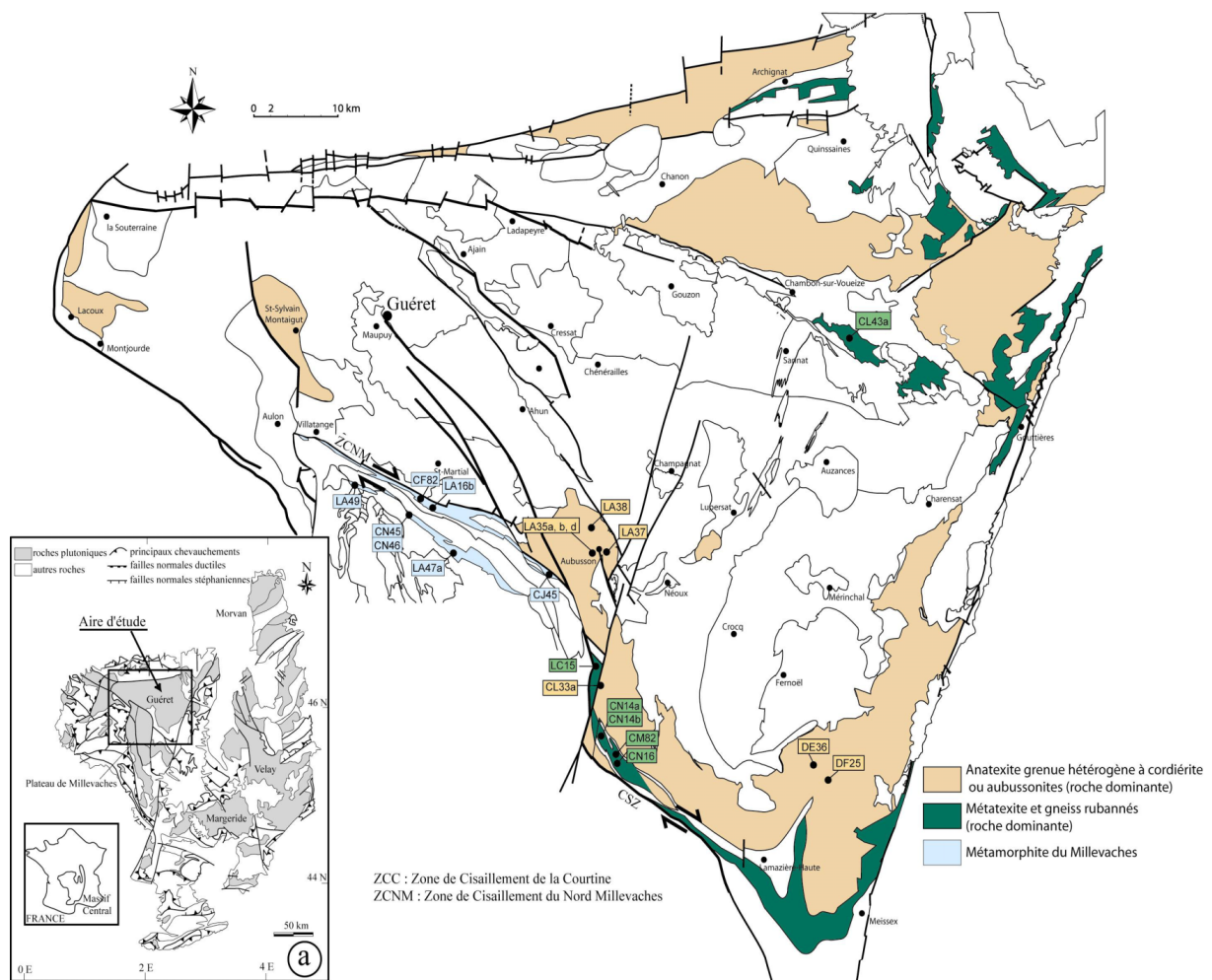


Fig. II.1.1. Localisation des formations métamorphiques du Massif de Guéret et du nord Millevaches, avec la position des roches analysées effectuées dans ce mémoire.

1.1. Les diatexites grenues hétérogènes à cordiérites (aubussonites)

1.1.1. Description des aubussonites

Le terme aubussonites regroupe des diatexites grenues hétérogènes à cordiérite. Elles sont encore appelées « gneiss d'Aubusson » par Chenevoy et Ravier (1989). Il s'agit de migmatites

d'aspect granitoïde. Cette série métamorphique forme l'encaissant des granitoïdes peralumineux à biotite de Guéret. Elle affleure au nord et au sud du Massif de Guéret. Ces migmatites apparaissent également sous forme de « fenêtre » dans les granitoïdes, comme celle de St-Sylvain-Montaigut à l'ouest du massif (Fig. II.1.1).

Ce sont des granitoïdes de couleur souvent rouille (car riche en fer), à grain fin (de 1 à 2 mm), localement assez sombres car très riche en cordiérite et biotite, à plagioclase automorphe trapu (1 à 2 mm). Ils renferment des nodules irréguliers de 1 à 3 cm de biotite/cordiérite bleu-verdâtres à noirâtres, irrégulièrement répartis dans le fond grenu de la roche (Fig. II.1.2). C'est la présence de ces nodules qui confère à ces diatexites leur aspect hétérogène. Sans ces nodules, la roche est peu foliée et il est difficile de mesurer une fabrique minérale.



Fig. II.1.2. Aspect macroscopique des diatexites grenues hétérogènes à cordiérite ou aubussonites.

La cordiérite est le minéral typique et abondant de ces roches. Quant elle n'est pas interstitielle (Fig. II.1.3.f), elle se présente sous deux habitus qui reflètent des modes de formation différents : grands cristaux poecilitiques dont l'origine reste à définir (xénocristaux ?) (Fig. II.1.3.c, d), et cristaux automorphes d'origine magmatique (Fig. II.1.3.e).

- Les grands cristaux poecilitiques enclavent de nombreux petits cristaux (quartz, biotite xénomorphe, minéraux opaques, exceptionnellement sillimanite (Fig. II.1.3.c, d)). Ils sont nés d'après Chenevoy et Ravier (1989) par réaction de la sillimanite et du quartz. Cette réaction peut-être effectuée soit avec le grenat ($\text{grenat} + \text{sillimanite} + \text{quartz} \rightarrow \text{cordiérite}$), soit avec la biotite ($\text{biotite} + \text{sillimanite} + \text{quartz} \rightarrow \text{cordiérite} + \text{K-feldspath} + \text{eau}$).

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 (0,1 à 3 cm) englobant des grains de quartz et des plagioclases automorphes.

Les observations en lame mince permettent de décrire deux structures différentes pour ce type de roche suivant que l'on est éloigné ou pas d'un contact avec un granitoïde.

- Loin d'un contact avec un granitoïde (plus d'un kilomètre)

En lame mince, la roche présente une texture grenue. 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 (Fig. II.3.b). Les feldspaths potassiques poecilitiques présentent une déformation ductile avec une extinction ondulante (Fig. II.3.a). Des myrmékites s'insèrent entre ces derniers et les plagioclases automorphes qui commencent à se séricitiser. La biotite 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 de l'orthose. La cordiérite présente ici les deux habitus décrits précédemment. Sous l'habitus automorphe (Fig. II.3.e), elle est souvent pinitisée sur ses bordures, certaines sont complètement envahies de muscovite avec parfois de larges cristaux de biotite (Fig. II.3.c). La cordiérite est localement englobée dans les plagioclases. Le second habitus est poecilitique avec de la sillimanite en baguette incluse dans ce minéral (Fig. II.3.d). Les minéraux accessoires, comme le zircon ou la monazite, se trouvent dans les biotites disséminées dans la masse. Ces observations microscopiques argumentent une déformation post-solidus sous haute température.

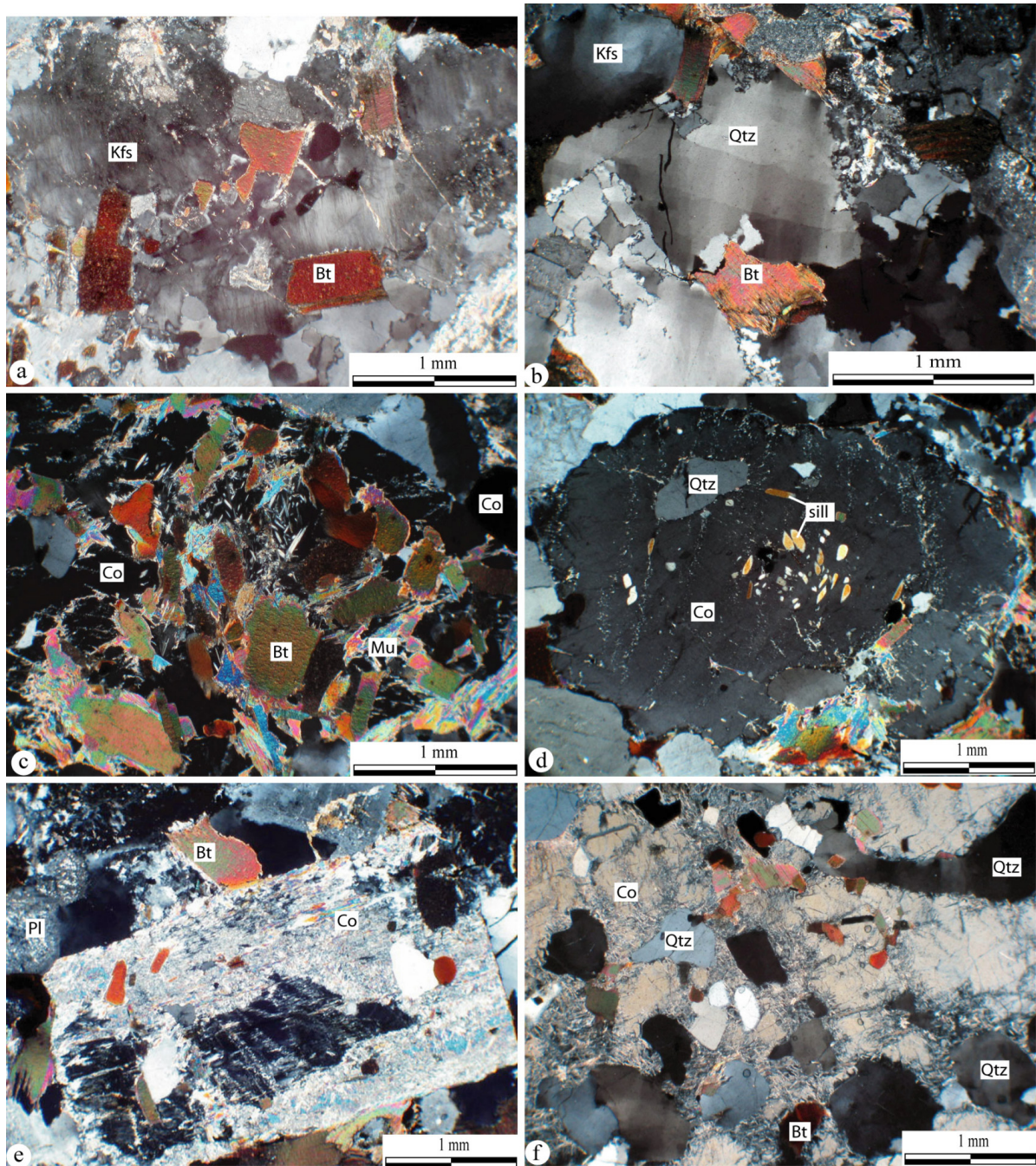


Fig. II.1.3. photographies au microscope des différents minéraux constitutifs de l'aubussonite.

a : déformation ductile du feldspath potassique.

b : quartz avec limite de joint en damier.

c : cordiérite métamorphique avec présence de sillimanite et cristaux de biotite.

d : cordiérite métamorphique avec présence de sillimanite.

e : cordiérite magmatique automorphe.

f : cordiérite interstitielle.

Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Co : cordiérite, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite, sill, sillimanite.

- A proximité d'un contact avec un granitoïde de Guéret :

En lame mince, cette roche présente une texture grenue et ressemble fortement à celle d'un granitoïde (origine magmatique). Sa structure apparaît beaucoup moins déformée que dans le cas précédent, où elle est éloignée des granitoïdes de Guéret. Le quartz cristallise en plages polycristallines avec des limites de grains rectilignes. Ici, en plus de l'habitus automorphe et poecilitique, la cordiérite est xénomorphe, interstitielle (Fig. II.1.3.f) et englobe essentiellement du quartz et de la biotite.

1.1.2. Géochimie des aubussonites

Huit nouvelles analyses ont été acquises sur ces roches lors des levés des cartes de St-Sulpice-les-Champs, d'Aubusson et de Felletin (Fig. II.1.1).

Dans le diagramme chimico-minéralogique (Al/3-K) en fonction de (Al/3-Na), les analyses chimiques tombent dans l'aire des roches paradérivés de type shale (Fig. II.1.4).

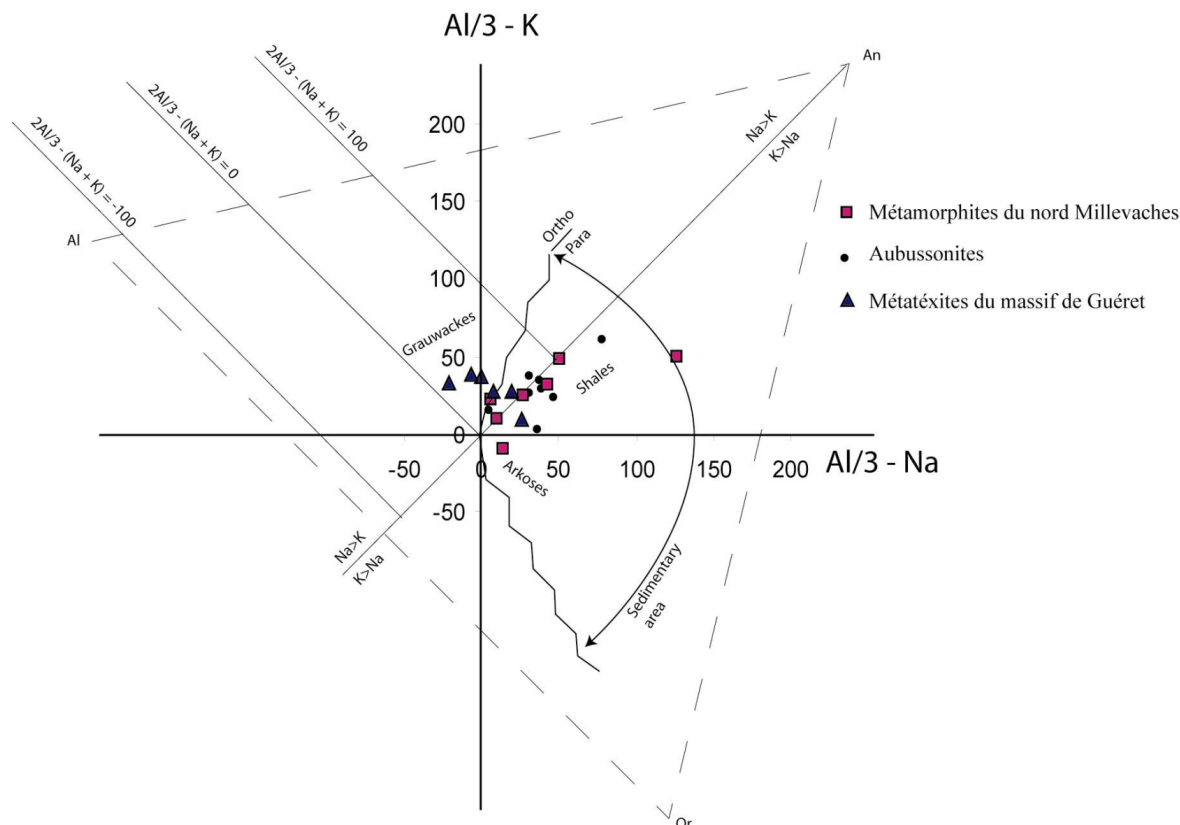


Fig. II.1.4. Position des analyses chimiques sur roches totales des aubussonites, des métamorphites du nord Millevaches et des métatexites du Massif de Guéret dans le diagramme chimico-minéralogique $(Al/3 - K) = f(Al/3 - Na)$.

L'utilisation du diagramme de Debon et Lefort (1983) montre un étalement des analyses chimiques suivant un nuage identique à l'évolution des granitoïdes type S dont le paramètre A diminue avec le paramètre B (Fig. I.10 et II.1.5).

Ce groupe de roches est acide (SiO_2 entre 64,1% et 72,8%, moyenne = 67,4%). La somme ($FeO_t + MgO + TiO_2$) a pour moyenne 7,8%. Le K_2O varie de 4,7% à 2,4% et le Na_2O de 1,0% à 2,5% pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO augmente de 0,5% à 1,1%. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 68 et 232) et un paramètre B entre 90 et 169. Le rapport A/CNK varie entre 1,37 et 3,25. Ce sont donc des roches très fortement alumineuses et mélanocrates (Debon et Le Fort, 1983) (Fig. II.1.5).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N est assez constant (entre 7,1 et 11,4). 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. La somme de terres rares trivalentes s'étale entre 82 et 113. Les terres rares, le Zr, le Hf et le 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 aubussonites 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).

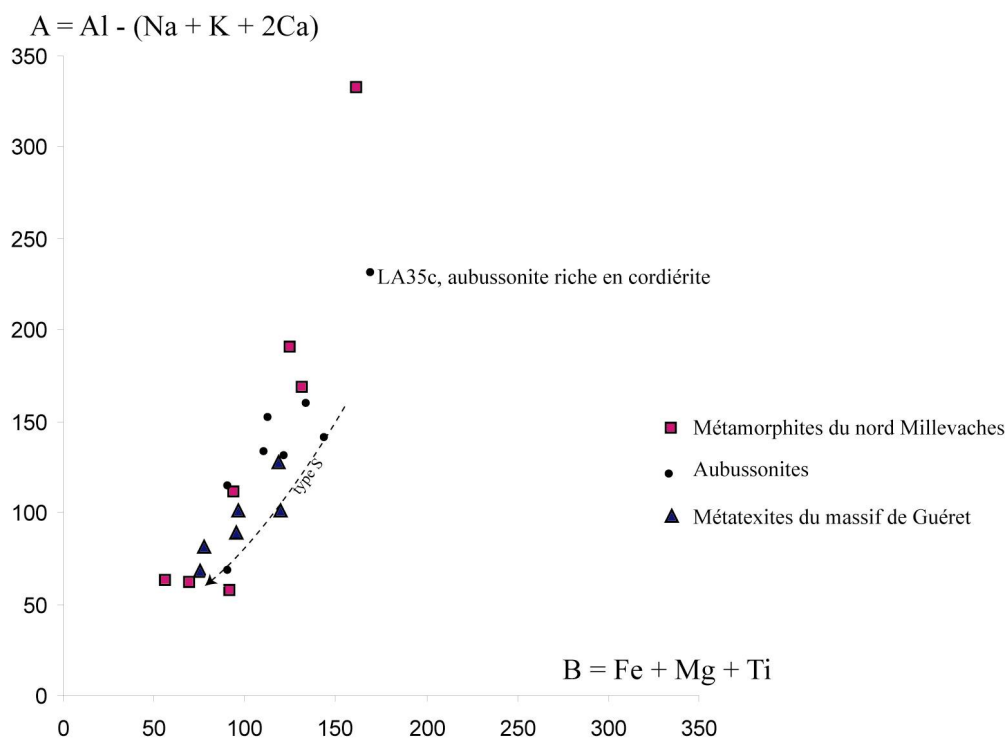


Fig. II.1.5. Position des analyses chimiques sur roches totales des aubussonites, des métamorphites du nord Millevaches et des métatexites du Massif de Guéret dans le diagramme AB de Debon et Le Fort (1983).

1.1.3. Discussion

Origine du matériel : Les spectres de terres rares et la composition des aubussonites sont comparables à ceux de shales ou de grauwackes et non à ceux d'un granite moyen. Ces roches possèdent un pourcentage en Na_2O de 2% en moyenne contre 3 à 3,5% pour un granite moyen, de même la somme $FeO+MgO+TiO_2$ et la peraluminosité sont élevées par rapport au pourcentage en SiO_2 . Les teneurs en Zr, Hf et Th sont également identiques à celles de shales ou de grauwackes moyennes. De même, le surplus de Mg, Ni, Cr et Co sont des teneurs normales pour des shales ou des grauwackes. La gamme des compositions en terme de peraluminosité et teneurs en ferromagnésiens dans le diagramme AB (Fig. II.1.5) correspond essentiellement aux hétérogénéités initiales de composition des sédiments.

La texture grenue des diatexites hétérogènes ainsi que les minéraux magmatiques qu'elles contiennent (cordiérite automorphe, plagioclase automorphe...) indiquent une cristallisation partielle de la roche à partir d'un magma. De plus, il existe dans la littérature des magmas qui peuvent être rapprochés des compositions type des aubussonites, comme ceux issus du complexe de Toledo en Espagne (Barbero et Villaseca, 1992), dont les paramètres A et B du diagramme de Debon et Le Fort (1983, 1988) varient respectivement de 114 à 232 et de 90 à 169. Le déplacement des jus produits par l'anatexie pourra être donc vraisemblablement conséquent et le protolithe des aubussonites se situerait bien en dessous du site de mise en place des diatexites. Un fort taux de fusion, révélé par un rapport Al_2O_3/TiO_2 faible (Sylvester, 1998) confirme la logique d'une forte ségrégation et d'une réunification des liquides silicatées, leur permettant ainsi de se déplacer. Les minéraux reliques enclavés (quartz, biotite xénomorphe, sillimanite) et la cordiérite poecilitique constituent des restites du matériel métamorphique qui a partiellement fondu. Ces minéraux reliques qui sont soit dispersés dans la trame granitoïdique de la roche, soit concentrés en amas auraient été emmenés avec le magma lors de son ascension.

Le rapport isotopique initial du strontium de $0,71507 \pm 20$ (Le Breton et al., 1986) argumente une origine crustale pour le matériel source des aubussonites. La lithologie originale de cette série,

avant transformation en climat métamorphique catazonal, serait composée d'une série sédimentaire grauwaqueuse et principalement argileuse (Fig. II.2.4) assez homogène et très épaisse.

Données géochronologiques : Ces diatexites à cordiérite d'Aubusson ont fait l'objet d'une datation à 356 ± 8 Ma (Le Breton et al., 1986) par la méthode Rb - Sr sur roche totale, avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,715. L'âge obtenu étant estimé trop jeune par rapport aux âges des migmatites similaires voisines (environ 380 Ma), nous avons fait procéder à trois nouvelles datations (A. Cocherie du BRGM) par la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite. Les trois échantillons de granitoïdes d'anatexie ont été prélevés à proximité d'Aubusson, dont un dans la carrière du Puy-du-Roy (LA 35b) 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. 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 (graphiques et détails dans Rolin et al., 2005) et permettent d'attribuer à l'anatexie responsable de la formation des granitoïdes d'anatexie d'Aubusson un âge moyen vers 375 Ma ($377 / 373$ Ma en tenant compte des fourchettes d'erreurs). J'interprète ces âges comme dus à la mise en place et à la cristallisation du magma anatectique dans son site actuel.

Rôle des aubussonites dans l'élaboration des magmas peralumineux type Guéret : Les rapports initiaux du strontium sont de $0,71507 \pm 20$ pour les aubussonites (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 aubussonites (à SiO₂ égal), empêchent de considérer les aubussonites comme source potentielle unique du magma responsable des granitoïdes de Guéret.

1.2. Les métatexites du Massif de Guéret

1.2.1. Description des métatexites du Massif de Guéret

Elles affleurent au nord et au sud du complexe granitoïde de Guéret (Fig. II.1.1). Ce sont des roches grises dont la taille du grain est comprise entre 2 et 4 mm. Un rubanement métatectique (Fig. II.1.6) montre des mobilisats quartzo-feldspathiques plus ou moins développés qui donnent parfois naissance à un véritable granitoïde peralumineux assimilable à ceux du Massif de Guéret. Les mélanosomes sont majoritairement composés de biotite et de plagioclase. Leur taille le plus souvent inférieure au centimètre se résume parfois à un mince feuillet biotitique d'épaisseur inférieure au demi-millimètre. Les métatexites de Lépaud, où le mélanosome est principalement constitué de cordiérite, n'appartiennent pas à ce groupe mais seraient davantage reliées aux diatexites grenues hétérogènes à cordiérite.

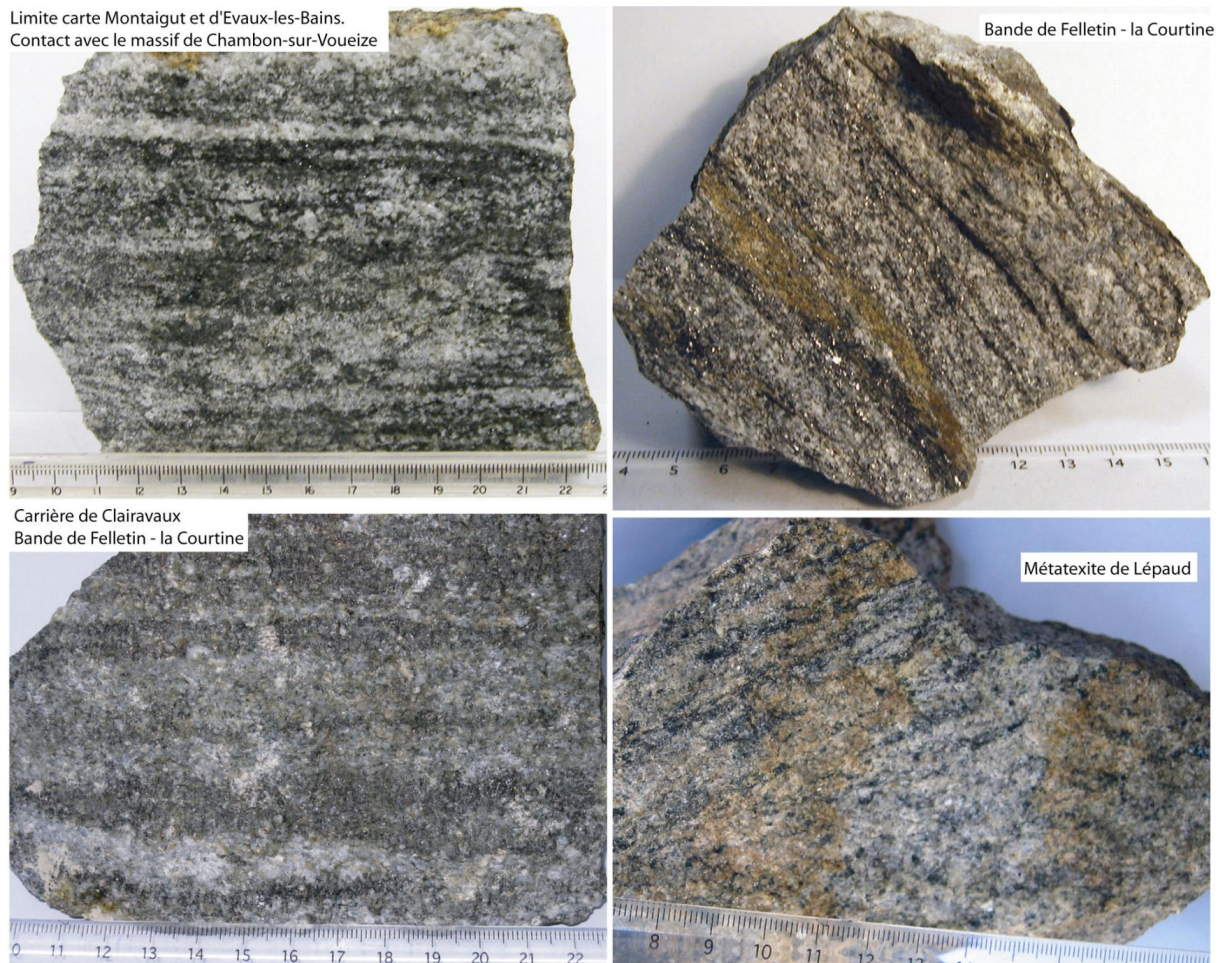


Fig. II.1.6. Aspect macroscopique des métatexites du Massif de Guéret et d'une métatexite de Lépauud.

En lame mince, 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. La cordiérite apparaît sous la forme subprismatique (interprétée comme magmatique). Elle commence à se pinnitiser.

1.2.2. Géochimie des métatexites du Massif de Guéret

Le stade anatectique assez évolué des métatexites du Massif de Guéret nous autorise à les étudier comme des granitoïdes.

Ce groupe de roches est acide (SiO_2 entre 68,2% et 74,7%, moyenne = 71,4%). La somme ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) a pour moyenne 6,2%. Le K_2O varie de 4,0% à 2,0% et le Na_2O de 2,1% à 3,2% pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO augmente de 0,4% à 1,2%. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 69 et 128) et un paramètre B entre 76 et 120. Le rapport A/CNK varie entre 1,4 et 1,73. Ce sont donc des roches très fortement alumineuses et mélanocrates (Debon et Le Fort, 1983) (Fig. II.1.5).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N oscille entre 7,4 et 15,8. Les rapports des terres rares lourdes (Gd_N/Yb_N) est équivalent à ceux des granitoïdes de Guéret pour un pourcentage en SiO_2 équivalent. La somme de terres rares trivalentes s'étale entre 57 et 106.

1.2.3. Discussion

Je me suis souvent interrogé sur le terrain si certaines de ces métatexites ne correspondaient pas à des granitoïdes lités. Cet aspect lité des granitoïdes est notamment décrit par Pons (2006) sur le pluton de Tarçouate au Maroc. Le granitoïde métalumineux de Saint-Colomban dans les Alpes

françaises présente également des roches lités. Le graphique des alcalins en fonction de CaO (Fig. II.1.7) permet de lever le doute quant au lien de ces métatexites avec les granitoïdes de Guéret. Le domaine défini par les migmatites est bien séparé du domaine défini par les granitoïdes de Guéret. Pour un pourcentage en CaO équivalent, les migmatites sont plus pauvres en alcalins.

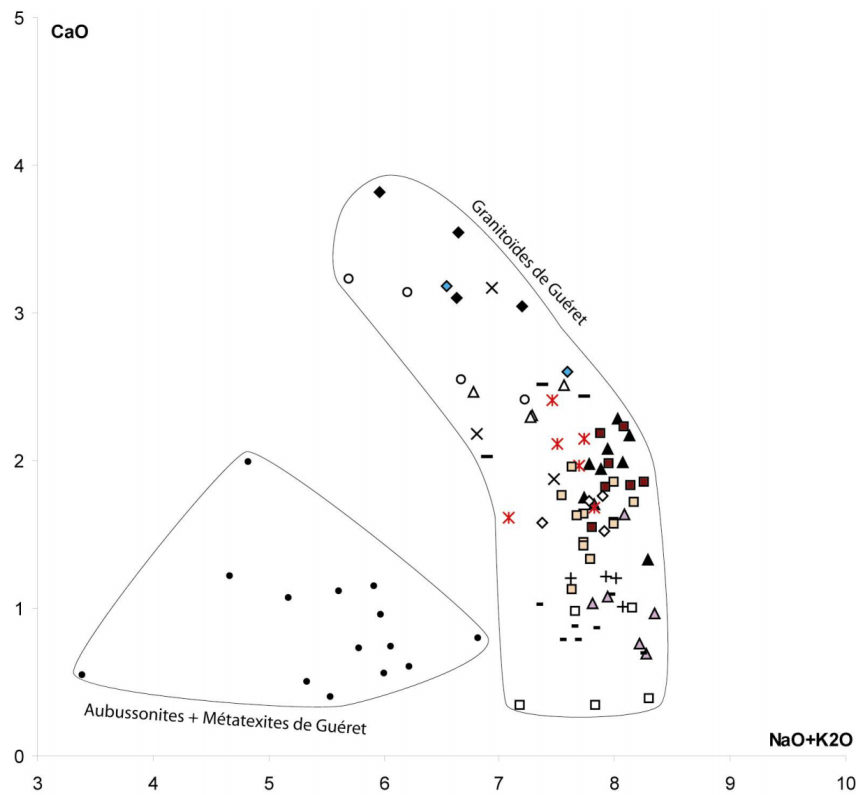


Fig. II.1.7. Comparaison des analyses sur roches totales des granitoïdes de Guéret et des migmatites (aubussonites et métatexites) d'après les pourcentages en alcalins et en CaO.

Un âge sur monazite à 354 ± 5 Ma est effectué par Gébelin (2004) sur un leucosome d'une métatexite localisée le long du segment de Felletin – la Courtine. L'anatexie est donc rapportée au Tournaisien, ce qui à part un âge à 355 ± 6 Ma (monazite) sur des migmatites du plateau d'Aigurande (Be Mézeme, 2005) et l'ancien âge à 355 ± 8 Ma sur les aubussonites (le Breton et al., 1986), est peu argumenté dans l'histoire du Massif Central. Cet âge est étroitement lié avec la mise en place des premières venues magmatiques du complexe granitoïdes de Guéret. Ce qui est en accord avec les observations de terrain qui montrent que les migmatites présentent une structure granitique à proximité des granitoïdes de Guéret. Soulignons que l'on retrouve également des enclaves métatectiques dans les différents corps granitiques de Guéret (cf. Chapitre III).

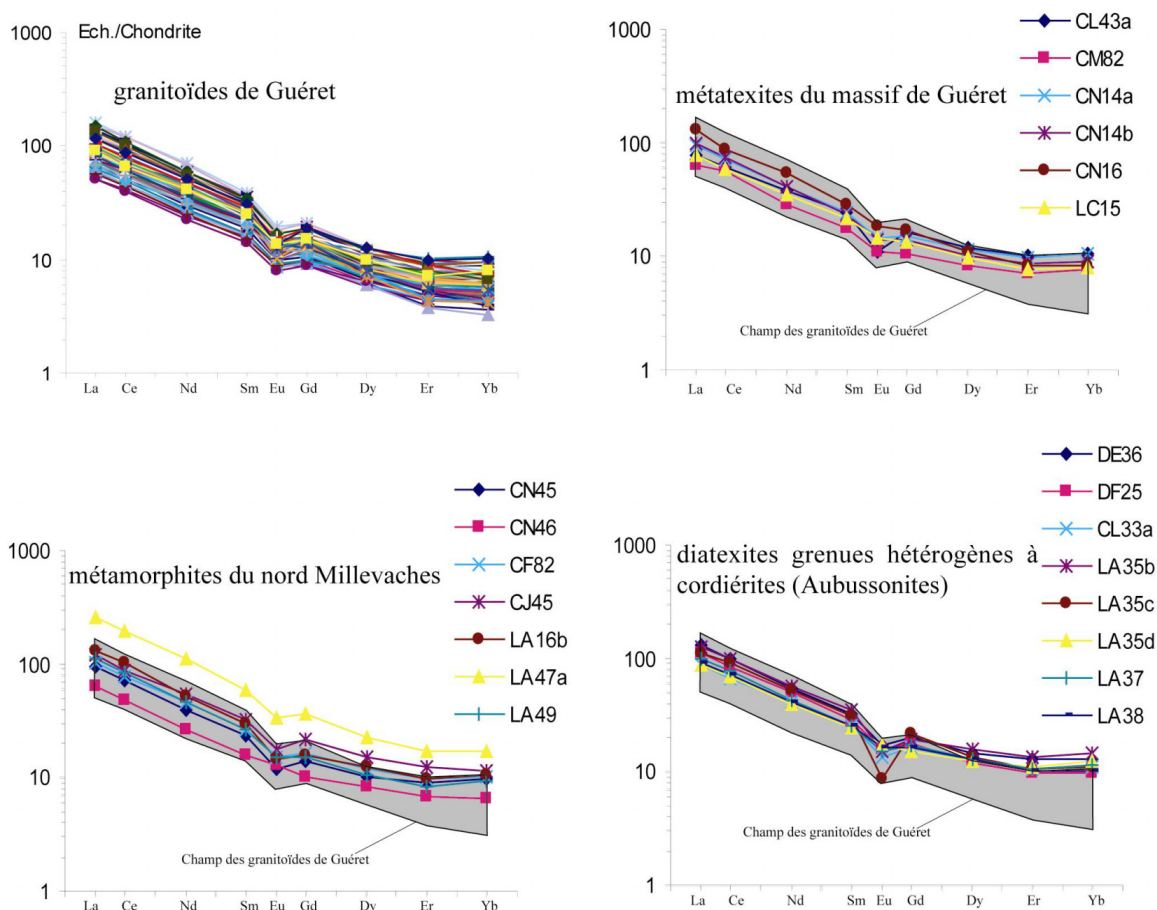


Fig. II.1.8. Spectres des terres rares des métatexites du Massif de Guéret, des métamorphites du nord Millevaches et des aubussonites comparés avec les spectres des terres rares des granitoïdes de Guéret. Normalisation aux chondrites selon Vidal (1994).

1.3. Les métamorphites du nord Millevaches

1.3.1. Description des métamorphites du nord Millevaches

Les formations métamorphiques de la bordure nord Millevaches forment deux bandes d'orientation N115 séparées par des lames de granitoïdes à deux micas. La plus septentrionale est la formation micaschisto-gneissique de Villesourde et la seconde est la formation de gneiss métatectique de St-Hilaire-le-Château – Banize (Fig. II.1.9).

Les roches qui composent ces bandes sont principalement des micaschistes et des gneiss métatectiques. Les micaschistes proviennent de l'ultramylonitisation des gneiss métatectiques en contexte amphibolitique rétrogradée dans le faciès des schistes verts.

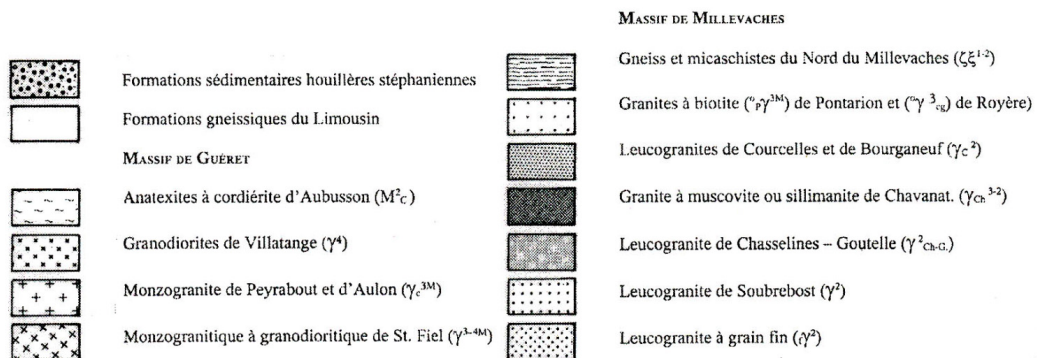
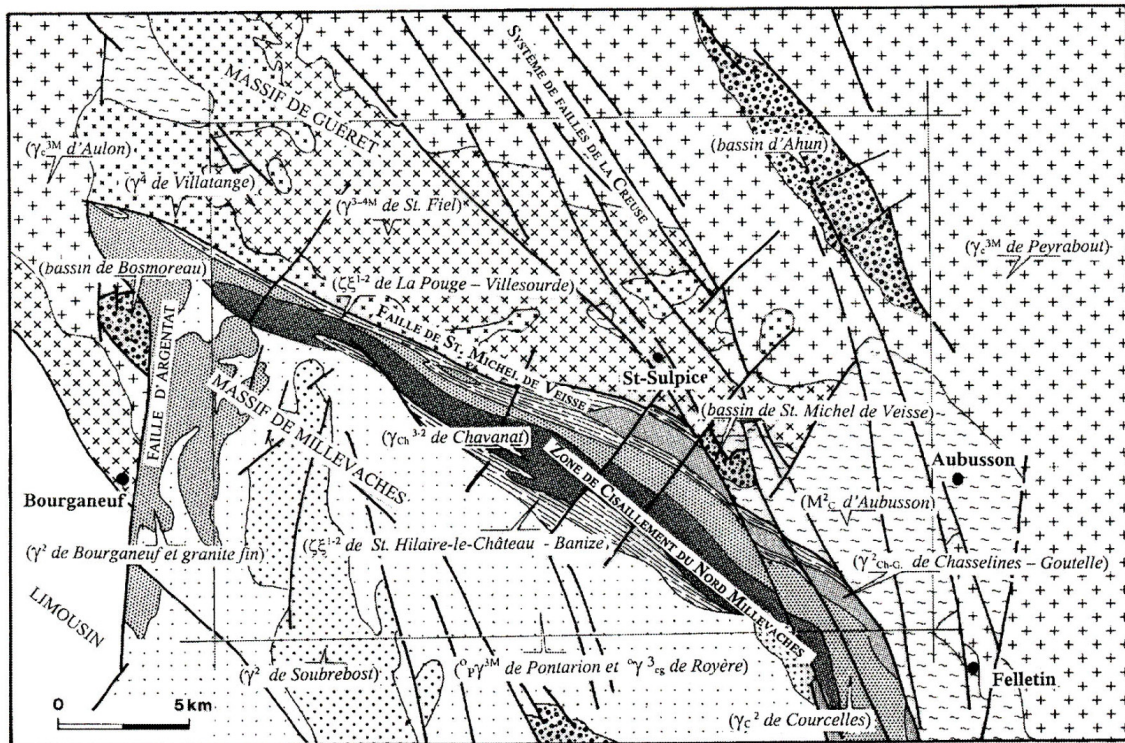


Fig. II.1.9. Localisation des métamorphites nord Millevaches sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin et al., 2006).

a. Gneiss métatectiques. Ils affleurent en bordure nord des granitoïdes de Pontarion-Royère (Fig. II.1.9) et encaissent les leucogranites de Chavanat, de Courcelles et de Chasselins-Goutelle (Fig. II.1.9). Ils sont bordés au nord par les micaschistes de Villesourde, avec lesquels les relations ne sont pas visibles faute d'affleurement. Ces gneiss, à grain fin à moyen, ont un aspect fortement schisteux (paléosome très biotitique), dans lequel s'insinuent des veines granitiques (leucosome) à grain le plus souvent fin (1 à 2 mm), ce qui confère à la roche un aspect rubané.

Au microscope, la roche a une texture grenue orientée. Elle comporte du quartz déformé (extinction roulante et bandes de déformation), du plagioclase, un peu tordu, toujours présent ; feldspath K assez rare plus ou moins envahi de séricite ; biotite avec zircon, orientée en voie de décoloration ou de chloritisation, muscovite bien développée et toujours présente ; cordiérite en cristaux ovoïdes en voie de totale pinitisation ; opaques.

b. Micaschistes mylonitiques à ocelles feldspathiques de Villesourde. Ils constituent une bande presque continue de 300 m à 1600 m de puissance qui jalonne la faille de St-Michel-de-Veisse. Ces micaschistes semblent passer graduellement vers le sud aux gneiss rubanés métatectiques par augmentation de la taille du grain, diminution de l'abondance des micas, apparition des veines de leucosomes et disparition de l'intensité du cisaillement dextre.

A l'affleurement, ces roches sont finement feuilletées, de couleur brunâtre, aux reflets mordorés ou argentés, ou gris verdâtre. Elles sont formées de feuilletés phylliteux millimétriques qui

alternent irrégulièrement avec des feuillets quartzeux. Ces feuillets moulent des ocelles feldspathiques millimétriques.

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

1.3.2. Géochimie des métamorphites du nord Millevaches

Ces roches sont acides (SiO_2 entre 65,1% et 76,46%, moyenne = 71,4%), sauf pour LA47a ($\text{SiO}_2 = 65,1\%$). La somme ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) a pour moyenne 6,8%. Le K_2O varie de 2,9% à 5,0%, le Na_2O de 0,88% à 2,4% et le CaO varie de 0,0% à 1,52%. Ces roches sont caractérisées par un fort étalement du paramètre A (entre 57 et 333) et un paramètre B entre 56 et 162. Le rapport A/CNK varie entre 1,30 et 3,48. Ce sont donc des roches très fortement alumineuses et mélanocrates (Debon et Le Fort, 1983) (Fig. II.1.5).

Du point de vue des éléments en traces, le rapport La_N/Yb_N est assez constant (entre 9,7 et 15,4).

Ces gneiss ont une composition chimique relativement proche de celle des gneiss et micaschistes du parautochtone du Limousin ceinturant le massif granitique de St-Goussaud (Arène et al., 1972) dont le chimisme s'échelonne depuis le domaine des sédiments argileux jusqu'à celui des grauwackes.

1.2.3. Discussion

Il est difficile de bien distinguer, à partir des éléments en traces, les métamorphites du nord Millevaches des aubussonites et des métatexites du Massif de Guéret (Fig. II.1.8 et 10). Néanmoins, le diagramme chimico-minéralogique $(\text{Al}/3 - \text{K}) = f(\text{Al}/3 - \text{Na})$ place les analyses des métamorphites du nord Millevaches exclusivement dans le domaine paradérivé alors que les analyses des métatexites du Massif de Guéret empiètent dans le domaine orthodérivé (Fig. II.1.4).

La série métamorphique du nord Millevaches présente des intercalations de lentilles amphibolitiques que l'on ne retrouve pas dans les métatexites de Guéret. De plus, la série du Chavanon, où les métatexites du Massif de Guéret affleurent, présente des intercalations de bancs de marbre qui n'ont pas été retrouvées lors de la cartographie des séries métamorphiques du nord Millevaches (Rolin et al. 2005). Bien qu'il existe une similitude géochimique avec les métatexites du Massif de Guéret, la parenté avec ces dernières est donc peu probable.

L'âge absolu de l'anatexie de ces formations métamorphiques est inconnu. Par comparaison, les migmatites du sud Millevaches fournissent des âges obtenus sur monazite autour de 335 Ma (Be Mézeme, 2005). Cependant, je doute fortement que les métatexites du Nord Millevaches aient le même âge, puisque les leucosomes de ces migmatites sont affectés par le cisaillement dévono-tournaisien dextre (Cartannaz et al., 2006) de la Zone de Cisaillement Nord Millevaches (cf. Chapitre II.2).

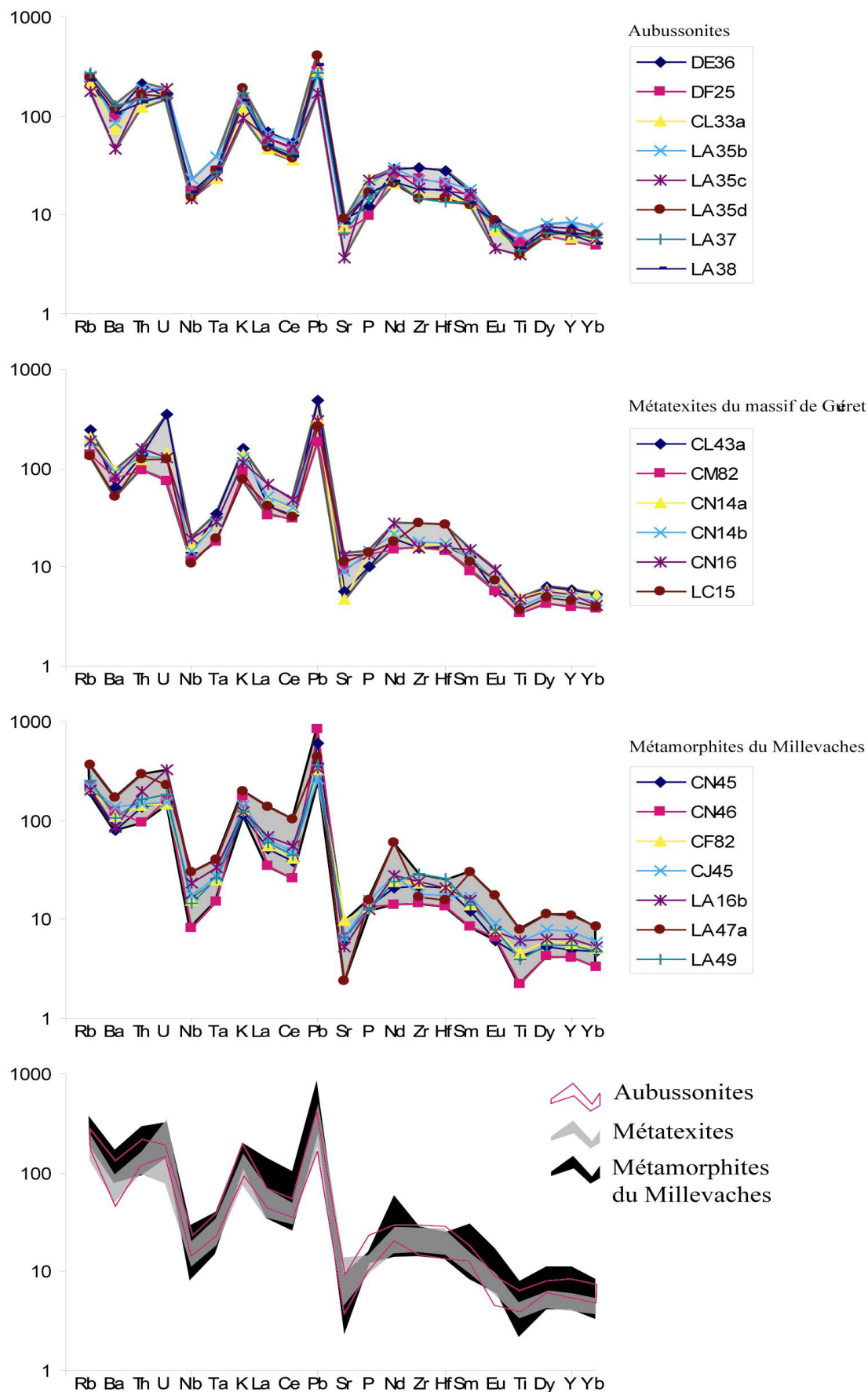


Fig. II.1.10. Diagrammes araignées pour les aubussonites, les métatexites du Massif de Guéret et les métamorphites du nord Millevaches. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

2. Les structures dans les roches métamorphiques

2.1. Les aubussonites

Les observations microscopiques présentées dans le chapitre II.1 montrent une déformation ductile de la roche sous haute température lorsque l'on est éloigné d'un contact granitoïde. Les aubussonites sont également assimilables à un granite et à ce titre, elles constituent un outil idéal pour l'enregistrement du contexte de déformation au Frasnien. Les levés géologiques en cours sur les feuilles de Felletin et d'Ussel montrent que ces formations ont subi une déformation mylonitique en contexte amphibolitique responsable de la genèse des micaschistes qui affleurent le long de la bande Felletin-la Courtine.

En dehors des grands couloirs mylonitiques, les structures visibles sont rares. Ces migmatites ne présentent pas de foliation bien marquée, exceptée une légère orientation E-W des minéraux (micas surtout). Jover (1986) a effectué des mesures d'ASM sur les aubussonites (Fig. II.2.1) et les résultats fournissent une linéation magnétique majoritairement orientée vers le NW (18, N304) portée par une foliation magnétique sub-horizontale (N155, 13SW).

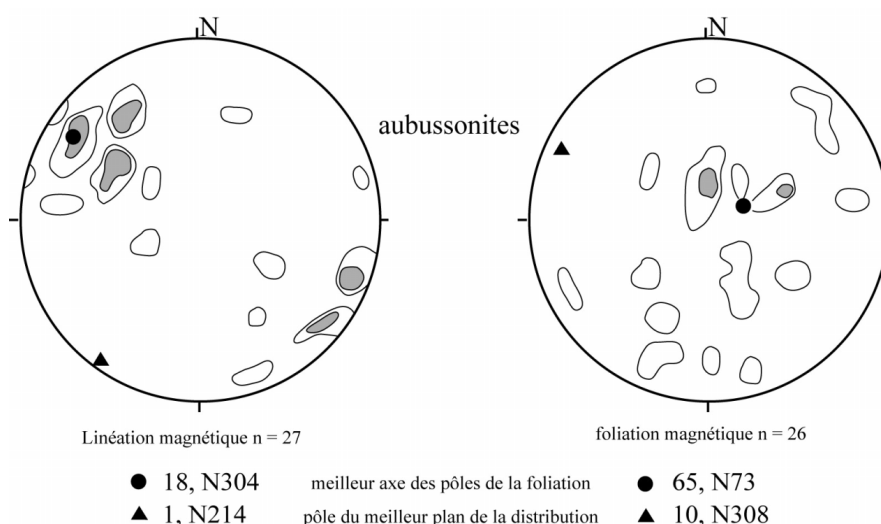


Fig. II.2.1. Projection stéréographique sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieure) des mesures de foliations et linéations magnétiques réalisées dans les aubussonites par Jover (1986).

Une étude magnétique le long d'un contact entre un granitoïde de Guéret et les aubussonites constitue l'objet de l'article présenté ci-après (prochainement soumis à un journal international). Ce papier met en valeur la déformation qu'occasionne la mise en place d'un magma dans son encaissant. De plus, il discute du sens de la linéation magnétique dans un magma.

Les principaux résultats montrent qu'au nord de la ville d'Aubusson, les mesures d'ASM effectuées sur le contact intrusif entre la granodiorite de Guéret et les aubussonites exposent 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). La foliation magnétique des aubussonites, qui devait être initialement plate (Fig. II.2.1), est maintenant parallèle à la foliation magnétique verticale de la granodiorite de Guéret. Quant à l'ellipsoïde magnétique, il montre un aplatissement ($T > 0$) dans le domaine migmatitique. Il en résulte donc une déformation ductile des aubussonites qui constituaient un encaissant encore mou lors de la mise en place « en force » de la granodiorite de Guéret.

Dans le domaine granitique, l'écoulement magmatique traduit un ellipsoïde magnétique plan ($T \pm 0$) qui est logique avec une déformation non-coaxiale en bordure de pluton. L'organisation spatiale de la fabrique magnétique le long de la coupe révèle une linéation minérale qui est sub-parallèle au déplacement du magma.

AMS detailed study of magmatic intrusive contact and host rocks deformation

Charles Cartannaz^{a,*}, Patrick Rolin^a, Yan Chen^b, Michel Faure^b

^a Géosciences, EA 2642, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France

^b Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

*Corresponding author. Tel: +33.(0)3.81.66.64.31, fax: +33.(0)3.81.66.65.58

E-mail address: charles.cartannaz@univ-fcomte.fr

Abstract

This study deals with the different aspects of magnetic ellipsoid carried by AMS along a cross-section through a pluton margin. Microstructures indicate the absence of important solid state deformation in host rocks, composed by anatexite, and that deformation occurs at sub-solidus state in the granitoid.

First, we address the strain problem associated with forceful emplacement and internal magma chamber processes. One important result is that the magnetic fabric pattern of the granitic magma is similar to the migmatite one. The migmatitic domain is affected by a subvertical foliation conformable with limits of the pluton. The axes of AMS ellipsoids have regular orientations in the granitic domain whereas they are more scattered in the host rocks domain. This feature is rather due to the rearrangement of host rocks fabric during the forceful magma emplacement related to a local deformation completely distinct from the regional one. Therefore, we interpret the magnetic flattening of the host rocks in response to the granitic body emplacement.

Secondly, this paper aims to analyse the magma behaviour in front of a host rocks boundary surface. The fabric is characterised by a plane magnetic ellipsoid and the P' magnetic parameter drops towards the lithological limit. In response to the cooled host rocks, the margin of the intrusion records the first increment of the deformation due to forceful emplacement and the most internal zone records the entire deformation. We conclude that the magnetic lineation which correspond to the stretching direction is close to the hypothetical flow direction.

Key words: Anisotropy Magnetic Susceptibility (AMS), shape preferred orientation, intrusive contact, forceful emplacement, host rocks, deformation.

1. Introduction

The emplacement processes of the granitic bodies represent a recurring interest in the international literature. One of the topics, the “space problem” or the “room problem” seems to be solved with a tectonic control responsible for the created place (Paterson & Schmidt 1999, Vignerresse 1995). Large scale shear zones or fractures facilitate this “passive” emplacement of the pluton. Another mechanism consists in the “forceful” emplacement with a horizontal motion, including sub-vertical foliation in the host rocks (Tikoff et al. 1999). This paper proposes to analyse, through a AMS approach, the damage caused by a granitic body emplacement in a surrounding metamorphic unit and provides evidence for a forceful emplacement completely distinct from a tectonic control. We discuss the different relationships between host rocks and magma emplacement and between local and regional deformation.

The mass transfer processes in a magmatic pluton is another topics of great interest. The characterization of granitic mass transfer constitutes a clue in the understanding of magma emplacement. Therefore, the signification of the mineral lineation in granitic body is important but can be equivocal. It may be separated with some confidence from a tectonic to a magmatic origin owing to microstructural observations (Vernon 2000). If no doubt appears in the case of tectonic origin it becomes more difficult to interpret a magmatic lineation. The evolution of the shape preferred fabric during simple shear has been investigated by many analogue and theoretical studies (Arbaret et al. 2000, Arbaret et al. 2001, Ildefonse et al. 1992a, Ildefonse et al. 1992b, Marques & Coelho 2003).

This paper discusses a magmatic noncoaxial flow through a AMS view. With good constrains of the boundary conditions and a characterization of the magnetic fabric, we attempt to answer at the following question: what is the signification of a magmatic lineation in an intrusive pluton?

2. Geological setting

The Guéret granitoids, spreading over 4500 km², belong to the peraluminous cordierite bearing granitoids (Debon & Le Fort 1983). These plutonic rocks correspond to the largest massif of this type in the western part of the French Massif Central (Fig. 1). In the present state of knowledge, the tectonic setting and geodynamical signification of the emplacement granitoids remains poorly understood. They are associated with a NW-SE trending lineation which may occur in extensional, transcurrent or compressional tectonic regime. A monzogranitic petrographic type was dated by Rb/Sr on whole rock and yielded a 356±10 Ma age (Berthier et al. 1979). Recent ages on monazite and zircon confirm this Tournaisian time emplacement (Cartannaz et al. 2006a). The host rocks of Guéret massif are composed by cordierite bearing diatexite named Aubussonite (Le Breton et al. 1986). This migmatite experienced an Devonian anatexis dated around 370-375 Ma on monazite (Rolin et al. 2005a) and crystallized under an intermediate pressure/intermediate temperature metamorphism. The different initial isotopic ratios ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr of 0.7098 ± 4 (Berthier et al. 1979, Downes et al. 1997, Duthou 1984) for the Guéret granitoid and of 0.714 for the diatexite cordierite bearing (Le Breton et al. 1986) rule out the host rocks origin for the Guéret granitoids. This host rock was completely crystallised during magma emplacement and the migmatite temperature (ca. 300/350°C) is argued by ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on biotite (Costa 1992, Costa & Maluski 1988). AMS data on migmatite argue for a general flat pattern for the foliation with a sub horizontal EW trending lineation (Jover, 1986). The studied site is located in the St-Sulpice-les-Champs map (Rolin et al. 2005b) at the north of the Aubusson town (Fig. 1) (Lambert 2: X = 585,8 ; Y = 2109,2).

3. Macrostructural and microstructural observations

3.1. Macrostructural observations

At the north of Aubusson's town, despite a poor outcrop conditions, the cartographical data show a vertical East-West contact between migmatitic host rocks and granitoid at the scale of the 1/50 000 map (Rolin et al. 2005b) but local measurement on the outcrop displays a N70, 70S orientation of this boundary surface. We opt for this last value for the final discussion. Along the studied cross-section, the granitoid/migmatite contact is sharp (Fig. 2g) and this occurrence is very rare to observe through the entire Guéret massif. Another type of contact can be described with a gradual passage between the wall rocks and the granitoid without sharp contact (Sabourdy & Tempier 1982). This feature has drove the previous authors (Chenevoy 1958, Raguin 1928) to propose the wall rocks as the origin of the Guéret granitoids with an in situ anatexis. This gradual passage can be observed along the railroad track at the bottom of the Creuse valley at West of the studied site.

Along the cross-section, the studied Guéret granitoid displays a granodioritic composition. The grain maximum size reaches 5 mm and decreases towards the contact. Some porphyritic K-feldspars of 2 cm appear with a invariable percentage along the cross-section. Cordierite presents euhedral aspect and appears in few percentage (<5 %). The foliation is uneasy to observe on the vertical outcrop, except near the contact (Fig. 2g) where it is possible to suggest a relative downward of displacement of the magma from the imbrication criterion (Fig. 2h). Indeed, the slight angle between the lithological contact and the foliation suggests the sense of shearing.

Cordierite bearing diatexite looks like a granitoid (grain size: 1 to 3 mm). On the field, the distinction between granitoid and migmatite is not easy because of the grain size convergence. Only heterogeneous nodules of cordierite and biotite confer a migmatitic aspect. It is scarcely possible to read a foliation on the field because of the irregularity of biotite distribution.

3.2. Microstructural observations

It is worth determining the magma rheologic condition when the magma acquired fabric to interpret the magnetic results. Therefore, thin sections cut parallel to the lineation and perpendicular to the foliation in the granitoid and the host rocks were observed.

The Guéret granodiorite

This Granitoid presents a granoblastic texture. Biotite size, which is normally 4 to 5 mm length dims to 1 to 2 mm length nearby the limit. Biotites are rectilinears and present rare evidence of deformation, like kinks (Fig. 2a). K-feldspars show a weak zoning and exhibit a subeuhedral shape like plagioclases which crystallize in subeuhedral laths (Fig. 2a). The quartz, the most sensitive marker of the deformation does not show undulose extinction and scarce sub grains appear (Fig. 2b). Hence, as no dynamic recrystallisation and few high temperature ductile deformation occurs, a magmatic state is inferred for the fabric formation (Hibbard 1987, Hutton 1988, Paterson et al. 1989, Vernon 2000).

The cordierite bearing diatexite

The structures observed are the same that those in the granitoid with a granoblastic texture. Biotites are undeformed and plagioclases and cordierites are euhedral (Fig. 2c, d) proving their magmatic origin. Another type of cordierites embed subeuhedral quartz and biotites crystals giving an interstitial texture to the thin section (Fig. 2e). These observations suggest typical metasomatic cordierite habitus normally present in the country rocks close to the plutonic contact (Clarke 1995). Although the cordierites are fresh, a slight alteration (pinitisation) provokes muscovites bearing in few amount. After the state deformation, we also infer a fabric formation created in magmatic state in the migmatite. Evidences for metasomatic fluid are enhanced by interstitial texture of the metasomatic cordierite. Crystallisation of secondary biotite related to metamorphism of contact or metasomatic fluid has been searched without results. It imply that the difference of temperature between the wall rocks and the granitic magma during his emplacement was not sufficient to provoke metamorphic reaction.

Far away the lithological contact (3 kilometres), the microstructural observations show high temperature post-solidus deformation with ductile deformation of K-feldspars and dynamic recrystallisation of quartz (Fig. 2f). It ensues, a tectonic origin for this fabric maybe acquired during the cooling after the Devonian anatexis but certainly achieved before Guéret granodiorite emplacement.

4. AMS results

4.1. AMS sampling

A cross section of 25 meters long was sampled. 25 cores and 21 cores were treated in the Guéret granitoid and in the anatexite, respectively. The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) was measured with the KLY3S kappa-bridge susceptometer (Agico Ltd) with a resolution for Bulk Magnetic Susceptibility (BMS) better than 10^{-8} SI. The sampling location is shown in figure 3.

4.2. Magnetic mineralogy

Before interpreting the results, it's important to identify which mineral phases bear the anisotropy of magnetic signal in order to express the hypothesis that the magnetic ellipsoid correspond to the shape preferred orientation of the mineral considered. First, the order of values of Bulk Magnetic Susceptibility ($1 < \text{BMS} < 10^{-4}$ SI) is consistent with other granitoids bearing paramagnetic phases such as micas and cordierite (Bouchez 1997, 2000). Secondly, the magnetic mineralogy has been studied by Jover (1986) who has shown that the main paramagnetic phase is carried by biotite. The traces of ferromagnetic phases like pyrrhotite, rutile, ilmenite, goethite and titanomagnetite are suspected by Isothermal Remanence Magnetization (IRM) and microscopic observations, but are not sufficient, to significantly alter the magnetic susceptibility signal given by micas (Jover 1986). The cordierites present in the migmatite may perturb the magnetic signal since this mineral have an inverse magneto-crystalline anisotropy (Bouchez 2000). The minimum axis (K_3) of magnetic susceptibility ellipsoid is parallel to the cordierite prism elongation. However, the Bulk magnetic susceptibility (BMS) of the

cordierite is not sufficient to perturb the magnetic fabric created by micas. Therefore, confirmed by field observations, we can assume that the magnetic fabric is similar to the mica petrographic fabric.

4.3. Magnetic fabric

The global stereogram (Fig. 3) shows negligible spatial variations for the K_1 axis among the sampling in the Guéret granitoid (Fig. 3). This homogeneity has been studied in other granitoid (Olivier et al. 1997). However, the T and P' % parameters may vary between two samplings spaced by only few centimetres (Fig. 4). The samples number 140 and 141 show strong variations: ($P'_{140} = 5,6$; $P'_{141} = 3,4$; $T_{140} = -0,189$; $T_{141} = 0,244$). then, it is worth noting that the AMS study is based on the statistical treatment of measures.

The AMS stereonet for the Guéret granitoid shows a good site-average orientation (Fig. 3). The confidence level (Bingham 1964) calculated by the use of Paleomac software (Cogné 2003) gives $\alpha 95_{max} = 4.1$, $\alpha 95_{min} = 3.8$ for K_1 and $\alpha 95_{max} = 5.4$, $\alpha 95_{min} = 3.4$ for K_3 . So, each magnetic axis is considered as well-defined. In opposite, the host rocks AMS stereonet (Fig.3) reveals a poor site-average orientation: $\alpha 95_{max} = 13.1$, $\alpha 95_{min} = 8.6$ for K_1 and $\alpha 95_{max} = 13.8$, $\alpha 95_{min} = 9.7$ for K_3 . The magnetic fabric in the host rocks is poorly-defined because of the scattering of different magnetic axis. However, each global magnetic ellipsoid exhibits a nearby orientation. We obtain a magnetic foliation oriented N90, S77 (i.d. K_3 : 13, N0) in the granitoid and N88, S79 (e.g. K_3 : 11, N358) in the migmatite and a magnetic lineation oriented 51, N253 for the granitoid and 30, N251 in the migmatite. Magnetic foliations of the pluton and the country rocks are sub-parallel to the corresponding contact. Indeed, cartographical works give a subvertical East-West trending limit (Cartannaz et al. 2006b, Rolin et al. 2005b) and the field measure gives a N70,70S orientation for the contact on the site.

The shape characteristic of magnetic ellipsoid is represented by T parameter (Jelinek 1981). T is given by the follow relation: $T = [2 * \ln(K_2/K_3) / (\ln(K_1/K_2))] - 1$, where, K_1 , K_2 , K_3 are maximum, intermediate and minimum orthogonal axes of the AMS ellipsoid, respectively. Three types of magnetic ellipsoid can be inferred: oblate, plane and prolate. In this study, an oblate ellipsoid corresponds to a spatial organization in flattened (disk) shape of micas ; in this case, T value will be close to 1. Contrary, a prolate ellipsoid corresponds to a constricted (rod) shape of arrangement of micas ; T value will be close to -1. A plane ellipsoid type summarizes both characteristics of prolate and oblate ellipsoid with a T value close to 0.

In the granitic domain, the shape characteristic of magnetic ellipsoid consists of a plane tensor whereas in the migmatite domain, the finite magnetic ellipsoids take both a plane and an oblate shape. Many values, close to the boundary, rise above 0.6 giving a fan aspect to the T diagram.

The size characteristic of magnetic ellipsoid (fabric anisotropy intensity) is given by P' % (Hrouda 1982). The anisotropy degree $P' \% = \{ \exp \sqrt{[2 * S(\ln K_i - \ln K_{mean})^2]} - 1 \} * 100$, where $i = 1, 2, 3$ and $K_{mean} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ is an indicator of the intensity of the AMS ellipsoid.

In the granitoid, this parameter decreases in direction to the boundary limit (Fig. 4). In the country rocks domain, the values seem relatively homogeneous and range in the same order that those of the granitic domain located close to the boundary.

K_1 , K_2 , K_3 values are in accordance with the P' % and T parameters (Fig. 4). Indeed, in the granitoid the decrease of K_1 scalar values and the increase of K_3 scalar values in direction to the lithological limit explain the drop of P' % parameter towards the lithological limit. The slight K_2 downward trend near the K_3 values close to the limit is responsible for the relative prolate shape of the AMS ellipsoid. In the migmatite domain, K_1 and K_3 scalar values are homogeneous and similar to those of granitic values close to the limit. K_2 axis diagram displays a fan in accordance with the one of T diagram. Therefore, K_2 axis explains the flattened shape of magnetic ellipsoid in the migmatite bracketed to the boundary surface.

The K_1 inclination is relatively constant in granitoid whereas it is more scattered in migmatite (Fig. 5). The granitic K_1 , K_3 declination and K_3 inclination seem to be close to the boundary orientation in direction to the lithological limit (Fig. 5). At last, always near the limit, the migmatite K_3 declination seems to move closer the granitic one.

Although the determination between the granitoid and the migmatite is difficult because of the convergence of the two petrographic types, the Bulk Magnetic Susceptibility (BMS) confirms the lithological limit observed on the field. This parameter, correlated with the mineralogical composition,

is homogeneous in the granitic domain ($1 < \text{BMS } 10^{-4} \text{ SI} < 3$) whereas it is more scattered ($1 < \text{BMS } 10^{-4} \text{ SI} < 7$) in the country rocks (Fig. 5). This large range may be explained by the heterogeneous content and repartition of biotite in the migmatite.

5. Discussion

5.1. Relationships between host rocks and magma emplacement

Although, a very consistent orientation of the axes of AMS ellipsoids occurs in the granitoid and a rough clustering appears in the host rocks, the mean magnetic axes orientation in both domain is relatively similar. We can explain the same pattern of magnetic axes orientation with two hypotheses:

(1) The parallelism observed between the host rocks and granitoid magnetic foliations suggests that both domains have recorded the same mechanism of emplacement at the same magmatic state but not at the same period. Therefore, the strain field responsible for to the magmatic fabric building was lasting during 25 Ma. However, many authors argue to a polycyclic evolution of the French Massif Central and question about a continuous strain regional regime from Devonian to Early Carboniferous (Faure et al. 1997, Pin 1990). So, we rule out this interpretation.

(2) Granitoid induces perturbation in the regional strain field and controls the repartition and evolution of the host rocks deformation. The heat flow thermal diffusion brought during the granitoid emplacement was sufficient to affect the host rocks ductility. The host rocks temperature was nearby the magma temperature and even allows a great deformation of host rocks by granitoid emplacement. Indeed, on the field, contacts between the Guéret granitoid and the cordierite bearing diatexite are rarely sharp but often gradual. This fact is also supported by the absence of thermal aureole. Then, the country rocks acquires a ductile behaviour nearby the pluton margin allowing the host rocks foliation, which present normally a flat magnetic pattern with a subhorizontal EW trending magnetic lineation (Fig. 3), to become vertical (Fig. 6a). This rheological state in migmatites allows to record the deformation induced by the magma emplacement which provokes the flattening of migmatites magnetic ellipsoid (Fig. 4). Then, we argue for a forcefull emplacement for the granitoid in a soft host-rocks as modelised by Roman-Berdiel (1995).

In the granitic domain, the $P\%$ decreasing in direction to the boundary limit (Fig. 4) may be explained by the cooling of magma in front of the host rocks which modifies the rheologic magma behavior. In granitic body, the rheology varies strongly with mechanical, thermodynamical and chemical conditions. These rheological variations (from Newtonian to Binghamian) occur during magma's cooling along a frozen boundary. In the granitic domain, the petrographical structures observations reveal a difference near and far from the contact with a decrease of the grain size in agreement with the drop of magma temperature in contact to the host rocks. Then, in response to the cooled host rocks, the margin of the intrusive records the first increments of the deformation, before the entire crystallisation, due to the forceful emplacement and the most internal zone records the entire deformation certainly from the rigid percolation threshold (Barros et al. 2001, Paterson et al. 1998, Vigneresse et al. 1996) to the entire crystallization.

5.2. The significance of the mineral lineation

The control of mineral orientation may result from two mechanisms: the tectonic-controlled processes or the magma-controlled processes.

In the wake of forceful emplacement of intrusive bodies, a sub-horizontal lineation suggests stretching parallel to the pluton boundaries along with inflation-related flattening (Pons et al. 2006). Generally, the stretching direction is in accordance with the overall shape of the granitic body (Talbot et al. 2004). In our case, the Guéret magmatic complex display a laccolithic shape inconsistent with a vertical magma emplacement parallel to the vertical K1 magnetic axis. Then, it is unlikely that the stretching lineation is controlled by the regional deformation but more probably by granitic body force. Generally, pluton margins present coaxial and flattening structures with magmatic flow perpendicular to the magmatic foliation (Paterson et al. 1998, Pons et al. 2006). The flattening is argued on the migmatitic domain but no flattening occurs in the granitic domain. So, the local emplacement context of Guéret granodiorite could be different of a flattening under a coaxial regime.

Although shape strain ellipsoid is not correlated to the flow regime, a plane magnetic ellipsoid may be consistent with a noncoaxial flow (Paterson et al. 1998). The scalar parameter T mainly ranges between 0.3 and -0.3 and confirms the plane ellipsoid shape (Fig. 4). However, in the first 5 meters, the shape ellipsoid seems to become prolate and will be in agreement with the theoretical pattern of flow along a rim of dike, where a prolate ellipsoid is the best candidate commonly supposed for a noncoaxial regime (Femenias et al. 2004). In our study, the noncoaxiality component in the magma close to the boundary may be inferred by the slight angle between lithological contact and magnetic foliation in the granitoid (Fig. 2h). Magnetic foliations of the pluton form a slight angle with the corresponding contact (Fig. 5). Then, during the magma emplacement we propose a hypothetical local displacement vector, supposed parallel to the margin pluton, which make an angle of about 15° with the K_1K_2 ellipsoid plane corresponding to the magnetic foliation (Fig. 2h). The orientation of magnetic foliations shows a pattern which exhibits an evolution of foliation declination of ca. 10° (K_3 dec., Fig. 5) and of the dip foliation of ca. 15° (K_3 inc., Fig. 5) along 15 meter in the granitoid domain. In the figure 6a, we show schematically this evolution.

Fig 6b explains how we may infer the hypothetical flow displacement vector in the case of magma-controlled processes. F2 (N92, 83S) corresponds to the average magnetic foliation of cluster of samples located along the thirt ten meters of the cross section (far of the limit, table 1). F1 (N87, 74S) corresponds to the cluster of samples located near the limit between ten meters and the lithological limit. Velocity gradient plane represents the plane related to the pole of magnetic foliation (i.d. F1, F2 poles). The hypothetical flow displacement vector is given by the intersection between boundary surface and velocity gradient plane (Fig. 6b).

We point out a nearby orientation between mineral lineation and flow displacement vector (Fig. 6b). Therefore, from this flow kinematic indicator (imbricated foliations, fig 6a and b), we suggest, on one hand, a relative vertical downward displacement path of the magma in this part of chamber emplacement, compatible with a hypothetical convective cell in the final magmatic chamber (Fig. 6a), on another hand, a slight westward component compatible with a westward spreading of the magma as predicted by Jover (Jover & Bouchez 1986). In this case, the hypothetical flow displacement vector does not fit exactly with K_1 axis but is really nearby and the homogeneity of magnetic axes orientation in granitoid induces a laminar displacement of particles during the magma emplacement. Therefore, no turbulent flow occurs. Previous studies argue, according to the Jeffery's model (1922), that the fabric which develops under a shear strain regime shows a foliation and a lineation which evolve towards the flattening shape and the maximum direction of elongation, respectively {Ildefonse, 1992a #328; Arbaret, 2000 #324; Arbaret, 2001 #331}. However, other studies demonstrate that K_1 does not exactly coincide with the hypothetical flow displacement vector (Femenias et al. 2004, Geoffroy et al. 2002, Rochette et al. 1999). In the case of the magnetic lineation K_1 , the results of this study confirm theoretical equation and analogical experiment since K_1 tends to become parallel to the hypothetical flow displacement vector.

6. Conclusion

This cross-section shows an example of a non-coaxial flow of magma along a boundary surface which is characterised by a plane magnetic ellipsoid shape. The evolution of the orientation of magnetic foliation in front of the limit displays a downward sub vertical hypothetical flow displacement vector. It results that the magnetic lineation does not exactly correspond to the hypothetical flow direction but tends to become parallel. We can mainly see the flattening of host rocks in response to the granitic body emplacement and the rising of $P\%$ parameter in granitic domain when we move away from the boundary surface. A frozen margin slows down the magma velocity displacement and drops the deformation nearby the lithological boundary. At last, the axes of AMS ellipsoids have consistent orientations in the granitic domain whereas they are more scattered in the host rocks. This feature is rather due to the rearrangement of host rocks fabrics during the forceful magma emplacement related to a local deformation completely decoupled from the regional deformation.

Acknowledgement

This work has been done in the framework of the research program of the BRGM, financed by the National 50 000 Mapping program directed by Ph. Rossi. Discussion with D. Marquer were greatly appreciated and led to substantial improvement of the original manuscript. B. Regent is greatly acknowledged for his field contribution.

Figure captions

Fig 1. Location of study area with simplified structural map of French Massif Central.

Fig. 2. Granite microstructures showing magmatic microstructures : quartz exhibit few undulose extinction with moderate solid-state deformation (a, b), biotites are underformed (b), scarcely kinked (a) and plagioclases are euhedrals (a). Migmatite microstructures, (c) and (d), are similar and exhibit only high temperature deformation with the presence of scarce sub grains affecting the quartz. Cordierite and plagioclases are euhedrals. Metasomatic cordierite embedding subeuhedral quartz and biotite (e). Post solidus deformation, with dynamical recrystallisation, presents in the migmatite far away the contact (f). Bt: Biotite, Co: Cordierite, Kfs: K-feldspar, Qtz: Quartz, Pl: Plagioclase. (g) and (h) Detail of the lithological contact with the interpretation of the sense of movement of magma during his emplacement. Lithological contact is oriented N70, 70S.

Fig. 3. Equal-area projection of AMS along cross section with the location of cylinders. General stereonet for granitic domain and migmatite domain are presented. Squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Confidence ellipses are drawn around average orientation direction.

Fig 4. Evolution of K_1 , K_2 , K_3 values, T and P% of the Guéret granitoid and the host rocks related to the distance.

Fig 5. Evolution of K_1 , K_3 declination, K_1 , K_3 inclination, and Bulk Magnetic Susceptibility (BMS, 10^4 SI).

Fig. 6. (a) Location in a hypothetical convection cell of final magmatic chamber of the studied cross-section with the schematic evolution of magnetic ellipsoid shape and the biotite mineral fabric through the cross-section. (b) Stereographic representation of imbrication fabrics with determination of flow displacement vector given by the intersection between the boundary limit and velocity gradient plane.

Table 1. Anisotropy of magnetic data. Meter: distance of sampling in meter along the cross-section; Km [SI] Bulk magnetic susceptibility in SI; P%: anisotropy degree in %; T: shape parameter; Ki dec., Ki inc.: declination and inclination of Ki, respectively; Ki val.: Value of Ki in SI.

References

- Arbaret, L., Fernandez, A., Jezek, J., Ildefonse, B., Launeau, P. & Diot, H. 2000. Analogue and numerical modeling of shape fabrics: application to strain and flow determination in magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91, 97-109.
- Arbaret, L., Mancktelow, N. S. & Burg, J.-P. 2001. Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow. *Journal of Structural Geology* 23(1), 113-125.
- Barros, C. E. M., Barbey, P. & Boullier, A. M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajas Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics* 343(1-2), 93-109.
- 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. B.R.G.M.* 2(I, 2,), 60-71.

- Bingham, C. 1964. Distribution on a sphere and on the projective plane. Unpublished Ph. D. thesis, Yale University.
- Bouchez, J. L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 95-112.
- Bouchez, J. L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *C. R. Acad. Sci.*, 1–14.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Marquer, D., Legendre, O., Fanning, C. M. & Rossi, P. 2006a. Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* preprint, 1-17.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Sonnet, R., Emonin, Y., Juillerat, M., Thiery, V., Deprez, J., Binetruy, J. C., Montaz, N. & Rot, J. 2006b. Carte géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50.000. (sous presse). Éditions BRGM, Orléans.
- Chenevoy, M. 1958. Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. *Paris, Imprimerie Nationale*.
- Clarke, D. B. 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine* 59, 311-325.
- Cogné, J. P. 2003. PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4(1), 1007, doi:10.1029/2001GC000227.
- Costa, S. 1992. East-West diachronism of the collisional age in French Massif Central: implications for the European variscan orogen. *Geodinamica acta* 5, 51-68.
- Costa, S. & Maluski, H. 1988. Datations par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme G.P.F. *C. R. Acad. Sci.* 306(II), 351-356.
- Debon, F. & Le Fort, P. 1983. Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthode et Applications. *Nancy*.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B. J. & Thirlwall, M. F. 1997. Erratum to "Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France" [Chem. Geol. 136 (1997) 99-122]. *Chemical Geology* 140(3-4), 289.
- Duthou, J. L. 1984. Âge dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson (Creuse). Conséquences. *10^e Réun. ann. sci. Terre, Bordeaux*.
- Faure, M., Leloix, C. & Roig, J. Y. 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France* 168, 695-705.
- Femenias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A. & Demaiffe, D. 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and Paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology* 26(8), 1401-1418.
- Geoffroy, L., Callot, J. P., Aubourg, C. & Moreira, M. 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define a new vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190.
- Hibbard, M. J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology* 95, 543-561.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37-82.
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 245-255.
- Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J. L. & Fernandez, A. 1992a. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology* 14, 73-83.
- Ildefonse, B., Sokoutis, D. & Mancktelow, N. S. 1992b. Mechanical interactions between rigid particles in a deforming ductile matrix. Analogue experiments in simple shear flow. *Journal of Structural Geology* 10, 1253-1266.
- Jeffery, G. B. 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceeding of the Royal Society, London* 102, 161-179.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79(563-567).

- 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.
- Jover, O. & Bouchez, J. L. 1986. Mise en place syntectonique des granitoïdes ed l'Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.* 303(II), 969-974.
- 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), 1557-1562.
- Marques, F. O. & Coelho, S. 2003. 2-D shape preferred orientations of rigid particles in transtensional viscous flow. *Journal of Structural Geology* 25, 841-854.
- Olivier, P., Saint-Blanquat, M., de Gleizes, G. & Leblanc, D. 1997. Homogeneity of granite fabrics at the meter and decameter scales. In: Bouchez, J.L. (Ed) Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer Acad. Publ.Dordrecht. 113-128.
- Paterson, S. R., Fowler Jr., T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S. & Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44(1-2), 53-82.
- Paterson, S. R. & Schmidt, K. L. 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *Journal of Structural Geology* 21(8-9), 1131-1142.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Pin, C. 1990. Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics* 177, 215-227.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J.-P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* 413, 271-286.
- Raguin, E. 1928.
- Rochette, P., Aubourg, C. & Perrin, M. 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics* 307(1-2), 219-234.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Henry, P., Rossy, M., Cocherie, A., Salen, F. & Delwaille, B. 2005a. Notice explicative de la carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. (Sousw press). Éditions BRGM, Orléans.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Salen, F., Thalouarn, N. & Delwaille, B. 2005b. Carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. (Sous press). Éditions BRGM, Orléans.
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D. & Brun, J. P. 1995. Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology* 17(9), 1337-1346.
- 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), 1135-1138.
- Talbot, J.-Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y. & Faure, M. 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozere-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology* 26(1), 11-28.
- Tikoff, B., de Saint Blanquat, M. & Teyssier, C. 1999. Translation and the resolution of the pluton space problem. *Journal of Structural Geology* 21(8-9), 1109-1117.
- Vernon, R. H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Visual Geosciences* 5(2), 1-23.
- Vignerresse, J. L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249(3-4), 173-186.
- Vignerresse, J. L., Barbey, P. & Cuney, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37(6), 1579-1600.

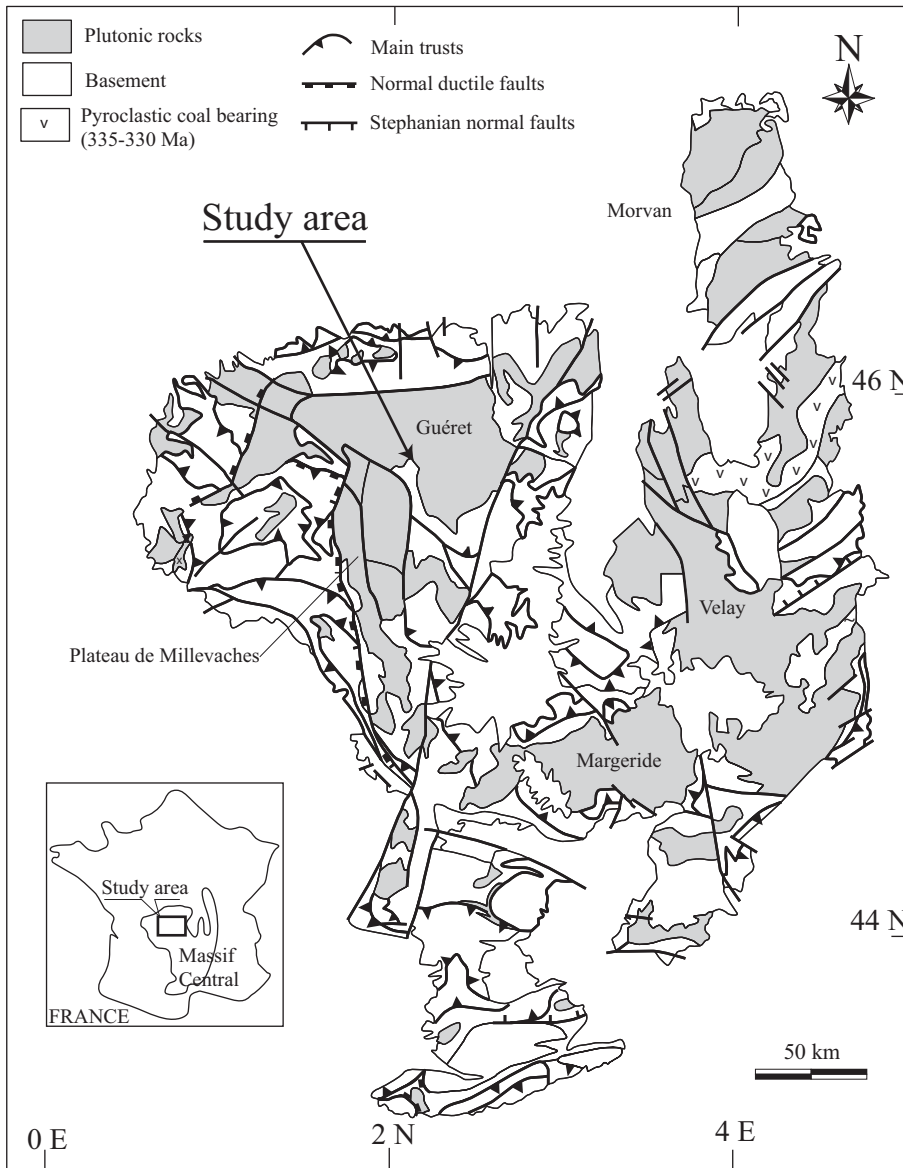


Fig 1. Location of the study area with simplified structural map of French Massif Central

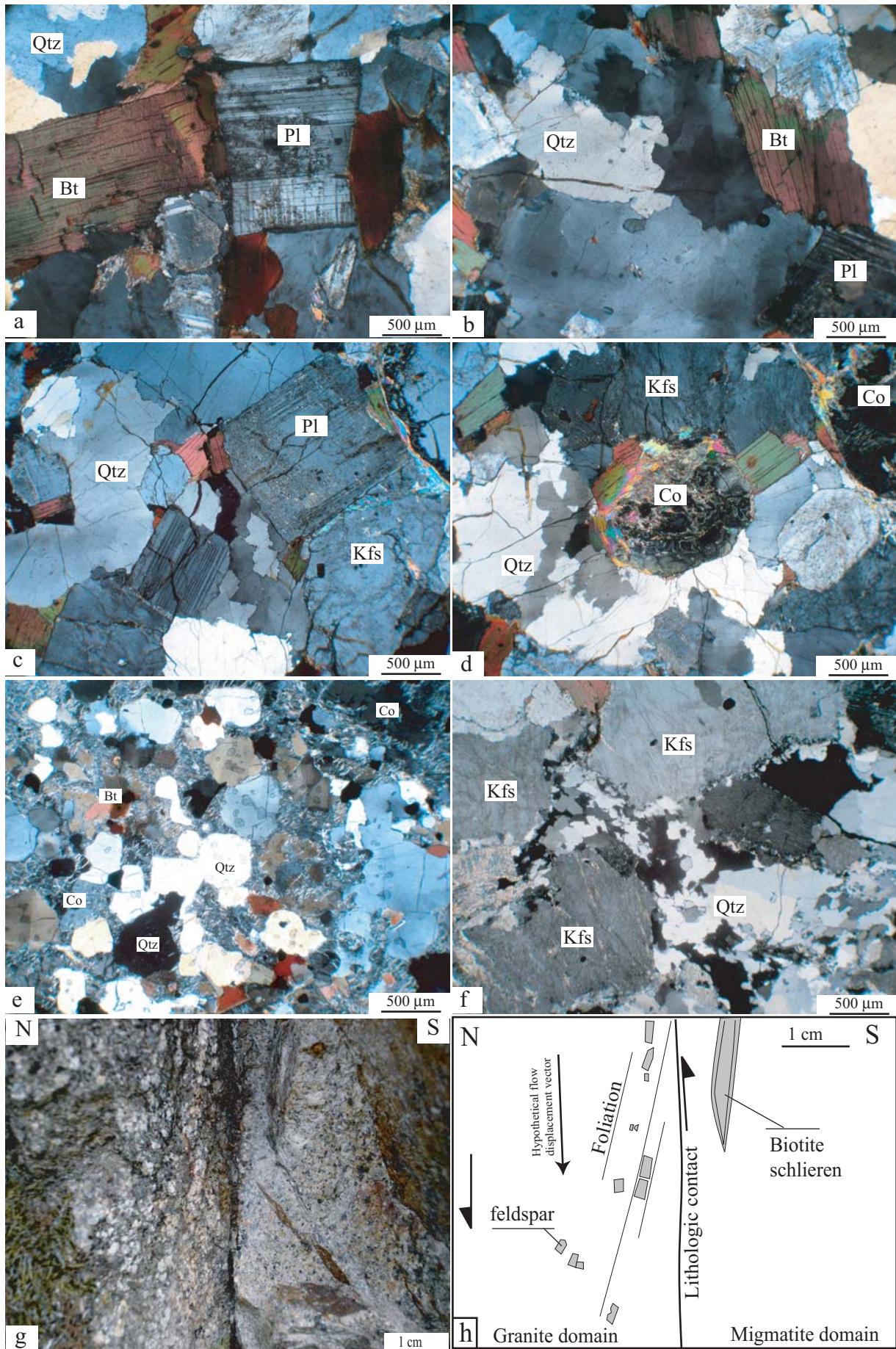


Fig. 2. Granite microstructures showing magmatic microstructures : quartz exhibit few undulose extinction with moderate solid-state deformation (a, b), biotites are underformed (b), scarcely kinked (a) and plagioclases are euhedrals (a). Migmatite microstructures, (c) and (d), are similar and exhibit only high temperature deformation with the presence of scarce sub grains affecting the quartz. Cordierite and plagioclases are euhedrals. Metasomatic cordierite embedding subeuhedral quartz and biotite (e). Post solidus deformation, with dynamical recrystallisation, presents in the migmatite far away the contact (f). Bt: Biotite, Co: Cordierite, Kfs: K-feldspar, Qtz: Quartz, Pl: Plagioclase. (g) and (h) Detail of the lithological contact with the interpretation of the sense of shearing during magma emplacement. Lithological contact is oriented N70, 70S.

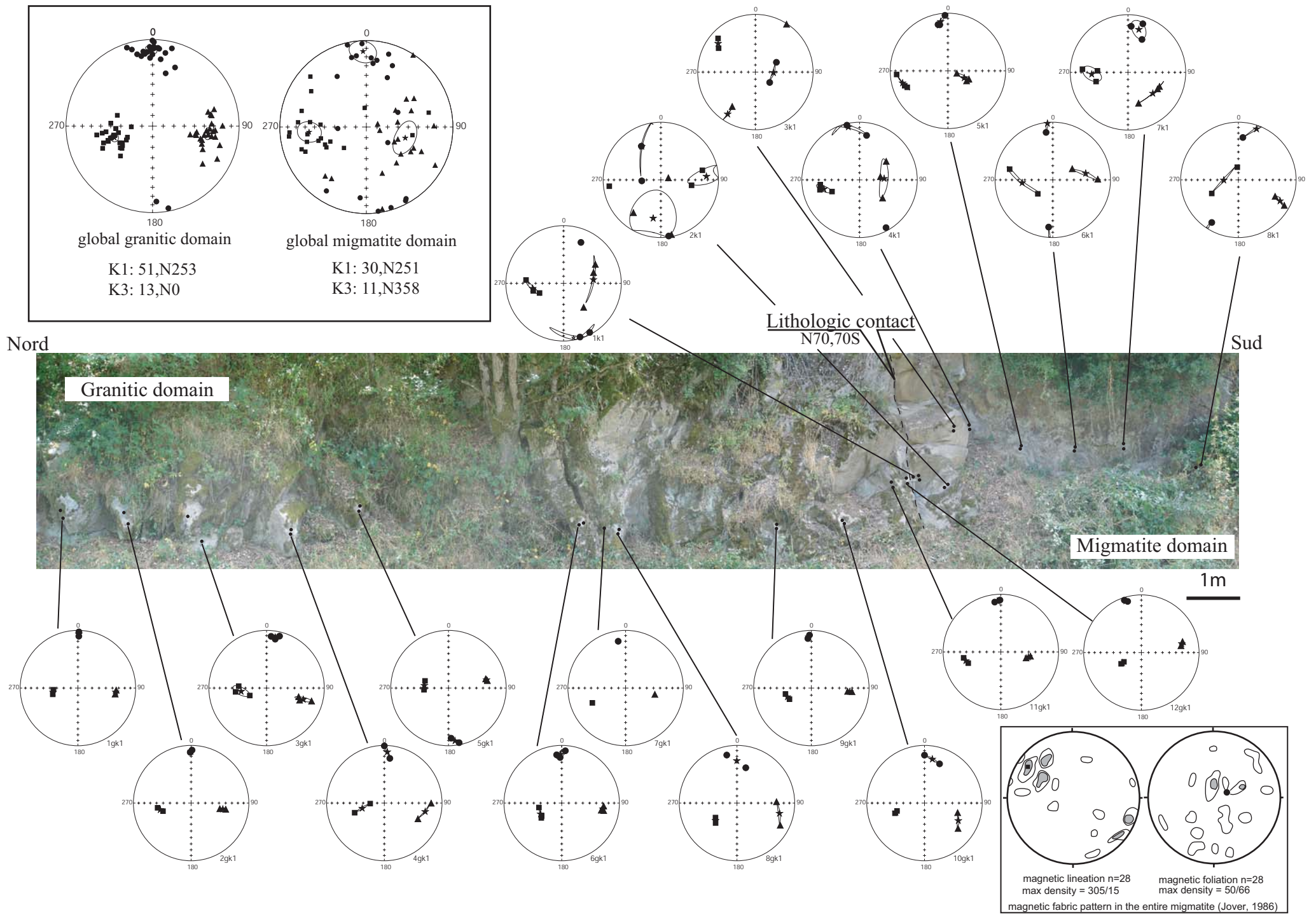


Fig. 3. Equal-area projection of AMS along cross section with the location of cylinders. General stereonet for granitic domain and migmatite domain are presented. Squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Confidence ellipses are drawn around average orientation direction.

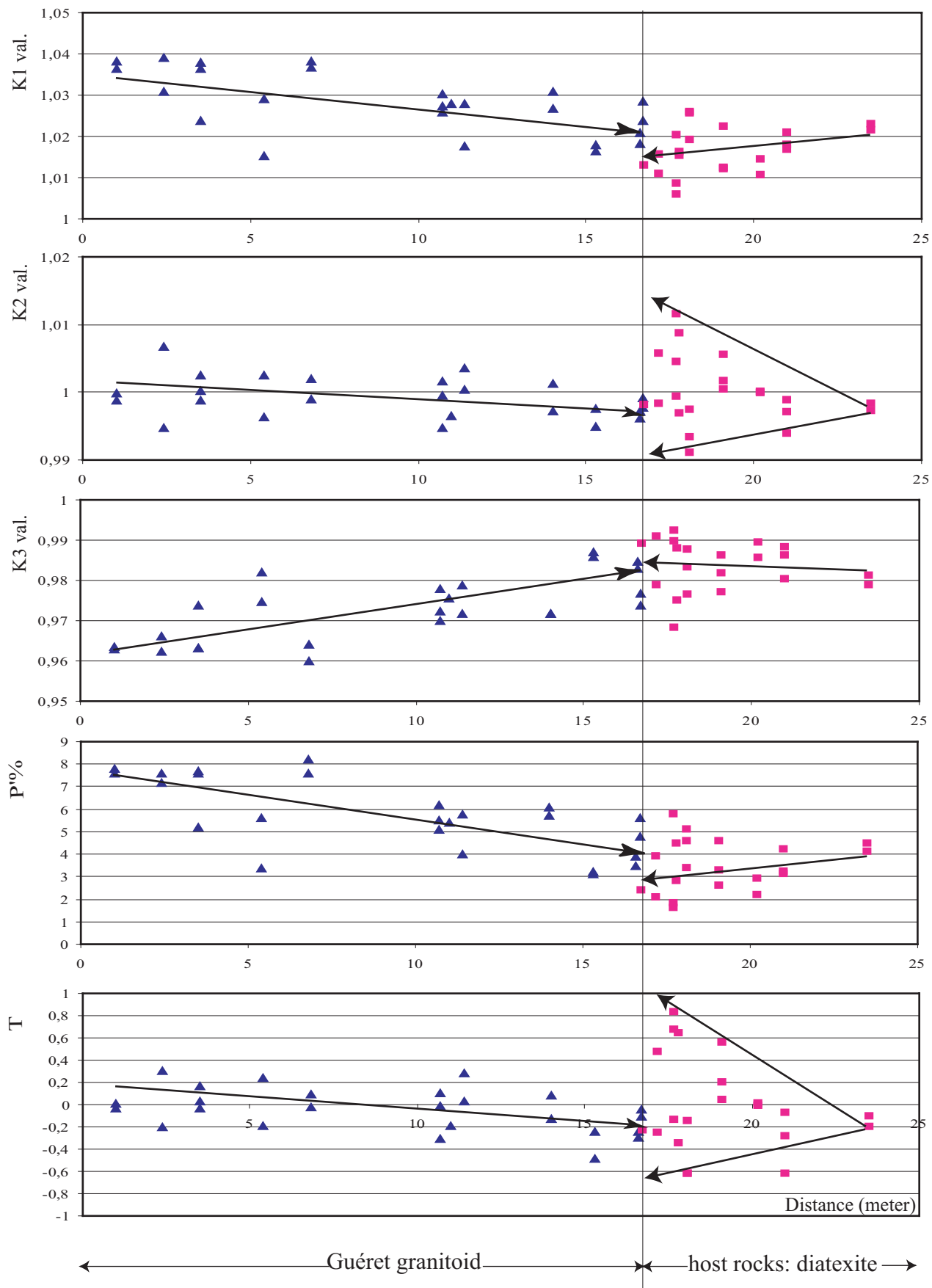


Fig. 4. Evolution of T, P%, K1, K2, K3 values of Guéret granitoid and host rocks related to the distance.

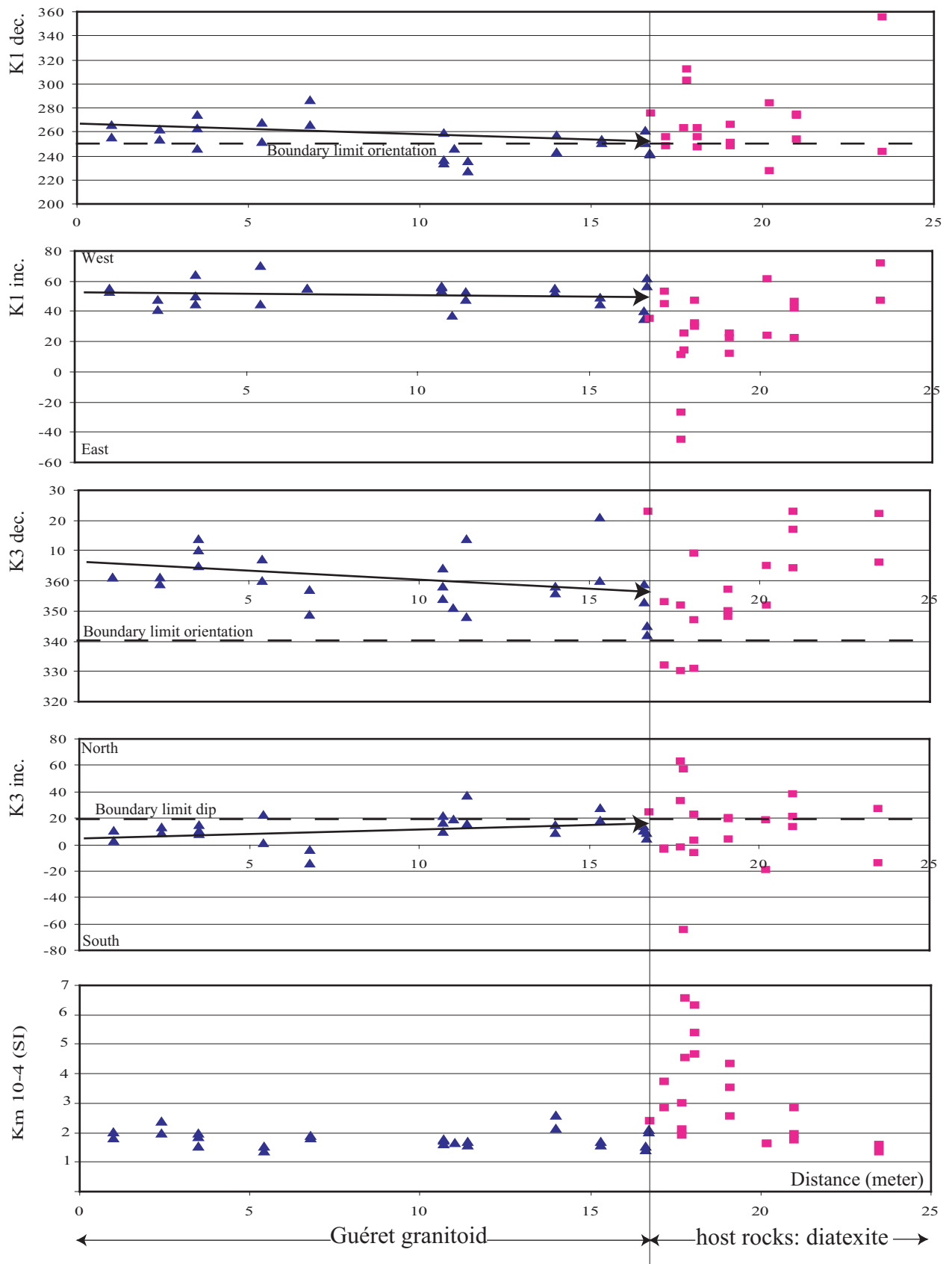
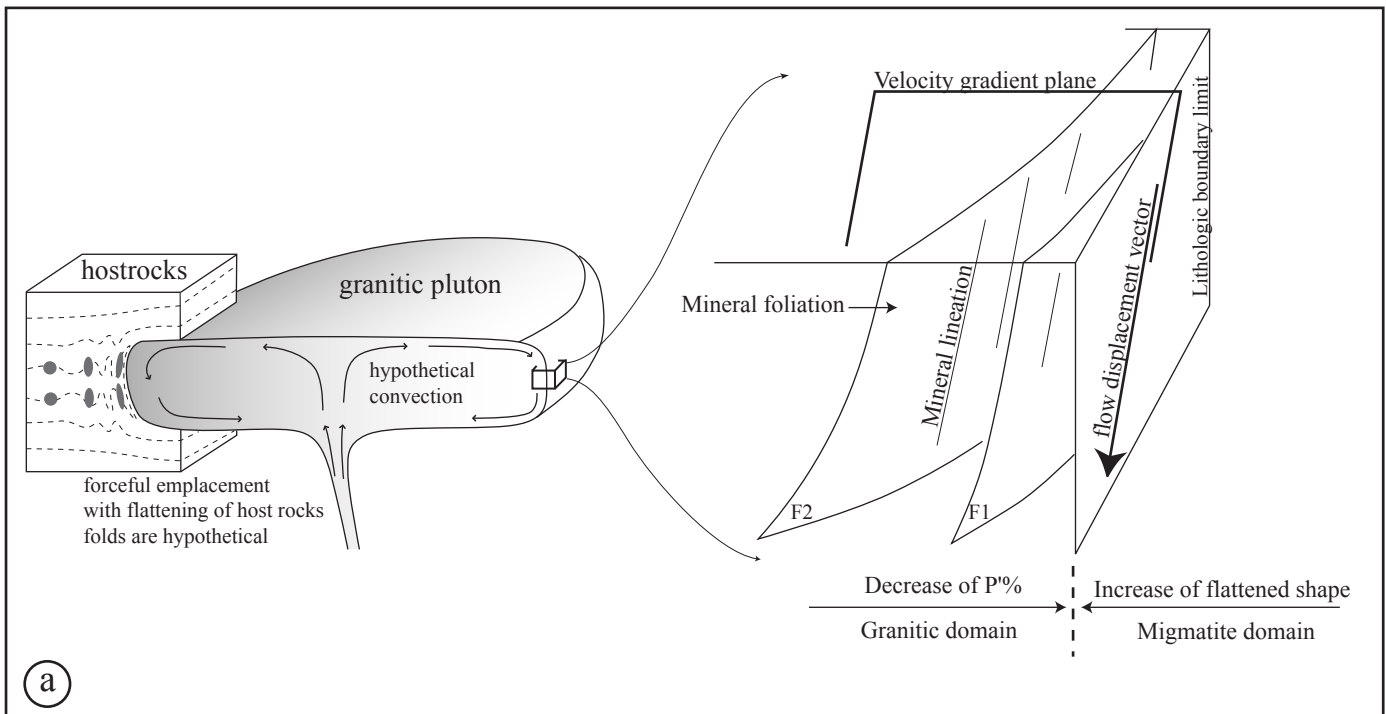
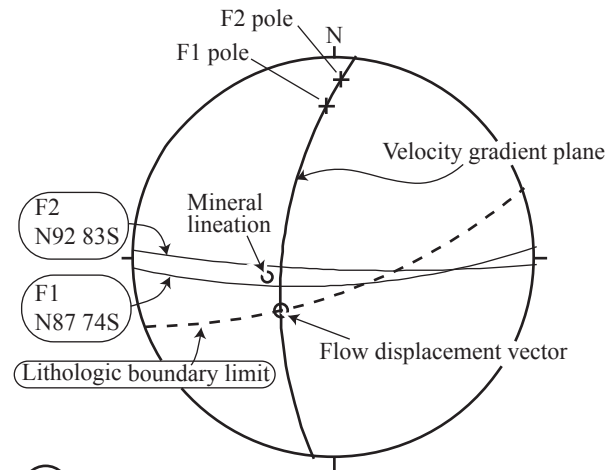


Fig. 5. Evolution of K1 declination, inclination, K3 declination, inclination, and Bulk Magnetic Susceptibility of Guéret granitoid and host rocks related to the distance



(a)

Fig. 6. (a) Location in a hypothetical convection cell of final magmatic chamber of the studied cross-section with the schematic evolution of magnetic ellipsoid shape and the biotite mineral fabric through the cross-section. (b) Stereographic representation of imbrication fabrics with determination of flow displacement vector given by the intersection between the boundary limit and velocity gradient plane.



(b)

meter	Spec. Name	Km [SI]	P%	T	K1dec.	K1inc.	K2 dec.	K2 inc.	K3 dec.	K3 inc	k1 val.	K2 val.	K3 val.
Granite:													
1	21-134	1,8E-04	7,8	-0,03	266	55	93	34	1	3	1,038	0,999	0,963
1	21-135	2,0E-04	7,6	0,01	256	53	99	35	1	11	1,037	1,000	0,964
2,4	21-136	2,4E-04	7,2	0,31	262	41	101	48	1	9	1,031	1,007	0,962
2,4	21-137	2,0E-04	7,6	-0,20	254	48	100	39	359	13	1,039	0,995	0,966
3,5	21-138	1,6E-04	5,2	0,17	246	64	106	20	10	15	1,024	1,003	0,974
3,5	21-139A	1,9E-04	7,7	-0,03	274	50	110	39	14	8	1,038	0,999	0,963
3,5	21-139B	2,0E-04	7,6	0,03	263	45	105	42	5	11	1,036	1,000	0,963
5,4	21-140	1,4E-04	5,6	-0,19	252	45	115	36	7	23	1,029	0,996	0,975
5,4	21-141	1,5E-04	3,4	0,24	268	70	90	20	360	1	1,015	1,003	0,982
6,8	21-142	1,8E-04	8,2	0,10	287	55	79	32	177	14	1,038	1,002	0,960
6,8	21-143	1,9E-04	7,6	-0,02	266	55	76	34	169	4	1,037	0,999	0,964
	F2	1,8E-04	6,9	0,03	263	53	98	34	2	7	1,033	1,000	0,967
10,7	21-144	1,6E-04	5,1	-0,31	259	57	100	31	4	10	1,027	0,995	0,978
10,7	21-145A	1,8E-04	6,2	-0,01	237	56	94	28	354	17	1,030	1,000	0,970
10,7	21-145B	1,8E-04	5,5	0,10	234	54	100	27	358	22	1,026	1,002	0,972
11	21-146	1,7E-04	5,4	-0,19	246	37	102	47	351	19	1,028	0,997	0,976
11,4	21-147	1,7E-04	5,8	0,03	236	53	88	32	348	16	1,028	1,000	0,972
11,4	21-148	1,6E-04	4,0	0,28	227	48	117	17	14	37	1,018	1,004	0,979
14	21-149	2,6E-04	5,7	0,08	257	52	95	37	358	9	1,027	1,001	0,972
14	21-150	2,2E-04	6,1	-0,13	243	55	95	30	356	15	1,031	0,997	0,972
15,3	21-151	1,6E-04	3,2	-0,49	251	45	106	40	0	18	1,018	0,995	0,987
15,3	21-152	1,7E-04	3,1	-0,24	254	49	127	28	21	28	1,016	0,998	0,986
16,6	21-153	1,4E-04	3,5	-0,24	261	35	103	53	359	11	1,018	0,997	0,985
16,6	21-154	1,5E-04	3,9	-0,29	251	40	98	47	353	14	1,021	0,996	0,983
16,7	21-155	2,0E-04	5,6	-0,11	242	62	75	27	342	5	1,028	0,998	0,974
16,7	21-156	2,1E-04	4,8	-0,04	241	57	80	31	345	9	1,024	0,999	0,977
	F1	1,8E-04	4,9	-0,11	246	50	99	34	357	16	1,024	0,998	0,977
Migmatite:													
16,75	21-157	2,4E-04	2,4	-0,24	275	35	140	45	23	24	1,013	0,998	0,989
17,2	21-158	2,8E-04	2,1	-0,25	256	45	70	44	163	3	1,011	0,998	0,991
17,2	21-159	3,7E-04	3,9	0,47	248	53	59	36	152	4	1,016	1,006	0,979
17,7	21-160	2,1E-04	1,8	0,83	280	45	220	27	330	33	1,006	1,004	0,990
17,7	21-161A	1,9E-04	1,6	-0,13	263	11	74	79	172	2	1,009	0,999	0,992
17,7	21-161B	3,0E-04	5,8	0,67	257	27	169	4	267	63	1,020	1,012	0,968
17,8	21-162	6,6E-04	4,5	0,64	303	25	33	1	126	65	1,016	1,009	0,975
17,8	21-163	4,5E-04	2,8	-0,35	312	14	214	29	65	57	1,015	0,997	0,988
18,1	21-164	5,4E-04	5,1	-0,15	263	32	128	48	9	23	1,026	0,997	0,977
18,1	21-165A	6,3E-04	4,6	-0,62	256	30	81	60	347	3	1,026	0,991	0,983
18,1	21-165B	4,7E-04	3,4	-0,63	247	47	55	43	151	6	1,019	0,993	0,988
19,1	21-166B	3,5E-04	2,6	0,20	266	12	104	77	357	4	1,012	1,002	0,986
19,1	21-166A	2,6E-04	3,3	0,56	251	22	118	60	350	20	1,013	1,006	0,982
19,1	21-167	4,3E-04	4,6	0,04	248	25	111	58	348	19	1,022	1,001	0,977
20,2	21-168	1,6E-04	2,9	0,01	284	24	60	58	185	19	1,014	1,000	0,986
20,2	21-169	1,6E-04	2,2	-0,01	227	61	89	23	352	18	1,011	1,000	0,989
21	21-170	1,7E-04	3,2	-0,62	273	46	119	41	17	13	1,018	0,994	0,988
21	21-171A	1,9E-04	3,1	-0,29	254	42	114	40	4	21	1,017	0,997	0,986
21	21-171B	2,8E-04	4,2	-0,08	274	22	161	43	23	38	1,021	0,999	0,980
23,5	21-172	1,3E-04	4,1	-0,20	355	72	119	10	212	14	1,022	0,997	0,981
23,5	21-173	1,6E-04	4,5	-0,11	243	47	114	31	6	27	1,023	0,998	0,979

Table 1. Anisotropy of magnetic data. Meter: distance of sampling in meter along the cross-section; Km [SI] Bulk magnetic susceptibility in SI; P%: anisotropy degree in %; T: shape parameter; Ki dec.,Ki inc.: declination and inclination of Ki, respectively; Ki val.: Value of Ki in SI.

2.2. Les métatexites de Guéret

La déformation post-solidus des métatexites de Guéret est surtout visible le long de la Zone de Cisaillement de la Courtine (ZCC, Fig. III.2.3.1) où la déformation des métatexites de Guéret s'effectue surtout au stade protomylonitique. Les observations microscopiques effectuées par Gébélín (2004) montrent une déformation sous haute température. Il est également possible que ces métatexites soient déformées de manière ultramylonitique dont les témoins sont les micaschistes mylonitiques qui affleurent dans la ZCC. Néanmoins, les travaux en cours montrent que les micaschistes mylonitiques sont davantage issus de l'ultramylonitisation des aubussonites.

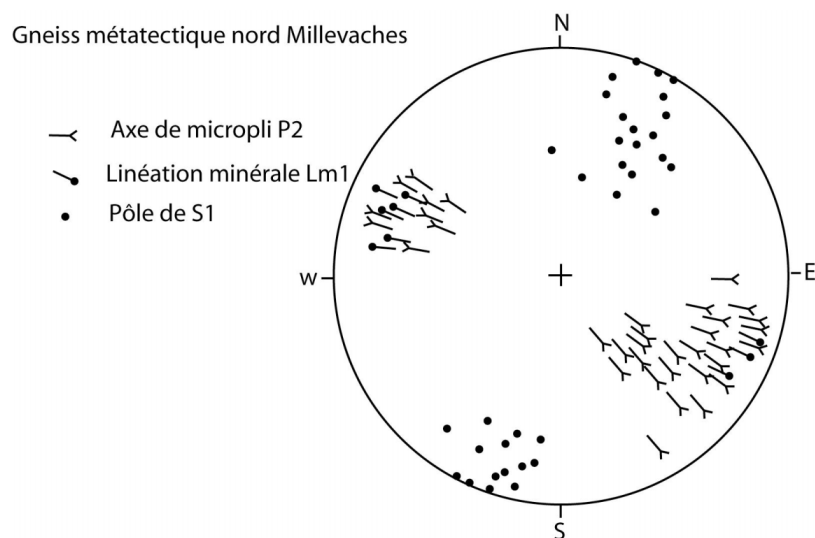
La foliation mylonitique régionale, orientée N90-N110E 80S, est recoupée par des bandes de cisaillement dextre orientées N120-130E 80S. La linéation d'étirement est horizontale. L'assemblage minéralogique syntectonique est composé de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, sillimanite, muscovite, cordiérite ± grenat (Gébélín, 2004). Le métamorphisme de haut grade enregistré par les métatexites mylonitiques est daté à 354 ± 5 Ma avec la méthode U-Th-Pb_{total} sur monazite (Gébélín, 2004) et à 352 ± 5 Ma sur biotite avec la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Gébélín, 2004).

2.3. Les métamorphites du nord Millevaches

Gneiss métatectiques

Ces gneiss présentent une foliation S1 orientée N110E 90 et une linéation minérale Lm1 pentée de 0 à 40° vers le SE (Fig. II.2.2). La foliation est reprise par des petits plis anisopaques P2 d'axes moyennement pentés vers le SE (10 à 50°) et à plans axiaux fortement pentés (50 à 70°) vers le sud. Ces plis sont de taille pluricentimétrique à décimétrique, anisopaques fermés à sub-isoclinaux, parfois dissymétriques et déversés vers le NE. Localement, en bordure nord des gneiss, des bandes de cisaillements dextre "C1", orientées N150E 90, recoupent faiblement (angle de 10 à 20°) la foliation de la roche et déforment nettement les leucosomes. Ces bandes portent une linéation, parfois absente, qui plonge soit vers le NW soit vers le SE. L'ensemble de toutes ces structures est repris par des plis en chevrons de longueur d'onde décimétrique à métrique d'axe penté vers le SE de 40°, qui se traduit par une dispersion de la foliation suivant la direction moyenne des plis en chevrons.

Étapes de déformation : la première D1 se traduit par une foliation et un rubanement métatectique S1 actuellement vertical accompagnée d'un étirement grossièrement horizontal (linéation Lm1). La seconde D2 est responsable de la formation des plis anisopaques P2. Lors de la troisième D3, les structures précédentes sont reprises par un cisaillement vertical dextre marqué par des bandes de cisaillement dextres "C1". Enfin, une dernière déformation D4, provoque l'apparition des plis en chevrons qui replissent toutes les structures.



(Fig. II.2.2) Structurogramme des mesures de plans de foliation S1-2, de linéations minérales Lm1 et d'axes de microplis P2 relevées dans les gneiss de la Pouge et de St-Hilaire-le-Château - Banize en bordure nord du Millevaches. Les plis P2, anisopaques et sub isoclinaux, replissent des veines de leucosomes des gneiss métatectiques. On constate que les surfaces de foliation S1, d'attitude fortement pentée, présentent une légère dispersion autour d'un axe de direction N115E qui peut-être mis en relation avec la phase de plissement D4. D'autre part, les linéations minérales Lm1 et les axes de plis P2 sont bien groupés et homoaxiaux. Ils pourraient résulter de la même phase de déformation. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

Micaschistes mylonitiques à ocelles feldspathiques de Villesourde

Ces roches sont affectées d'un débit en "poisson" (Fig. II.2.3) dû à une schistosité de flux S1 de direction N90 à N100 reprise et tordue en dextre par des bandes de cisaillement "C1" de direction N100 à 130, qui portent une linéation minérale faiblement et majoritairement pentée vers le SE (Fig. II.2.4). Ces bandes "C1" dextres sont globalement fortement pentées vers le sud (70° en moyenne) sur l'ensemble de la bande, sauf vers Villesourde où elles sont faiblement pentées, vers le sud (Fig. II.2.4). Ces structures sont replissées par deux familles de plis : l'une formée de très rares plis (trois observés) pluricentimétriques isopaques fermés à axes subverticaux et plans axiaux faiblement obliques à l'extension de la schistosité (plis P3 pour la région) ; l'autre par de nombreux plis en chevrons ouverts P4 dissymétriques, à axes faiblement ou moyennement pentés vers le SE (30 N130), de taille décimétrique. Ces derniers sont responsables de la dispersion des bandes de cisaillement (Fig. II.2.4). Leurs plans axiaux raides, sont déversés vers le NE.

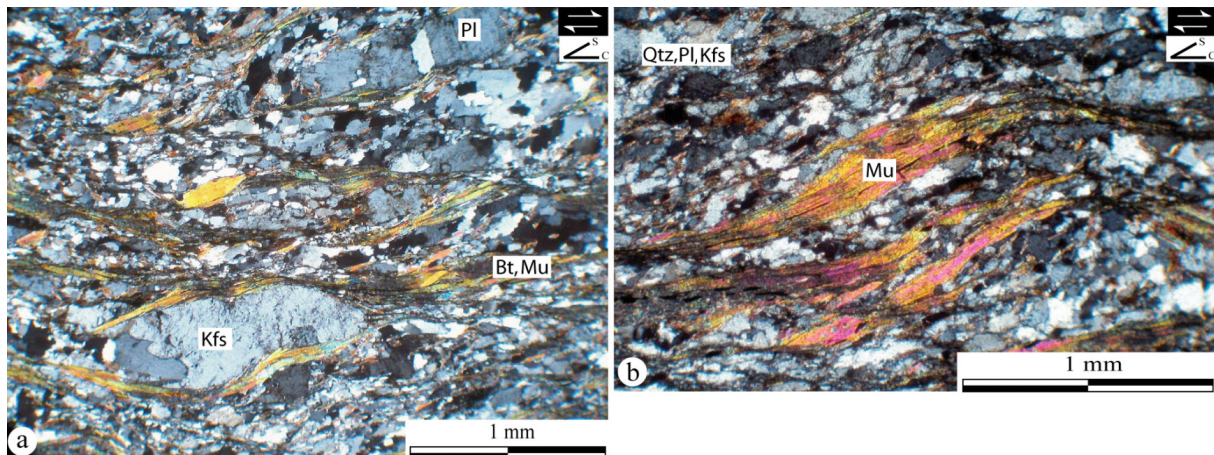


Fig. II.2.3. Observation microscopique des micaschistes de Villesourde. a : structure anastomosée ou « en poisson » de la roche mylonitique. b : mica fish dextre.

Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Co : cordiérite, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite.

Trois étapes de déformation ont été distinguées dans ces roches : la première, responsable de la foliation métatectique ("S1") est contemporaine du métamorphisme principal à quartz, biotite, muscovite (parfois de grosse taille), plagioclase, grenat, sillimanite (rare). La seconde étape se traduit par les structures de cisaillement mylonitiques dextres qui affectent la foliation S1. Ce cisaillement se produit en conditions rétro-morphiques depuis le faciès amphibolitique jusqu'au faciès schistes verts (zone à chlorite-séricite). Des plis P3 à axes verticaux qui reprennent cette foliation, pourraient être syn à tardifs de cette phase de cisaillement. La troisième (en fait D4), est responsable de la formation des plis en chevrons P4 à axes moyennement pentés, ainsi que des quelques plans de cisaillement inverses et des stries que l'on met en relation (Rolin et al. 2005) avec une tectonique inverse à vergence NE affectant ces roches.

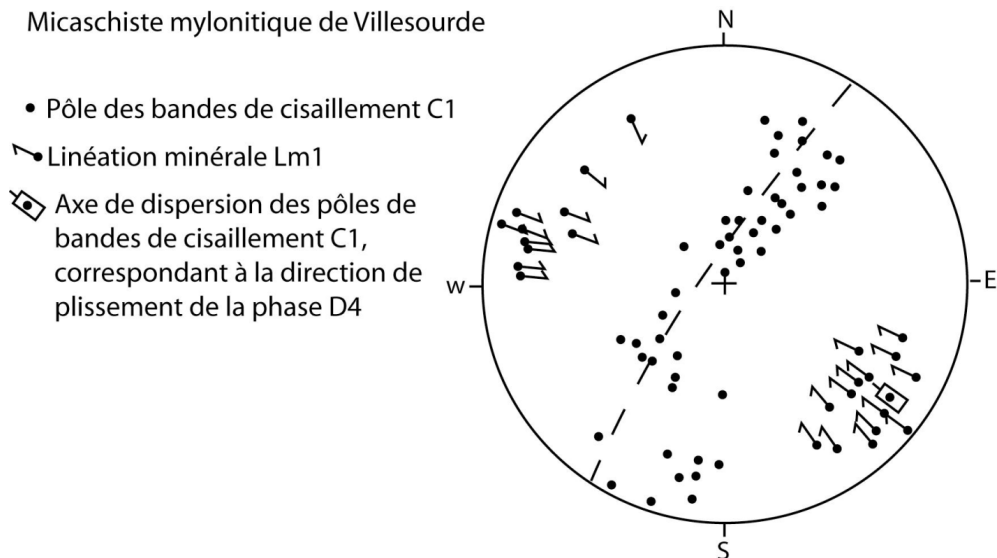


Fig. II.2.4. Structurogramme des mesures de bandes de cisaillement "C1" et de linéation minérale relevées dans les métamorphites nord Millevaches. On constate que les pôles des bandes de cisaillement sont beaucoup plus dispersés dans les micaschistes de Villesourde que dans les gneiss de St-Hilaire-le-Château – Banize, la dispersion se faisant autour d'un axe moyen 10/N115° qui peut-être mis en relation avec la phase de déformation D4. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

Discussion

Les migmatites du Massif de Guéret et du nord Millevaches sont affectées par une déformation mylonitique à ultramylonitique qui débute en contexte amphibolitique et se termine dans le faciès schistes verts. Bien que l'âge de cette déformation soit inconnu, il est vraisemblable que le début du cisaillement s'opère dès le début de l'anatexie dévonienne du fait des conditions de métamorphisme élevées (faciès amphibolitique). En effet, comme peuvent l'attester les datations sur biotite autour de 350 Ma, le socle se trouvait durant le Tournaisien à des températures autour de 300/400°C. Les conditions métamorphiques de déformation auraient alors débuté dans le faciès schistes verts et non dans le faciès amphibolitique. En fait, le fonctionnement majeur de ces grands cisaillements s'opère surtout au Fameno-tournaisien. Cet aspect est davantage développé dans la publication publiée au Comptes rendus Géoscience (Cartannaz et al., 2006) et présentée dans le chapitre V de ce mémoire.

3. Conclusion

Ce chapitre sur les décrochements et les roches métamorphiques du Massif de Guéret met en évidence les points suivants :

Pour les aubussonites :

- Les aubussonites sont datées autour de 375 Ma sur monazite.
- Un important couloir ultramylonitique dextre (ZCC) affecte les aubussonites.
- La déformation s'effectue sous haute température en contexte amphibolitique.
- La foliation magnétique est sub-horizontale (N155, 13SW) et porte une linéation magnétique majoritairement orientée vers le NW (18, N304).
- La foliation magnétique est réorientée par la mise en place forcée des intrusions granitiques du Massif de Guéret.
- Les aubussonites présentent les mêmes caractéristiques texturales et géochimiques qu'un magma granitique.
- Le protolithe des aubussonites est constitué des roches paradérivées issues de la croûte inférieure.

Pour les Métatexites de Guéret :

- L'anatexie de ces roches est vraisemblablement rattachée avec les premières intrusions granitiques du Massif de Guéret autour de 355 Ma.
- La déformation protomylonitique s'effectue en contexte amphibolitique à l'intérieur de la ZCC.

Pour les métamorphites Nord Millevaches :

- Un important couloir ultramylonitique dextre (ZCNM) affecte les métamorphites nord Millevaches.
- Une déformation affecte ces roches en contexte amphibolitique (haute température : > 500°C).

III Naissance et mise en place des granitoïdes peralumineux de type Guéret du complexe magmatique de Guéret : relations avec les cisaillements précoces de direction armoricaine au Tournaisien – Viséen moyen

1. Description des groupes granitoïdes issus du complexe magmatique de Guéret

Le massif granitoïde de Guéret a principalement été étudié comme une seule entité géologique (Arnaud et al., 1968 ; Ranchin, 1971 ; Vauchelle et Lameyre, 1983 ; Vauchelle et al., 1986 ; Berthier et Feys, 1986 ; Jover, 1986 ; Vauchelle, 1988). Bien que d'autres auteurs (Laurent, 1988 ; Tempier et Sabourdy, 1982) préfèrent considérer cette masse granitoïde comme composite, l'idée d'une mise en place sous la forme d'un unique laccolithe est encore admise dans la plupart des consciences (Downes et al., 1997). Au fil de mon étude sur ces granitoïdes et favorisant le concept de massif composite, j'ai été amené à proposer le terme de « complexe magmatique de Guéret » pour cette formation magmatique. Ce complexe granitoïde est formé par plusieurs entités magmatiques ou massifs (Fig. III.1.1) qui ont été principalement mis en évidence par l'étude structurale (chapitre III.2). Chaque entité magmatique ou massif peut-être à son tour composé de plusieurs plutons qui peuvent eux-mêmes être composites. A partir des différents critères structuraux, j'ai pu ordonner les différents massifs suivant leur chronologie de mise en place dont une synthèse est présentée en figure III.2.20.

A l'intérieur de cette partie de chapitre, chaque massif est d'abord localisé à l'intérieur du complexe magmatique de Guéret. Une gamme de composition, obtenue par la composition chimique à l'aide du diagramme de classification Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maitre, 1979), est attribuée pour les types pétrographiques rencontrés dans chaque groupe de granitoïdes (Fig. III.1.1). Chaque massif est ensuite décrit suivant ses caractéristiques macroscopiques, puis suivant ses éléments constitutifs représentatifs en lame mince en insistant sur l'aspect textural des phénomènes anté- à péri-solidus. L'étude microstructurale de la déformation post-solidus est davantage détaillée dans le chapitre III.1. Enfin, les relations avec ses groupes voisins sont présentées et les relations chronologiques de mise en place sont discutées.

Remarque : Bien que le massif d'Archignat, de Chanon et de Quinssaines appartiennent au complexe magmatique de Guéret, ils ne sont pas traités dans cette partie.

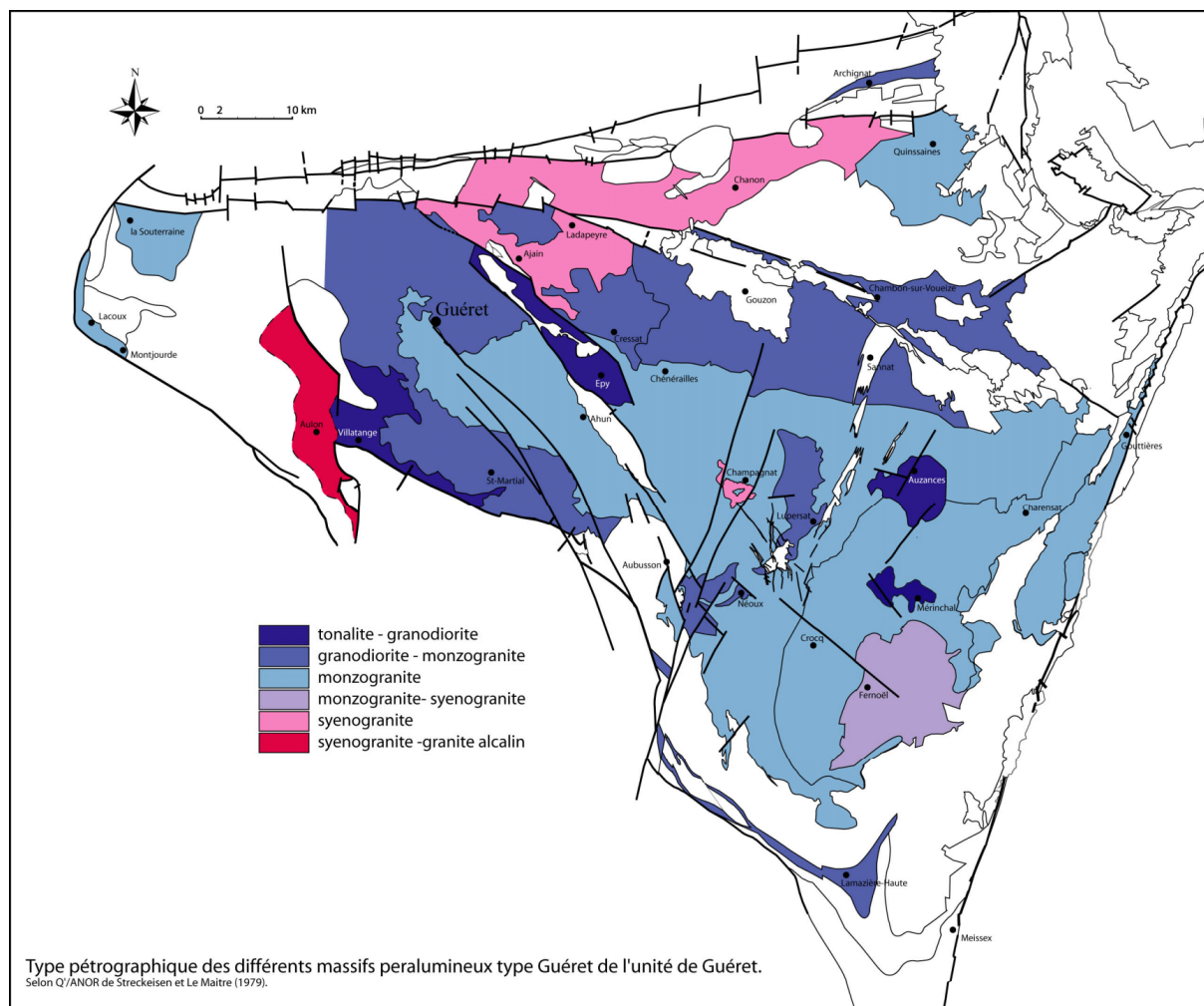


Fig. III.1.1. Répartition géographique des différents massifs qui composent le complexe magmatique de Guéret.

Il est possible d'individualiser un peu plus d'une vingtaine de massifs plutoniques au sein du complexe magmatique de Guéret. Les premiers à se mettre en place sont :

1.1. Le massif de Villatange

Situé au sud du complexe magmatique de Guéret, ce massif est accolé à la Zone de Cisaillement Ductile du Nord Millevaches (ZCNM). A l'ouest, cette granodiorite à tendance tonalitique forme un pluton assez ramassé (Fig. III.1.1). Sur la carte de Saint-Sulpice-les-Champs et de Bourganeuf, ce corps magmatique montre une forme étirée sur 15 km qui est parallèle à la limite nord du massif du Millevaches. Les limites sur la feuille de la Souterraine ne sont pas encore bien définies.

De couleur bleu sombre à noir bleuté (Fig. III.1.2.a et b), les roches de cette entité granitoïde s'altèrent facilement en boules bien arrondies ou en arènes de couleur marron à orange foncé. La taille moyenne du grain est comprise entre 2 et 5 mm. Le long de la ZCNM, l'orientation de la biotite, en quantité importante, souligne une foliation bien exprimée parallèle à ce couloir ductile. Le quartz est de forme globuleuse. Le plagioclase automorphe est toujours dominant par rapport au feldspath potassique, rarement porphyrique. La présence occasionnelle de muscovite secondaire est due à la proximité d'intrusions plutoniques à deux micas. Enfin, la cordiérite est à l'œil nu absente de ce type pétrographique. En bordure de la ZCNM, la déformation de la tonalite se traduit par une diminution de la taille des plagioclases et des feldspaths potassiques, dont les bordures tendent à s'arrondir, ces minéraux prennent alors une forme ovoïde qui confère à la roche un aspect gneissique (Fig. III.1.2.c). La similitude avec les micaschistes de Villesourde situés le long de la limite nord du Millevaches est alors frappante.

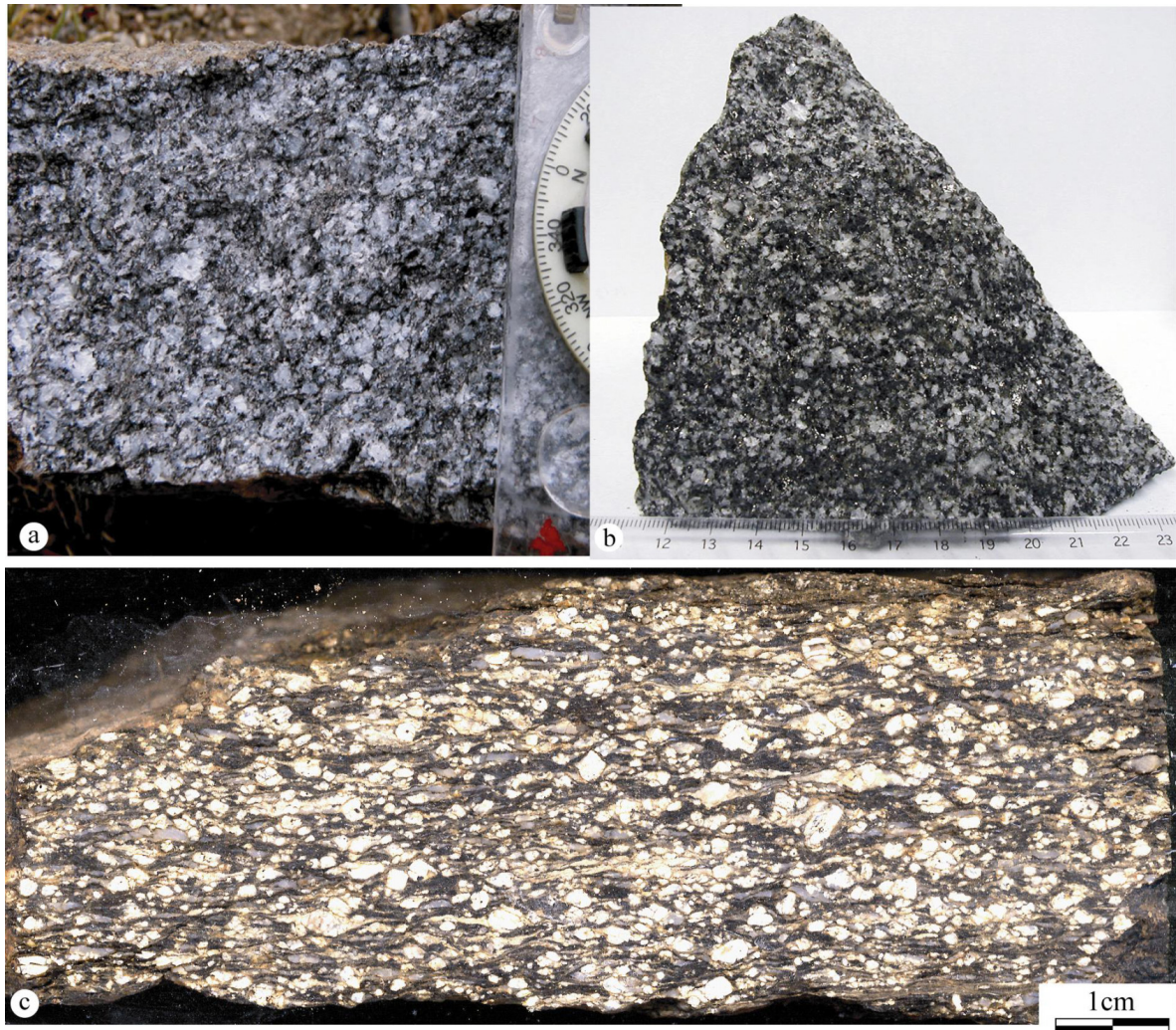


Fig. III.1.2. Aspect macroscopique de la granodiorite-tonalite de Villatange. a et b : roche non déformée. c : aspect orthogneissique de la granodiorite-tonalite de Villatange le long de la Zone de Cisaillement du Nord Millevaches.

En lame mince, les roches qui ne sont pas impliquées dans la Zone de Cisaillement du Nord Millevaches présentent une texture grenue hypidiomorphe. Le quartz montre un début d'extinction ondulante. Le plagioclase, largement abondant dans la roche, est automorphe et zoné. Il forme des cristaux parallélépipédiques qui s'accrochent les uns contre les autres. Le feldspath potassique est xénomorphe. De la muscovite primaire est présente. La cordiérite n'a pas été observée dans ce type pétrographique. De nombreux zircons sont présents dans les biotites.

Le contact entre le massif de Villatange et le massif de Saint-Martial est indicatif et très mal contraint puisqu'il juxtapose une granodiorite de part et d'autre du contact des massifs. Néanmoins, la séparation entre ces deux corps granitoïdes se justifie par l'étude structurale. La ZCNM déforme le massif de Villatange, tandis qu'elle n'affecte pas le massif de Saint-Martial (Chapitre III.2). Le massif de Villatange se met donc en place avant le massif de Saint-Martial.

Le contact avec le corps plutonique d'Aulon est beaucoup plus brutal bien qu'il existe une similitude de type pétrographique sur moins d'une centaine de mètres d'épaisseur avec une chute rapide et progressive de la teneur en biotite. Au niveau de la pointe NW du massif du Millevaches, des phénomènes hydrothermaux viennent affecter ce contact. Les biotites sont partiellement lessivées et confèrent une couleur grise à la granodiorite-tonalite de Villatange normalement de couleur noir bleuté. Plus au nord de la pointe NW du massif du Millevaches, on ne retrouve pas ce phénomène d'hydrothermalisation. Comme pour le massif de Saint-Martial, le corps plutonique d'Aulon n'est pas atteint par la déformation de la ZCNM. Sa mise en place est donc postérieure au massif de Villatange (Chapitre III.2).

2. Le massif de Cressat

Cette granodiorite-monzogranite affleure au nord du complexe magmatique de Guéret à une vingtaine de kilomètres de la ville de Guéret (Fig. III.1.1). A l'est, ce massif est en contact avec la granodiorite-monzogranite de Gouzon et le monzogranite de Chénéraillles. A l'ouest, il est directement accolé avec la syenogranite d'Ajain. Une bonne partie du massif est affectée par une déformation post-solidus avec un gradient de déformation hétérogène. La partie sud du massif est la plus atteinte par la déformation ductile (chapitre III.2) qui s'exprime suivant la Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr).

Ce sont des roches bleu sombre (Fig. III.1.3), riches en biotite et dépourvues de cordiérite. La biotite se distribue soit de manière isotrope ou au contraire s'oriente pour conférer à la roche une foliation bien visible à l'œil nu. Localement, cette roche peut-être porphyroïde avec des phénocristaux de feldspath potassique pouvant dépasser 3 cm. Du point de vue aspect macroscopique, elle ressemble fortement à la tonalite-granodiorite de Villatange.



Fig. III.1.3. Aspect macroscopique de la tonalite-granodiorite de Cressat non affectée par la Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr).

En lame mince, la texture des roches non déformées est grenue hypidiomorphe. Le plagioclase automorphe est zoné. Le feldspath potassique est perthitique, subautomorphe et poecilitique (inclusion de plagioclase et de biotite). Une déformation ductile (extinction ondulante) l'affecte. Des myrmékites au contact plagioclase/microcline apparaissent. Le quartz montre de la recristallisation dynamique. La biotite sous forme de grandes lattes est ployée. De rares muscovites secondaires de petites tailles apparaissent. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. De rares fractures remplies de calcite affectent les plagioclases. D'après A.M. Hottin (1993) de la titanite et de l'allanite sont présents. Ces observations en lame mince définissent une fabrique sub-solidus.

Soulignons que les compositions des biotites issues des roches de ce massif se placent dans le champ des granitoïdes calco-alcalins (A.M. Hottin, 1993) dans le diagramme de Nachit et al. (1985).

Bien que le contact ne soit jamais observé à l'affleurement, les relations avec la syenogranite d'Ajain-Ladapeyre sont nettes avec certainement un contact tranché. Les deux massifs, Cressat et Ajain-Ladapeyre, montrent des types pétrographiques bien distincts. Néanmoins, à l'échelle cartographique, les trajectoires de foliation traversent les limites cartographiques de ces deux entités plutoniques (Fig. III.2.8). Ces deux massifs se sont donc mis en place de manière contemporaine (chapitre III.2).

Les relations avec le monzogranite de Chénéraillles et la granodiorite-monzogranite de Gouzon permettent d'établir que la Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr) n'affecte pas les groupes granitoïdes de Chénéraillles et de Gouzon. Ces deux dernières entités sont donc postérieures aux massifs de Cressat et d'Ajain-Ladapeyre.

3. Le massif d'Ajain-Ladapeyre

Ce groupe d'intrusions affleure au centre-nord du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Il est essentiellement en contact avec le massif de Cressat. La limite SW avec le massif de l'Epy est faillée fragilement par le Système de Failles de la Creuse (SFC).

Quand elle n'est pas déformée, il s'agit d'une roche beige clair qui est par endroit rougie par l'altération. Le grain est plus fin (1 à 3 mm) que les autres granitoïdes de Guéret. La muscovite toujours présente est en quantité supérieure à la biotite peu abondante. La cordiérite, toujours sous forme de prismes automorphes, est souvent présente. Le feldspath potassique automorphe est parfois porphyroïde. Un type pétrographique à grain moyen (2 à 5 mm) se développe au niveau de Ladapeyre.

D'après les observations de A.M. Hottin (1993) et les miennes, la texture en lame mince est grenue hypidiomorphe. Le quartz forme soit des plages interstitielles polycristallines, soit montre de la recristallisation dynamique. Le feldspath potassique est poecilitique perthitique (inclusions de biotite, plagioclase et quartz) et subautomorphe. Le plagioclase est zoné avec un cœur séricitisé et une bordure albitique. Des myrmékites se développent au contact plagioclase-feldspath potassique. De la muscovite primaire bien individualisée apparaît. Tous comme la muscovite, la biotite est ployée. La cordiérite automorphe se rétrotransforme en grande muscovite secondaire, parfois associé avec des cristaux de biotite secondaire. De l'andalousite est rarement présente (A.M. Hottin, 1993).



Fig. III.1.4. Aspect macroscopique de la syenogranite de Ladapeyre à l'état déformé.

Les relations du massif d'Ajain-Ladapeyre avec le massif de Cressat n'ont pas pu être observées faute d'affleurements propices. Mais, il semblerait que le contact soit brutal à cause de la différence nette entre les types pétrographiques présents dans chaque entité géologique. Le groupe d'intrusions d'Ajain-Ladapeyre est certainement contemporain de celui de Cressat car ils sont tous deux déformés (Fig. III.1.4) lors de leurs mises en place par la Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr) (cf. chapitre III.2).

4. Le massif ou le complexe granitoïde de Lamazière-Haute

C'est un complexe granitoïde qui affleure au sud du massif de Guéret (Fig. III.1.1). Il est principalement positionné contre la Zone de Cisaillement ductile N120 de la Courtine (ZCC) où il présente un gisement vertical. Plus à l'est, il s'arque pour s'orienter NE. Le pendage de la lame devient alors faiblement penté d'environ 30° vers le nord. Ce complexe renferme des intrusions plutoniques qui sont déformées par la ZCC ainsi que d'autres intrusions qui ne le sont pas (chapitre III.2). Dans l'état actuel de la cartographie, il est possible de distinguer (chapitre III.2) l'intrusion du Trucq (non déformé), et les intrusions de Clairavaux et de la Courtine (déformé) (Fig. III.2.2).

Ce complexe granitoïde est composé de plusieurs types pétrographiques. Seulement trois analyses chimiques sont réalisées sur l'intrusion de Clairavaux et les gammes de composition s'étalent de la granodiorite au monzogranite. Néanmoins, d'après mes observations sur le terrain au nord-ouest du complexe granitoïde de Lamazière-Haute, les types pétrographiques sont des tonalites-granodiorites. Plus au sud, dans la lame de la Courtine, les roches qui affleurent sont des granodiorites-monzogranites. Enfin, les prospections sur la pointe NE de ce complexe montrent une multitude de types pétrographiques s'étalant de la tonalite au monzogranite porphyroïde ou non, en

passant par la roche pétrotype du monzogranite de Crocq avec les biotites automorphes. La rareté des affleurements et l'état encore incomplet des levés cartographiques (feuille d'Ussel en cours de réalisation) ne me permettent pas d'avoir une image précise et entière de ce complexe.

Il est illusoire ici de vouloir caractériser en lame mince les principaux minéraux caractéristiques de ce complexe de granitoïdes, tant cette entité géologique reflète à elle seule la complexité du complexe magmatique de Guéret.

La chronologie de mise en place des différentes intrusions est difficile à replacer par rapport aux autres massifs granitoïdes. Cependant, les intrusions déformées ont dûes intruder l'encaissant migmatitique au même moment que celles du massif de Villatanges, de Cressat ou d'Ajain-Ladapeyre.

5. Le massif ou complexe granitoïde de Chambon-sur-Voueize

C'est un complexe granitoïde qui affleure au nord du massif de Guéret (Fig. III.1.1). Il s'aligne cartographiquement le long de la Zone de Cisaillement Ductile de Chambon-sur-Voueize (ZCCV), ainsi que le long de la Zone de Cisaillement Ductile d'Arpheuille (ZCAR) plus à l'est. Tout comme le complexe granitoïde de Lamazière-Haute, ce groupe d'intrusions se compose de plutons non déformés et d'autres affectés par une déformation post-solidus.

Plusieurs types pétrographiques peuvent être décrits. A l'ouest, il s'agit d'un monzogranite porphyroïde gris, à grain moyen, dont les phénocristaux de feldspath potassique atteignent 2 cm. Plus à l'est, au niveau de la carrière de Doulaud (entre Chambon-sur-Voueize et Evaux-les-Bains), la roche est plus sombre (presque noire!) (Fig. III.1.5). Elle a un grain moyen compris entre 2 et 5 mm. Elle est porphyroïde avec des phénocristaux de feldspath potassique de 3 cm. Les biotites sont bien orientées. Ce type pétrographique est injecté par une roche leucocrate très pauvre en biotite dont le grain est plus fin (2 à 4 mm). Cette association avec une roche leucocrate est également observée à la carrière du Thym (2 km au sud d'Aubusson), ainsi qu'au Montel-de-Gelat (15 km au SE d'Auzances) dans une granodiorite à tendance tonalitique du massif d'Auzances. Soulignons que cette association s'effectue lorsque l'encaissant migmatitique est proche.



Fig. III.1.5. Aspect macroscopique de la granodiorite de Chambon-sur-Voueize non affectée par la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV).

Tout comme le complexe granitoïde de Lamazière-Haute, il est illusoire ici de vouloir caractériser en lame mince les principaux minéraux caractéristiques de ce complexe de granitoïdes.

La chronologie de mise en place des différentes intrusions est difficile à replacer par rapport aux autres massifs granitoïdes. Cependant, les intrusions déformées ont probablement dûes intruder l'encaissant migmatitique au même moment que celles du massif de Villatange, de Cressat ou d'Ajain-Ladapeyre.

6. Le massif de Saint-Martial

Cette granodiorite-monzogranite forme une bande d'environ 6 km de large, de direction N130, centrée sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs (Fig. III.1.1). Cette bande se poursuivrait au nord sur la carte de Guéret et correspondrait au type pétrographique Saint-Fiel défini par Berthier et al. (1986) et Hottin et al. (1986). L'appartenance à un même corps magmatique de ces deux types pétrographiques n'est pas prouvée et il est possible d'envisager qu'il s'agisse de deux ou plusieurs plutons différents. Le corps granitoïde de Saint-Martial est en contact avec la tonalite-granodiorite de

Villatange au sud et avec le monzogranite de Chénéraïlles au nord. Cartographiquement, il ceinture souvent des masses de migmatites d'Aubusson.

C'est une roche équigranulaire, de couleur gris-sombre du fait de sa richesse en biotite (Fig. III.1.6.a, b), parfois disposée en amas. Elle est souvent bleutée quand elle est saine et de couleur gris-jaunâtre quand elle s'altère. La taille moyenne de son grain varie entre 2 et 5 mm. La structure planaire de la roche, soulignée par la présence encore importante de biotite orientée, donne un fil à la roche ou un plan de rupture facile. Les tailleurs de pierre utilisaient ce fil pour débiter la roche en gros blocs métriques dans les nombreuses petites carrières aujourd'hui abandonnées. La cordiérite automorphe, en proportion variable et pouvant atteindre le centimètre, est souvent pinitisée. Le feldspath potassique est parfois porphyrique. Le plagioclase poecilitique, généralement zoné, renferme de la biotite. La muscovite est rarement présente. Elle apparaît cartographiquement en relation spatiale avec l'intrusion de filons de granitoïde à deux micas. Des schlierens de biotite (crapauds des tailleurs de pierres) sont souvent contenus à l'intérieur de cette roche.

En lame mince, la texture est grenue. Le quartz, à tendance automorphe, se présente soit en plages polycristallines formées d'un assemblage de cristaux millimétriques, soit en inclusions dans les feldspaths potassiques. Le plagioclase automorphe est zoné. Le feldspath potassique, souvent en cristaux sub-automorphe, a une taille supérieure au grain moyen de la roche. De la cordiérite automorphe (Fig. III.1.6.c, d) est en voie de pinitisation totale et se répartit de manière hétérogène. La structure de la roche définit une foliation magmatique.

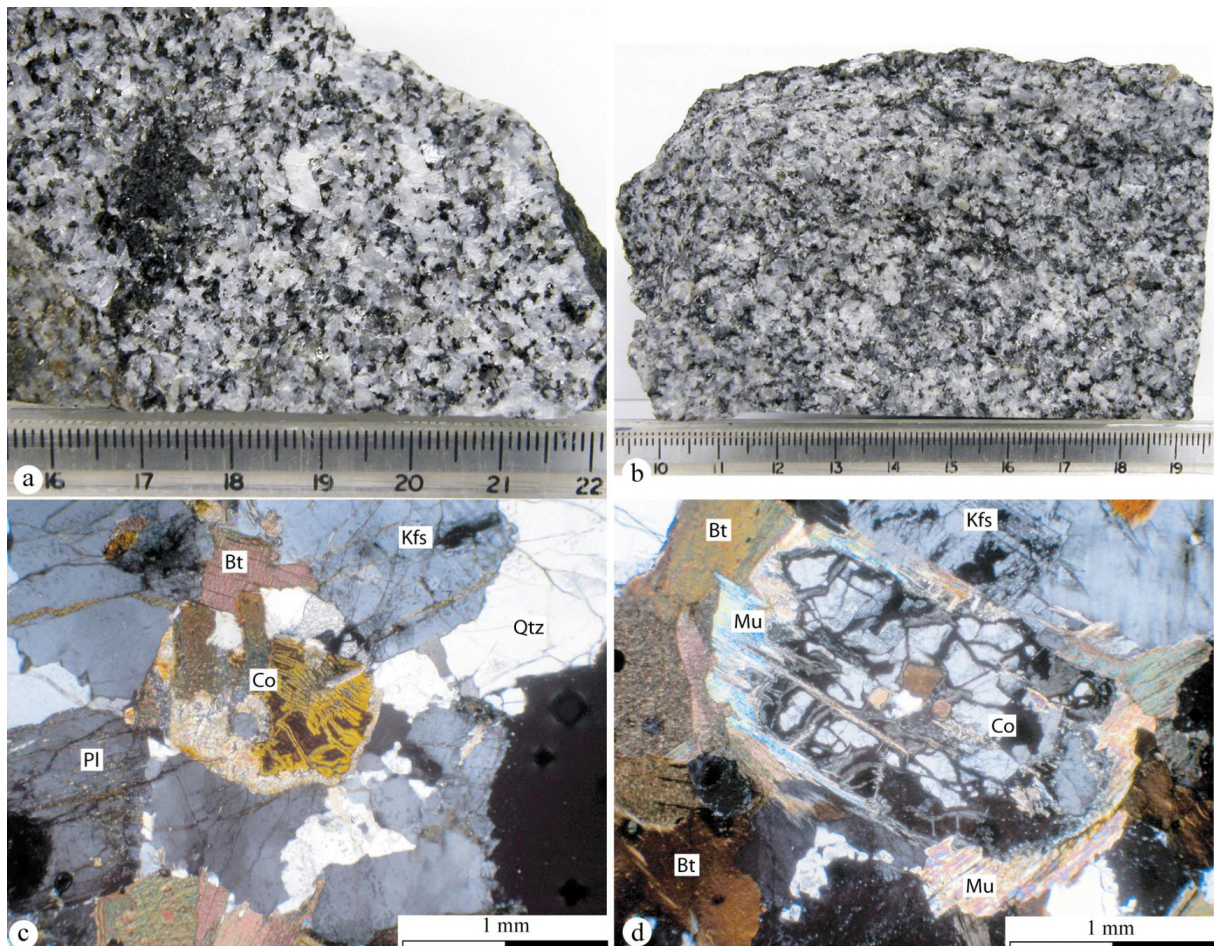


Fig. III.1.6.a et b : aspect macroscopique de la granodiorite-monzogranite avec une cordiérite du massif de Saint-Martial. c et d : structure magmatique et cordiérite automorphe magmatique dans la granodiorite-monzogranite du massif de Saint-Martial.

Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Co : cordiérite, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite.

Le contour de ce massif avec les deux entités magmatiques voisines est irrégulier et lobé. Il est imprécis du fait de la composition minéralogique qui est quasiment identique de part et d'autre du contact.

7. le massif de Néoux

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

Ce granitoïde est équigranulaire, gris-sombre du fait de sa richesse en biotite (plus riche que le monzogranite de Chénérailles encaissant). Il est souvent bleuté quand il est sain et gris-jaunâtre quand il est altéré. 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 pinitisée. Le feldspath potassique peut être parfois porphyrique et le plagioclase poecilitique, 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.

Son contact avec le monzogranite de Chénérailles encaissant est progressif sur une distance hectométrique sauf à la carrière du Thym (2km au sud d'Aubusson) où le contact est bien tranché (Fig. III.1.7). 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.

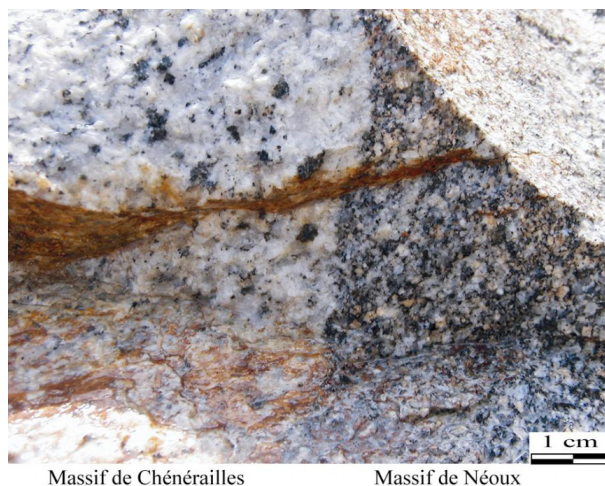


Fig. III.1.7. Contact franc entre le massif de Chénérailles et de Néoux.

8. Le massif du Maupuy

Sur la carte de Guéret, Berthier et al. (1979) décrivent plusieurs types pétrographiques différents. Notamment, le monzogranite-syenogranite du Maupuy, qui à cause de ses affleurements abondants dans le massif de Chabrières (1 km au SW de Guéret), a servi de référence pour la description et la caractérisation du granitoïde de Guéret. Ce monzogranite-syenogranite bleu (type pétrographique Maupuy) qui prend des nuances de jaune lorsqu'il est altéré, comporte des phénocristaux de feldspath potassique (dent de cheval) et quelques schlieren de biotites. Son grain est nettement plus fin que celui défini dans le massif de Chénérailles et son abondance en cordiérite beaucoup plus faible (Fig. III.1.8).



Fig. III.1.8. Aspect macroscopique du monzogranite-syenogranite de Maupuy.

Le monzogranite-syenogranite du Maupuy présente en lame mince une texture grenue porphyrique. Des cristaux de feldspath potassique, poecilites, perthitiques (inclusion de plagioclase, biotite, quartz arrondi) supérieurs au centimètre et des cristaux de plagioclase (5 mm) zonés baignent dans une mésostase à grain fin (2 à 3 mm). La matrice est formée de feldspath potassique xénomorphe avec une extinction ondulante. Le quartz subit une recristallisation dynamique en mosaïque. Des sous-joints en damier apparaissent. La cordiérite, de petite taille, est entièrement pinitisée et s'associe avec du quartz et de la biotite. D'après la structure de la roche en lame mince, la fabrique est de type submagmatique.

Les relations avec le monzogranite de Chénérailles ne sont pas définies car je n'ai pas cartographié les limites lithologiques.

9. Le massif de Chénérailles

Ce monzogranite occupe une large portion du centre du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Bien, que le pétrotype peut être défini à Chénérailles (Carte au 50 000^{ème} d'Evau-les-Bains), ce dernier est assimilable au type pétrographique défini dans la région de Peyrabout (sur la carte de Guéret). La zone située sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs est assez homogène, tout comme le quart NW de la feuille d'Aubusson. Toutefois, quelques zones réparties de façon irrégulière montrent un appauvrissement en biotite qui tend à rapprocher l'aspect de ce monzogranite avec le syenogranite – granite alcalin d'Aulon.

Le type pétrographique Chénérailles est une roche gris-bleuté plutôt claire (Fig. III.1.9.a et b), équi-granulaire à grain moyen de 3 à 6 mm. La caractéristique essentielle est la présence quasi-constante, et en grande proportion, de cristaux automorphes (1 à 10 mm) de cordiérite plus ou moins fraîche (couleur verdâtre ou noire) ou pinitisée (couleur grisâtre). Les rares cristaux de feldspaths potassiques subautomorphes sont à tendance porphyrique. Le plagioclase automorphe montre des sections sub-rectangulaires. Le quartz est à tendance automorphe. Les cristaux de biotite, s'expriment en individus isolés dans les roches les plus claires. La muscovite est parfois visible à l'œil nu. Des masses de monzogranites plus porphyroïdes affleurent à l'est de Montcouyoux (Carte de Saint-Sulpice-les-Champs).

En lame mince, la texture est grenue. Le quartz cristallise en plages polycristallines avec des limites de grain plus ou moins rectilignes (Fig. III.1.9.c et d). Le feldspath potassique porphyrique est poecilite (inclusion de biotite et de plagioclase). Le plagioclase est zoné. La biotite est parfois en voie de chloritisation (Fig. III.1.9.c). La cordiérite automorphe est répartie de façon hétérogène dans la roche. Elle est parfois fraîche avec seulement un début de pinitisation et elle s'associe avec de la

biotite secondaire (Fig. III.1.9.e). Le zircon et l'apatite sont présents. La structure en lame mince de cette roche montre une foliation magmatique.

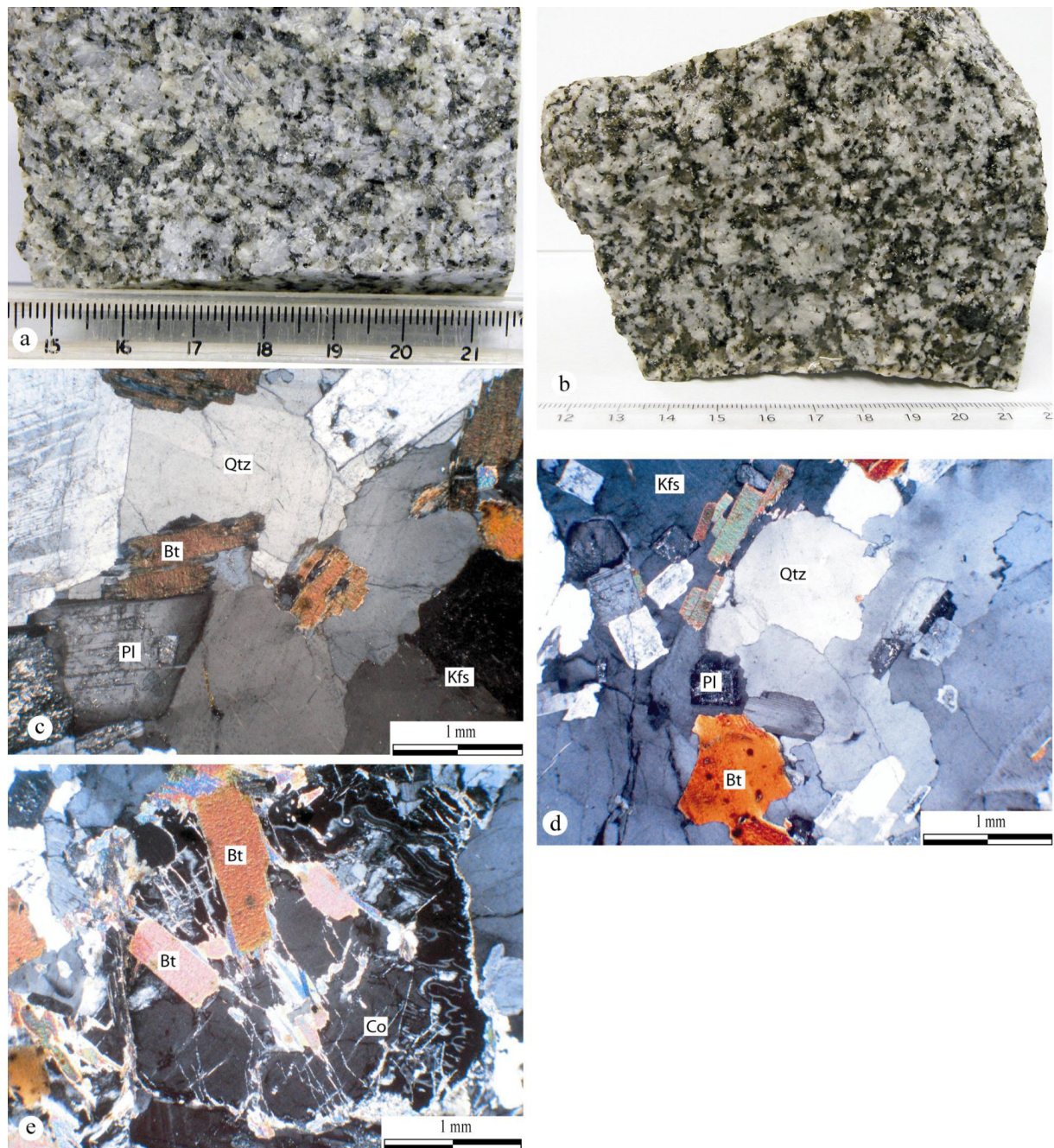


Fig. III.1.9.a et b. aspect macroscopique du monzogranite de Chénérailles (Chénéraille 1).

c et d : microstructures magmatiques (points triples, limites de grain rectilignes) du monzogranite de Chénérailles.

e : cordiérite magmatique automorphe fraîche avec cristallisation secondaire de biotite dans le monzogranite de Chénérailles.

Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Co : cordiérite, Qtz : quartz, Bt : biotite.

Relation avec le massif de Saint-Martial.

On retrouve des lames du monzogranite de Chénérailles insérées dans la granodiorite-monzogranite de Saint-Martial (pointement de la Provençère, feuille de Saint-Sulice-les-Champs). Les deux granitoïdes présentent des convergences de type pétrographique, dans leur zone de contact, qui rendent le tracé des contours géologiques imprécis. Le contact, sur la carte de Guéret, entre ces deux massifs est jalonné de pegmatites qui témoignent ainsi de la présence d'une bordure de pluton. A l'est de Saint-Martial, un filon de monzogranite à grain grossier et à grosses cordiérites pourrait

constituer une apophyse du massif de Chénérailles dans la granodiorite-monzogranite de Saint-Martial. Les granitoïdes de Saint-Martial se mettent donc en place avant ceux du massif de Chénérailles.

Relation avec le massif de Gouzon.

Le contact avec le massif de Gouzon est également jalonné de pegmatites. Les pegmatites reflètent la cristallisation terminale des jus silicatés différenciés d'un magma et se forment principalement dans l'encaissant en bordure du pluton. La présence de pegmatites révèle donc un contact d'une intrusion magmatique. De plus, les trajectoires de foliation du massif de Gouzon recoupent perpendiculairement les trajectoires de foliation du massif de Chénérailles (chapitre III.2). Le complexe magmatique de Gouzon est donc postérieur au groupe d'intrusions de Chénérailles.

10. Le massif d'Aulon

Cette roche (syenogranite-granite alcalin) affleure à l'ouest du complexe magmatique de Guéret. Elle est en contact par faille fragile contre le coin NW du massif du Millevaches (Fig. III.1.1). Les limites cartographiques de ce granitoïde sont imprécises. La feuille de la Souterraine au 50 000^{ème} n'étant pas encore levée, les limites nord de ce pluton ne sont pas encore définies.

Il s'agit d'une roche beige clair isotrope dans laquelle il est difficile de lire une foliation, surtout au centre du pluton. La taille moyenne du grain varie de 4 à 8 mm. La roche est porphyroïde avec une présence constante de feldspaths potassiques automorphes pouvant atteindre 4 cm. Le plagioclase en quantité inférieure au feldspath potassique est également automorphe. La quantité de biotite est variable (0 % à moins de 10 %). Par exemple, elle est quasiment absente dans le bois du puy de Mousse (4 km au SE d'Aulon). La caractéristique principale de ce type pétrographique est l'occurrence constante de cordiérites gris marron automorphes pouvant parfois dépasser le centimètre. L'ensemble du corps granitoïde est assez altéré et il est difficile de trouver des affleurements frais. La cordiérite, lorsqu'elle s'altère, libère du fer qui colore en rouge les cristaux de cordiérite donnant un aspect de grenat aux cordiérites (Fig. III.1.10). Cependant, le grenat n'a pas été identifié dans ce type de roche. A l'affleurement, la roche est indemne de déformation ductile post-solidus.



Fig. III.1.10. Aspect macroscopique de la syenogranite - granite alcalin d'Aulon.

En lame mince, cette roche à une texture grenue hypidiomorphe. Le feldspath potassique est poecilitique (inclusion de plagioclase et de biotite). Le quartz montre de la recristallisation dynamique. Les phénomènes deutéritiques sont à un stade assez avancé comme le montrent le plagioclase séricitisé et la biotite quasiment déstabilisée en chlorite. Les cordiérites apparaissent sous forme de cristaux

automorphes fantomatiques totalement retromorphosés en muscovite. D'après ces observations, l'acquisition de la foliation de la roche s'est réalisée sous un état submagmatique.

Les relations avec les massifs voisins montrent à l'ouest, un contact assez tranché mais difficile à mettre en évidence à cause de la similitude des types pétrographiques de part et d'autre du contact. Au sud de Bosmoreau-les-Mines, la cordiérite tend à disparaître et la présence d'un nouveau type pétrographique n'est pas à proscrire.

Le contact à l'est, avec la tonalite-granodiorite de Villatange, est bien tranché. De plus, la déformation post-solidus bien visible dans le massif de Villatange est absente dans le massif d'Aulon. Ce dernier recoupe donc le massif de Villatange. Par corollaire, la syenogranite-granite alcalin se met en place après l'entité magmatique de Villatange (chapitre III.2).

11. Le massif de la Souterraine

Ce monzogranite occupe 150 km² du coin NW du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Les limites cartographiques ne sont pas encore levées au 50 000^{ème}.

Il s'agit d'un monzogranite porphyroïde gris clair, à grain moyen-grossier (2 à 6 mm). Vauchelle (1988) a décrit précisément ce type pétrographique. C'est une roche porphyroïde à biotite et cordiérite qui, lorsqu'elle est saine, présente une couleur gris-bleu. Elle se distingue par la présence de nombreux mégacristsaux de feldspath potassique (Vauchelle, 1988), dont certains maclés Carlsbad, de taille variable, peuvent atteindre dix centimètres. L'habitus du quartz est en forme de cristaux centimétriques globuleux, parfois enfumés. La cordiérite noirâtre ou verdâtre est en prisme allongé suivant l'axe C, dont la taille peut atteindre 2 centimètres.

Toujours, d'après Vauchelle (1988), en lame mince, les mégacristsaux de feldspath potassique présentent systématiquement le quadrillage du microcline. Ils sont poecilites (inclusions de biotites et plagioclases automorphes). Les plagioclases automorphes forment la matrice de la roche avec quelques feldspaths potassiques. Les cristaux de quartz sont généralement automorphes. La cordiérite est le plus souvent sous son habitus en tonnelet mais peut-être également interstitielle.

D'après Vauchelle (1988), le monzogranite de la Souterraine est clairement intrusif dans le complexe magmatique de Guéret.

12. Le massif de l'Epy

Ce corps de granitoïde affleure au centre du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Sa forme allongée (environ 20 km de long) s'oriente NW-SE parallèlement par rapport au Système Faillé de la Creuse (SFC). Les affleurements de cette tonalite-granodiorite sont assez rares mais il en existe de bien frais à la carrière de l'Epy.

Il s'agit d'une roche sombre, assez riche en biotite de couleur bleue lorsque la roche est saine (Fig. III.1.11). Les plagioclases sont automorphes et les feldspaths potassiques sont parfois porphyroïdes (2 cm). De nombreuses cordiérites (5 à 10 mm), en forme de tonnelet ou en amas, ponctuent la roche. De la biotite entoure parfois les amas de cordiérite (Fig. III.1.11).

En lame mince, la texture est grenue. Le quartz montre parfois de la recristallisation dynamique aux limites de grain. Les nombreux plagioclases automorphes et zonés sont généralement jointifs entre-eux. Le feldspath potassique poecilite (inclusion de plagioclase et de biotite) développe une extinction ondulante. La biotite, qui est localement ployée, commence à se chloritiser. De grosses cordiérites automorphes montrent une texture réticulée avec une nette séricitisation le long des réticules (en voie de pinitisation). Le minéral accessoire est le zircon. L'observation microscopique dénote une foliation acquise à l'état submagmatique.

Ce massif qui ne présente pas de déformation post-solidus recoupe la Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr). Il est donc postérieur aux groupes d'intrusions de Cressat et d'AJain-Ladapeyre (chapitre III.2).

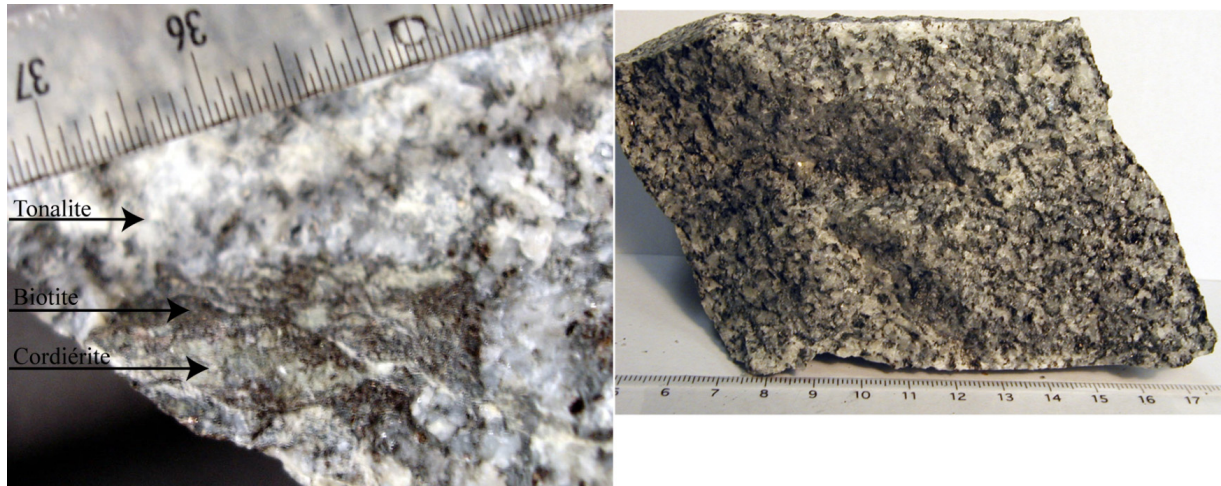


Fig. III.1.11. détail macroscopique d'une cordiérite entourée de biotite dans une tonalite de l'Epy (carrrière de l'Epy). Aspect macroscopique de la tonalite-granodiorite de l'Epy.

13. Le massif de Lupersat

Ce corps granitoïde affleure à 15 km à l'est de la ville d'Aubusson au sein du groupe plutonique de Chénérailles (Fig. III.1.1). 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 s'arque vers l'ouest. Ceci confère au pluton une légère concavité tournée vers l'ouest. Enfin, dans la partie méridionale de ce corps plutonique, le monzogranite à tendance granodioritique enclave des granites d'anatexie à cordiérite (interprétée comme une aubussonnite au stade anatectique très avancé). La partie NE est principalement composée de granodiorite à tendance monzogranitique (Cartannaz et al., feuille d'Aubusson à 1/50 000, accepté).

Les monzogranites à tendance granodioritique de la partie sud sont des roches isogranulaires, de couleur gris-sombre ou bleutée lorsqu'elles sont saines. La taille moyenne de leur grain varie de 2 et 4 mm. Le plagioclase est généralement automorphe (Fig. III.1.12.a). Le feldspath potassique également automorphe est poecilitique et quelquefois porphyrique. Parfois, les phénocristaux sont bien orientés et soulignent une foliation magmatique bien nette, ainsi qu'un litage magmatique (Fig. III.1.12.b et c). 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 (Fig. III.1.12.d). Le feldspath potassique est xénomorphe, interstitiel, et poecilitique (inclusions de biotite et de plagioclase). La biotite est à peine chloritisée (sauf pour CK56). La cordiérite est automorphe (Fig. III.1.12.e) de petite taille et généralement pinitisée. Une enclave de taille réduite (5 mm) et à grain plus fin contient du spinelle vert baignant dans un fond sériciteux cordiérite et biotite déstabilisée. La texture de la roche, ainsi que la structure, révèle une fabrique magmatique.

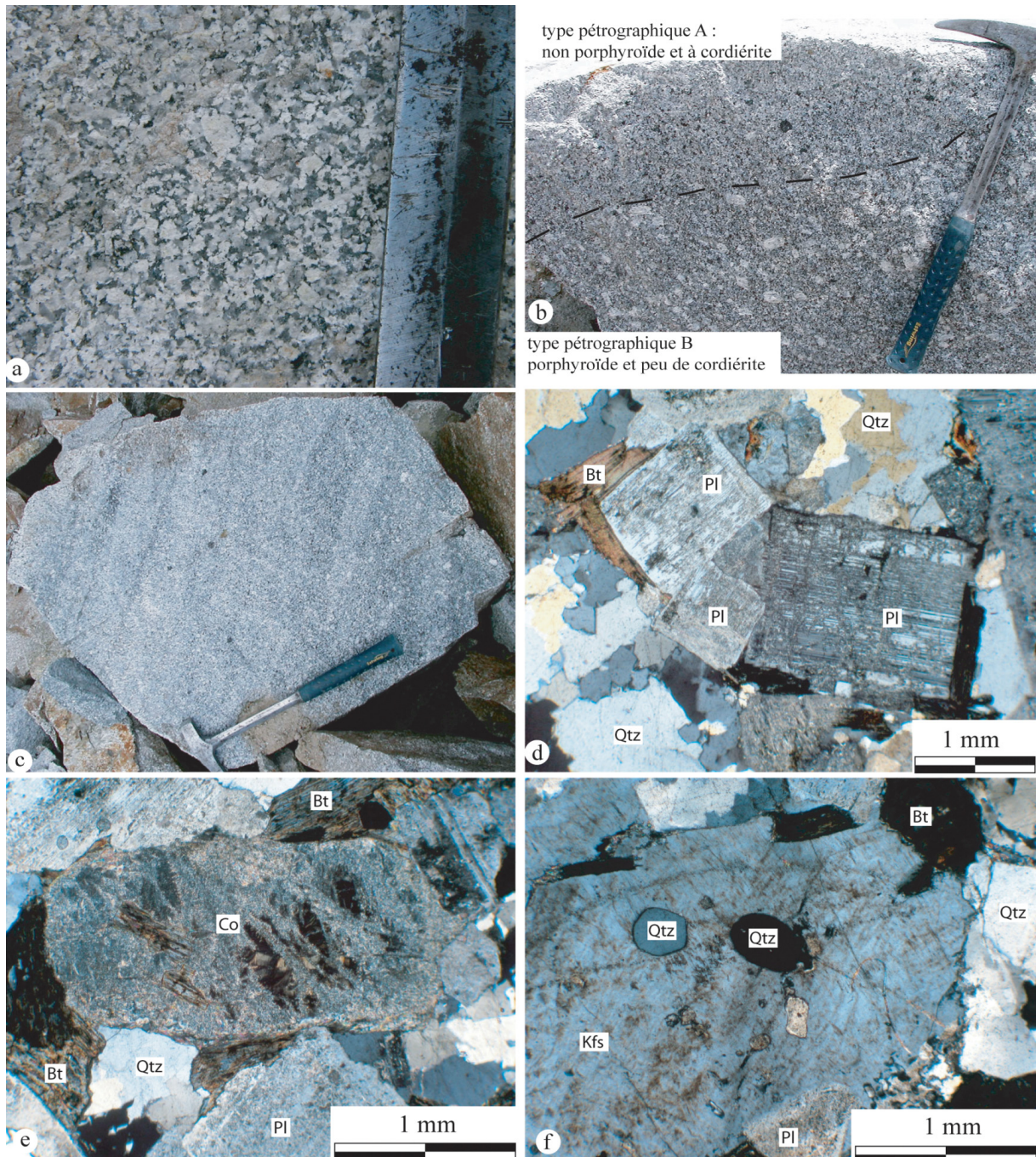


Fig. III.1.12.a : aspect automorphe des plagioclases et feldspaths potassiques de la monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat.

b et c : litage magmatique ou limite d'intrusion dans le monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat.

d : aspect microscopique de la texture hypidiomorphe des roches du massif de Lupersat.

e : cordiérite automorphe (monzogranite à tendance granodioritique du massif de Lupersat).

f : gouttelette de quartz dans un feldspath potassique (granodiorite à tendance monzogranite du massif de Lupersat).

Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Co : cordiérite, Qtz : quartz, Bt : biotite.

Les granodiorites à tendance monzogranitique de la partie nord-est sont plus sombres. Le grain est moyen (2 à 4 mm). Les plagioclases sont en quantités plus importantes que les feldspaths potassiques même lorsque ces derniers sont en phénocristaux. Macroscopiquement, ce type pétrographique ressemble fortement à la granodiorite-tonalite de Villatange qui affleure le long de la Zone de Cisaillement du Nord Millevaches (Ouest d'Aubusson). Il s'en démarque toutefois par la quasi-constance de cordiérite subautomorphe par rapport au type Villatange.

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 ainsi

que de recristallisation dynamique. Les plagioclases, en voie de séricitisation, sont automorphes zonés et s'accroissent les uns contre les autres. Les feldspaths potassiques, poecilitiques (inclusions de biotite, plagioclase, gouttelette de quartz (Fig. III.1.12.f)), montrent une déformation ductile avec une extinction ondulante. La biotite est en voie de chloritisation. La cordiérite, totalement pinitisée, montre son habitus automorphe en tonnelet. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite insérée dans la biotite. La texture de la roche, ainsi que la structure, révèle une fabrication magmatique.

Les relations intermassifs avec le corps magmatique de Chénéraillles sont difficiles à mettre en évidence à cause d'une similitude de type pétrographique sur plusieurs centaines de mètres. Depuis le monzogranite de Chénéraillles, la taille du grain diminue et la proportion de biotite augmente lorsque l'on se rapproche du monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat. Des zones de mélange mécanique avec interpénétration des deux roches sont devinables, mais de manière très tenue à cause de la ressemblance des deux types pétrographique, entre le Bourg de Beauvais et de la Châtre (2 km à l'est de Champagnat).

14. Le massif de Gouzou

Les roches affleurent au nord du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Ce corps granitoïde est probablement composé de plusieurs intrusions magmatiques mais le manque de données cartographiques ne permet pas de valider cette hypothèse.

A.M. Hottin (1991) discrimine trois types pétrographiques, (1) une granodiorite à biotite orientée, (2) une roche granodioritique à monzogranitique à biotite et cordiérite et (3) un monzogranite porphyroïde à biotite.

(1) La granodiorite à biotite orientée, assez sombre, affleure surtout au nord du pluton. Selon cet auteur, la roche est riche en biotite, homogène et orientée, de grain moyen avec des phénocristaux de feldspath potassique disséminés. La cordiérite est absente. Les biotites de cette roche sont dans le champ des granitoïdes alumino-potassiques et calco-alcalins dans le diagramme de Nachit et al. (1985). La composition des biotites, ainsi que l'absence de cordiérite, tendent à rapprocher cette roche du monzogranite de Crocq. Soulignons toutefois que d'après mes observations de terrain, l'absence de biotites automorphes le singularise du monzogranite de Crocq.

En lame mince, d'après A.M. Hottin (1991), la texture est grenue hypidiomorphe. La structure est souvent protomylonitique. Le plagioclase est automorphe ($An_{42} - An_{35}$), le quartz est recristallisé, le feldspath potassique est xénomorphe et poecilitique (inclusions de biotite et plagioclase). Biotite automorphe (> 10%), apatite et zircon, et muscovite secondaire sont présents.

(2) La granodiorite-monzogranite à biotite et cordiérite affleure au sud-ouest du pluton. D'après A.M. Hottin (1991), ce type pétrographique est relativement sombre, de grain moyen, non porphyroïde, riche en plagioclase automorphe (5 à 7 mm), en biotite et en cordiérite. En lame mince, la texture est hypidiomorphe avec des plagioclases zonés et automorphes, et des feldspaths potassique localement automorphes et poecilitiques (inclusions de plagioclase et de biotite). Le quartz montre des plages polycristallines. La cordiérite prismatique est abondante et inclue de la sillimanite, biotite, apatite et zircon. Des myrmékites sont observées.

(3) Le monzogranite porphyroïde à biotite affleure au sud-est du pluton. D'après A.M. Hottin (1991) c'est une roche à grain moyen, assez riche en biotite automorphe et plagioclase. Les phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 1,5 cm. En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le plagioclase est zoné et automorphe. Le feldspath potassique est automorphe et poecilitique (inclusion de plagioclases, biotites, apatites et zircons abondants).

En résumé, du point de vue description minéralogique, il apparaît que ce corps granitoïde est composé par plusieurs types pétrographiques différents. Le terme de complexe granitoïde de Gouzou est donc convenable pour qualifier cet ensemble plutonique.

Les relations intermassifs avec le monzogranite de Chénérailles montre que les intrusions issues du massif de Gouzon recoupent les foliations magmatiques de l'entité granitoïde de Chénérailles. De plus, le contact sud avec le corps monzogranitique de Chénérailles est marqué par d'abondants filons de pegmatite de taille inférieure au mètre dont la présence témoigne de la bordure d'un pluton. Le massif de Gouzon est donc postérieur au massif de Chénérailles.

15. Le massif de Gouttières

Ce corps plutonique jalonne le Sillon Houiller (Fig. III.1.1) mais il n'est pas affecté de manière ductile par ce grand accident. Il a une forme allongée qui s'amincit vers le nord. Principalement intrusif dans les anatexites grenues à cordiérite (Aubussonite), il est également en contact avec les granites de Charensat et de Crocq.

Je n'ai bien reconnu que la partie septentrionale de ce pluton. C'est une roche grise, à grain moyen (2 à 5 mm) plutôt assez homogène. La biotite peut parfois être automorphe (5 mm). Les plagioclases sont bien automorphes. Ils sont en quantité équivalente par rapport au feldspath potassique qui est poecilitique, également automorphe (Fig. III.1.13) et le plus souvent porphyrique (3 cm). La cordiérite en tonnelet est toujours présente et peut être localement très abondante.

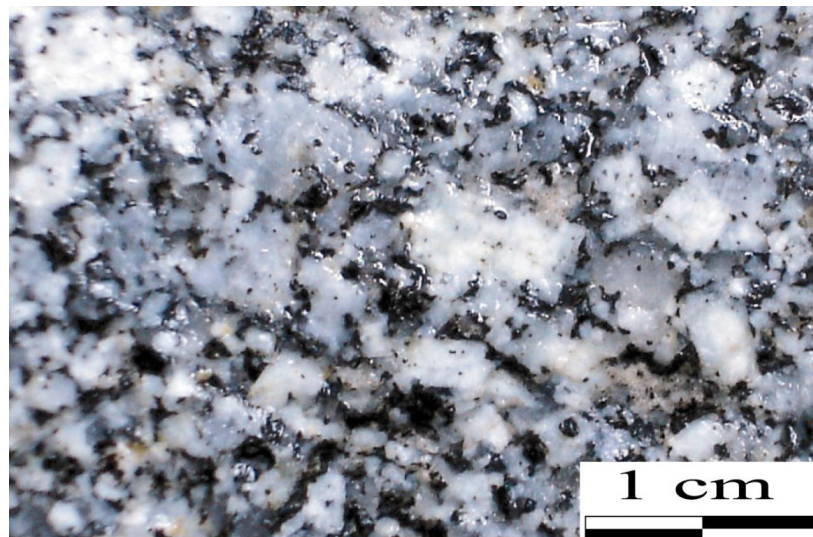


Fig. III.1.13. Aspect macroscopique du monzogranite de Gouttières.

Au contact avec le monzogranite de Crocq, on observe des biotites automorphes et porphyriques dont l'origine peut être attribuée aux liquides métasomatiques dus à la mise en place du pluton de Crocq. Ce qui suggère une mise en place antérieure du massif de Gouttières par rapport au monzogranite de Crocq.

Le corps monzogranitique de Gouttières est formé de plusieurs type pétrographique d'après la carte de Saint-Gervais-d'Auvergne (A.M. Hottin et al., 1989). Deux roches monzogranitiques (γ^3_M et γ^3_b) apparaissent en plus d'un autre monzogranite (γ^3_{bH}).

γ^3_M est une roche claire, généralement porphyroïde et à cordiérite.

γ^3_b est une roche grise plus ou moins riche en biotite souvent orientée, généralement porphyroïde (fKp pouvant atteindre 4 cm), et avec de la cordiérite localement présente.

γ^3_{bH} est à biotite seule, porphyroïde (fKp pouvant atteindre 5 cm). Cette roche se distingue des deux premiers monzogranites par la présence d'allanite en lame mince. Une certaine similitude de lithologie peut être faite avec le monzogranite de Crocq qui présente lui aussi des feldspaths potassiques porphyriques et de l'allanite en lame mince. A.M. Hottin (1989) associe ce monzogranite avec ceux des granitoïdes à biotite et allanite du complexe de Montmarault (affleure au Nord-Est du massif de Guéret). Un lien éventuel entre les granitoïdes de Montmarault, de Crocq et du γ^3_{bH} peut être envisagé.

16. Le massif d'Auzances

Ce groupe d'intrusions se rencontre dans la partie Est du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Il affleure sur une surface de 7 km sur 7 km au niveau d'Auzances mais il est possible de le retrouver inclus dans le monzogranite de Crocq sur une étendue d'environ 10 km² au SE de la feuille d'Aubusson au village de Mérinchal. Cette tonalite-granodiorite est directement assimilable à la granodiorite à biotite (γ^4_b) figurée sur la feuille de Saint-Gervais d'Auvergne. Du point de vue cartographique, ces roches sont étroitement liées avec les granites d'anatexie à cordiérite (Cartannaz et al., carte d'Aubusson, accepté). Aucune déformation post-solidus n'est visible à l'œil nu dans cette entité magmatique.

Ce sont des roches gris sombre à noir bleuté. La taille du grain est moyen et varie de 2 à 4 mm. Le quartz a tendance à être subautomorphe. Les nombreux plagioclases sont automorphes. Cette roche est rarement porphyroïde, elle peut l'être à l'est d'Auzances. La cordiérite est présente sous son habitus en tonnelet mais sa répartition au sein du corps granitoïde est inégale. De rares cordiérites en nodule ont été observées près du contact avec les granites d'anatexie à cordiérite. Des types pétrographiques sombres noir bleuté ressemblent macroscopiquement à la tonalite-granodiorite de Villatange, mais ils s'en distinguent par la présence de cordiérite. Ces roches sombres 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 tonalite-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 minérale est quasi-systématique. Des sous-joints en damier apparaissent également. Le feldspath potassique est poecilitique (inclusion de plagioclases, biotites et quartz automorphe, fig. III.1.14.c), automorphe à interstitiel. Il est déformé de manière ductile et montre une extinction roulante. Le plagioclase est automorphe, zoné et les nombreux cristaux s'accrochent les uns contre les autres (Fig. III.1.14.a). Le cœur des plagioclases est séricitisé. La biotite commence à se chloritiser. La cordiérite, rarement fraîche, est généralement pinitisée (Fig. III.1.14.b) en cristaux millimétriques de séricite sur lesquels se surimposent des lattes de grosses muscovites et de biotites. Elle est inégalement répartie dans la roche (CK75c riche en cordiérite, cf. localisation chapitre III.4). D'après cette description, l'acquisition de cette texture se réalise à l'état magmatique et se termine à l'état sub-solidus.

Un type pétrographique de bordure (CK37, cf. localisation chapitre III.4), exempt de déformation post-solidus, 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 interstitielles. Le zircon est à la fois inclus dans la biotite, le plagioclase et le quartz. L'apatite est abondante.

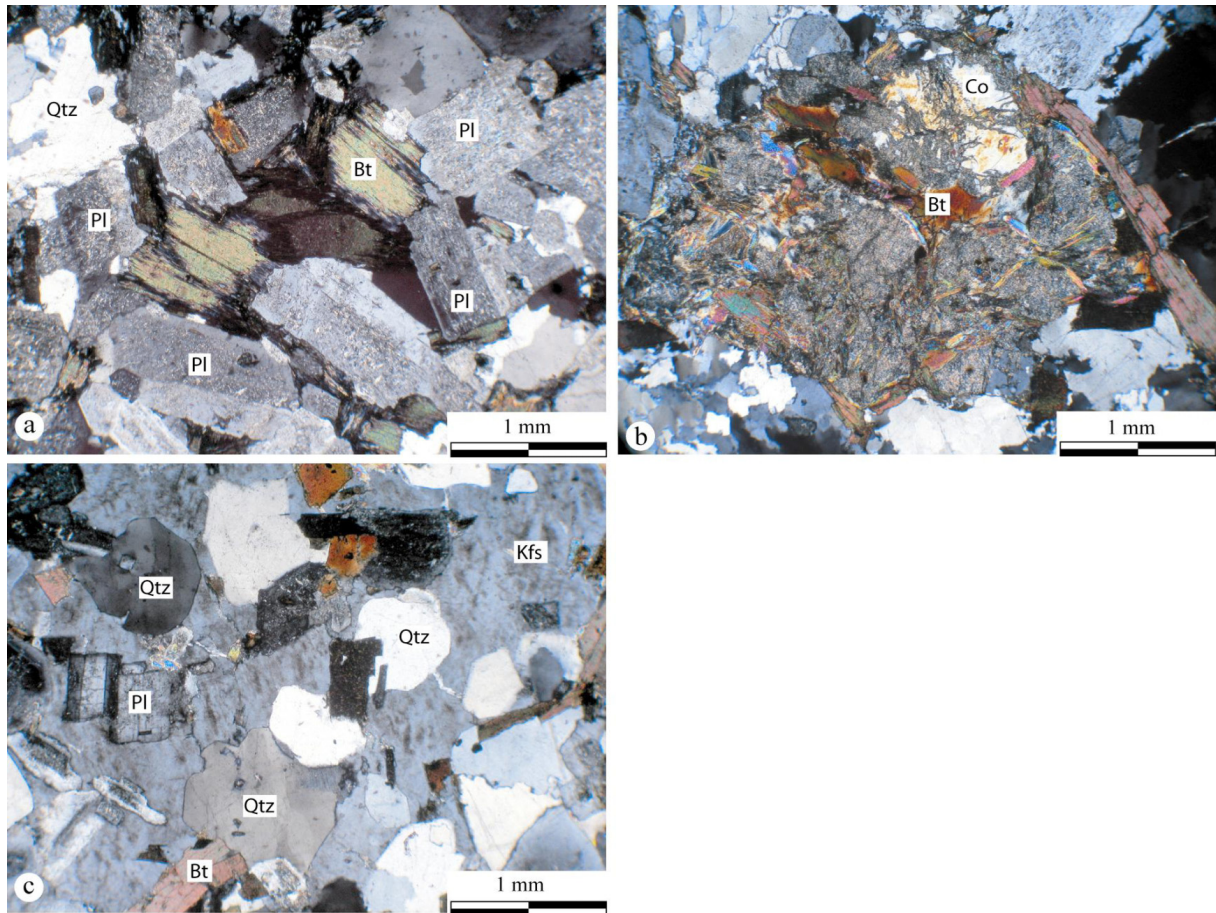


Fig. III.1.14. photographies de lames minces de la tonalite-granodiorite d'Auzances.
 a. accolement des plagioclases automorphes séricitisés et des cristaux de biotites chloritisées.
 b. cordiérite automorphe entièrement pinitisée avec cristallisation secondaire de cristaux de biotite dans la cordiérite.
 c. feldspath potassique interstitiel englobant du quartz automorphe, de la biotite et du plagioclase.
 Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Co : cordiérite, Qtz : quartz, Bt : biotite.

Les relations avec les corps granitoïdes voisins sont relativement tranchées. Le contact avec le monzogranite de Crocq s'accomplit sur moins de 100 m, voire moins de 20 m (les Mars, 5 km au sud d'Auzances). La présence de biotites automorphes dans la granodiorite-tonalite d'Auzances près du contact avec le monzogranite de Crocq suggère une cristallisation de ces biotites automorphes (phénomène métasomatique) lors de la mise en place du monzogranite de Crocq. Le massif d'Auzances serait donc antérieur au massif de Crocq.

Le contact avec le monzogranite de Chénéraillles est beaucoup moins tranché qu'avec celui du monzogranite de Crocq. La largeur de la « zone d'imbrication » des deux granitoïdes est d'environ 500 m. En se dirigeant vers le massif de Chénéraillles, la taille du grain augmente, tandis que la proportion en biotite diminue. Néanmoins, à l'échelle cartographique, le contact est mis en évidence avec la fabrique magmatique du massif d'Auzances qui recoupe la fabrique du massif de Chénéraillles (Cartannaz et al., carte d'Aubusson, accepté). L'entité plutonique d'Auzances est donc plus jeune que celle de Chénéraillles.

Le contact avec les granites d'anatexie à cordiérite est difficile à caractériser tant ces deux roches se ressemblent. Un type pétrographique sombre à grain moyen, avec un aspect proprement « granitique » et 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). Parfois la migmatite montre des litages riches en biotites (mélanosome) qui alternent avec des lits plus leucocrates (leucosomes pauvres en biotite) et riches en nodules de cordiérite répartis de façon hétérogène. Le contact avec ce type de roche et la tonalite-granodiorite d'Auzances est rapide (Moulin de la Védrine, 4 km au sud d'Auzances).

17. Le massif de Crocq

Contrairement à la carte géologique au 1 000 000^{ème} (Chantraine, 1996) où le massif de Crocq est légendé comme un gabbro, diorite ou tonalite, le granitoïde de Crocq correspond plutôt à un monzogranite (Sabourdy, 1988).

Ce corps monzogranitique occupe la partie Est du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Au nord, il s'étend jusqu'à la carte de Saint-Gervais-d'Auvergne où il est imbriqué avec le granitoïde de Charensat. Sa forme est dissymétrique avec un bombement vers le sud et une partie septentrionale plus affinée. Il ceinture le massif de Fernoël qu'il isole des autres formations magmatiques ou métamorphiques. A l'ouest, il est majoritairement en contact avec le monzogranite de Chénérailles. Sa bordure E est en contact avec le monzogranite-syenogranite de Fernoël, le monzogranite de Gouttières et avec les anatexites d'Aubusson. Au nord, une partie de sa limite avec la tonalite-granodiorite d'Auzances permet une cartographie fiable. De beaux affleurements peuvent être observés au hameau du Montaurat, à la limite NE de la carte de Felletin, et au sud du village de Crocq. De nombreux affleurements bien frais sont également observables à la tour de Sermur (Sud-Ouest d'Auzances).

De par son caractère leucocrate, on le confond aisément avec le monzogranite à grain moyen de Chénérailles (Fig. III.1.15.a). Il se démarque néanmoins de ce dernier par sa rareté en cordiérite automorphe, ainsi que par une taille de grain légèrement plus grande (3 à 7 mm) et surtout par la présence de biotite automorphe hexagonale (Fig. III.1.15.b et d) pouvant atteindre le centimètre, bien fraîche, et bien individualisée. Le quartz également subautomorphe et globuleux se détache bien des feldspaths. Les feldspaths potassiques sont fréquemment en phénocristaux trapus de 1 à 3 cm de long, blancs ou plus souvent rosés voire rouge sombre comme dans le secteur de Crocq (Fig. III.1.15.b). Les plagioclases sont généralement subautomorphes. L'amphibole n'a pas été observée à l'œil nu. La libération de fer par l'altération des biotites colore l'arène de ce monzogranite en marron, ponctuée par des taches blanches et jaunâtres des feldspaths. Ce sont surtout les plagioclases qui s'altèrent plutôt que les feldspaths potassiques porphyriques.

En lame mince, ce monzogranite a une texture grenue hypidiomorphe. Le quartz se présente en grandes plages polycristallines et interstitielles non déformé (Fig. III.1.15.c et e). Le feldspath potassique est poecilitique et porphyrique, parfois perthitique. Il peut être interstitiel et englober les autres cristaux. Les plagioclases automorphes sont zonés et maclés polysynthétiques. La biotite forme de grandes lattes bien individualisées. Sa couleur apparaît d'un brun plus foncé que celle des autres biotites des autres corps granitoïdes issus du complexe de Guéret. De rares cordiérites automorphes peuvent être observées. Enfin, localement de l'amphibole xénomorphe est présente. Elle est décrite comme relictuelle par Sabourdy (1988). Elle est contenue dans le plagioclase (Fig. III.1.15.f) et ne semble pas faire partie de la paragenèse primaire du monzogranite. Ces amphiboles sont interprétées comme étant des enclaves mono-minérales, témoins d'un magmatisme méta-alumineux, inclus en mélange dans le bain silicaté de départ. La présence d'allanite caractérise également ce type pétrographique. Le zircon, l'apatite et des oxydes (opaques noirs) sont également présents. Les microstructures observées en lame mince argumentent une foliation magmatique pour cette roche.

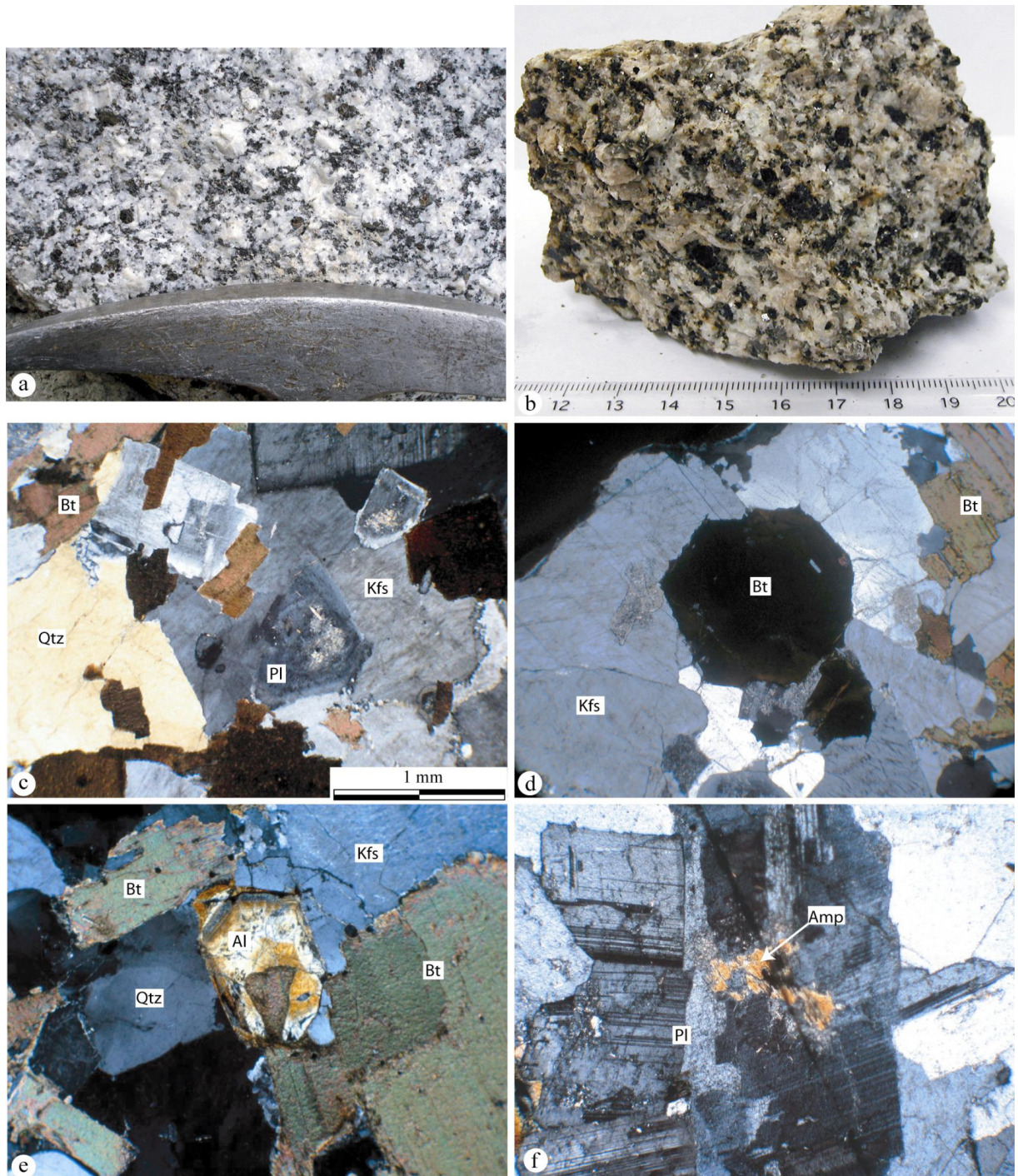


Fig. III.1.15.a. Aspect macroscopique du monzogranite de Crocq, roche rouge.
 c. microstructure magmatique du monzogranite de Crocq (Automorphie des minéraux et limites de grain rectilignes).
 d. biotite automorphe dans le monzogranite de Crocq. .
 e. allanite dans le monzogranite de Crocq.
 f. amphibole relictuelle contenue dans un plagioclase automorphe dans le monzogranite de Crocq.
 Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Al : allanite, Qtz : quartz, Amp : amphibole, Bt : biotite.

Un type pétrographique particulier affleure au sein du massif de Crocq au niveau du Châtelard (6 km au nord de Mérinchal) et à Lioux-les-Monges (6 km au nord-ouest 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, il présente des plagioclases fréquemment beigeâtres par altération et dont la section est rectangulaire. Les feldspaths potassiques, de taille légèrement plus importante, sont de teinte grisâtre. La particularité de ce monzogranite est la présence de biotites

automorphes de 3 à 10 mm, assez fréquentes, mais surtout l'occurrence de cordiérite en cristaux verdâtres à noirs.

Les observations en lame mince sont du même ordre que celles du monzogranite de Crocq. La texture est hypidiomorphe et la structure montre une foliation magmatique.

Relation du massif de Crocq avec le monzogranite de Chénéraillles

On observe une convergence entre le monzogranite de Chénéraillles et celui de Crocq. Au contact du massif de Crocq, le monzogranite de Chénéraillles présente des symplectites à quartz/biotites qui serait un argument d'une mise en place non simultanée des deux massifs (Thiery, 2006). Du massif de Chénéraillles vers le massif de Crocq, on observe une augmentation de la taille des biotites automorphes allant jusqu'à 7 mm, tout en conservant une proportion en cordiérite équivalente au corps monzogranitique de Chénéraillles. Puis, la présence de la cordiérite se fait de plus en plus rare comme dans la zone de contact située au village de Chaupeyre à 1,5 km au nord de Mautes, pour finalement quasiment disparaître dans le monzogranite de Crocq sensu stricto. On peut aussi constater que le monzogranite de Chénéraillles, situé à proximité du monzogranite de Crocq, est par endroit très porphyroïde (Feldspath potassique pouvant atteindre la taille de 5 centimètres).

Relation du massif de Crocq avec le massif d'Auzances

Sur la carte d'Aubusson, le monzogranite de Crocq présente un contact plutôt franc avec le massif d'Auzances. Il s'effectue sur moins de 50 mètres où on retrouve quelques biotites automorphes (2 à 6 mm) près de la bordure du massif d'Auzances. Près du contact avec le granitoïde d'Auzances, la taille du grain dans le monzogranite de Crocq diminue légèrement et s'accompagne d'une augmentation du pourcentage en biotite.

Relation du massif de Crocq avec le massif de Fernoël

Le contact est plutôt tranché. Le monzogranite-syenogranite de Fernoël recoupe le monzogranite de Crocq (Fig. III.1.17.a). Le groupe d'intrusion de Crocq est donc antérieur à celui de Fernoël.

18. Le massif de Charensat

Ce corps granitoïde affleure à l'est du complexe magmatique de Guéret et au nord du monzogranite de Crocq (Fig. III.1.1). Il dessine une forme arquée à concavité tournée vers le NW. La partie septentrionale est en contact avec le corps monzogranitique de Gouttières.

C'est un monzogranite de couleur claire (Fig. III.1.16), d'aspect pegmatoïde à grosse biotite automorphe. Son grain est grossier et homogène avec une prédominance nette de feldspath potassique (taille environ 2 cm). La taille du quartz, généralement hexagonal, dépasse les 5 mm. Un bel affleurement bien frais est situé à deux kilomètres au sud de Dontreix (5 km à l'ouest de Charensat) sur la D206.



Fig. III.1.16. Aspect macroscopique du monzogranite de charensat, largeur de la photo 7 cm.

D'après A.M. Hottin (1989), en lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le feldspath potassique est perthitique subautomorphe maclé Carlsbad et poecilitique (inclusion de quartz, plagioclases et biotite). Le plagioclase est automorphe et zoné. Le quartz déformé est subautomorphe à automorphe. La biotite automorphe inclus du zircon et de l'apatite.

Le contact du monzogranite de Charensat avec ses granitoïdes voisins n'est pas tranché, notamment avec le monzogranite de Crocq qui arbore également des biotites automorphes. La convergence de type pétrographique entre le monzogranite de Crocq et le monzogranite de Charensat laisse supposer que le granitoïde de Charensat constitue un type pétrographique différencié du monzogranite de Crocq.

19. Le massif de Fernoël

Le monzogranite-syenogranite de Fernoël affleure à l'est du complexe magmatique de Guéret. Il est inclus dans le corps granitoïde de Crocq (Fig. III.1.1). L'affleurement type a été choisi à Manoux, 5 km au SW de Giat, au sein même du hameau, au niveau du carrefour.

C'est une roche beige à grain fin (Fig. III.1.17.a). Les feldspaths subautomorphes mesurent de 1 à 2 mm mais peuvent être localement plus gros (4-5 mm) et conférer ainsi un aspect porphyroïde à la roche. Les biotites sont généralement de petites tailles (1 mm maximum) et xénomorphes. La cordiérite existe soit sous forme de petits prismes subautomorphes de couleur vert sombre, pouvant atteindre 5 mm, soit sous forme de nodules de quelques mm associé avec de la biotite. On peut mettre en évidence des secteurs où les biotites sont de taille plus importante et en plus grande quantité, comme à l'ouest et au nord de Fernoël. Cartographiquement, ces zones apparaissent fréquemment à proximité du contact avec le monzogranite de Crocq.

En lame mince, la texture est grenue. Le quartz en plages polycristallines présente des sous grains avec une légère extinction roulante. Le feldspath potassique, parfois perthitique, est généralement xénomorphe (inclusion de quartz, biotite, plagioclases et cordiérite). Les plagioclases, légèrement séricitisés, sont zonés et automorphes. La biotite commence à se chloritiser. Elle est parfois envahie de rutile. De la muscovite primaire de petite taille est présente. La cordiérite, associée à de la muscovite et à de la biotite, est toujours automorphe (Fig. III.1.17.b). Elle est répartie de manière inégale au sein de l'affleurement. De rares myrmékites sont observées au contact feldspath potassique/plagioclase. Les minéraux accessoires consistent en de l'apatite et du zircon contenus dans les cristaux de biotite.

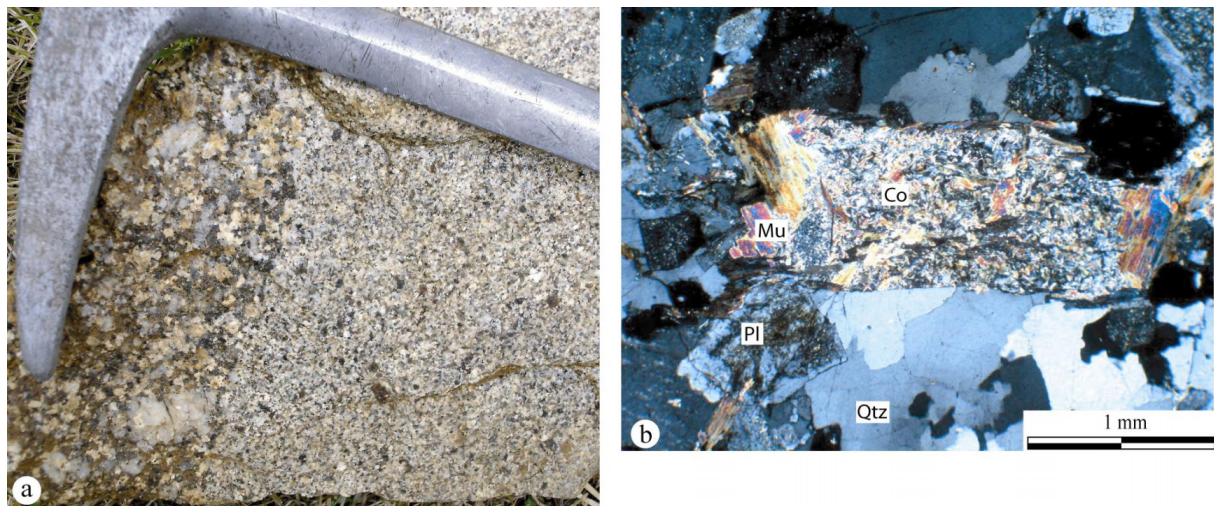


Fig. III.1.17.a. aspect macroscopique du contact tranché entre le monzogranite-syenogranite de Fernoël (à droite) et le monzogranite de Crocq (à gauche).

b. Cordiérite automorphe magmatique entièrement pinitisée dans le monzogranite-syenogranite de Fernoël.

Le contact entre la monzogranite de Crocq et le monzogranite-syenogranite de Fernoël est plutôt tranché, avec une diminution de la taille du grain dans le granitoïde de Fernoël au contact de celui de Crocq. La figure III.1.17.a montre un contact franc entre le monzogranite de Crocq et le

monzogranite-syenogranite de Fernoël. On peut observer un mégacristal de feldspath potassique du monzogranite de Crocq recoupé par l'injection du granitoïde de Fernoël, ce qui démontre clairement la postériorité du massif de Fernoël.

20. Les massifs de Champagnat

Ils affleurent en petits corps intrusifs dans le monzogranite de Chénéraillles (Fig. III.1.1). La plus grosse masse (9 km²) se trouve à 10 km au NE d'Aubusson (Cartannaz et al., feuille d'Aubusson au 50 000^{ème}, acceptée) dans le bois de Champagnat. Ils affleurent également à l'est et au sud de Bellegarde-en-Marche, ainsi qu'au SW de Coudeau le long de la D988 (3 km à l'est de Lupersat) et à environ 1 km au sud-ouest de St-Silvain entre chez Marlière et Rimareix. Enfin, de multiples petites intrusions viennent recouper le monzogranite de Chénéraillles sur l'ensemble de la feuille. Ils affleurent le plus souvent sur les reliefs.

C'est une syenogranite leucocrate de couleur beige clair à grain moyen à fin (1 à 4 mm) et contour de grain flou à l'œil nu. Ce type pétrographique est localement rougi par une altération postérieure à sa mise en place. La taille des grains augmente sur la bordure de ces plutons. Les minéraux cardinaux sont le feldspath potassique poecilitique, de couleur grise et mesurant environ 5 mm et le quartz globuleux, dont la taille varie entre 2 et 4 mm. Les plagioclases altérés, de l'ordre de 3 mm, confèrent une teinte beige à cette roche. La cordiérite de couleur généralement verte, parfois noire, se présente toujours sous son habitus en tonnelet pouvant atteindre jusqu'à 1 cm. Bien qu'elle soit quasiment absente par endroits, la biotite généralement fraîche automorphe est assez bien répartie. Sa taille est inférieure à 2 mm. La muscovite toujours en quantité inférieure par rapport à la biotite est quelquefois observable à l'œil nu, sa taille est inférieure à 2 mm.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe. Le quartz a tendance à l'automorphisme. Il montre parfois des sous-joints en échiquier. Les limites de grains sont rectilignes. Le feldspath potassique est poecilitique (inclusion de biotite et plagioclase). Le plagioclase automorphe est zoné. La muscovite primaire est rare et de petite taille. Quand elle est secondaire, elle cristallise en forme de rosace. La biotite est en voie de chloritisation. La cordiérite est automorphe, pinitisée et associé avec des plages biotitiques secondaires. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. Cette description des microstructures reflète une foliation acquise à l'état magmatique.

Le type pétrographique localisé 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 losangiques à extinction suivant la diagonale. Cette texture s'observe principalement dans les laves volcaniques et signe la mise en place quasi superficielle du magma.

Les relations de la syenogranite de Champagnat avec l'encaissant montre un contact qui s'effectue sur une centaine de mètres comme à 500 m au sud de Rimareix (1 km au sud de St-Silvain). Le long du contact, on constate un enrichissement ainsi qu'une augmentation de la taille des cordiérites, tout en observant une diminution de la taille des biotites dans la syenogranite de Champagnat. Aucun contact franc n'est observé sur le pourtour de ce massif. La topographie au niveau du bois de Champagnat démontre toutefois que l'attitude du contact avec le monzogranite de Chénéraillles est horizontale. Le massif de Champagnat est ainsi géométriquement situé au dessus du massif de Chénéraillles (cf. coupe géologique, Cartannaz et al., feuille d'Aubusson, acceptée). Cette organisation tridimensionnelle est également argumentée par la présence d'une fenêtre de monzogranite de Chénéraillles dans une dépression topographique au sein de ce pluton.

21. Les massifs des Tours de Crocq

Le type pétrographique qui fait référence affleure au sommet du village de Crocq (Fig. III.1.1). Ces massifs sont des petits corps intrusifs dans les granitoïdes de Chénéraillles, de Crocq et de Fernoël. Sur la carte de Felletin, on peut lui rattacher le granitoïde affleurant au sud de Manoux près du tumulus et le granitoïde affleurant au NW de la Mazière aux Bons Hommes. Sur la carte d'Aubusson, il s'agit des granitoïdes qui affleurent aux niveaux du puy de Chaumont, du bois de rocher, de Sermur et du puy de la Goursole où il affleure dans sa plus grande superficie avec une orientation NW-SE sur

4 km de long. Ces roches peuvent se confondre avec celles issues des massifs de Champagnat. Toutefois, les contacts avec l'encaissant sont tranchés.

C'est une syenogranite-granite alcalin à grain fin (1 à 3 mm), porphyroïde de couleur gris beige (Fig. III.1.22.a). La trame de la roche est constituée de quartz, feldspaths et biotite, généralement inférieurs au millimètre, conférant un aspect saccharoïde. Des phénocristaux s'individualisent dans cette trame : il s'agit de feldspaths en prisme de section carrée de 2 à 4 mm, de cordiérite subautomorphe de 1 à 2 mm et de très fine muscovite inférieure au millimètre.

En lame mince, la texture microgrenue à grenue de cette syenogranite-granite alcalin devient granophyrique par endroit (Fig. III.1.18). Le fond microgrenu à grenu est quarzo-feldspatique avec des biotites et des très fines muscovites. La quartz apparaît généralement en extinction onduleuse avec de nombreux sous grains. Le feldspath potassique porphyrique est perthitique xénomorphe (inclusions de quartz et plagioclases). Les plagioclases zonés sont également porphyriques et se présentent sous leur habitus automorphe. La cordiérite automorphe est entièrement rétrotransformée en muscovite (pinitisation). La muscovite apparaît en petites lamelles bien individualisées comme la biotite. La structure de la roche indique une foliation acquise à l'état magmatique et texture indique une mise en place superficielle voire subvolcanique (texture granophyrique).

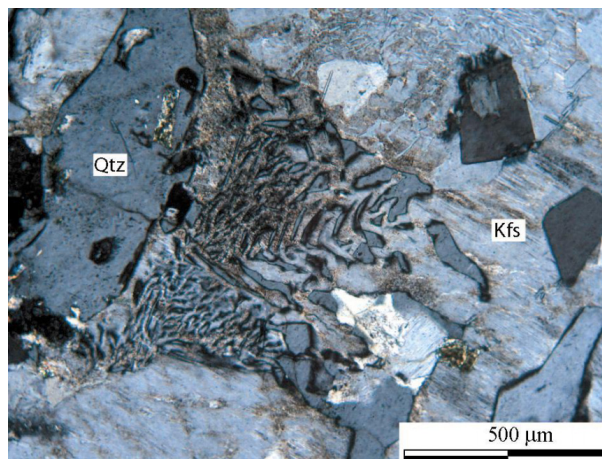


Fig. III.1.18. Texture granophyrique dans les leucogranites des Tours de Crocq.
Kfs : feldspath potassique, Qtz : quartz.

Bien que je ne l'ai jamais observé, le contact avec les granitoïdes encaissants est tranché. La distinction entre les types pétrographiques issus de l'encaissant et issus des massifs intrusifs des Tours de Crocq est franche et sans ambiguïté.

22. Le massif de Montjourde

Ce pluton affleure tout à l'ouest du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.1.1). Sa partie septentrionale est en contact avec la faille subméridienne de Bussière-Madeleine et sa partie méridionale avec la faille N130 d'Arrènes. Le pluton est en forme de virgule dont la concavité est orienté vers le NE. L'ensemble de l'entité magmatique est affecté par une déformation postsolidus (cf. chapitre IV).

C'est un monzogranite porphyroïde à mégacristsaux de feldspath potassique dont la taille est de 3 cm en moyenne (pouvant fréquemment dépasser les 5 cm). La teneur en biotite est assez forte sauf sur sa bordure méridionale où il semble s'appauvrir en biotite au profit de la muscovite. La muscovite est présente en gros cristaux de 2 à 3 mm mais reste en quantité bien inférieure à la biotite. Ce monzogranite présente un alignement linéo-planaires plus ou moins exprimé de tous ses cristaux avec une déformation post-solidus sur l'ensemble du pluton (cf. chapitre IV). Son contact avec les migmatites dans la partie orientale est tranché et semble montrer des apophyses centimétriques qui s'insèrent dans l'encaissant.

En lame mince : feldspath potassique maclé Carlsbad poecilitique (inclusions de quartz, biotite et plagioclase), plagioclase zoné, quartz, biotite, muscovite primaire en lamelles flexueuses, présence de tourmaline (Fig. III,1,19), apatite et zircon. La cordiérite n'est observée ni macroscopiquement ni

en lame mince. L'étude des microstructures démontre une déformation post-solidus (chapitre IV) très nette avec des recristallisations secondaires de muscovite, chlorite et biotite.

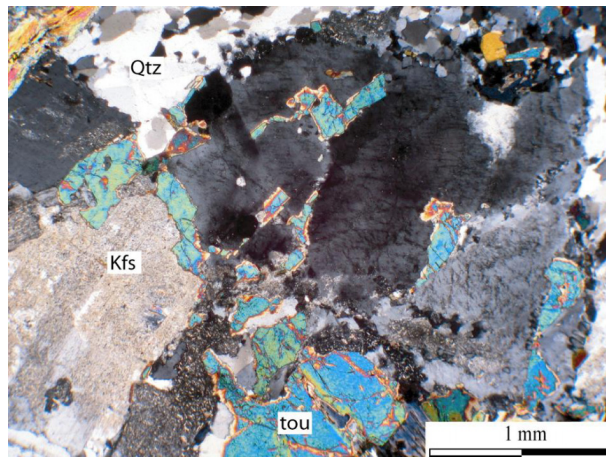


Fig. III.1.19. Aspect de la tourmaline au microscope dans le monzogranite de Montjourde.
Kfs : feldspath potassique, Qtz : quartz, tou : tourmaline.

23. Synthèse

Les caractéristiques de chaque massif décrit précédemment sont résumées dans le tableau ci-après (Fig. III.1.20). Les différents massifs sont classés suivant une chronologie relative de mise en place. Il est évident que les massifs qui sont à eux seuls des complexe magmatiques (Gouzon, Lamazière-haute et Chambon-sur-Voueize) présentent des intrusions mis en place à la fois très tôt et tardivement dans l'élaboration du complexe magmatique de Guéret. Ils sont donc ordonnés suivant les premières intrusions à se mettre en place.

Massifs	Types pétrographiques	Taille moyenne du grain en mm	Co	Fkp	Mu	Am	Tou	Microstructures		Age Absolu	Rb/Sr, roche totale
								magmatique submagmatique	post-solidus Zircon		
1 Villatange	tonalite-granodiorite	2 / 5						M	S	P	353+-6 Ma (1)
2 Cressat	granodiorite - monzogranite	2 / 5						M	S	P	
3 Ajain-Ladapeyre	syenogranite	1 / 5	x	(x)	x			M	S	P	
4 Lamazière-Haute	granodiorite - monzogranite	2 / 5	(x)	(x)				M	S	P	
5 Chambon-sur-Voueize	granodiorite - monzogranite	2 / 5	(x)	(x)				M	S	P	
6 Saint-Martial	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S		
7 Néoux	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S		
8 Maupuy	monzogranite - syenogranite	2 / 4	(x)					M	S		349+-3 Ma (1) 360+-4 Ma (1) 356+-10 Ma (2)
9 Chénérailles	monzogranite	2 / 6	x	x				M	S	(P)	
10 Aulon	syenogranite - granite alcalin	4 / 8	xx	x				M	S		
11 Souterraine	pas d'analyse chimique	2 / 5	(x)	xx				M	S		351+-5 Ma (1) 352+-5 Ma (1)
12 Epy	tonalite-granodiorite	2 / 5	xx	(x)				M	S		env. 350 Ma (4)
13 Lupersat	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S		346+-6 Ma (1)
14 Gouzou	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S		
15 Gouttières	pas d'analyse chimique	2 / 5	x	(x)				M	S		
16 Meissex	monzogranite	2 / 5						M	S		
17 Auzances	tonalite-granodiorite	2 / 4	x	(x)				M	S		
18 Crocq	monzogranite	2 / 7	(x)	x	x			M	S		
19 Charensat	pas d'analyse chimique	2 / 9	(x)	xx				M	S		
20 Fernoel	monzogranite - syenogranite	1 / 4	xx	x				M	S		337+-3 Ma (3)
21 Champagnat	syenogranite	2 / 4	xx	x				M	S		
22 Tours de Crocq	syenogranite - granite alcalin	1 / 3	x	x				M	S		
23 Montfourde	monzogranite	2 / 6	x	x	(x)			M	S		330+-3 Ma (3)

xx : présent en grande quantité, x : présent, (x) : parfois présent

La gamme de composition pour chaque massif est déterminée à l'aide du diagramme Q/ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979).

(1) Cartannaz et al., 2005 ; Rolin et al., sous press (2) Berthier et al., 1979 (3) Cartannaz et al., accepté (4) Vauchelle, 1988.

Fig. III.1.20. Tableau synthétique des caractéristiques des différents massifs du complexe magmatique de Guéret.

2. Les couloirs intra-granitiques de haute déformation

Ce chapitre propose une analyse structurale sur la déformation des granitoïdes peralumineux de type Guéret. La caractérisation des couloirs de déformations ductiles post-solidus et la datation d'intrusions syn- à post-solidus permet de proposer une chronologie sur l'histoire de ces grands accidents et de mettre en évidence la présence de plusieurs massifs granitoïdes peralumineux de type Guéret.

Les granitoïdes peralumineux de type Guéret présentent plusieurs couloirs intra-granitiques de déformation ductile dont la localisation peut-être visualisée dans la figure suivante III.2.1. Il est possible de distinguer deux familles principales à l'aide des orientations de ces couloirs. La première famille montre des accidents orientés N110 et la seconde des accidents orientés N140/150.

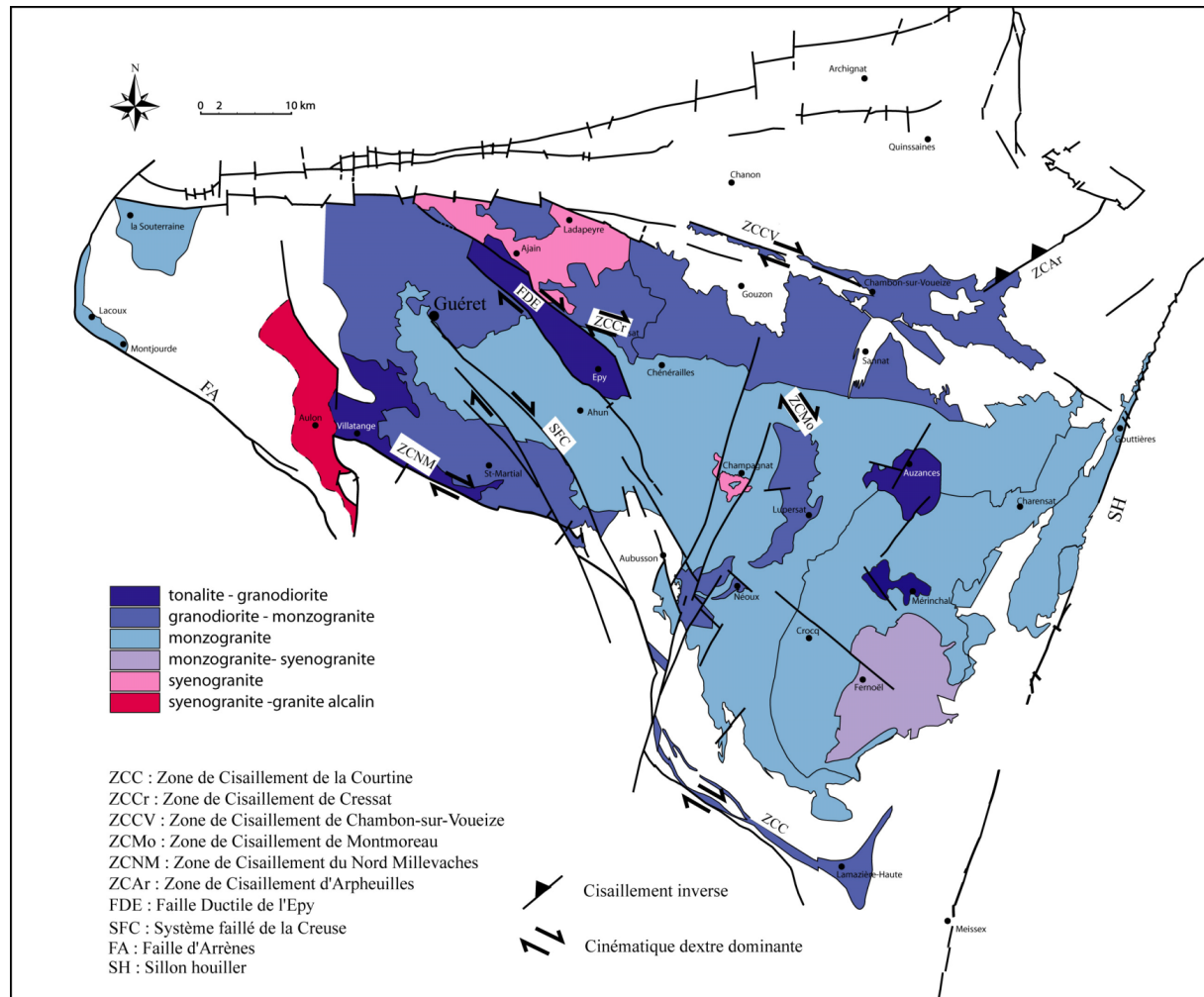


Fig. III.2.1. Localisation des différentes zones de cisaillement ductile qui affectent les plutons peralumineux type Guéret.

2.1. La Zone de Cisaillement d'Arrènes - la Courtine (ZCAC) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

La Zone de Cisaillement d'Arrènes - la Courtine est subdivisée en trois segments qui sont d'est en ouest : la Zone de Cisaillement de la Courtine (ZCC), la Zone de Cisaillement Nord Millevaches (ZCNM) et la faille d'Arrènes (FA).

2.1.1. La Zone de Cisaillement de la Courtine (ZCC) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

L'influence de cette zone de cisaillement sur les gneiss et migmatites mylonitiques a été décrit dans le chapitre II. L'attention est portée ici sur la déformation des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret.

La ZCC sépare le SE du massif de Guéret de la série de la moyenne Dordogne. Ce couloir ductile affecte certaines intrusions du massif de Lamazière-Haute tandis qu'il ne déforme pas d'autres intrusions magmatiques de ce même massif. Au stade actuel des levés cartographiques, il est difficile de distinguer toutes les intrusions de ce massif polycomposite. Néanmoins, à l'ouest de Lamazière-Haute, il est possible d'observer au moins trois intrusions différentes. D'est en ouest, il s'agit de la lame de la Courtine, le Trucq et de Clairavaux (Fig.2.3.2). Les plutons de Clairavaux et de la Courtine sont déformés en cisaillement tandis que l'intrusion du Trucq ne l'est pas.

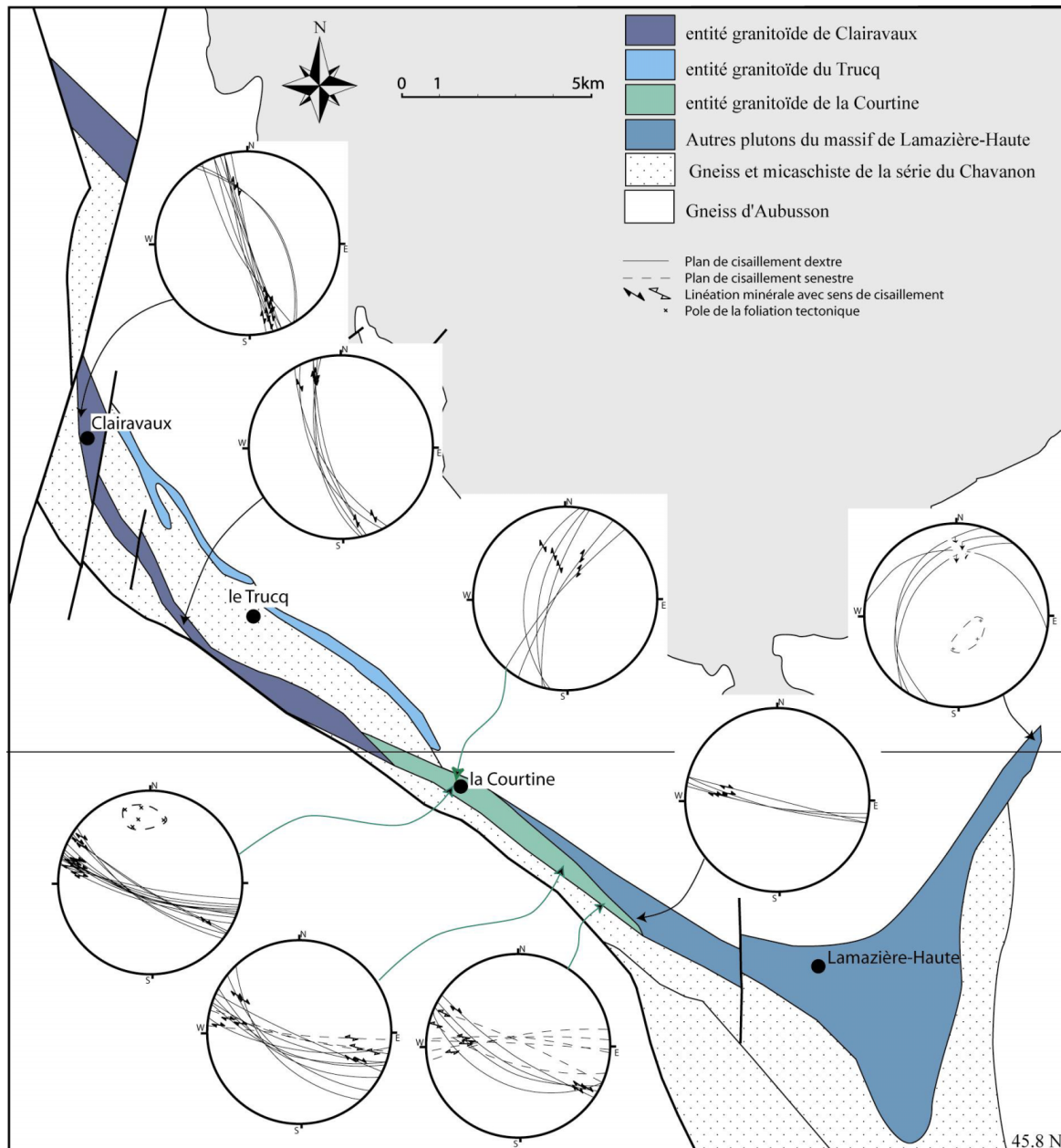


Fig. III.2.2. Schéma structural simplifié du massif de Lamazière-Haute et de la ZCC avec la représentation stéréographique des plans de cisaillement mesurés sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

- Le massif de la Courtine présente une déformation qui se distribue sur l'ensemble du pluton avec un gradient de déformation assez constant. La partie ouest de ce massif est caractérisé par une déformation mylonitique non co-axiale dextre avec des bandes de cisaillement globalement orientés N120 80NW et qui sont espacées tout les centimètres (Fig. III.2.3.a et b). Ces bandes portent une

linéation faiblement pentée vers l'ouest de 15°. La schistosité tectonique est statistiquement orientée N90 80S. La direction de ces structures de cisaillement fluctue pour s'orienter exceptionnellement N20 80W (Fig. III.2.2). La partie Est (Fig. III.2.2) du massif montre des structures de cisaillement conjugué avec l'association de bandes de cisaillement dextre et senestre. Les bandes de cisaillement senestre (N95 90, pitch linéation minérale : 20E à 20W) sont espacées tous les mètres (voir tous les décimètres) et recoupent les bandes de cisaillement dextre.

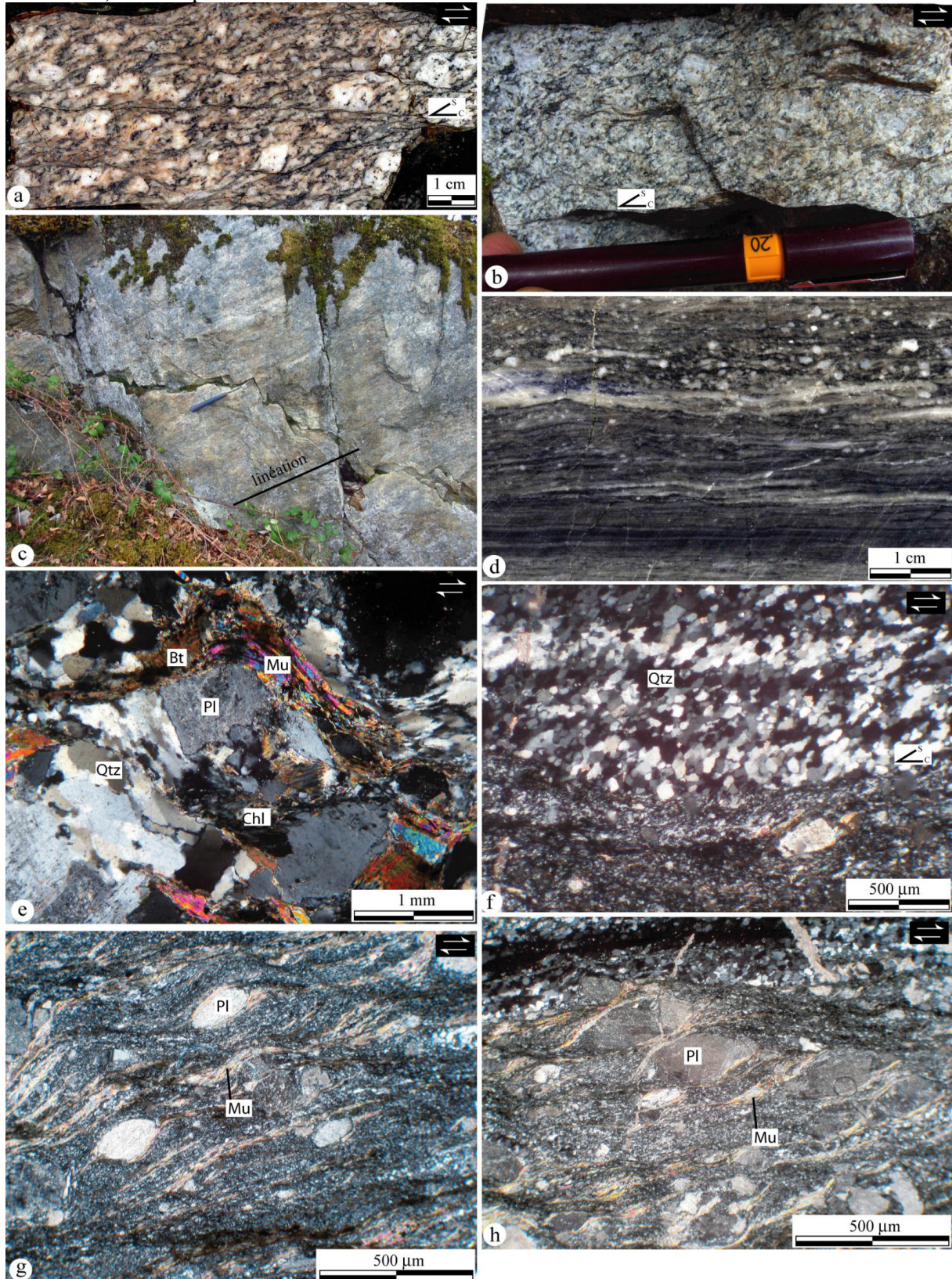


Fig. III.2.3. Observations microscopiques et macroscopiques des mylonites présentes dans le massif de Lamazière-Haute (ZCC).

a : plaque sciée de l'intrusion de la Courtine suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation.

b : aspect à l'affleurement de l'intrusion de la Courtine.

c : plan de cisaillement senestre porteur d'une linéation d'extension X (intrusion de la Courtine).

d : plaque sciée de l'ultramylonite de Clairavaux suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de la courtine.

e : ombre de pression d'un porphyroclaste de feldspath avec cristallisation secondaire de quartz, biotite, muscovite et chlorite (Clairavaux).

f : rubans de quartz avec alignement des grains de quartz recristallisés suivant la schistosité tectonique (ultramylonite de Clairavaux).

g et h : ocelles feldspathiques avec sigmoïdes dextres de cristaux de muscovite.

Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite, Chl : chlorite

Description microstructurale :

Le quartz montre de la recristallisation dynamique et apparaît en mosaïque. Les ombres de pressions des feldspaths potassiques déformés de manière ductile avec une extinction roulante et des plagioclases qui commencent à s'arrondir sont composées de biotite, chlorite, muscovite, feldspath et quartz (Fig.III.2.3.e). La biotite primaire est ployée et de petits cristaux de biotite secondaire cristallisent à ses extrémités. Les conditions de déformation de cette roche se sont effectuées à haute température (>550°C) comme le prouve la ductilité du feldspath potassique. D'après les mesures des Orientations Préférentielles de Réseau (OPR) du quartz par la méthode EBSD, la mise en place du massif de la Courtine est syntectonique (Gebelin, 2004).

- Le massif de Clairavaux montre une déformation plus discrète et hétérogène. La déformation s'exprime au stade protomylonitique à mylonitique et rarement au stade ultramylonitique (Fig. III.2.3.d). Sur le terrain, bien que de rares critères cinématiques montrent des queues de cristallisation de type sigma senestre, l'ensemble des structures présente un cisaillement dextre. Les bandes de cisaillement s'orientent N160 85W. Elles sont globalement verticales et portent une linéation minérale pentée de 10° vers le N ou le S.

Description microstructurale :

L'étude microstructurale des ultramylonites montre une réduction significative de la taille moyenne du grain (50 micromètres). Des rubans de quartz entièrement recristallisés présentent des grains allongés suivant le plan S des structures de cisaillement (Fig. III.2.3.f). De rares plagioclases arrondis et complètement séricitisés confirment grâce aux queues de recristallisation secondaire de muscovite de type sigma (Fig. III.2.3.g et h) le critère cinématique dextre. Le fond entièrement broyé de l'ultramylonite est essentiellement composé de muscovite et chlorite (biotite chloritisé ?). Les mesures des Orientations Préférentielles de Réseau (OPR) du quartz par la méthode EBSD montrent des températures de déformation situées entre 400°C et 700°C (Gebelin, 2004).

En conclusion

- La Zone de Cisaillement de la Courtine présente des intrusions déformées et non déformées au sein du massif de Lamazière-Haute.
- La déformation des granitoïdes dans un contexte de haute température (La Courtine et Clairavaux) prouvent leur caractère syn-tectonique.
- Au sein des corps granitoïdes, le stade de la déformation est principalement protomylonitique à mylonitique et contraste avec la déformation ultramylonitique des roches encaissantes présentées dans le chapitre II.
- La présence de massifs non déformés (le Trucq) atteste de la fin de l'activité de la ZCC juste après leurs mises en place.
- L'absence de datation sur ces corps granitoïdes au sein du massif de Lamazière-Haute empêche toute chronologie absolue sur l'évolution tectonique de la ZCC.
- Rappelons que la Zone de Cisaillement de Sainte-Christine qui représente la continuité de la ZCC à l'est du Sillon houiller est scellée par la mise en place de dépôts volcano-sédimentaires datés à 336 ± 1 Ma sur biotite (Faure et al, 2002). Cet âge n'est pas en désaccord avec mes données de terrain puisqu'à mon avis, les plus jeunes intrusions non déformées du massif de

Lamazière-Haute devraient être vieilles de 337 ± 3 Ma (type pétrographique du massif de Crocq à l'est de Lamazière Haute).

2.1.2. La Zone de Cisaillement du Nord Millevaches (ZCNM) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

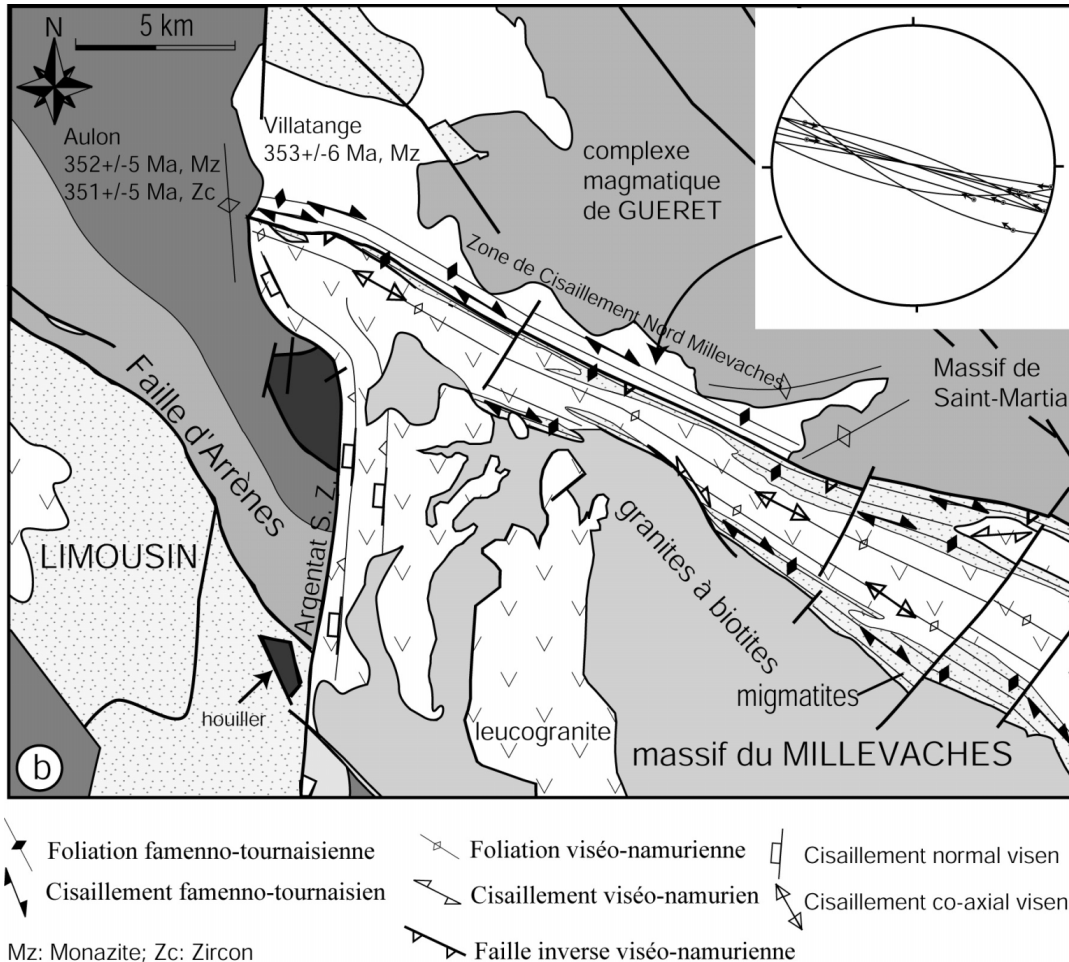


Fig. III.2.4. Schéma structural simplifié de la ZCNM avec la représentation stéréographique des plans C de cisaillement mesurés sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

La Zone de Cisaillement du Nord Millevaches sépare le massif de Guéret du massif du Millevaches et déforme la partie méridionale du massif de Villatange sur une épaisseur d'environ 500 m en moyenne (Fig. III.2.4). Les structures de cisaillement sont assez rares et s'expriment mieux à l'ouest de la zone déformée sous la forme de protomylonites et rarement de mylonites (Fig. III.2.5.e). Les bandes de cisaillement sont orientées N110 80S et portent une linéation minérale de 10° vers le SE. Ce couloir mylonitique vient s'interrompre à l'ouest sur le massif d'Aulon et à l'est sur le massif de Saint-Martial. En effet, ces deux derniers massifs ne sont pas affectés par de la déformation post-solidus visible à l'oeil nu. Ces deux massifs sont donc post-tectonique et scelle les déplacements horizontaux de la ZCNM.

Un autre argument de la fin du cisaillement non-coaxial de la ZCNM réside en la présence d'enclaves de micaschistes ultramylonitiques dextres du nord Millevaches dans la partie non déformée du massif de Villatange (carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs, Rolin, 2006).

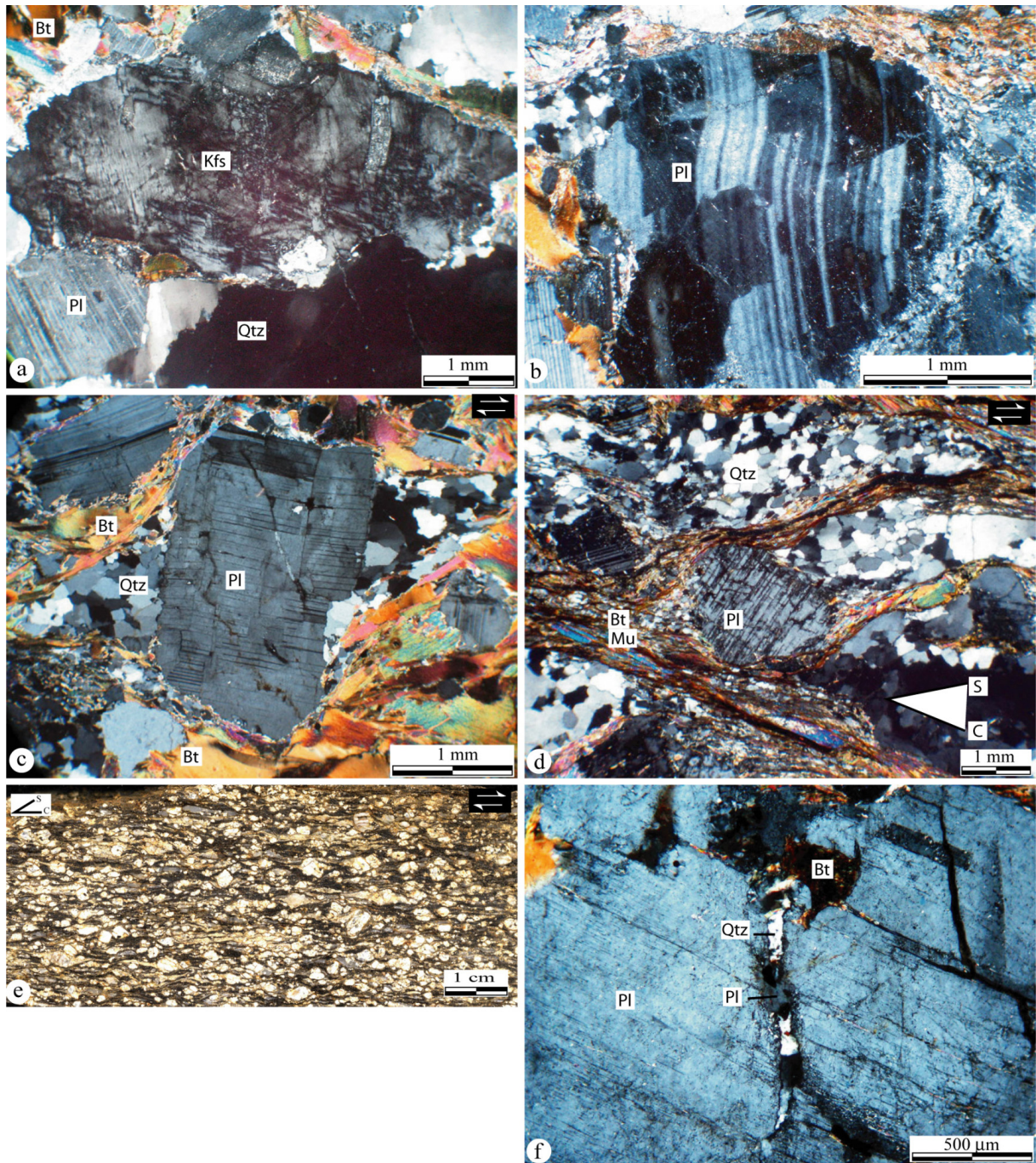


Fig. III.2.5. Observations microscopiques et macroscopiques de la tonalite-granodiorite de Villatange affectée par la ZCNM.

- a : feldspath potassique déformé ductilement (extinction ondulante),
 - b : déformation ductile du plagioclase,
 - c : ombre de pression de part et d'autre d'un plagioclase,
 - d : plagioclase arrondi avec recrystallisation de biotite, muscovite, quartz dans les plans de cisaillements,
 - e : aspect macroscopique qui tend vers le micaschiste du granitoïde déformé,
 - f : fracture sub-magmatique dans un plagioclase.
- Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite.

Description microstructurale :

L'étude microstructurale des roches déformées se traduit par une intense recrystallisation dynamique du quartz sous forme de lentille polycristalline et dans les ombres de dissolution des feldspaths. Une texture en échiquier du quartz atteste du fonctionnement des sous-joints orthogonaux basal « a » et prismatique « c » dans des conditions de haute température (Mainprice et al., 1986 ; Blumenfeld et al., 1986). La fragmentation transforme les plagioclases et les feldspaths potassiques, dont les bordures tendent à s'émousser, en forme ovoïde dont la taille est moindre que celle du cristal

d'origine. Les plagioclases et les feldspaths potassiques sont déformés de manière ductile (Fig. III.2.5.a et b). La biotite est généralement ployée et elle constitue, avec le quartz, le plagioclase et la muscovite la paragenèse du métamorphisme syn-déformation (Fig. III.2.5.c et d). Enfin de rares fractures remplies de quartz, feldspath et biotite témoignent de la déformation à l'état sub-magmatique (Fig. III.2.5.f).

En conclusion,

- La ZCNM affecte le massif de Villatange daté à 353 ± 6 Ma sur monazite (Rolin et al., 2005 ; Cartannaz et al., 2006).
- Les observations microstructurales mettent en évidence une déformation ductile qui commence à l'état sub-magmatique, qui se poursuit à l'état post-solidus en contexte amphibolitique et qui se termine en contexte de faciès schistes verts. Ce qui traduit une mise en place syntectonique dans un encaissant caractérisé par de basses températures ($550/300^{\circ}\text{C}$).
- Le déplacement horizontal le long de cette discontinuité est mineur, voire nul, après la mise en place des massifs non déformés d'Aulon et de Saint-Martial. Des âges sur monazite et zircon, sur le massif d'Aulon, à 352 ± 5 Ma et respectivement à 352 ± 5 Ma attestent donc de la fin de l'activité transcurrente de la ZCNM à la fin du Tournaisien.

2.1.3. la Faille d'Arrènes

La Faille d'Arrènes sépare le Massif de Guéret du Limousin (Arène et al., 1972). Les observations de terrain mettent en lumière la présence d'un zone cataclastique d'environ 50 m de puissance en moyenne et l'absence de déformation ductile à la fois dans les granitoïdes de Guéret et dans les paragneiss du Limousin. Il n'existe aucun critère de cisaillement dextre comme ceux présents dans la ZCNM.

En conclusion :

- La Faille d'Arrènes ne constitue pas la continuité de la ZCNM. La prolongation de la ZCNM devrait être plutôt localisé sous le complexe magmatique de Guéret et se trouverait maintenant complètement occultée à la surface par la mise en place des granitoïdes de Guéret.

2.2. La Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZSCV) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret.

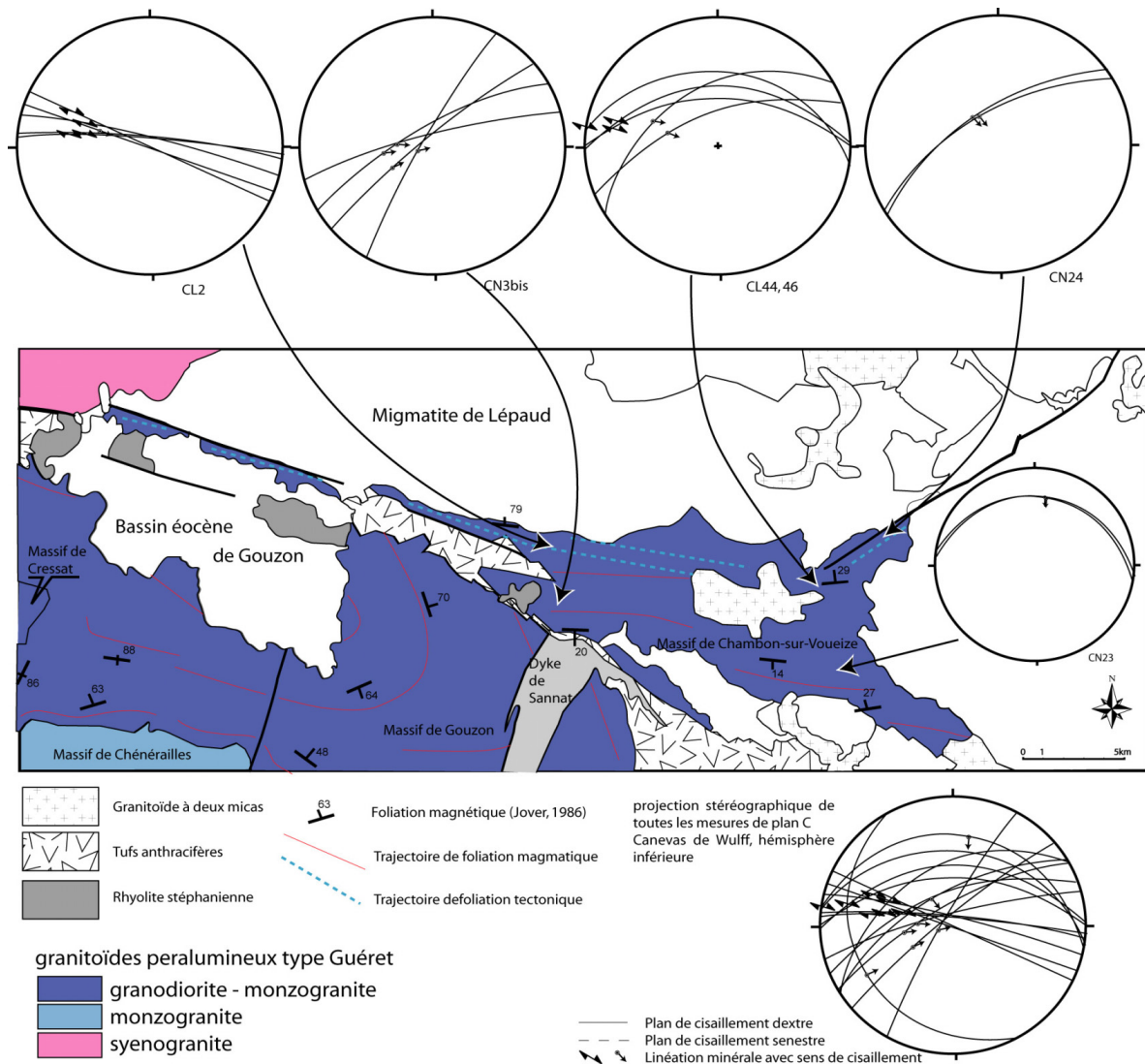


Fig. III.2.6. Schéma structural simplifié du massif de Chambon-sur-Voueize et de la ZCCV avec la représentation stéréographique des bandes de cisaillement mesurées sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieure).

Ce couloir ductile est localisé au nord du massif de Guéret et accole une partie des granitoïdes de Guéret contre la chaîne de la Marche et les migmatites de Lépaud. Tout comme la ZCC, ce cisaillement affecte quelques intrusions du massif de Chambon-sur-Voueize qui n'ont pas été distinguées dans la figure III.2.6. Les mylonites affichent des bandes de cisaillement orientées N110 90 avec une linéation minérale pentée de 50° vers l'ouest (Fig. III.2.6). Le sens de cisaillement déduit d'après les critères cinématiques est dextre. Plus à l'ouest, les bandes de cisaillement deviennent plus plates (N90 40N) et portent une linéation faiblement pentée vers l'ouest. La jonction avec le Zone de Cisaillement d'Arpheuilles commence alors à s'effectuer.

Description microstructurale :

Le quartz montre des limites de grains courbes et s'exprime généralement suivant des lentilles sigmoïdes complètement recristallisées de manière dynamique. Le feldspath potassique et le plagioclase sont déformés de manière ductile et montrent une extinction ondulante, ce qui témoigne d'une déformation de haute température. Les biotites primaires sont ployés et celles secondaires composent essentiellement la paragenèse métamorphique syn-déformation.

En conclusion

- Le massif de Chambon-sur-Voueize atteste de l'activité de la ZCCV lors de la mise en place de ses différentes intrusions syn-tectoniques.
- Les roches sont déformées à haute température.
- Aucun âge absolu sur les corps granitoïdes n'est disponible et empêche ainsi toute reconstitution de l'histoire de la déformation de la ZCCV.
- Soulignons, l'existence d'une co-structuration d'une intrusion déformée du massif de Chambon-sur-Voueize avec les tufs anthracifères également déformés (cf. chapitre IV) et datés sur monazite à 337 ± 3 Ma (Cartannaz et al., 2006) au niveau de la carrière de la Tarde. Cece attesterait de la déformation de ce massif au moins jusqu'au Viséen moyen.

2.3. La Zone de Cisaillement d'Arpheuilles (ZCAr) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

La Zone de Cisaillement d'Arpheuilles est orientée cartographiquement N60 et prolonge vers l'est la ZCCV (Lerouge et al., 1983). Les affleurements sont extrêmement rares mais un affleurement de granodiorite montre des mylonites et ultramylonites orientées N60 60NW avec une linéation minérale vers le N320. Les critères cinématiques argumentent un cisaillement inverse (Fig. III.2.7.a).

La lame mince réalisée sur le compartiment inférieure de la zone de cisaillement montre une ultramylonitisation sur sa partie supérieure (Fig. III.2.7.a). De rares cristaux de quartz ou de plagioclases arrondis baignent dans un fond chloriteux. Les queues de cristallisation de muscovite de type delta autour de ces minéraux arrondis (Fig. III.2.7.b et c) argument le cisaillement inverse. La partie inférieure de la lame mince montre une mylonitisation du granitoïde avec la recristallisation dynamique du quartz sous forme de lentille. Le feldspath potassique est à la fois déformé de manière ductile et fragile, tout comme le plagioclase qui arbore des fractures conjuguées (Fig. III.2.7.d). Notons ici, la difficulté de définir un sens de cisaillement à partir de ce caractère antagoniste des sens de décrochements des feldspaths (Fig. III.2.7.d) (Hanmer et Passchier, 1991).

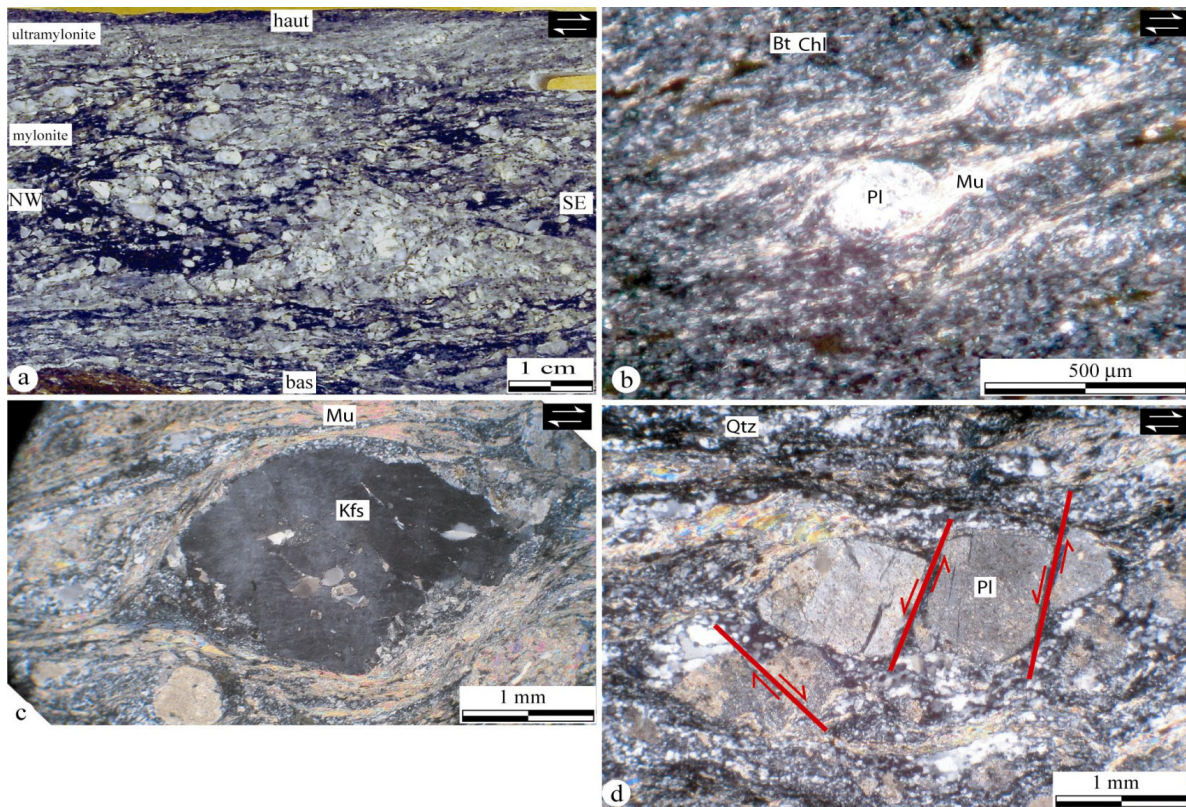


Fig. III.2.7. Observations macroscopiques et microstructurales de la Zone de Cisaillement d'Arpheuilles.
a : plaque sciée suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie,
b : queue de cristallisation de type sigma,

c : feldspath potassique déformé de manière ductile,
d : tuilage antagoniste des plagioclases.
Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite.

En conclusion

- Le massif de Chambon-sur-Voueize atteste de l'activité de ce couloir ductile au Tournaisien.
- Aucun âge absolu sur la granodiorite ne permet de caler la déformation.

2.4. La Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

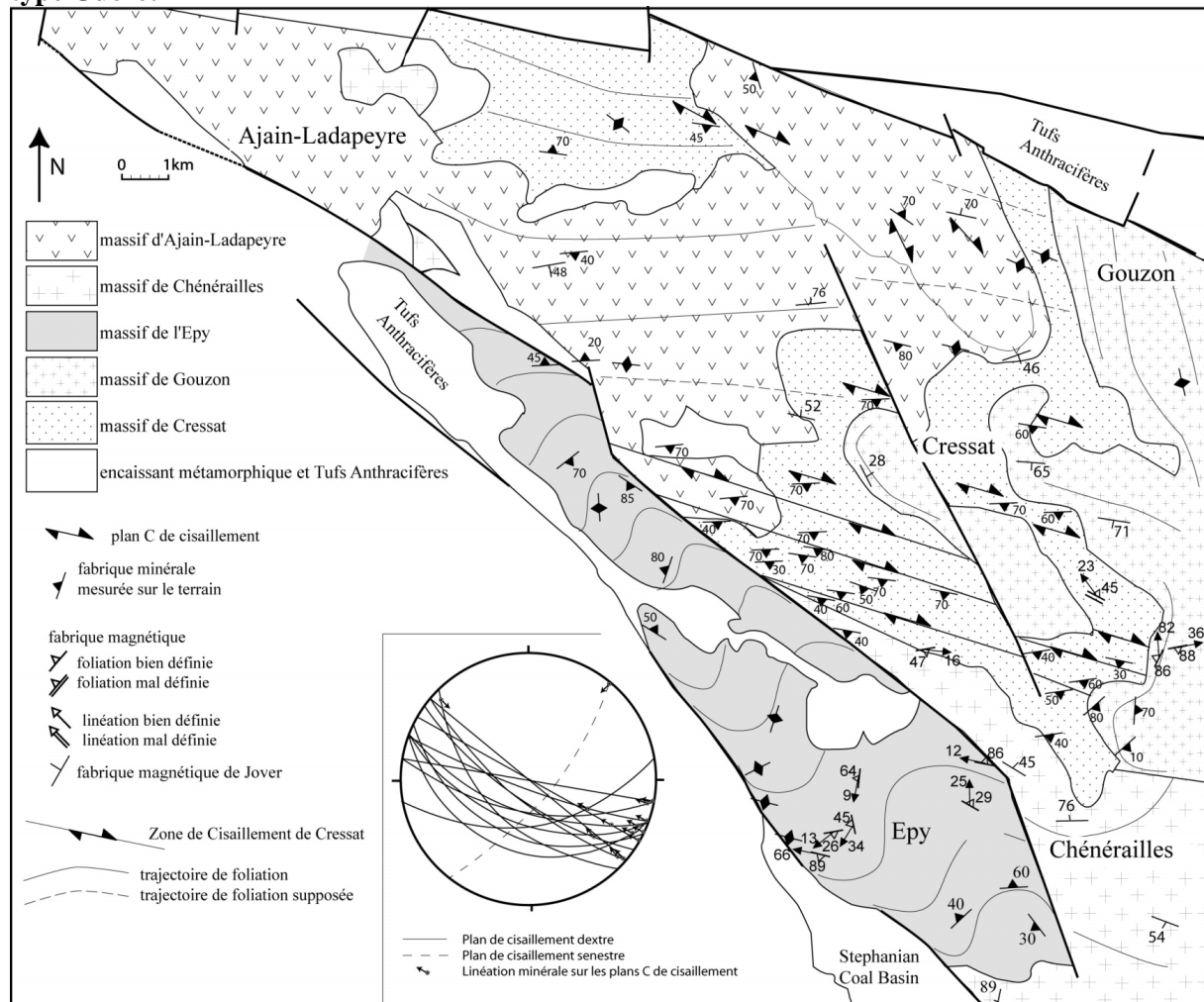


Fig. III.2.8. Schéma structural simplifié du couloir ductile de l'Epy et de la ZCCr avec la représentation stéréographique des bandes de cisaillement mesurées sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

La Zone de Cisaillement de Cressat affecte la granodiorite-monzogranite de Cressat et la syenogranite d'Ajain-Ladapeyre (Fig. III.2.8). Ce couloir ductile orienté N110 montre des structures de cisaillement dont le plan moyen de cisaillement est orienté N110 70SW avec une linéation minérale au N300. La forme asymétrique des feldspaths, ainsi que les décalages de micro-filons (Fig. III.2.9.a et b) suggèrent un cisaillement dextre le long de ce couloir. Le gradient de déformation se distribue de manière hétérogène au sein des massifs. Bien que l'on retrouve quelques bandes de cisaillement dextre plus au nord du massif de Cressat, la déformation est principalement localisée au sud près du village de Cressat. Autrement, les massifs de Cressat et d'Ajain-Ladapeyre présentent une fabrication minérale indemne de déformation post-solidus que je qualifierai de foliation magmatique. Les trajectoires des foliations tectoniques et magmatiques sont parallèles entre elles et recoupent les limites lithologiques entre les massifs de Cressat et d'Ajain-Ladapeyre (Fig. III.2.8). Il existe donc un couplage de la fabrication minérale entre ces deux entités géologiques (Paterson et al, 1998). La ZCCr principalement

affleurante au sud des massifs vient s'interrompre à l'ouest sur le massif de l'Epy, exempt de structure mylonitique, et à l'est sur le massif de Gouzon et de Chénéraillles également indemnes de déformation.

Description microstructurale :

Le quartz montre de la recrystallisation dynamique. La géométrie des ombres de pressions formées principalement de quartz et de biotite secondaire de part et d'autre des plagioclases subautomorphes argumente le cisaillement dextre du couloir ductile (Fig. III.2.9.c). La présence de fractures sub-magmatiques (Bouchez et al., 1992) remplies de quartz, feldspath, et biotite confirme une déformation à l'état non encore complètement cristallisé de la roche (Fig. III.2.3.d). Des feldspaths fracturés et des microfilons décalés par les bandes de cisaillement dextres argumentent une déformation en contexte fragile (Fig. III.2.3.b).

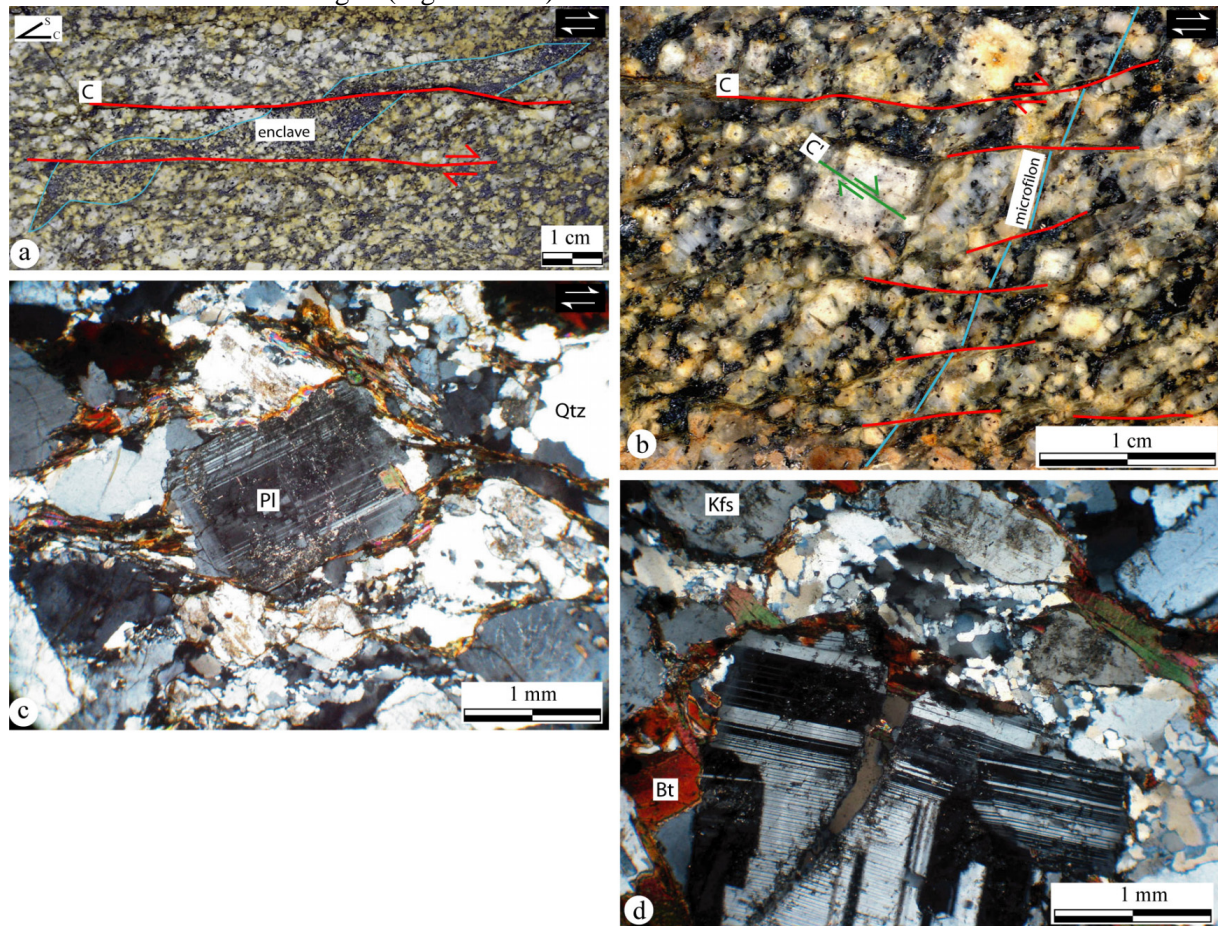


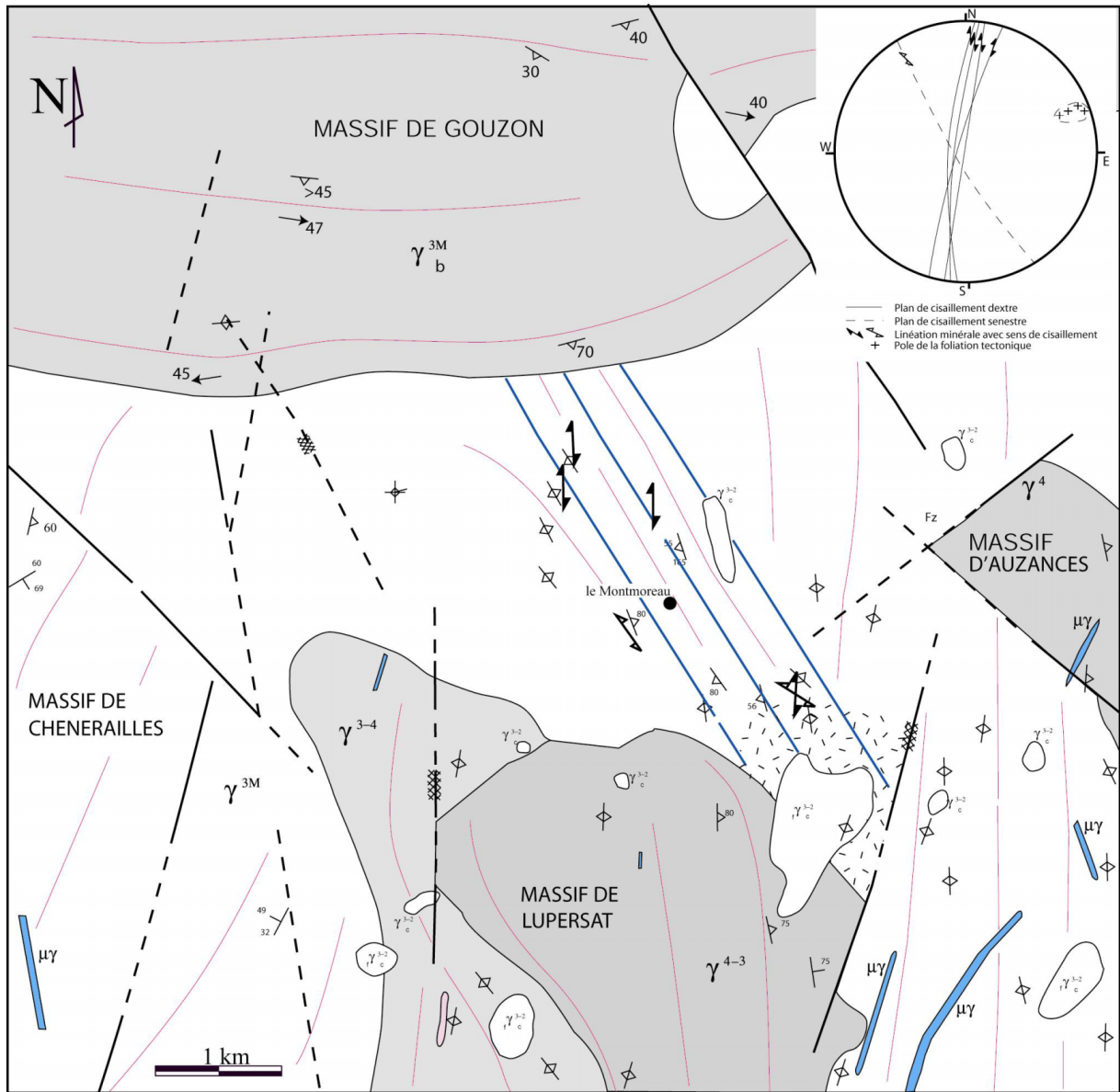
Fig. III.2.9. Observations macroscopiques et microstructurales des roches déformées par la ZCCr.

a, b : plaques sciées suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation qui montrent une enclave à grain plus fin décalée en dextre, un microfilon également décalé en dextre et un plagioclase recoupé par un plan C'.
c : queues de cristallisations disymétriques dextres de part et d'autre d'un plagioclase.
d : fracture sub-magmatique qui affecte un plagioclase. Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Bt : biotite, Chl : chlorite.

En conclusion,

- La ZCCr affecte la granodiorite-monzogranite de Cressat et la syenogranite d'Ajain-Ladapeyre.
- Le cisaillement commence à l'état magmatique et se poursuit en contexte ductile syn-métamorphe et se termine dans un contexte fragile ce qui témoigne de la poursuite du cisaillement pendant le refroidissement des granitoïdes.
- Le cisaillement s'est réalisé avant la mise en place du massif de l'Epy non affecté par la ZCCr et qui est daté sur monazite à 346 ± 6 Ma et avant la mise en place du massif de Gouzon qui est également non affecté par la ZCCr. Il n'existe donc plus de déplacement le long de la ZCCr après le Tournaisien-Viséen inférieur.

2.5. La Zone de Cisaillement de Montmoreau (CZMo) vue au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret



Massif de Lupersat
 γ^{4-3} granodiorite
 γ^{3-4} monzogranite à granodiorite

Massif de Chénérailles
 γ^{3M} monzogranite

Massif d'Auzances
 γ^4 granodiorite

Massif de Gouzou
 γ^{3M}_b

$f\gamma^{3-2}_c$ leucomonzogranite à cordiérite et grain fin

γ^{3-2}_c leucomonzogranite à cordiérite

$\mu\gamma$ filon de microgranite

trajectoire de foliation magmatique

trajectoire de foliation tectonique

$49/32$ foliation magnétique mesuré par Jover (1986)

$56/4$ foliation avec indication de la valeur du pendage

plan de cisaillement dextre

plan de cisaillement senestre

Fig. III.2.10. Schéma structural simplifié du couloir mylonitique de Montmoreau avec la représentation stéréographique des bandes de cisaillement mesurées sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

La Zone de Cisaillement ductile de Montmoreau (ZCMo) affleure sur la feuille d'Aubusson (Cartannaz et al., 2006) au centre du massif de Guéret (Fig. III.2.1). Cet accident, qui affecte le monzogranite de Chénéraïlles, est orienté N150/160 et présente des foliations bien marquées (Fig. III.2.10). Les quartz sont généralement étirés et on voit se développer un début de protomylonitisation avec, au SE du Montmoreau, des queues dissymétriques dextres et senestres qui croissent de part et d'autre des feldspaths. A l'ouest et au nord de Montmoreau, les critères de cisaillement sont dextres. Ce couloir cisailant s'interrompt au nord contre le massif de Gouzon qui est indemne de toute déformation post-solidus et dont les trajectoires de foliation magmatique recoupe à la perpendiculaire le couloir protomylonitique de Montmoreau. L'extrémité SE de cette zone se termine contre la partie septentrionale du massif de Lupersat, qui n'est pas affecté par une déformation post-solidus. De même, le leucomonzogranite à grain fin et à cordiérite de Bussière-Vieille (bordure NE 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 (Fig. III.2.10) et qui recoupent la direction principale de la ZCMo. Le couloir de cisaillement qui affecte le monzogranite de Chénéraïlles est donc recoupé par l'extrémité NE du massif de Lupersat. La mise en place du massif de Lupersat est donc tardive par rapport au massif de Chénéraïlles et à la Zone de Cisaillement de Montmoreau.

En conclusion :

- La ZCMo affecte le monzogranite de Chénéraïlles mais ne se poursuit pas au SE dans le massif de Chénéraïlles, ce qui impliquerait la présence d'autres plutons qui ne sont pas déformés dans le massif de Chénéraïlles.
- La ZCMo fonctionne avant la mise en place du massif de Gouzon et de Lupersat qui ne montre pas de déformation protomylonitique.
- La ZCMo est orientée N150. Elle est parallèle à d'autres couloirs de cisaillement qui affectent certains granitoïdes du massif de Guéret. Ce sont notamment le couloir de la Faille Ductile de l'Epy (FDE) situé en bordure de Creuse sur la carte de Guéret ou bien des déformations ductiles dextres observées le long de failles du Système Faillé de la Creuse (SFC).
- Aucune datation absolue ne permet de caler la déformation dans le temps.

2.6. Le Couloir Ductile de l'Epy (CDE) et le Système Faillé de la Creuse (SFC) vus au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

Le Couloir Ductile de l'Epy ne présente pas de déformation post-solidus et affecte seulement le massif de l'Epy à l'état magmatique. Ce couloir est mis en évidence par les trajectoires sigmoïdes de la fabrique magmatique du massif de l'Epy (Fig. III.2.8) qui présente une forme allongée et orientée N150 au centre du massif de Guéret au niveau de la rivière Creuse. Un sens de cisaillement dextre peut être déduit d'après la forme des sigmoïdes.

Le Couloir Ductile de l'Epy est parallèle au Système Faillé de la Creuse (SFC) qui décale, de manière fragile, les corps granitoïdes de Saint-Martial et de Chénéraïlles. Les rejets cartographiques du SFC sont visibles sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin et al., 2005). Le SFC est également révélé par la présence du bassin houiller de Lavaveix-les-mines à l'ouest d'Ahun. Aucune déformation mylonitique n'est visible à l'œil nu le long du SFC. Cependant, les rares observations microstructurales mettent en évidence une déformation post-solidus dans le massif de Chénéraïlles (Fig. III.2.11).

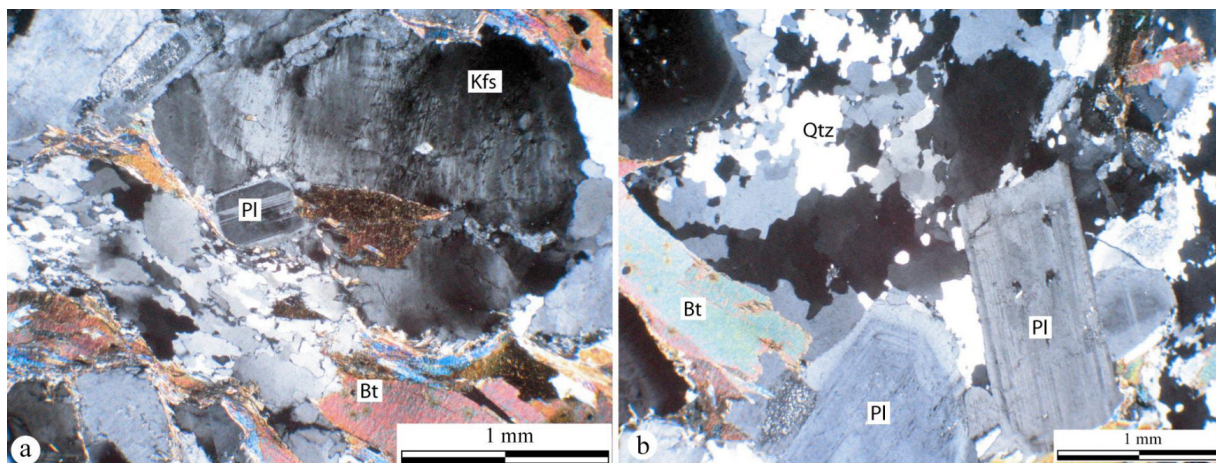


Fig. III.2.11. Observations microstructurales de l'impact de la déformation de SFC sur le massif de Chénérailles
 Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Bt : biotite.

Description microstructurale :

En lame mince, le quartz montre de la recristallisation dynamique tandis que les feldspaths potassiques affichent une extinction ondulante témoin d'une déformation ductile de haute température (Fig. III.2.11.a). Les plagioclases, au travers de leur forme automorphe, conservent quant à eux leur caractère magmatique (Fig. III.2.11.b). La biotite primaire est tordue de manière ductile. Les minéraux secondaires issus de la déformation sont le quartz, la biotite et la muscovite. Ces observations démontrent une déformation syn-mise en place du monzogranite de Chénérailles.

En conclusion :

- Le Couloir Ductile de l'Epy affecte le massif de l'Epy à l'état magmatique.
- Le massif de l'Epy, daté sur monazite à 346 ± 6 Ma, atteste de l'activité de ce couloir ductile au Viséen inférieur.
- Le Système Faillé de la Creuse affecte le massif de Chénérailles et de Saint-Martial avec une déformation qui s'effectue à haute température.
- Le Système Faillé de la Creuse affecte de manière fragile le massif de Chénérailles et de Saint-Martial.

2.7. Les Cisaillements ductiles plats avec déplacement du compartiment supérieur vers le sud vus au travers des granitoïdes peralumineux de type Guéret

Extrêmement rares, ces structures ne se rencontrent que dans la partie E du complexe magmatique de Guéret, à l'E du massif de Chambon-sur-Voueize (Fig. III.2.6) et sur la pointe NE du massif de Lamazière-Haute (Fig. III.2.2). L'extension de ces structures mylonitiques est limitée à l'échelle de l'affleurement. Elle s'exprime même quelquefois par une unique bande de cisaillement inférieure à 10 cm de longueur. A l'est de la ZCCV, la foliation tectonique est orientée N100 20N avec une linéation minérale au N10. Le sens de cisaillement correspond à un déplacement du compartiment supérieur vers le sud, soit un jeu inverse (Fig. III.2.12.a). Au NE du massif de Lamazière-Haute, les plans de schistosité tectonique s'orientent N20 30W et portent une linéation NS. La cinématique de ces structures ductiles est indéterminée (régime de déformation coaxial ou déplacement du compartiment supérieur vers le nord ou le sud ?).

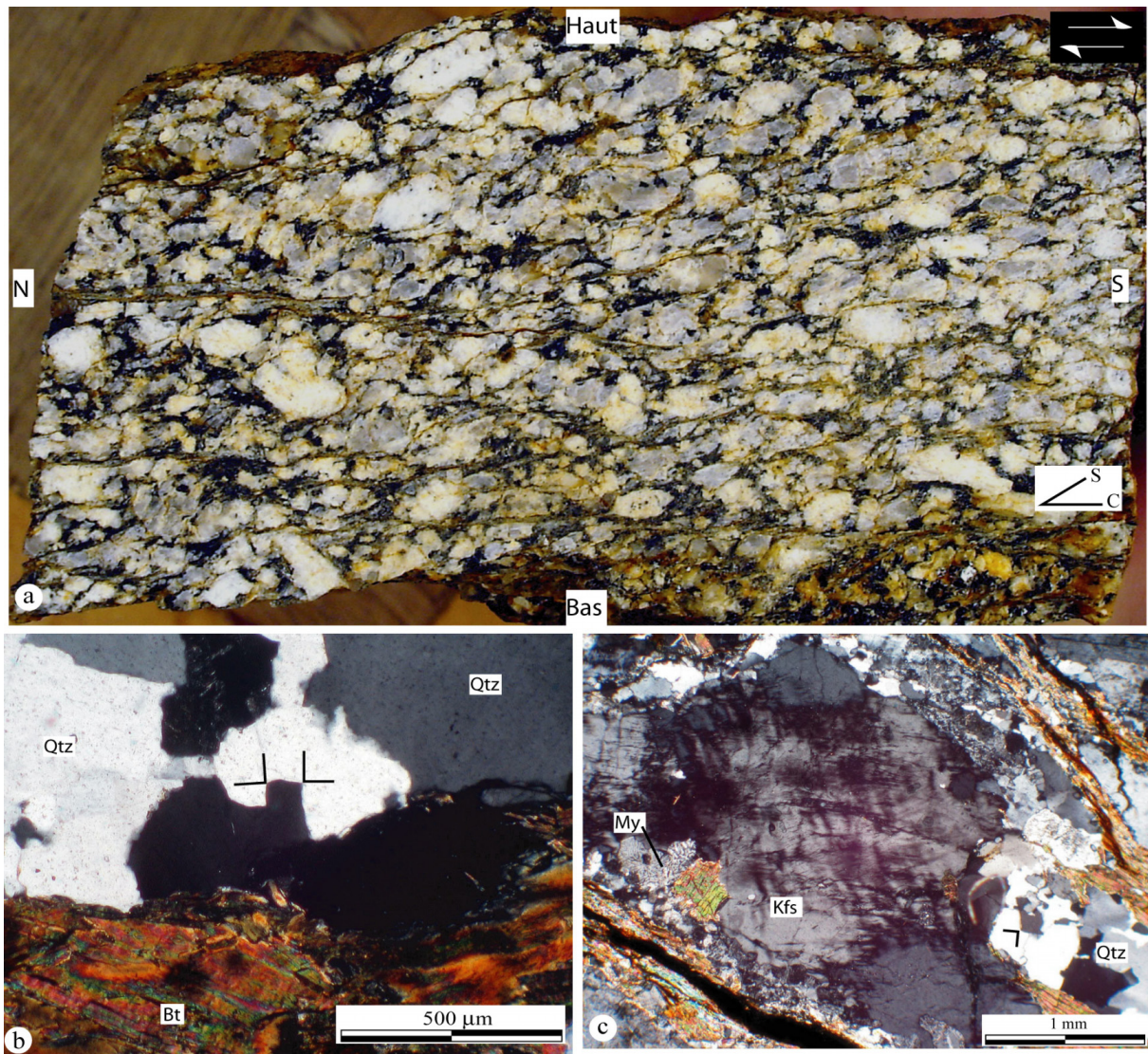


Fig. III.2.12. Observations macroscopiques et microstructurales des bandes de cisaillements avec une linéation d'extension NS.

- a : plaque sciée suivant le plan XZ de la déformation, déplacement de la matière positionnée en haut vers le sud,
 b : limite de grain perpendiculaire dans le quartz,
 c : feldspath potassique déformé de manière ductile avec présence de myrmékite.
 Kfs : feldspath potassique, Qtz : quartz, Bt : biotite, My : myrmékite.

Description microstructurale :

Les limites de grain de quartz sont quelquefois perpendiculaires (Fig. III.2.12.b), ce qui argumentent une intense migration au joints de grain en contexte de haute température (Gapais et Barbarin, 1986). Le feldspath potassique qui montre de l'extinction roulante est également déformé sous haute température (Fig. III.2.12.c). Les plagioclases commencent à s'arrondir et à se fracturer. La biotite primaire est ployée. La biotite secondaire et le quartz participent à l'essentielle de la paragenèse métamorphique de déformation. Les rubans de quartz cristallisent avec le grand axe des cristaux parallèle à la foliation tectonique.

En conclusion :

- Les cisaillements plats affectent les massifs de Chambon-sur-Voueize et de Lamazière-Haute.
- La déformation s'est effectuée lorsque la roche était en condition de haute température (supérieure à 550°C), ce qui argumente une déformation syn-mise en place des granitoïdes.
- Aucune datation absolue n'est disponible sur les roches déformées.

2.8. conclusion

Au terme de cette analyse structurale de la déformation ductile dans les granitoïdes du massif de Guéret, il apparaît les points suivants :

- Deux orientations principales des zones de cisaillement dominant, la première est orientée N110 et la seconde N150.
- Les couloirs de cisaillements affectent certains massifs du complexe magmatique de Guéret.
- La déformation des granitoïdes est enregistrée au cours de leurs refroidissements. Elle a commencée à l'état sub-magmatique et s'est poursuivie dans un contexte de haute température puis de basse température.
- Les températures de déformation argumentent une mise en place syn-tectonique des granitoïdes déformés dans un encaissant qui se trouvait en contexte de faciès des schistes verts.
- Les datations sur les massifs déformés argumentent un fonctionnement des failles vers 355 Ma pour la ZCNM, vers 337 Ma pour la ZCCV et 345 Ma pour le CDE.
- Des massifs qui ne sont pas affectés par les zones de cisaillements recoupent ces couloirs et attestent de la fin de l'activité cisailante de ces accidents.
- Les datations sur ces massifs non déformés argumentent une fin d'activité vers 355 Ma pour la ZCNM et vers 345 Ma pour la ZCCr.
- Cette organisation entre des massifs déformés et non déformés met en évidence le caractère composite du complexe magmatique de Guéret avec une mise en place diachrone des intrusions par rapport aux cisaillements.

3. Analyses chimiques des différentes phases minérales sur quelques granitoïdes de Guéret

Les analyses sur minéraux ont été effectuées sur la microsonde CAMECA SX50 du BRGM à Orléans. Les analyses et les moyennes des différents minéraux sont disponibles en annexe. Ces analyses ont permis de contribuer à la caractérisation des différents minéraux constitutifs des intrusions qui composent le complexe magmatique de Guéret afin d'assurer la distinction des différentes intrusions granitoïdes et de les positionner au sein des deux grandes lignées peralumineuses (lignée à muscovite (type Limousin) et lignée à cordiérite (type Guéret) en utilisant les diagrammes de Nachit et al (1985) et de Rossi et Chevremont (1987).

La biotite

Parmi les analyses réalisées à la microsonde, la majorité sont effectuées sur des cristaux de biotite.

Le pourcentage en MgO des biotites du Guéret est compris entre 6,3% et 10,5%. Les biotites des syenogranites comme celle d'Ajain sont pauvres en magnésium (MgO Ajain = 6,3%) comparées aux biotites des tonalites-granodiorites (MgO Villatange = 9,2%). Ce sont les biotites du monzogranite de Crocq qui renferment le plus de MgO (MgO = 10,5%). A l'exception de la tonalite-granodiorite de l'Epy ($K_2O = 8,3\%$), K_2O reste quasiment constant ($9,0\% < K_2O\% < 9,7\%$). Les pourcentages en TiO_2 varient entre 2,7% (monzogranite de Montjourde) et 4,2% (monzogranite de Crocq). Enfin, à part pour le monzogranite de Crocq ($Al_2O_3 = 13,8\%$), l'ensemble des cristaux de biotites est fortement alumineux ($17,6\% < Al_2O_3 < 18,9\%$).

Le diagramme de Deer et al. (1966) (Fig. III.3.1) indique que toutes les analyses réalisées se positionnent dans le champ des biotites (s.s.). Leur rapport $X_{Fe} = (Fe + Mg) / Fe$ s'échelonne de 0,44 à 0,68. Ce rapport montre des valeurs identiques à celles mesurées dans les granites peralumineux (massif du Huelgoat par exemple) comprises entre 0,4 et 0,8 (Georget, 1986).

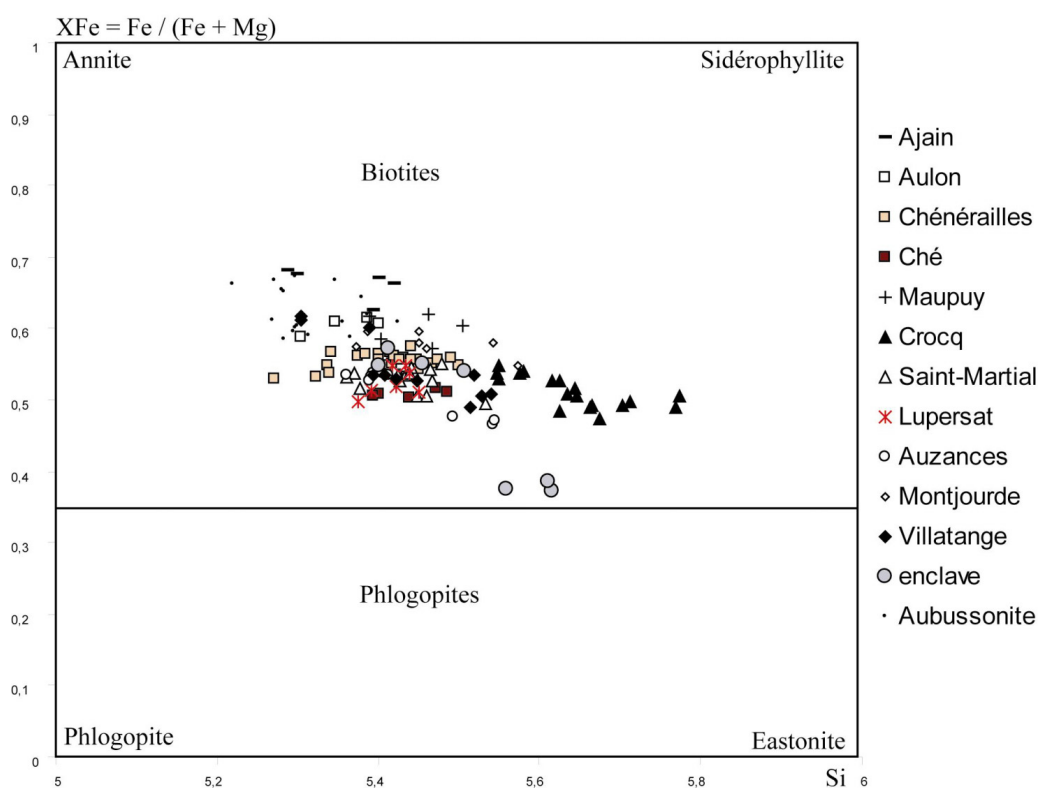


Fig. III.3.1. Position des analyses de biotite pour les différents massifs de Guéret dans le diagramme de Deer et al.

Dans le diagramme $Mg^* - B$ (Fig. III.3.2) l'évolution du paramètre $Mg^* (= (Mg + Fe) / Mg)$ des biotites augmente depuis les granites alcalins vers les tonalites et se trouve ainsi corrélé avec l'indice de coloration. On constate toutefois une différence entre le Mg^* des roches totales et le Mg^*

des cristaux de biotite (Fig. III.3.4). Le Mg^* est à la fois équivalent ou plus élevé dans les compositions de roches totales que dans les cristaux de biotites issus de ces roches (Fig. III.3.4) (sauf pour un échantillon de monzogranite de Crocq et un échantillon d'une enclave microgrenue peralumineuse). On remarque également qu'un échantillon du massif de Villatange (LB50) présente des compositions de biotite qui ont un faible paramètre Mg^* . Cette tonalite constitue donc peut-être un magma à part, comme le suggère son anomalie en terres rares lourdes, et sera donc écartée de l'étude géochimique des granitoïdes de Guéret.

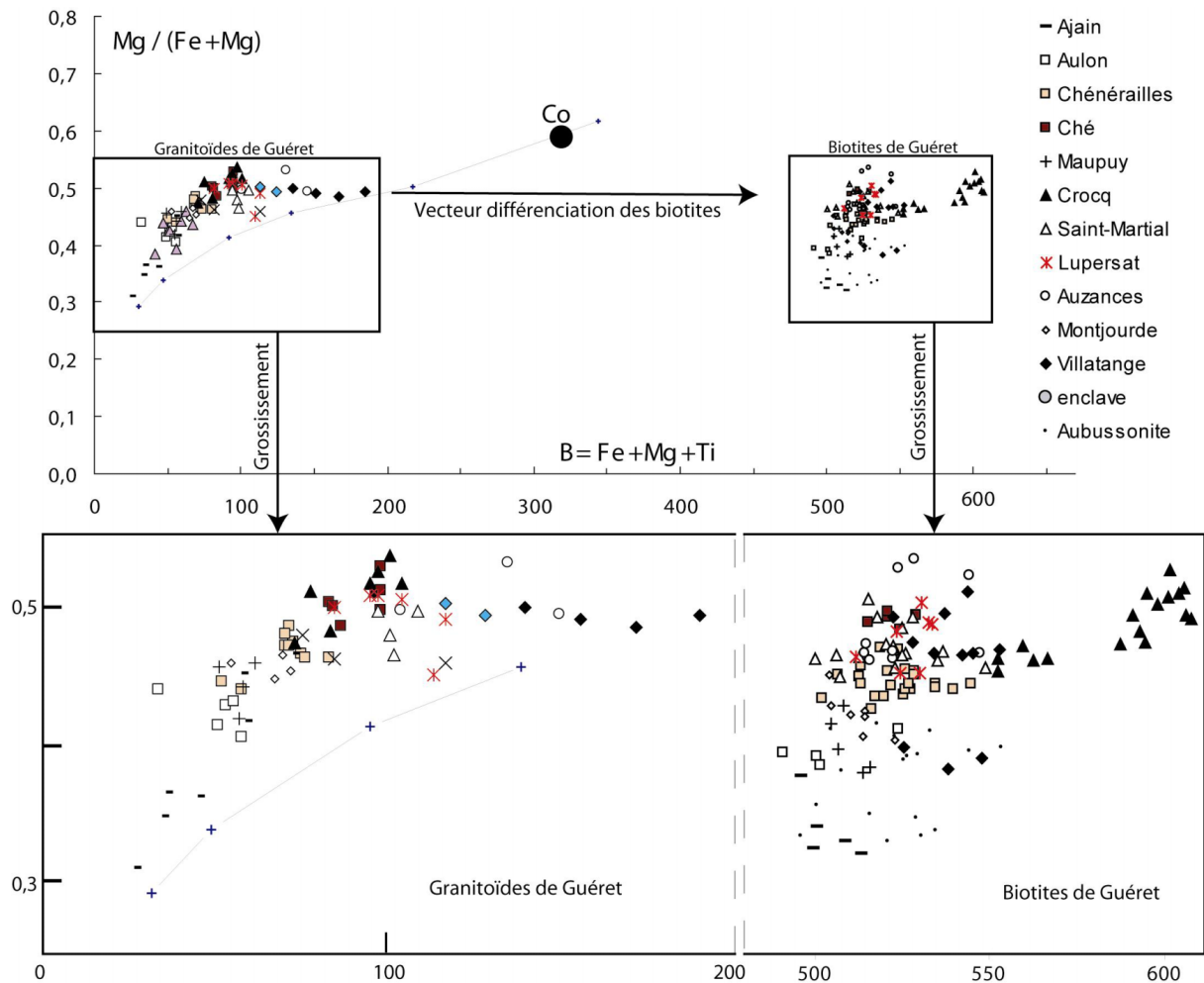


Fig. III.3.2. projections des analyses chimiques des granitoïdes de Guéret comparées avec les analyses chimiques des biotites dans le diagramme Mg^* - B

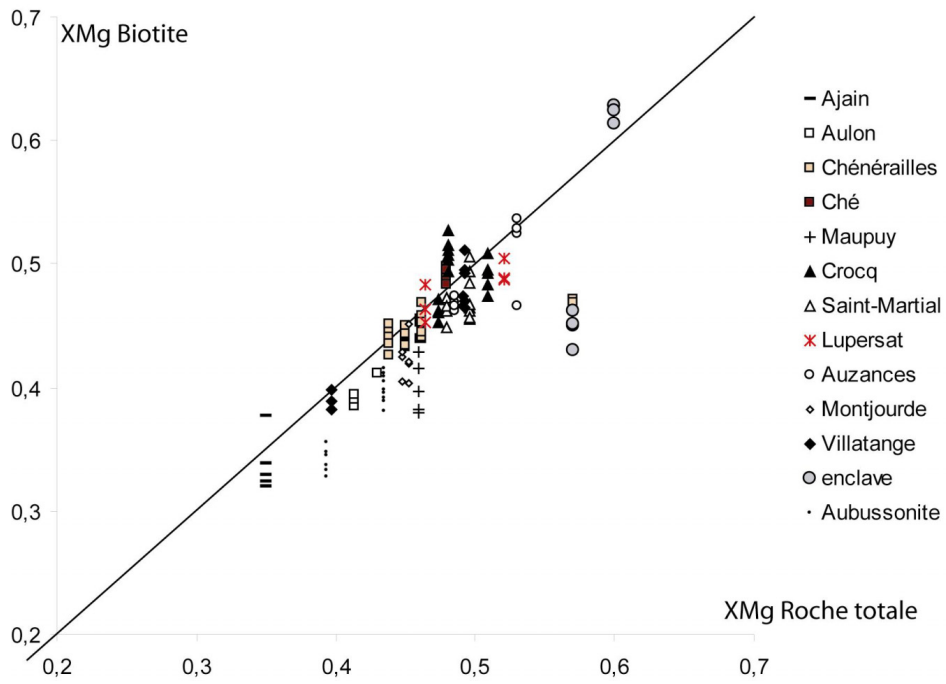


Fig. III.3.3. Comparaison du XMg des biotites avec le XMg de leur roche hôtes.

Les diagrammes de Nachit et al. (1985) (Fig. III.3.4) et de Rossi et Chevremont (1987) (Fig. III.3.5) montrent que la majorité des analyses se placent dans le champ des granitoïdes peralumineux (Association alumino-potassique) type Guéret. Les biotites de ce type d'association sont très alumineuses comparées aux biotites des granites d'association calcoalcaline.

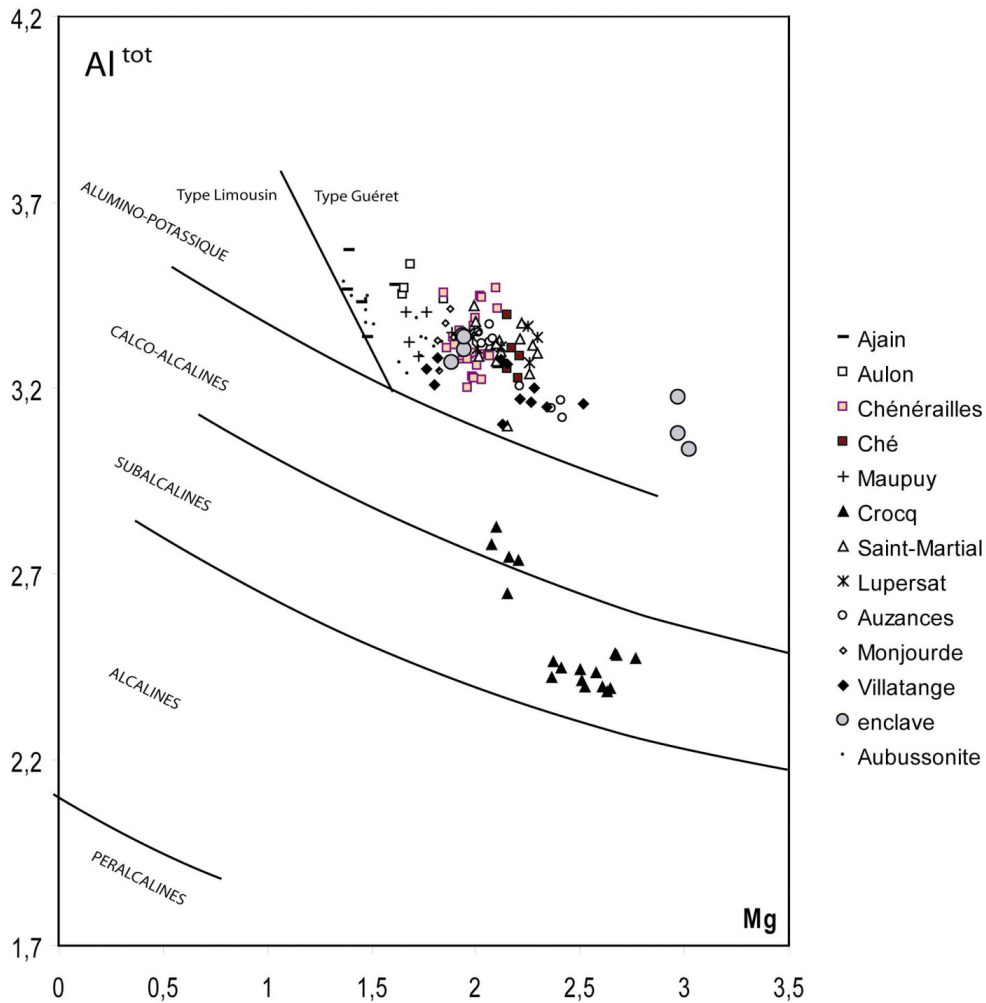


Fig. III.3.4. Distribution des analyses sur biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Nachit et al. (1985).

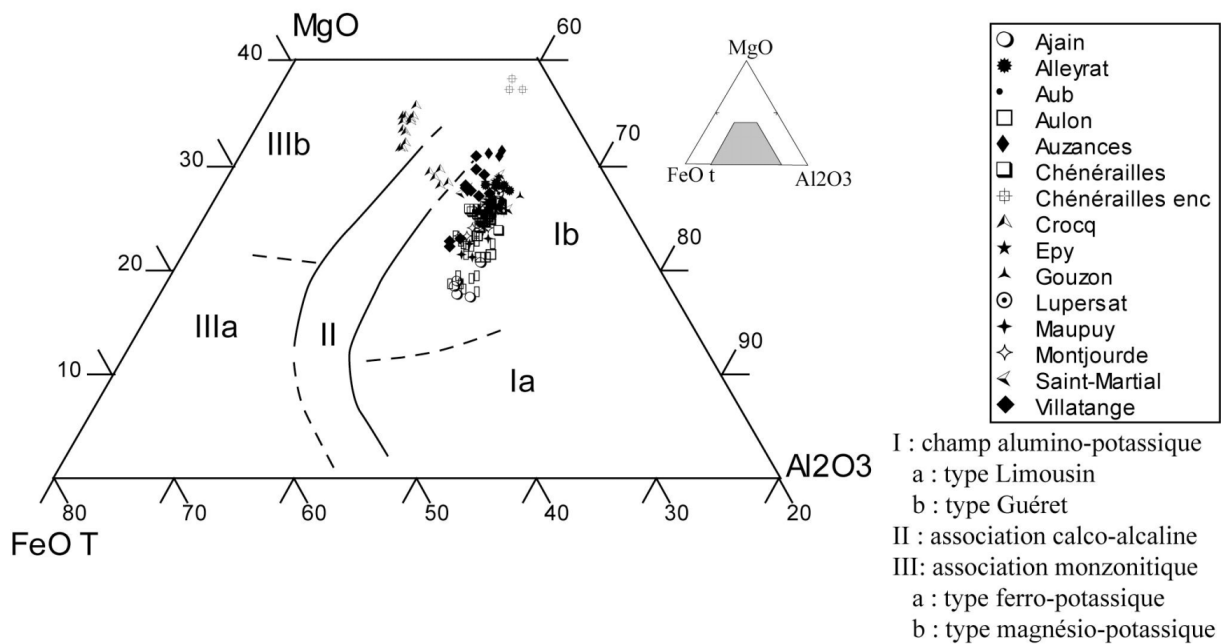


Fig. III.3.5. Position des biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Rossi et Chevremont (1987)

Les biotites du monzogranite de Crocq sont moins alumineuses que celles des autres granitoïdes de Guéret. Dans le diagramme de Nachit et al. (1985), elles se regroupent dans le champ

des granites sub-alcalins. Les analyses d'un type pétrographique de bordure du massif de Crocq (CK32), non loin du contact avec le monzogranite de Chénérailles, se placent dans le champ des granites calco-alcalins dans le diagramme de Nachit et al. (1985). Elles sont en position intermédiaires entre celles du monzogranite de Crocq et celles du monzogranite de Chénérailles. Soulignons que cette composition peu alumineuse des biotites n'est pas unique au sein des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret. A.M. Hottin (1991) a montré que la composition des biotites issues du γ^{3-4}_b du massif de Gouzon se place dans le champ des granites calco-alcalins. De même, cet auteur (1986) montre que la composition des biotites du granite de Cressat se place aussi dans le champ des granites calco-alcalins. Les analyses de biotite d'une granodiorite à biotite de la région de Saint-Gervais d'Auvergne (A.M. Hottin, 1989) se situent également dans le champ des granites calco-alcalins à subalcalins.

Bien que le monzogranite de Montjourde et la syenogranite d'Ajain renferment de la muscovite primaire, les biotites de ces deux granites ne correspondent pas à celles des granites à muscovite (type Limousin) dans le diagramme de Nachit et al (1985). Du point de vue typologique, les biotites de ces deux granites appartiennent donc à l'association peralumineuse type Guéret. Le diagramme de Rossi et Chevremont (1987) amène aux mêmes observations.

Dans le diagramme de Nachit et al. (1985), une partie des biotites des enclaves se situe à l'intérieur du même espace que celui occupé par les biotites des granites de Guéret. Les autres analyses présentent des biotites beaucoup plus magnésiennes.

Le champ des biotites des Aubussonites est confondu avec celui des magmas les plus siliceux des granitoïdes de Guéret (Fig. III.3.1, 2, 4 et 5).

La muscovite

Les analyses des muscovites sur quelques granitoïdes de Guéret sont reportées dans le diagramme de Miller et al. (1981) (Fig. III.3.6) pour confirmer les caractères primaires ou secondaires observés au microscope.

Les muscovites du monzogranite de Montjourde, dont le caractère primaire est vérifié par l'étude microstructurale, tombent toutes dans le champ des muscovites primaires. Il en est de même avec les muscovites des granitoïdes de Saint-Martial ou de Villatange, excepté pour une analyse (LB53).

La muscovite secondaire provient en partie de la déstabilisation des cordiérites en pinite. Ce type de muscovite n'a pas été analysé.

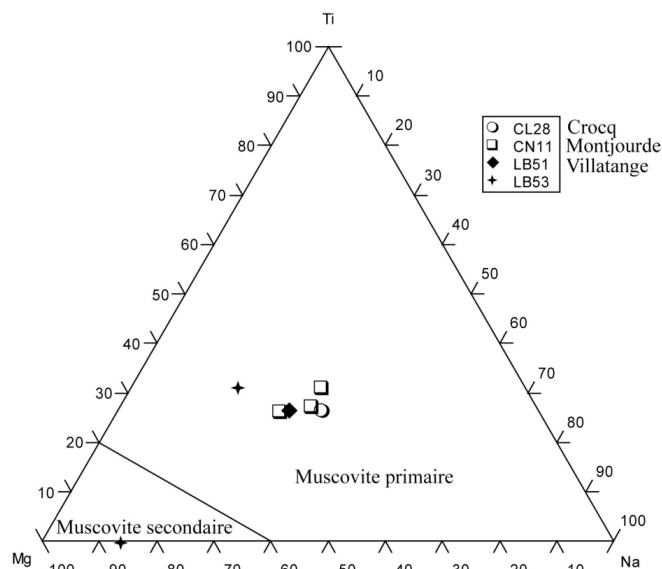


Fig. III.3.6. Analyses des muscovites des massifs de Montjourde, Crocq et Villatange reportées dans le diagramme de Miller et al. (1981).

La cordiérite

Peu d'analyses sur cordiérite sont réalisées à cause du fort degré d'altération de ce minéral. Les cordiérites montrent des compositions proches de la formule idéale $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 [\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{18}]$. Si varie entre 5,01 et 5,06 et Al entre 3,90 et 3,99. Le fer total est considéré comme Fe^{2+} d'après Abs-Würmbach et Bobersky (1989). La somme $\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}$ varie entre 1,93 et 2,02.

Le diagramme Si - XFe (Fig. III.3.7) distingue bien les cordiérites des Aubussonites de celles issues des granitoïdes. En effet, le XFe est plus élevé pour les cordiérites de l'encaissant ($\text{XFe} > 0,4$) que pour les cordiérites des granitoïdes ($\text{XFe} < 0,4$). Les cordiérites des granitoïdes de Guéret sont plus magnésiennes que celles des cordiérites issues de l'Aubussonite.

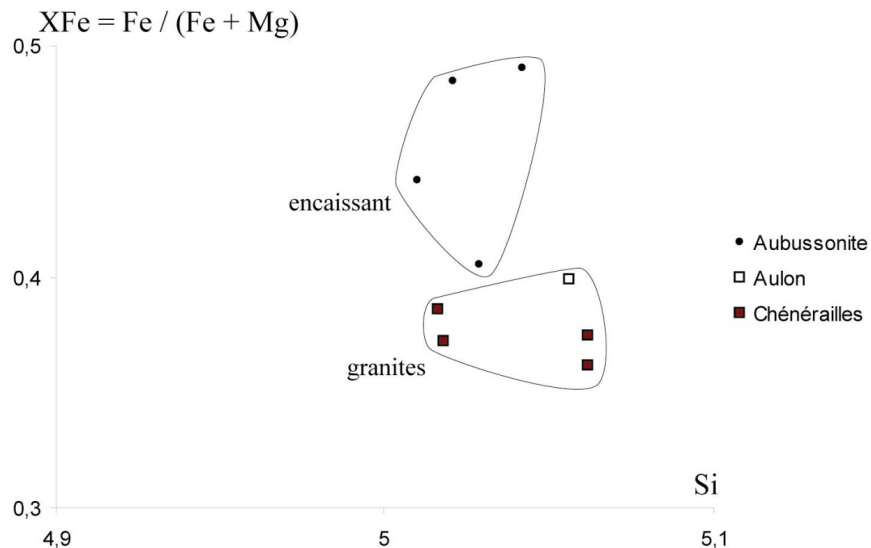


Fig. III.3.7. Disposition des analyses de cordiérite des granitoïdes de Guéret et des Aubussonites dans le diagramme Si - XFe.

Le feldspath potassique

La composition des feldspaths potassiques est présentée en annexe. Ces analyses n'ont pour but que d'apporter une quantification de la composition chimique lors des calculs de cristallisation fractionnée.

Le plagioclase

Les analyses des plagioclases des intrusions du complexe de Guéret sont reportées dans le diagramme triangulaire Ab-Or-An (Fig. III.3.8). La composition du plagioclase des aubussonites, ainsi que des enclaves est indiquée à titre de comparaison. Les différents massifs sont ordonnés suivant leur pourcentage en SiO_2 . On constate que le pourcentage en anorthite des plagioclases est indépendant du pourcentage en SiO_2 . Les roches hôtes les moins siliceuses (Epy, Lupersat, Auzances et Villatange) montrent des plagioclases de composition oligoclase à andésine (An_{19-42}). Les monzogranites à tendance granodiorite (Gouzon, Saint-Martial) présentent également des plagioclases de composition oligoclase à andésine. La proportion en anorthite est assez forte puisqu'elle atteint 48% d'anorthite dans le type pétrographique Saint-Martial. C'est le monzogranite de Crocq qui montre les cœurs de plagioclase les plus calciques avec 50% d'anorthite. La périphérie des cristaux, pour ce monzogranite, peut atteindre des compositions très sodiques avec seulement 13% d'anorthite. Les plagioclases du monzogranite de Chénérailles montrent également une variation de composition très importante pouvant s'étaler de l'albite pure jusqu'à l'andésine (An_{0-43}). Les roches les plus leucocrates (Maupuy, Aulon, Ajain, Montjourde) renferment des plagioclases de type andésine à oligoclase (An_{40-10}). En conclusion, il existe un fort étalement des composition du plagioclase au sein de chaque groupe granitoïde. Les roches les plus sombres ne renferment pas les plagioclases les plus calciques et au contraire les roches les plus claires peuvent contenir des plagioclases très calciques.

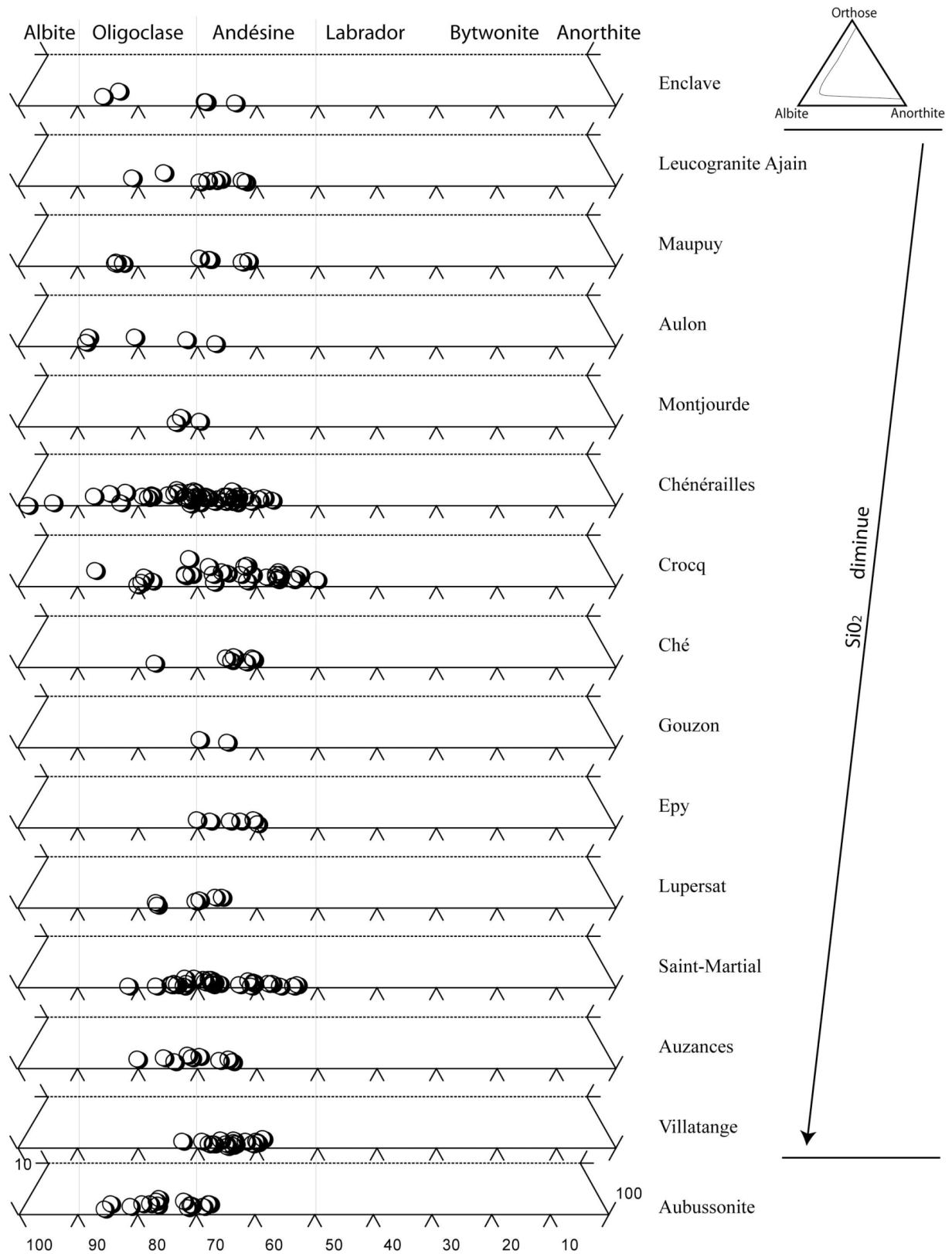


Fig. III.3.8. Distribution des analyses des plagioclases pour les différents massifs de Guéret, des enclaves et de l'enceissant dans le triangle Or - Ab - An.

Discussion et interprétation

A partir de ces résultats d'analyses sur les minéraux des principales intrusions, il est possible d'envisager quels sont les processus susceptibles de conduire à la gamme de composition chimique des granitoïdes de Guéret.

Les résultats de cette étude montrent que les différentes intrusions ne peuvent pas provenir d'un liquide silicaté unique subissant un processus de différenciation gravitaire (Vauchelle, 1988) au cours du temps car le cœur des plagioclases de chaque entité granitique n'a pas toujours la même composition (Fig. III.3.8). De plus chaque corps semble posséder ses propres plagioclases aux caractéristiques propres. En effet, les roches les plus basiques ne renferment pas forcément les plagioclases les plus calciques (Villatange, Auzances et Lupersat). De même, les cœurs des plagioclases des monzogranites peuvent être très calciques (Chénérailles). Chaque intrusion enregistre sa propre histoire de cristallisation et montre au sein d'elle même un fort étalement dans la composition du plagioclase.

L'analyse des biotites permet d'approcher la composition du bain silicaté lors de la cristallisation de ce minéral. Si on considère que lorsqu'elle cristallise, la biotite est en « équilibre » avec le liquide silicaté environnant, le Mg^* des cristaux est comparable à celui du bain silicaté qui l'entoure puisque la composition des biotites reflète la composition des roches hôtes (Fig. III.3.3). Cette observation tend à confirmer le caractère primaire des biotites. Le même caractère primaire est également fortement soupçonné pour les muscovites. Ainsi, le degré d'hydratation des magmas sources serait donc assez élevé (teneur en eau au environ de 4%, Barbarin, 1996) pour permettre la cristallisation de ces cristaux hydratés. Une teneur inférieure à 4% d'eau est toutefois exigée pour faire cristalliser la cordiérite.

La singularité du monzogranite de Crocq, par rapport aux autres intrusions du complexe magmatique de Guéret, est bien mise en évidence. Par leurs compositions peu alumineuses, les biotites du monzogranite de Crocq sont comparables à celles des magmas des séries « sub-alcalines » (Nachit et al., 1985). Ceci suggère qu'un magma de composition moins peralumineuse est à l'origine du monzogranite de Crocq. Le caractère automorphe des biotites suggère leur cristallisation précoce. Elles témoigneraient un magma initial de composition à tendance meta-alumineuse qui serait devenu plus peralumineux durant sa cristallisation. Le témoignage de ce magma à tendance méta-alumineux résiderait dans la présence d'amphiboles relictuelles observées en lame mince.

Les cordiérites des granitoïdes de Guéret ne sont pas des xénocristaux. En d'autres termes, les cordiérites analysées présentes dans les granitoïdes ne sont pas issues de l'encaissant puisque les compositions des cordiérites pour les granitoïdes et l'encaissant ne sont pas comparables (Fig. III.3.7). Les sections rectangulaires des cordiérites analysées suggèrent plutôt une origine primaire magmatique issue du magma initial.

Conclusion

L'étude sur les minéraux montre que :

- Les magmas n'ont pas tous la même origine génétique. Il est possible de distinguer deux ensembles : le premier réunit la majorité des corps granitoïdes de Guéret et montre une source purement peralumineuse, le second représenté par les granitoïdes de Crocq (et pour une part de Cressat et de Gouzon) dérive d'une source mixte symbolisée par un magma peralumineux contaminé par un magma métalumineux de type calco-alcalin fortement potassique.
- Chaque entité granitoïde détient sa propre histoire de cristallisation avec pour chaque entité un large étalement des compositions des plagioclases.
- Le magma initial du monzogranite de Crocq était à tendance métalumineux ($ASI < 1$) ou faiblement peralumineux. Il a évolué vers un magma peralumineux lors de sa cristallisation.
- Les cordiérites analysées dans les granitoïdes de Guéret n'appartiennent pas à l'encaissant et ne sont donc pas des xénocristaux.
- L'ensemble des minéraux comme les cristaux de biotites, de muscovite ou de cordiérite ont une origine magmatique.

4. Géochimie des granitoïdes de Guéret

La carte de localisation des échantillons utilisés pour les analyses chimiques est présentée en figure III.4.1. Elle montre une plus forte densité de prélèvements sur les affleurements correspondant aux cartes de St-Sulpice-les-Champs, d'Aubusson et de Felletin. J'ai prélevé 74 échantillons de granitoïdes qui ont été broyés à Besançon, et analysés par le Service d'Analyses du CNRS-CRPG de Nancy. De plus, 11 échantillons des granitoïdes de Crocq de Fernoël, et de Tours de Crocq prélevés et broyés par V. Thiery sont ajoutés à l'étude (Thiery, 2006). Enfin, 9 analyses de H. Downes (Downes et al., 1997) et une analyse de L. Turpin (Turpin et al., 1990), pour lesquelles les données isotopiques sont disponibles sont également intégrées à l'étude. Les compositions des roches sont consultables en annexe.

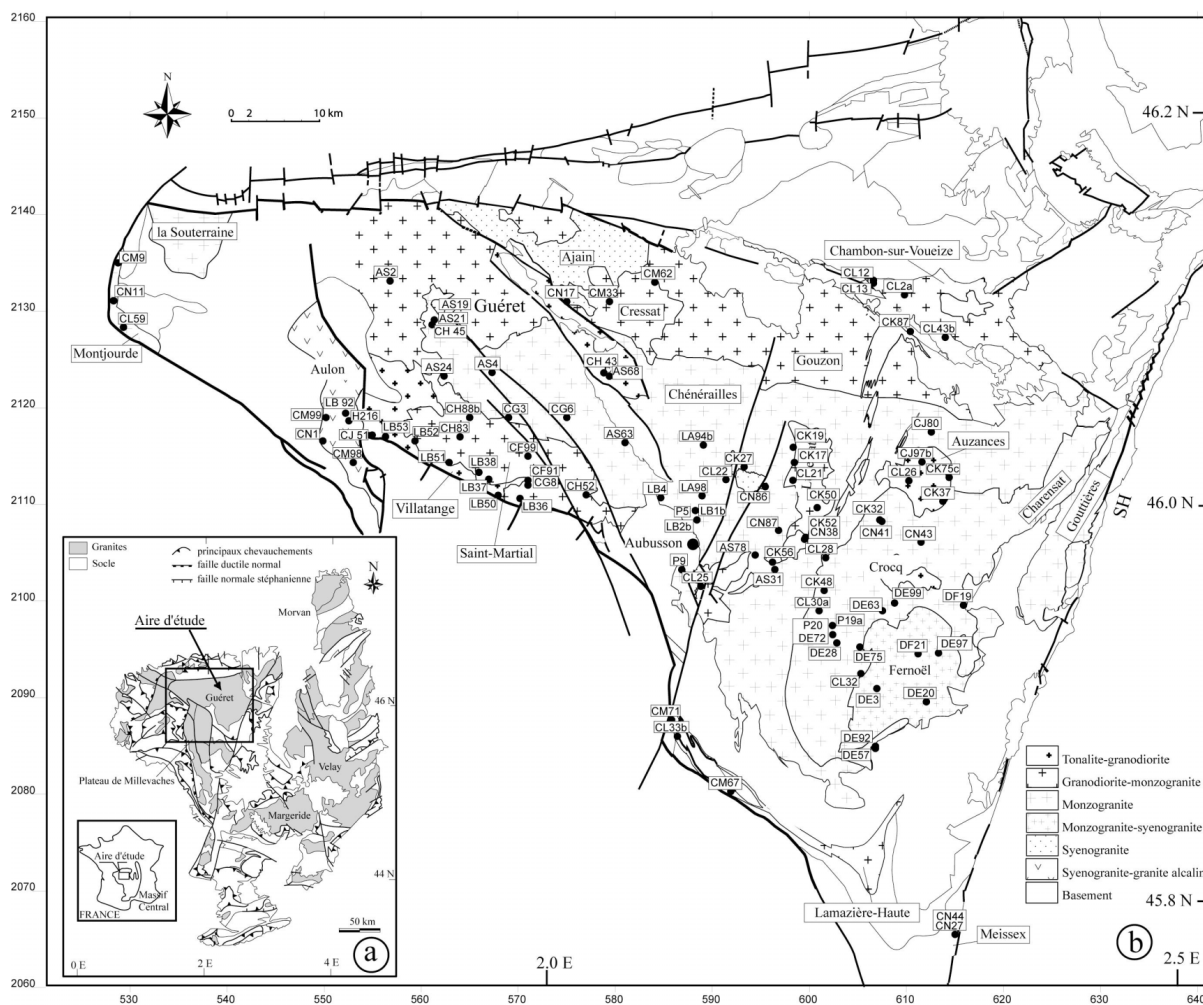


Fig. III.4.1. Localisation des analyses chimiques prélevées dans le complexe magmatique de Guéret pour cette étude. Les différents groupes au sein de ce complexe sont définis principalement selon des critères structuraux.

Les objectifs de cette partie consistent en :

- la caractérisation de chaque massif du complexe magmatique de Guéret à partir des éléments majeurs et en traces.
- La caractérisation des processus magmatiques au sein de chaque massif du complexe magmatique de Guéret.
- La définition des relations génétiques entre les différents massifs. La variation de composition chimique sur l'ensemble du complexe magmatique de Guéret s'explique t-elle par différents taux de cristallisation fractionnée à partir d'un bain unique, différents taux de fusion partielle produisant divers liquides initiaux, un modèle de mélange entre deux magmas de composition différente, ou par d'autres scénarios ?

4.1. Caractérisation des différents groupes granitoïdes

Après avoir testé plusieurs diagrammes de classification géochimique [(PQ de Debon et Le Fort (1983), le diagramme alcalin-silice de Cox et al. (1979) adapté aux roches plutoniques et le diagramme R1R2 de De la Roche (1980)] et pour éviter toute ambiguïté avec les noms des types pétrographiques, j'ai choisi d'utiliser le diagramme de classification géochimique Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maitre, 1979), dont la caractérisation du type pétrographique pour chaque roche se rapproche le plus avec les dominations que j'ai utilisé sur le terrain. De manière générale, les dénominations obtenues avec ce diagramme correspondent avec celles obtenues dans le triangle de Streckeisen à partir du comptage minéralogique, excepté pour les granites alcalins et les syenogranites qui sont en fait des monzogranites leucocrates (leucomonzogranites). Malgré cet inconvénient, ce diagramme a l'avantage d'utiliser un nombre plus important de termes dénominatifs qui permettent ainsi de mieux discriminer les différents granitoïdes du complexe magmatique de Guéret (Fig. III.4.2). Les paramètres Q' et ANOR sont obtenus à partir de la composition normative calculée par la norme de Barth et Niggli. Le paramètre Q' est égal à $Quartz / Quartz + Orthose + Albite + Anorthite$ et le paramètre ANOR correspond à $100 * Anorthite / (Orthose + Anorthite)$.

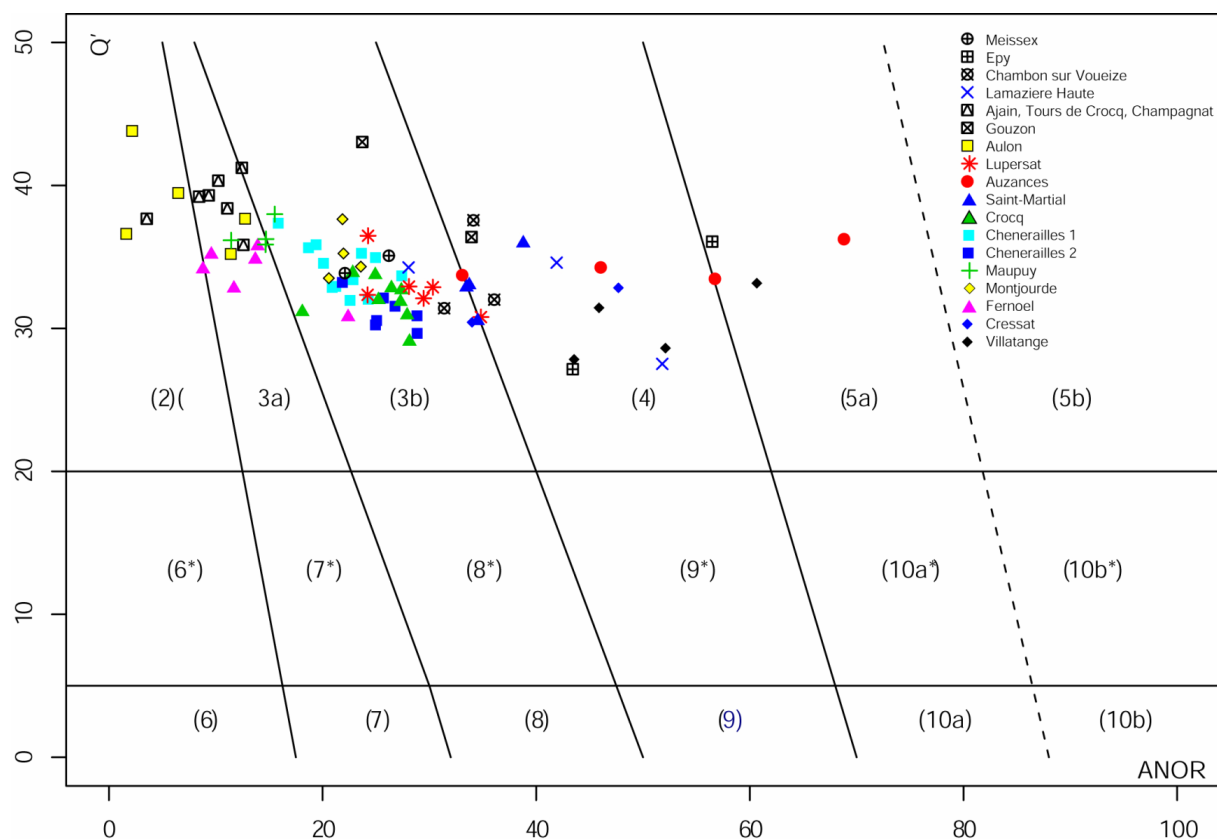


Fig. III.4.2. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maitre, 1979). (2) granite alcalin, (3a) syenogranite, (3b) monzogranite, (4) granodiorite, (5a et b) tonalite.

4.1.1. Le diagramme B – SiO₂

Le but de cette partie est de montrer la bonne qualité de l'échantillonnage géochimique ainsi que de caractériser les différents groupes établis par l'étude structurale (chapitre III.2).

Il peut paraître inutile de réaliser le diagramme B-SiO₂ qui confronte deux paramètres utilisés comme indice de différenciation (Fig. III.4.3). Toutefois, le paramètre B (Fe + Mg + Ti en millimoles) est plus indépendant à l'altération que la silice, indice de différenciation communément utilisé. Ce diagramme sert donc de contrôle de la bonne qualité de l'échantillonnage géochimique (échantillons non altérés). Il permet notamment de soupçonner les circulations de fluides siliceux, non associés au

liquide silicaté primaire, qui ont percolé dans la roche. Ainsi une augmentation du pourcentage de SiO_2 pour un paramètre B constant, peut suggérer une silicification de la roche. Une recristallisation de quartz due à la circulation de fluides siliceux tardifs aura pour effet de placer l'analyse au dessus de la tendance. Au contraire, une diminution de SiO_2 peut révéler une épisyénitisation de la roche. Une dissolution du quartz et un lessivage tardif de la silice auront pour effet de placer l'analyse en dessous de la tendance.

Le graphique B en fonction de SiO_2 (Fig. III.4.3.) montre une corrélation négative pour l'ensemble des points représentatifs des analyses qui révèlent une tendance linéaire. Néanmoins, le degré de fractionnement pour chaque massif semble différent. Par exemple, les analyses du massif de Fernoël sont moins fractionnées que celles du massif de Lupersat. L'histoire de cristallisation pour chaque massif semble donc différente.

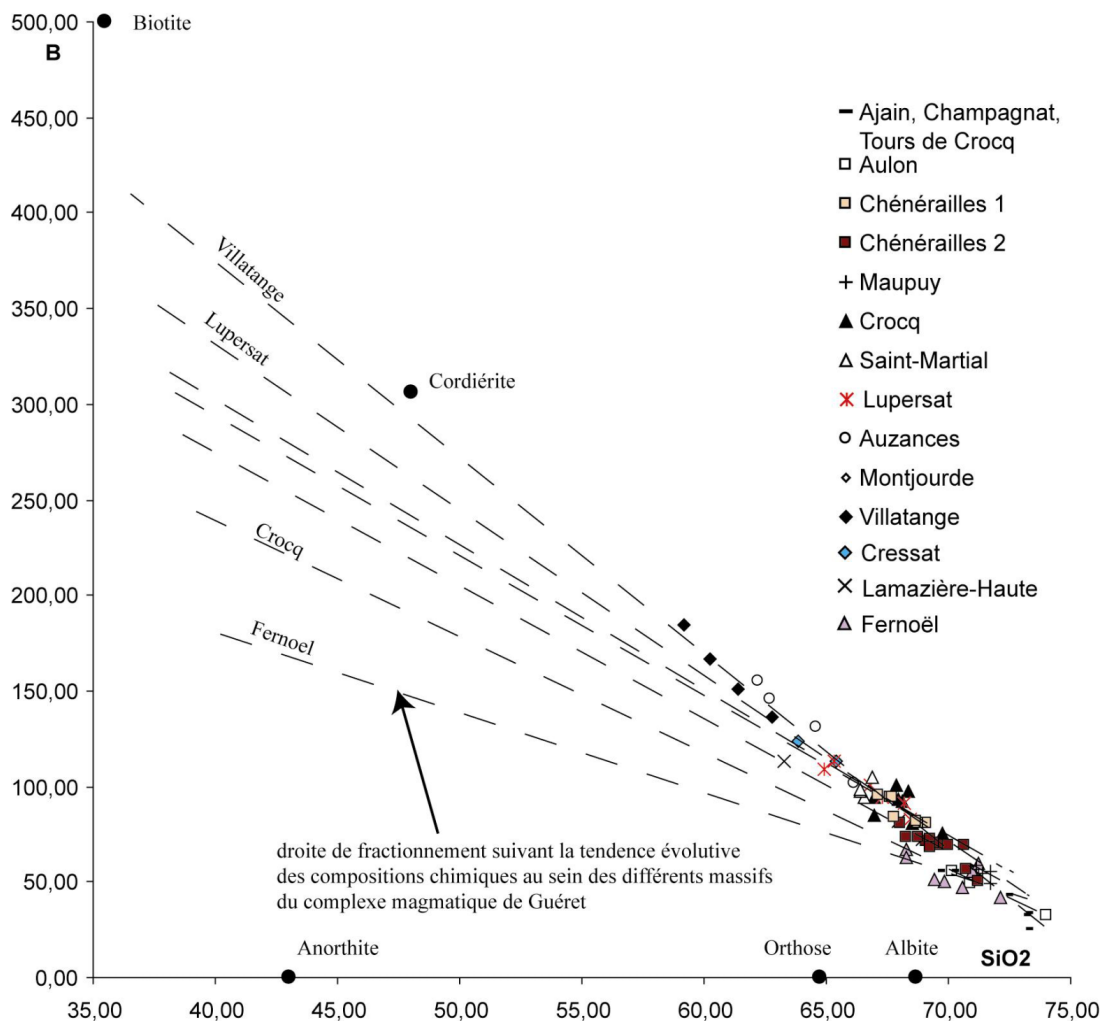


Fig. III.4.3. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme B- SiO_2 .

En conclusion,
les roches analysées sont peu altérées et il semblerait que chaque intrusion connaisse sa propre histoire de cristallisation.

4.1.2. Les éléments majeurs

En prenant à part chaque massif, il est déjà possible de caractériser certains d'entre eux à partir des éléments majeurs.

Pour un pourcentage en SiO_2 équivalent, le monzogranite de Crocq est moins alumineux que les autres granitoïdes (Fig. III.4.). Ceci est confirmé par la faible teneur en Al des biotites de ce monzogranite (cf. chapitre III.3). Les roches du massif de Saint-Martial, au contraire, sont légèrement plus riches en Al_2O_3 . Le fractionnement en aluminium (« pente » de la lignée évolutive) est moins marqué dans les analyses du massif de Crocq et de Lupersat que pour les massifs de Villatange, Auzances, Chénérailles, Fernoël et Aulon.

Les analyses des massifs de Villatange, Auzances et Lupersat montrent une corrélation positive entre SiO_2 et K_2O . Au contraire, celles des massifs de Crocq, Fernoël, Chénérailles et d'Aulon révèlent une corrélation négative.

Pour un pourcentage équivalent en SiO_2 , une légère carence en Na_2O pour les analyses issues des massifs d'Ajain-Ladapeyre, de Tours de Crocq et de Champagnat est suspectée.

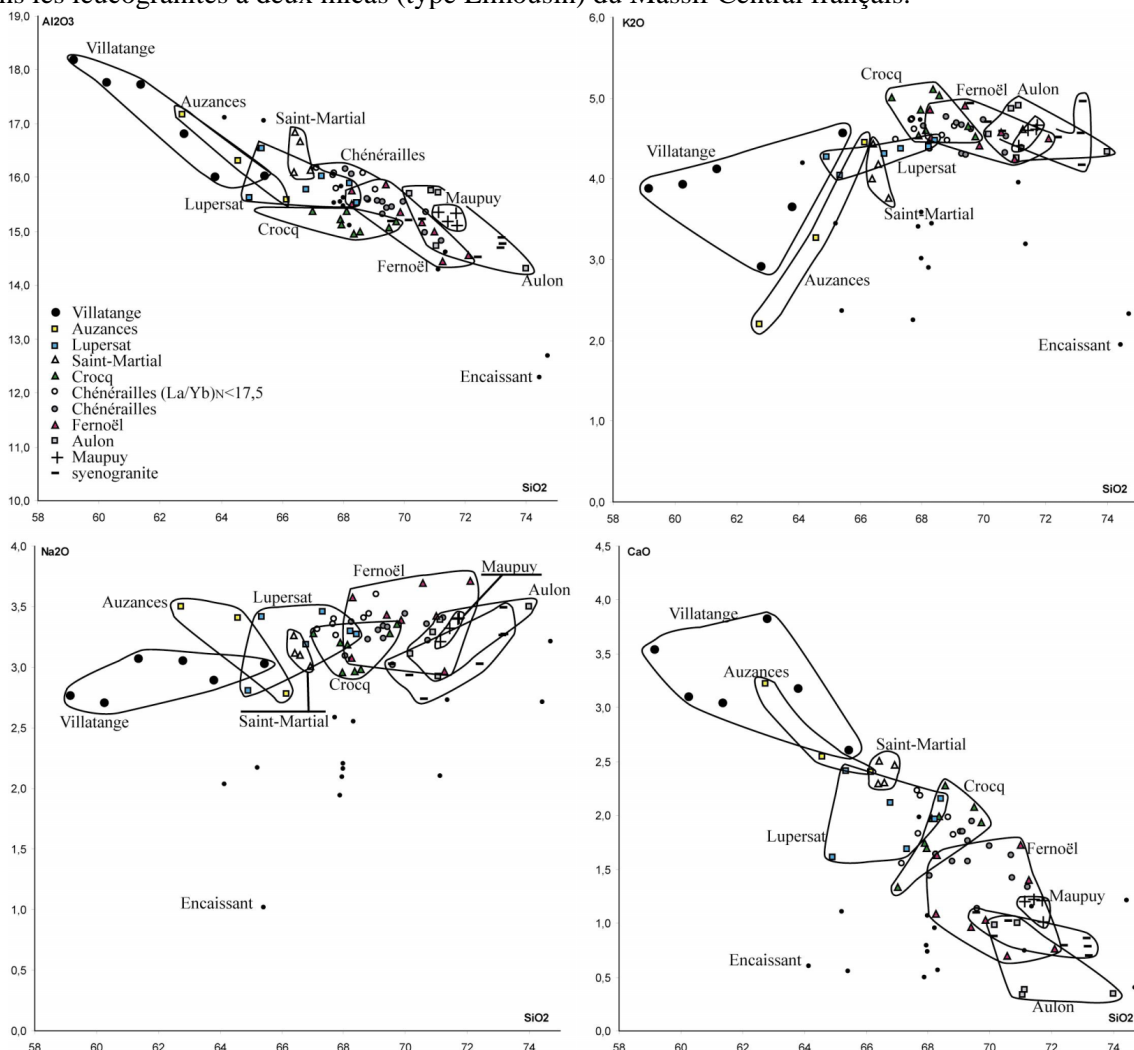
Le diagramme avec CaO ne permet pas de distinguer les différents massifs entre eux.

Le diagramme avec Fe_2O_3 montre un fractionnement moins marqué pour cet oxyde au sein du massif de Fernoël.

De même, le fractionnement en MgO est plus faible pour les massifs de Lupersat, Fernoël et Aulon. Pour un pourcentage identique en SiO_2 par rapport aux autres groupes granitoïdes, le monzogranite de Crocq présente un léger enrichissement en magnésium.

Pour un pourcentage équivalent en SiO_2 , les analyses du massif de Maupuy sont enrichies en MnO. Une partie des syenogranites (Ajain-Ladapeyre, Champagnat et Tours de Crocq) semble également subir cet enrichissement.

Enfin tout comme MnO, P_2O_5 permet d'isoler les analyses des massifs du Maupuy, d'Aulon et les syenogranites (Ajain-Ladapeyre, Champagnat et Tours de Crocq) qui présentent un pourcentage en P_2O_5 élevé. Williamson et al. (1996) constate également ce pourcentage élevé de P_2O_5 (jusqu'à 0,5%) dans les leucogranites à deux micas (type Limousin) du Massif Central français.



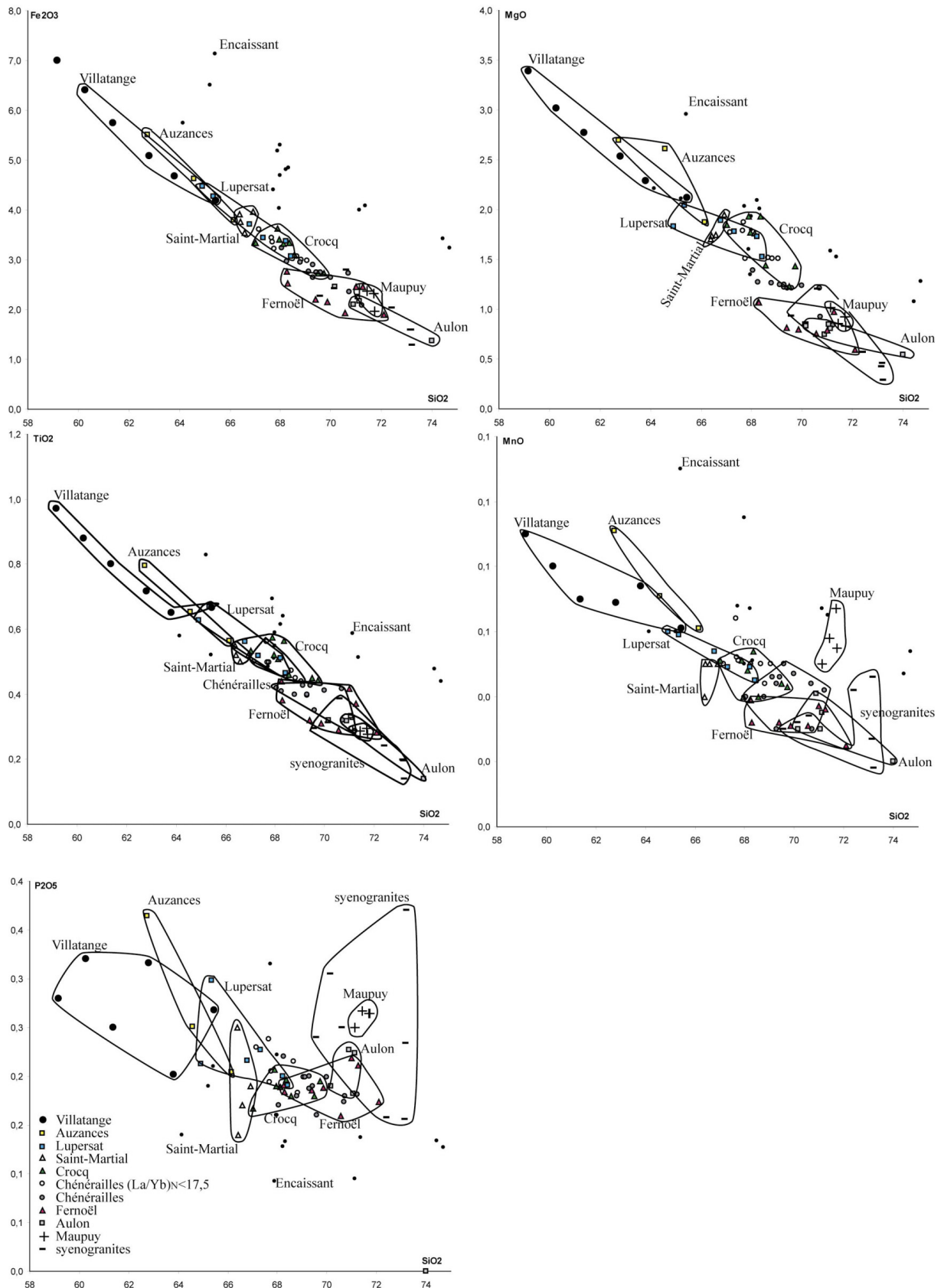


Fig. III.4.4. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des principaux massifs du complexe magmatique de Guéret dans les diagrammes de Harker.

4.1.3. Du point de vue des éléments en traces

Les éléments en traces permettent d'apporter une distinction dans les différents massifs du complexe magmatique de Guéret. Par rapport aux autres massifs et pour un pourcentage en SiO₂ équivalent :

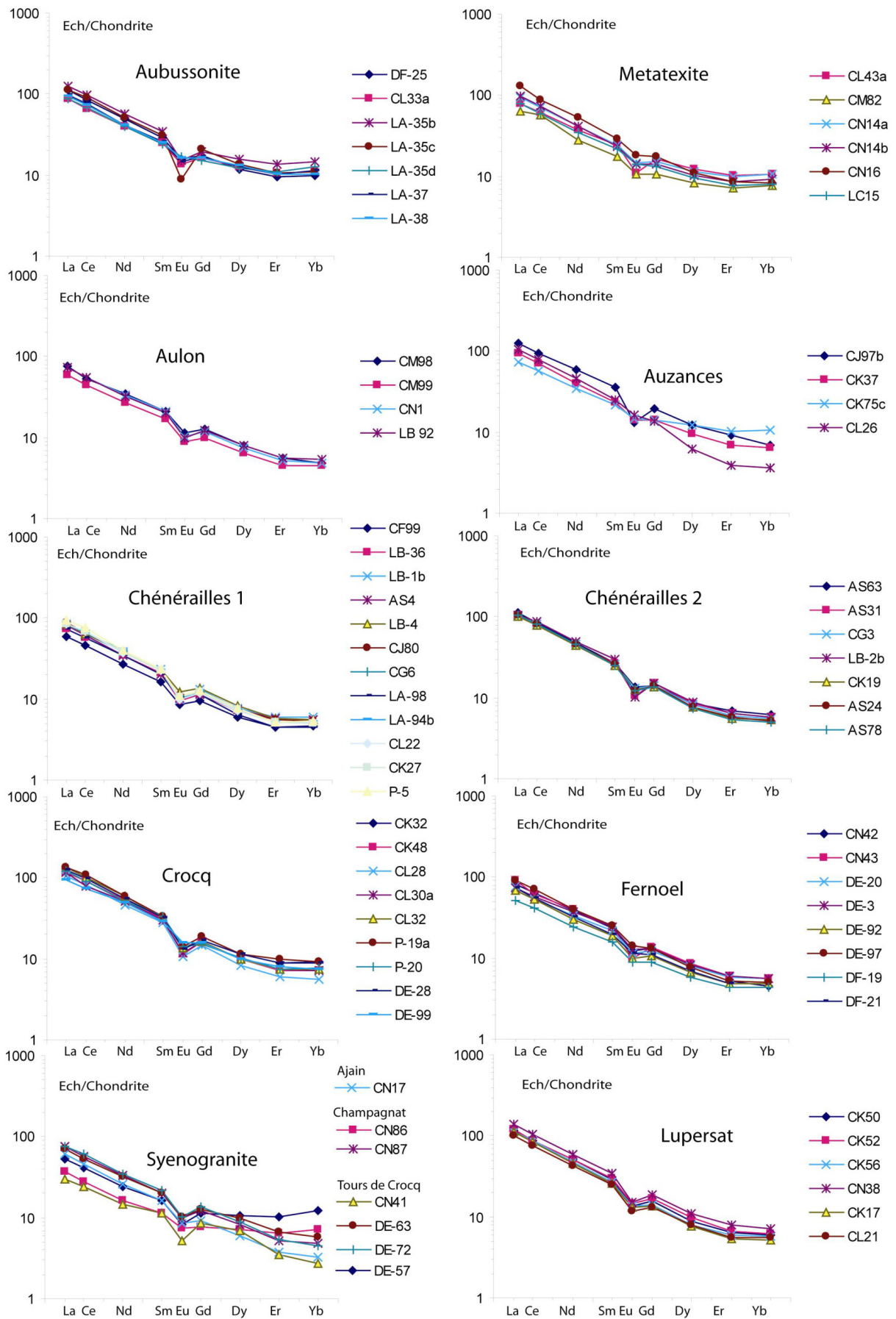
- le monzogranite de Crocq est plus riche en Zr, Hf, Nb, HREE, LREE et plus particulièrement en Th ;
- la granodiorite-monzogranite de Saint-Martial a une carence en Rb, Zr, Hf, Ni, Cr ;
- la tonalite-granodiorite de Villatange est déficitaire en Zr, Hf, Ni, Cr, LREE, Th ;
- le monzogranite-syenogranite de Fernoël est déficitaire en Cr, Co ;
- la tonalite-granodiorite d'Auzances est plus pauvre en LREE et Th ;
- les syenogranites (Ajain-Ladapeyre, Champagnat et Tours de Crocq) sont plus riches en HREE et Y ;
- le monzogranite-syenogranite de Maupuy est plus riche en Ni, Cr, Co, Nb que la syenogranite-alcalin d'Aulon ;
- les roches des massifs d'Aulon et de Maupuy montrent un léger enrichissement en HREE et Y.

Les diagrammes des terres rares montrent une grande homogénéité des types pétrographiques (Fig. III.4.5) à l'exception notable de la granodiorite CL13 (Chambon-sur-Voueize) qui possède des concentrations élevées en terres rares lourdes inexplicables, sauf à suggérer des phases accessoires riches en terres rares lourdes comme le xénotime (idem pour DE57 (syenogranite)).

Les enclaves microgrenues peralumineuses possèdent des spectres des terres rares identiques à ceux des granitoïdes, suggérant qu'elles sont soit un groupe à part entière du complexe magmatique de Guéret, soit qu'elles représentent la signature d'un autre magma rééquilibré ou non avec le magma encaissant.

Toutes les roches, même celles du massif de Villatange, révèlent une anomalie négative (excepté CL12) en Europium (Fig. III.4.5). Dans un scénario de cristallisation fractionnée classique, les compositions chimiques des cumulats présentent normalement une anomalie positive en Europium. Les roches des massifs de Villatange, de Cressat et d'Auzances ne sont donc pas des cumulats classiques issus d'une cristallisation fractionnée comme cela a été développé par les idées de Vauchelle (1988). Pourtant, d'après les observations microscopiques et les compositions chimiques dans le diagramme AB (Fig. III.4.9), ces roches apparaissent plus comme un cumulat plagio-biotitique en dehors des compositions types de granitoïdes. Il faut donc prendre en compte des mécanismes de formation qui sont différents du classique scénario de cristallisation fractionnée. Un processus de « filtre presse » pourrait expliquer l'élaboration de ces roches. L'éjection de liquide silicaté riche en potassium et en silice au travers d'un réseau cristallisé de biotites et plagioclases permettrait de former ce type de roche que l'on pourrait dénommer cumulats dynamiques.

Les compositions des Aubussonites sont reportées pour comparaison (Fig. III.4.5). On remarque que les Aubussonites ont un fractionnement des terres rares légères moins important que les terres rares lourdes. La fusion partielle des Aubussonites n'est donc pas à l'origine du magma à l'origine des granitoïdes de Guéret, tout au plus peuvent elles participer à une très légère contamination des roches en bordure.



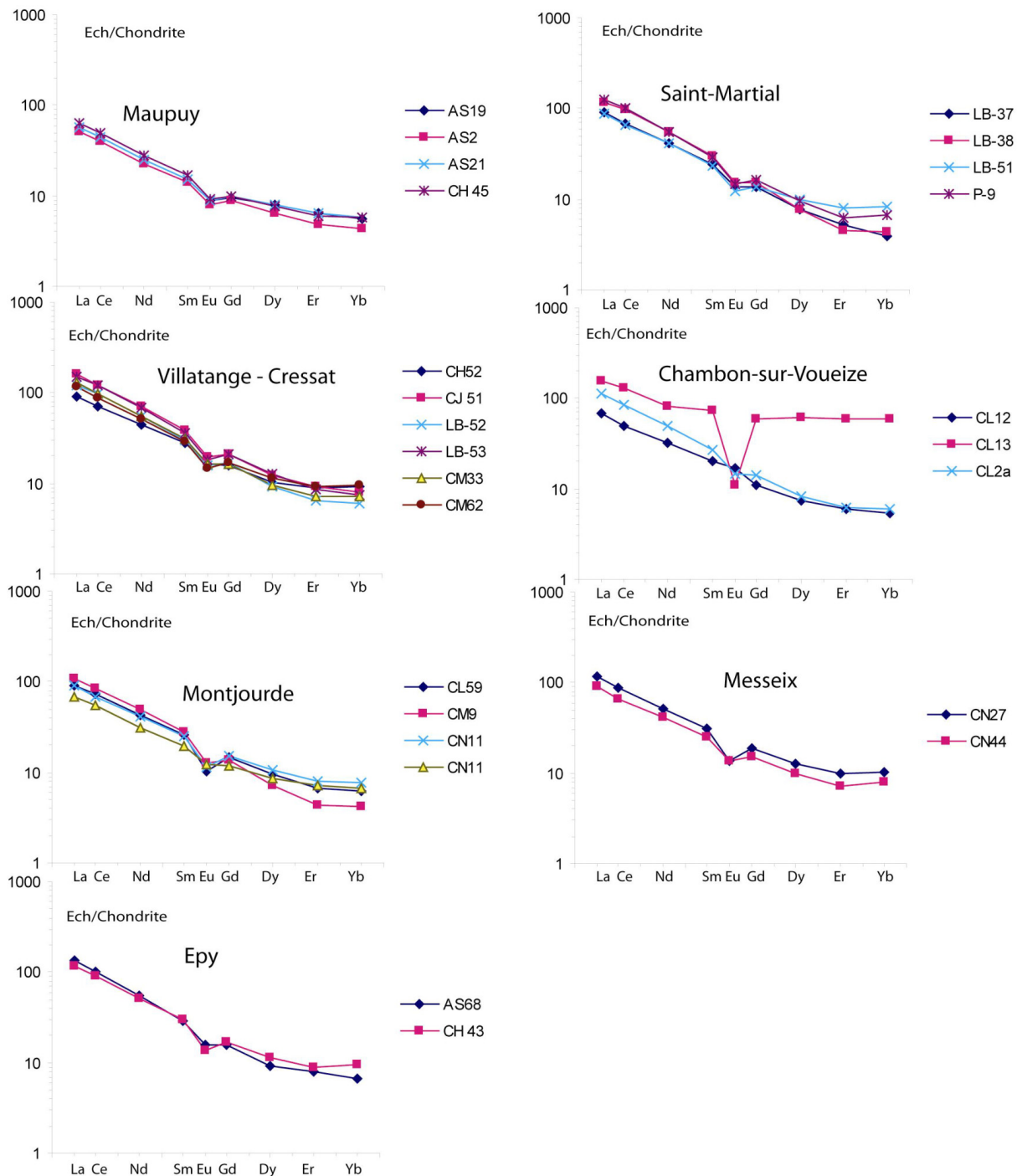


Fig. III.4.5. Spectres des terres rares pour les différents massifs du complexe magmatique de Guéret. Normalisation aux chondrites selon Vidal (1994).

4.1.4. Conclusion

En conclusion, les roches analysées sont peu altérées. Que ce soit à partir des éléments majeurs ou des éléments en traces, il semblerait que chaque massif possède ses propres caractéristiques. Le fractionnement des compositions chimiques n'est pas le même d'un massif à l'autre et une carence ou un surplus d'un élément majeur ou en trace permet le plus souvent de distinguer les massifs.

Au sein du complexe magmatique de Guéret, les données géochimiques confirment donc la séparation de ce complexe en plusieurs massifs, celle-ci a été effectuée sur le terrain à partir des données structurales (chapitre III.2).

4.2. Les mécanismes de différenciation au sein des massifs du complexe magmatique de Guéret

Un des défis majeurs dans la compréhension des granitoïdes consiste à établir les causes responsables des variations de la composition chimique au sein d'un ensemble magmatique. Les différents mécanismes de différenciation responsables des variations des compositions chimiques dans les suites granitiques sont les suivants (Chappell, 1996) :

- Variation héritée d'une source hétérogène
- Variation du taux de fusion partielle
- Mixing ou Mingling de magmas, hybridation
- Assimilation ou contamination
- Séparation restitutive
- Cristallisation fractionnée
- Altération Hydrothermale
- Déformation (Barbarin, 1996 ; Vignerresse, 1999), filter pressing (Pitcher, 1993)

Il est aisé d'obtenir un magma alumineux par fusion partielle d'un matériel peralumineux tel une source pélitique, des sédiments alumineux immatures (arkoses, graywackes) ou bien encore un orthogneiss riche en phénocristaux d'orthoses. La différenciation extrême d'un magma métalumineux (avec $ASI < 1$, Zen, 1988) peut également conduire à un liquide peralumineux. Un liquide peralumineux peut aussi être produit par une hybridation entre un matériel peralumineux et un magma métalumineux. De faibles taux de fusion partielle d'une source métalumineuse peuvent également conduire à des liquides peralumineux. Ainsi, des expérimentations ont conduit à créer des liquides peralumineux aux travers de l'anatexie de basaltes saturés en eau (Helz, 1976). Dans les granites de l'est de l'Australie (Chappell et al., 2004), les principaux mécanismes responsables de l'hétérogénéité des compositions chimiques des magmas sont la cristallisation fractionnée et le mélange (mixing). Chaque mécanisme peut fonctionner de manière unique ou s'ajouter. Le cas du modèle AFC (Assimilation Fractional Crystallization) développé par De Paolo (1981) fait intervenir l'assimilation de l'encaissant en même temps que la cristallisation fractionnée.

Un autre défi est de discerner l'importance et le rôle joué par chaque mécanisme dans l'amplitude des variations des compositions chimiques. Au sein des granitoïdes de type Guéret, la variation des compositions chimiques ($54\% < SiO_2 < 74\%$) a jusqu'ici été expliquée dans la littérature par le modèle de cristallisation fractionnée avec extraction par gravitation des premiers minéraux formés (Vauchelle, 1988). Ce scénario est difficilement conciliable avec les observations structurales de terrain qui considèrent le complexe magmatique de Guéret comme poly-intrusif. Il faut donc prendre en compte d'autres scénarios pour la genèse des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret.

4.2.1. Caractérisation du processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle au sein des massifs du complexe magmatique de Guéret.

Le but de cette partie est de regarder si les données géochimiques peuvent permettre de choisir entre un modèle de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle pour expliquer la variation des compositions chimiques au sein de chaque massif.

a. Principes

La cristallisation fractionnée est le phénomène qui correspond tout d'abord à une cristallisation successive des minéraux dans un bain silicaté. Ensuite, les premiers minéraux formés peuvent se séparer des liquides silicatés par différents mécanismes comme la gravité, les courants de convection, l'effet Bagnold (1954) dû au passage d'un magma newtonien à un magma binghamien. Cette séparation amène des changements dans la composition chimique globale du système produisant en toute hypothèse des cumulats et des magmas différenciés. Le principe est que la composition de

l'extrait ou du cumulat additionnée à celle du liquide est équivalente au liquide initial. Un schéma conceptuel est présenté en figure III.4.6 ci-après.

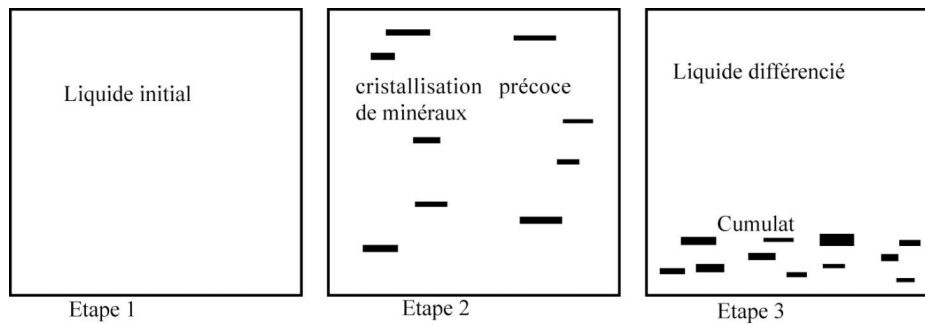


Fig. III.4.6. Schéma conceptuel de la cristallisation fractionnée.

Il est possible de comparer la cristallisation fractionnée avec la fusion partielle à l'aide des éléments en traces ayant des comportements compatibles (qui restent dans la phase solide) ou incompatibles (qui restent dans la phase liquide). Pour cela, on établit un graphique reliant un élément incompatible avec un élément compatible. En effet, l'évolution d'un élément en trace suivant son comportement (compatible ou incompatible) montrera deux courbes très distinctes dans le graphique. L'expression mathématique de chacune des deux courbes s'exprime de la façon suivante :

Pour la cristallisation fractionnée :

$C_i^l = C_i^o \cdot F^{(D_i - 1)}$ Rayleigh (1896). Selon cette loi, il y a équilibre thermodynamique entre la surface des cristaux en cours de croissance et l'ensemble du bain résiduel (liquide).

La fusion partielle présente la forme suivante :

$C_i^l = C_i^o / D_i + F * (1 - D_i)$ Shaw (1970). Ici, il y a équilibre total entre l'ensemble du liquide en cours de formation et l'ensemble du solide résiduel.

Avec

C_i^o = concentration d'un élément trace « i » dans la source de départ qu'elle soit magmatique (cas de la cristallisation fractionnée) ou solide (cas de la fusion partielle).

C_i^l = concentration d'un élément trace « i » dans le liquide différencié (cas de la cristallisation fractionnée) ou dans le magma produit (cas de la fusion partielle).

F = proportion de liquide par rapport à la masse initiale totale du système avec selon les cas, (1-F) le taux de cristallisation (cas de la cristallisation fractionnée) et F le taux de fusion (cas de la fusion partielle).

D_i = coefficient de distribution global de l'élément trace « i » entre le cumulat (cas de la cristallisation fractionnée) ou le résidu (cas de la fusion partielle) et le liquide en équilibre.

$D_i = X^a * K_i^a + \dots + X^b * K_i^b$: avec X^a = fraction massique du minéral « a » dans le cumulat (cas de la cristallisation fractionnée) ou dans le résidu (fusion partielle) ; K_i = coefficient de partage de l'élément « i » entre le minéral et le liquide.

Dans le cas où $D_i < 1$, l'élément « i » se comporte de manière incompatible. Il a plutôt tendance à rester dans les liquides et ne pas s'incorporer dans les phases cristallisées. Dans le cas où $D_i > 1$, l'élément trace « i » a un comportement compatible. Il aura tendance à s'installer dans les phases solides.

Un graphique est présenté en figure III.4.7 pour illustrer la différence entre les deux mécanismes constitués par la cristallisation fractionnée et la fusion partielle.

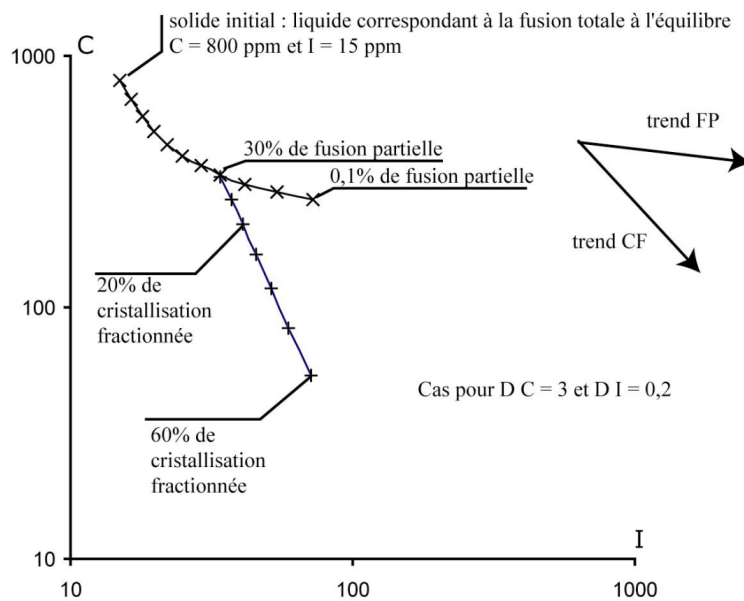


Fig. III.4.7. Diagramme d'un élément compatible (C) en fonction d'un élément incompatible (I). L'évolution de la composition chimique du liquide résiduel est modélisée suivant les processus de la cristallisation fractionnée et de la fusion partielle.

b. Application avec quelques massifs du complexe magmatique de Guéret : la cristallisation fractionnée, la fusion partielle et les éléments en traces

Le problème avec les granitoïdes de Guéret, c'est qu'il existe peu d'éléments incompatibles francs à confronter avec un autre élément compatible pour pouvoir distinguer la cristallisation fractionnée de la fusion partielle. Par exemple, les monzogranites du massif de Chénérailles possèdent des éléments en traces qui sont majoritairement compatibles lorsqu'ils sont ordonnés suivant un indice de différenciation comme le SiO₂ (cf. annexe). Cependant le Rb est incompatible pour les intrusions de Lupersat, de Crocq, de Fernoël, et de Maupuy. Sn est également franchement compatible pour les massifs d'Auzances et de Lupersat.

En prenant un coefficient de partage arbitraire de 3 pour le Ni (élément compatible pour chaque massif), le coefficient de partage du Rb est fixé autour de 0,4 et 0,5 pour les massifs de Maupuy, de Lupersat, de Crocq et de Fernoël (Fig. III.4.8). Les points de chaque analyse définissent bien en tendance linéaire caractéristique du processus de cristallisation fractionnée (Fig. III.4.8). Les taux de cristallisation fractionnée requis sont de l'ordre de 10% et 20%. Ces taux sont largement acceptables dans la nature et sont du même ordre de grandeur que ceux des granites peralumineux à cordiérite du Massif Armoricaïn (Georget, 1986).

En conclusion, il est difficile de caractériser le processus de cristallisation fractionnée pour l'ensemble des massifs du complexe magmatique de Guéret. Ce modèle semble néanmoins être bien argumenté par les analyses chimiques des massifs de Lupersat, de Crocq, de Fernoël, et de Maupuy.

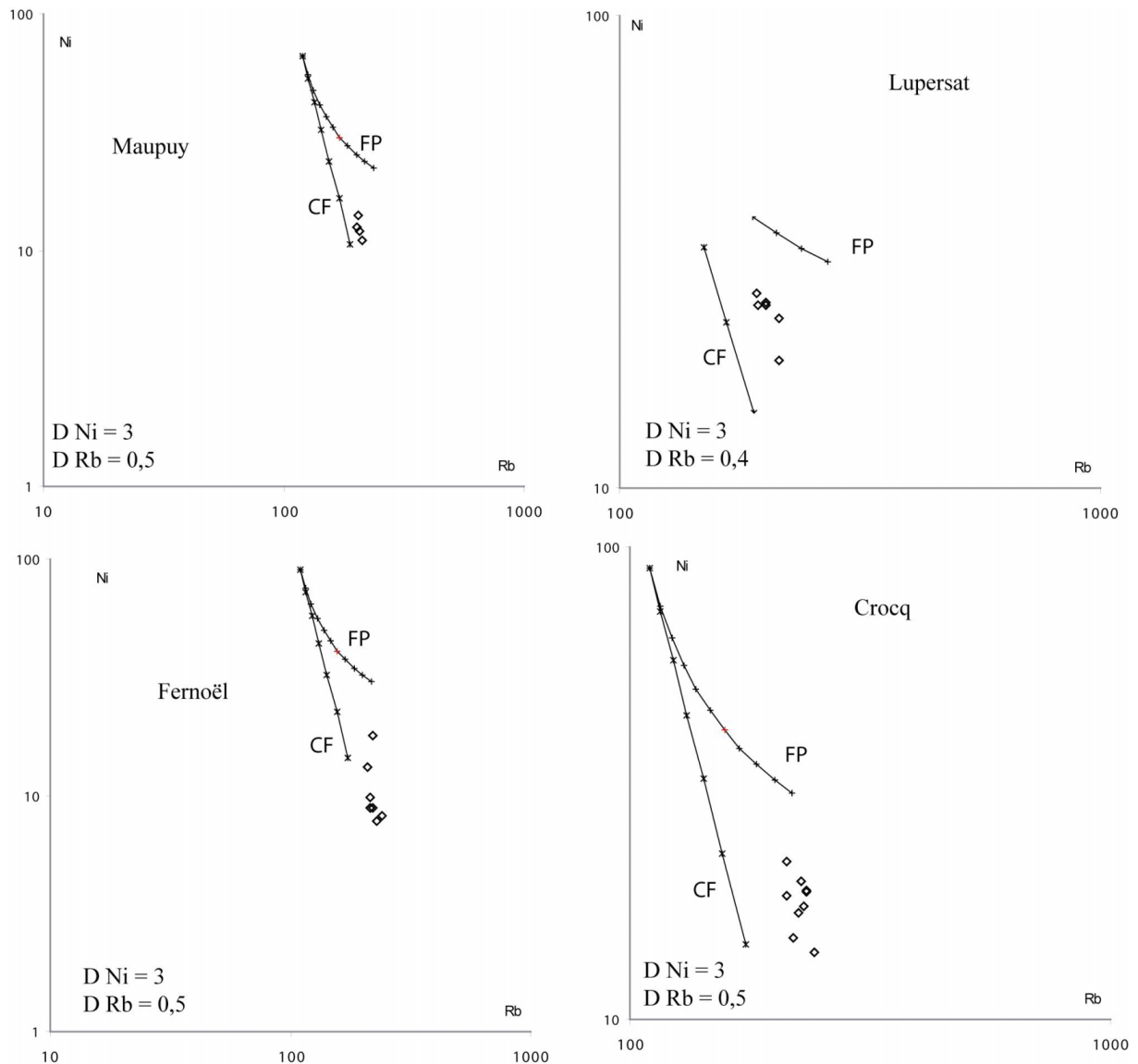


Fig. III.4.8. Modèle de cristallisation fractionnée et de fusion partielle pour le massif de Maupuy, de Crocq, de Fernoël et de Lupersat.

c. Le rôle des minéraux ferro-magnésiens dans un modèle de cristallisation fractionnée

L'objectif de cette partie est de caractériser l'effet de cristallisation de la biotite et de la cordiérite dans un modèle de cristallisation fractionnée et ainsi de connaître l'influence de ces deux minéraux sur l'évolution de la composition géochimique au sein de chaque massif du complexe magmatique de Guéret.

Le diagramme Mg# – B (Fig. III.3.2) confronte deux paramètres qui ne font intervenir que les oxydes de fer, de magnésium et de titane. Ces éléments ont l'avantage d'être moins mobiles que le Na, K et Ca face à l'altération. Le rapport Mg# qui correspond à $Mg/(Mg+Fe)$ en cation est uniquement contrôlé par la cristallisation de la biotite ou de la cordiérite. En effet, la cristallisation de cristaux de feldspaths dans le système n'aura pas d'effet sur ce rapport puisqu'ils ne contiennent pas de Fe et de Mg. Le paramètre B de Debon et Le Fort (1983) est expliqué dans le paragraphe suivant qui traite du diagramme AB. Les analyses par la microsonde électronique sur les cristaux de biotites ont montré que les Mg# des biotites sont légèrement inférieurs aux Mg# des magmas qui les contiennent (Fig. III.3.3). Au contraire, les Mg# des cordiérites sont toujours supérieurs aux Mg# de tous les groupes de granitoïdes. Dans un modèle de cristallisation fractionnée, la cristallisation précoce de biotite aura

donc pour effet d'augmenter le Mg# du liquide différencié produit et, à l'inverse la cristallisation fractionnée de cordiérite baissera le Mg# dans les liquides différenciés produits.

Au cours de la différenciation (B diminue) :

- le Mg# diminue pour les groupes de Saint-Martial, Crocq, Fernoël, Chénéraillles 2 (Chénéraillles dont $La_N/Yb_N > 17,5$), et Chénéraillles 1.
- Le Mg# augmente au cours de la différenciation pour les groupes de Villatange, Cressat, Auzances et Lupersat.
- L'évolution de ce rapport reste difficile à déterminer les groupes de Maupuy, Aulon et de Montjourde.

A partir de ces observations, il est donc possible d'envisager deux scénarios de cristallisation fractionnée dans lesquels la biotite ou la cordiérite exerce le contrôle principal sur l'évolution du Fe et du Mg dans les magmas. Les groupes de Saint-Martial, Crocq, Fernoël, Chénéraillles 1 et de Chénéraillles 2 dériveraient de la différenciation avec des cumulats dont le rôle de la cordiérite prédomine celui de la biotite. Les groupes de Villatange, Cressat, Auzances, Lupersat et Aulon seraient contrôlés par des cristallisations fractionnées où dominent les cumulats à biotite.

Il est également possible de montrer l'influence de la cristallisation des biotites et des cordiérites au travers du diagramme AB de Debon et Le Fort (1983). Ce diagramme montre l'évolution du paramètre $A = Al - (Na + K - 2Ca)$ en fonction du paramètre $B = Fe + Mg + Ti$. En raisonnant en millimoles de cations, il existe autant de Na^+ que de Al^{3+} dans l'albite ($NaAlSi_3O_8$), autant de K^+ que de Al^{3+} dans l'orthose ($KAlSi_3O_8$) et deux fois moins de Ca^{2+} que d' Al^{3+} dans l'anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$). Le paramètre A est donc assimilable en première approximation, à la quantité d'aluminium qui reste dans la roche une fois retranché l'aluminium des feldspaths. Dans le cas des magmas peralumineux, cet aluminium restant peut être contenu dans la sillimanite, l'andalousite, la cordiérite, la tourmaline, la muscovite, le grenat, la chlorite et la biotite (Clarke, 1981). Dans le cas des magmas méta-alumineux, la carence en aluminium est compensée par la cristallisation d'amphibole et de pyroxène moins demandeur en cet élément. L'observation en lame mince des granitoïdes de Guéret a montré qu'ils ne contiennent pas de sillimanite, d'andalousite, de tourmaline et de grenat. La chlorite provient de l'altération de la biotite. Les échantillons analysés sont sélectionnés le moins altérés possible pour minimiser le rôle de la chlorite dans les interprétations géochimiques. La muscovite, bien que primaire (cf. partie sur l'analyse des minéraux), est présente en trop petite quantité pour jouer un rôle significatif. Les deux minéraux prépondérants sont donc la cordiérite avec un paramètre A de 610 et la biotite avec un paramètre A variant de 150 à 60 (calculé à partir des analyses chimiques des phases minérales).

Le paramètre B est directement comparable à la quantité en minéraux ferromagnésiens sombres contenus dans la roche. Dans les granitoïdes peralumineux, ce facteur est contrôlé par la tourmaline, la cordiérite, le grenat, la chlorite, la biotite, la magnétite et l'ilménite. La magnétite et l'ilménite sont en trop petite quantité pour jouer un rôle significatif et les seuls minéraux responsables des valeurs de B seront la biotite avec un paramètre B compris entre 525 et 600 et la cordiérite avec un paramètre B moyen de 310 (calculé à partir des analyses chimiques des phases minérales).

Le paramètre B, en plus d'être relativement indépendant de l'altération, est utile pour le géologue de terrain car il lui permet d'étalonner la quantité de minéraux sombres (un des critères de cartographie) avec la géochimie.

La dispersion des points dans le diagramme AB est donc essentiellement contrôlée par trois pôles : le quartz et les feldspaths ($A = 0$; $B = 0$), la cordiérite ($A = 600$; $B = 300$) et la biotite ($A = 150$; $B = 600$).

Avant de s'intéresser à la dispersion des points dans le diagramme AB, une étude sur lame mince permet de mettre en évidence l'état d'altération des roches analysées. Le paramètre A est très sensible à l'altération phylliteuse des biotites et des plagioclases. Ce paramètre augmente avec ce type d'altération. Dans le diagramme AB (Fig. III.4.9), une petite flèche est placée en dessous du point qui représente l'analyse de la roche lorsqu'elle est affectée par les phénomènes deutéritiques (chloritisation de la biotite et séricitisation du plagioclase).

Les valeurs théoriques des paramètres A et B sont calculées pour une roche contenant successivement 0%, 5% et 10% de cordiérite et pour des concentrations en biotite qui varient de 0% à 40%. Les analyses à la microsonde électronique sur les différentes phases minérales ont été utilisées pour les calculs. L'évolution de ces deux paramètres définit des droites qui correspondent aux vecteurs de différenciation de la cordiérite et de la biotite. Ces vecteurs de différenciation par cristallisation fractionnée de biotite sont dessinés dans le diagramme AB (Fig. III.4.9). On constate que le vecteur de différenciation de la biotite pour le monzogranite de Crocq fractionne moins le paramètre A que le vecteur de différenciation issu des biotites majoritairement présentes dans les autres granitoïdes de Guéret.

Il existe une similitude entre les valeurs théoriques calculées avec les compositions des phases minérales et la composition minéralogique des granitoïdes. Les analyses du massif d'Aulon minéralogiquement très riche en cordiérite et pauvre en biotite se regroupent sur l'endroit de la ligne 10% de cordiérite et 5% de biotite. Au contraire la tonalite-granodiorite de Villatange, minéralogiquement riche en biotite et très pauvre en cordiérite se concentre dans la zone 0% de cordiérite et 30% de biotite. Les analyses du monzogranite de Crocq qui se trouvent juste au dessus de la ligne 0% de cordiérite (trend biotite du Crocq) sont en accord avec l'observation de rares cordiérites au sein de la roche sur le terrain.

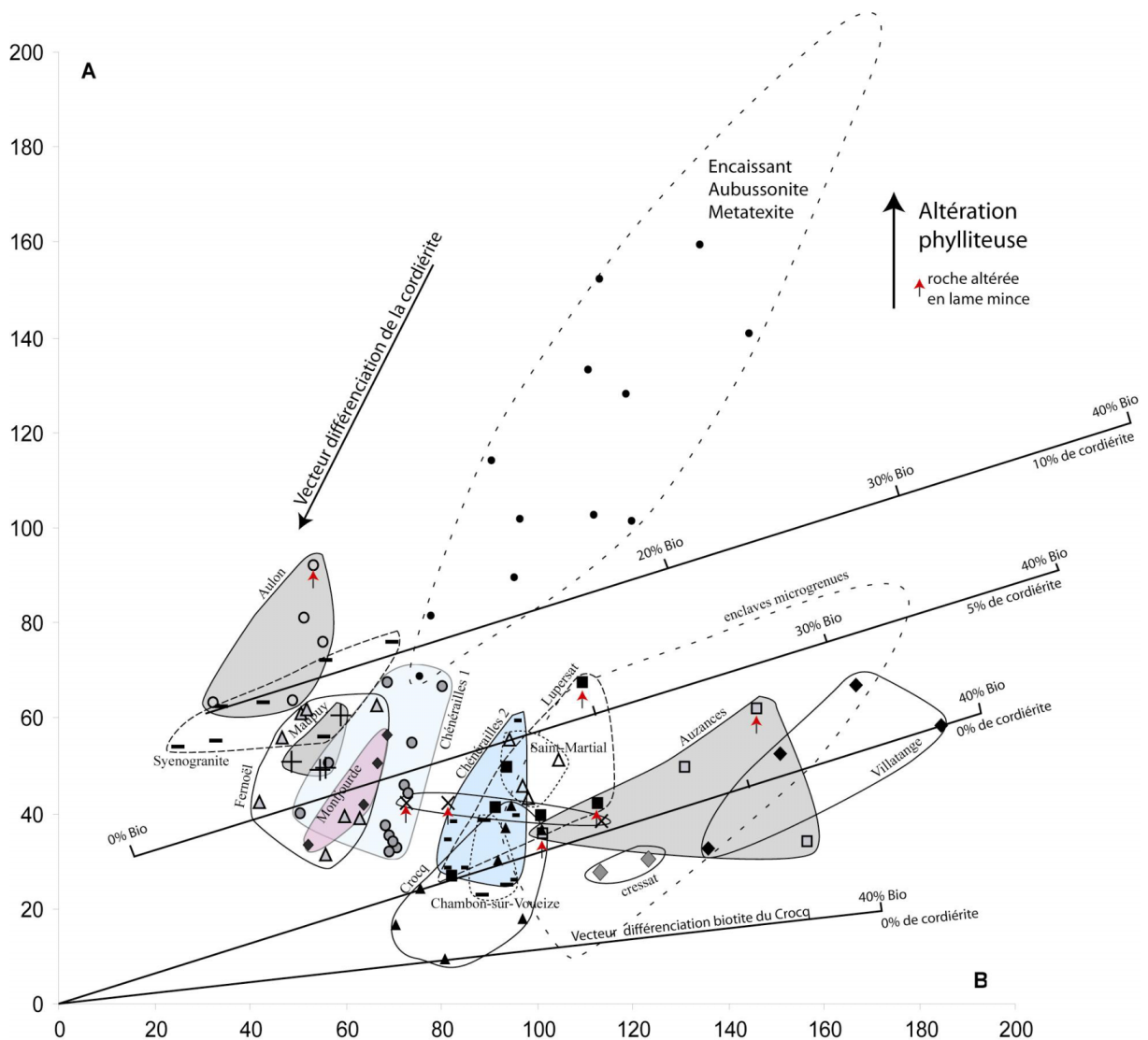


Fig. III.4.9. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret et des migmatites du Massif de Guéret dans le diagramme AB (Debon et Le Fort, 1983).

Dans la littérature, la lignée type Guéret est connue pour avoir, au cours de la différenciation magmatique, une forte diminution du paramètre B pour une faible augmentation du paramètre A

(Debon et Le Fort, 1983 ; Barbarin, 1996). Le processus impliqué est la cristallisation fractionnée avec séparation des minéraux par gravité (Vauchelle, 1988). Les termes les plus différenciés (type Aulon) sont riches en cordiérite et pauvres en biotite (paramètre A élevé et paramètre B faible) et les termes cumulés (Vauchelle, 1988) sont sans cordiérite et riches en biotite (paramètre A moins élevé et paramètre B fort). Cette tendance entre les unités est plus à rechercher entre un mélange entre des produits peralumineux de fusion partielle crustale et des magmas plus métalumineux de type Crocq ou encore plus basique.

Si l'on regarde l'évolution des compositions en prenant à part chaque groupe, il est possible de décrire des tendances (Fig. III.4.10).

- La dispersion des points de certains groupes est étirée suivant le vecteur différenciation de la cordiérite. De manière sûre, il s'agit des intrusions de Fernoël, de Crocq, de Montjourde, de Chénéraillles 1 et de Chénéraillles 2 (Chénéraillles dont $L_{a_N}/Y_{b_N} > 17,5$). La distinction entre Chénéraillles 1 et 2 trouve son argumentation dans ce diagramme, ceci afin de respecter des tendances évolutives identiques aux autres groupes du complexe magmatique de Guéret.
- Les points des intrusions d'Auzances, de Cressat et de Villatange se dispersent suivant le vecteur différenciation de la biotite. Le massif de Lupersat peut également suivre ce modèle.
- Enfin les paramètres A et B des granitoïdes du Maupuy et de Saint-Martial ne sont pas assez fractionnés pour pouvoir se prononcer.

Dans ces différents cas, on constate que le paramètre A diminue avec la différenciation (lorsque B diminue). Cette lignée évolutive est semblable aux granitoïdes type S définis par Chappell et White (1974) et White et Chappell (1988) ou normalement le paramètre A diminue fortement avec B. Sans pour autant faire intervenir un modèle de « restite unmixing », ceci peut s'expliquer de deux manières différentes : (1) soit par la cristallisation précoce de la cordiérite dans le cumulat comme démontré avec l'utilisation du diagramme Mg#-B (Fig. III.3.3) (cas des intrusions qui sont contrôlées par la cristallisation fractionnée de la cordiérite : Crocq, Fernoël, Chénéraillles 1 et Chénéraillles 2), et par la cristallisation fractionnée de la biotite (Auzances, Cressat et Villatange). (2) Soit par une distribution hétérogène de la cordiérite dans la roche qui ne serait pas due à un véritable fractionnement géochimique. En effet, chaque groupe a une variation limitée de A et de B, ce qui empêche de parfaitement bien déterminer une évolution géochimique au sein de chaque groupe qui est par ailleurs très limitée.

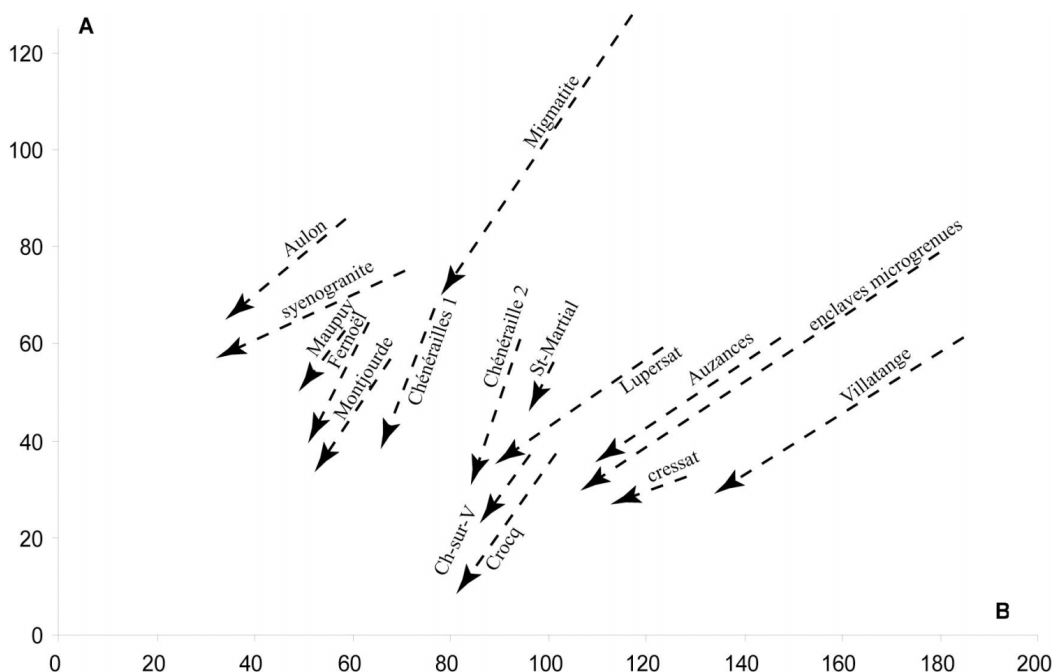


Fig. III.4.10. Lignée évolutive des compositions géochimiques pour chaque massif du complexe magmatique de Guéret et des migmatite du Massif de Guéret.

En conclusion, si l'on considère chaque groupe de granitoïde, chacun montre une histoire de cristallisation différente. Certains sont contrôlés par la cristallisation de la cordiérite, d'autres par celle de la biotite. Dans tous les cas, la tendance évolutive de la composition géochimique pour chaque massif s'exprime par une diminution du paramètre A corrélée avec celle du paramètre B.

4.3. Les liens génétiques entre les différents massifs du complexe magmatique de Guéret

Bien que chaque intrusion puisse être individualisée de manière structurale, géochimique, pétrographique et géochronologique (Fig. III.1.20). Il existe entre ces granitoïdes un lien géographique (complexe magmatique de Guéret) et géochimique ($ASI > 1$; diagrammes des Terres Rares identiques) qui pousse à s'interroger sur les relations génétiques qui lient ces granitoïdes. L'objectif de ce chapitre est de chercher ces liens dans les différents processus magmatiques qui pourraient expliquer une gamme de composition entre 54% et 74% de SiO_2 .

Les processus magmatiques les plus probables pour expliquer cette large variation de composition chimique sont (Fig. III.4.11) :

- différents taux de cristallisation fractionnée à partir d'un bain unique,
- différents taux de fusion partielle produisant divers liquides initiaux,
- un modèle de mélange entre deux magmas de composition différente,
- une hétérogénéité des sources de départ responsable des différents magmas qui composent les massifs du complexe magmatique de Guéret.
- Une intervention de toutes ces hypothèses à de divers degrés est également possible.

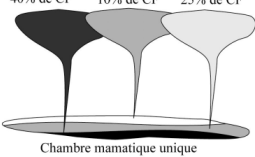

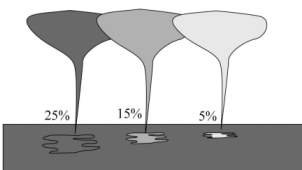

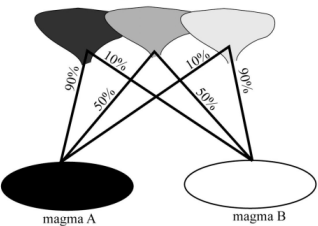

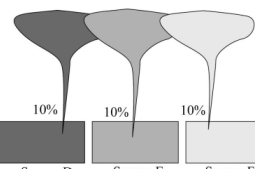
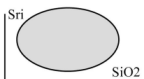
Causes majeures de la variation chimique	Schémas conceptuels sur la genèse du complexe magmatique de Guéret	Résultats attendus	Validité
CRISTALLISATION FRACTIONNÉE	Différents taux de cristallisation à partir d'un bain unique. 40% de CF 10% de CF 25% de CF  Chambre magmatique unique	Paramètres sources comme Sri constant face à la cristallisation fractionnée. 	non valide
FUSION PARTIELLE	Différents taux de fusion produisant divers liquides initiaux.  Source C	Paramètres sources comme Sri constants face à la fusion partielle, homogénéisation des isotopes. 	non valide
MELANGE	Différents taux de mélange entre deux magmas.  magma A magma B	Paramètres sources comme Sri montrent une tendance linéaire avec l'indice de différenciation 	valide
SOURCES	Variation héritée d'une source aux caractéristiques hétérogènes.  Source D Source E Source F	Non corrélation entre les isotopes et le pourcentage en silice. 	valide

Fig. III.4.11. hypothèses sur les différents scénarios responsables du lien génétique entre les massifs du complexe magmatique de Guéret.

Pour choisir entre ces différentes hypothèses, les isotopes du strontium et du néodyme seront utilisés car de nombreuses données sont disponibles dans la littérature (Downes et al., 1997 ; Turpin et al., 1990). Chaque échantillon est renommé suivant les intrusions définies dans ce mémoire. H. Downes m'a aimablement communiqué les analyses avec leurs coordonnées géographiques. Les numérotations utilisées par L. Turpin et al. (1990) correspondent aux numérotations utilisées par O. Jover (1986) lors de sa campagne d'ASM et aux numérotations du fichier ARTEMIS.

4.3.1. Différents taux de cristallisation fractionnée à partir d'un bain unique

Il est tout de suite possible d'écarter l'hypothèse de différents taux de cristallisation fractionnée à partir d'un bain unique, car il n'existe pas d'homogénéisation des isotopes initiaux en strontium et en néodyme (Fig. III.4.12). En effet, les valeurs isotopiques de l' $(\epsilon Nd)_i$ s'échelonnent entre -4 et -8 et celles du Sr_i entre 0,7085 et 0,7120. En outre, chaque massif du complexe magmatique de Guéret possède ces propres caractéristiques isotopiques.

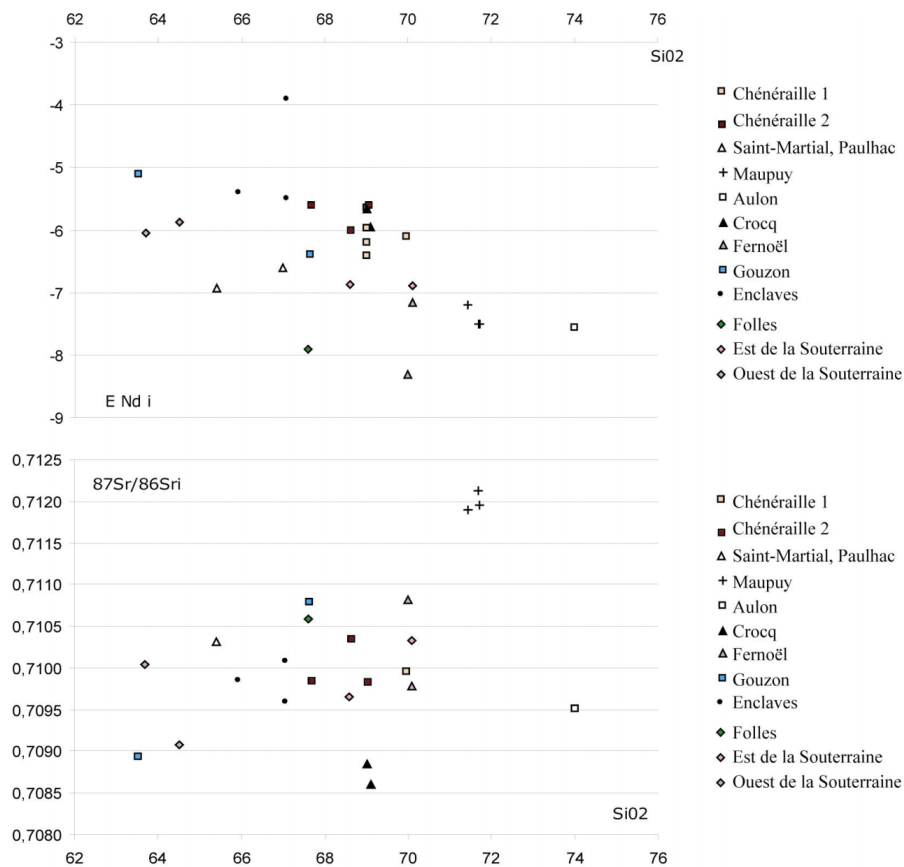


Fig. III.4.12. Projection des analyses isotopiques en fonction de SiO_2 pour chaque massif du complexe magmatique de Guéret. Les valeurs isotopiques initiales sont recalculées à partir des nouveaux âges obtenus dans ce mémoire.

4.3.2. Différents taux de fusion partielle produisant divers liquides initiaux

Ce scénario est également inenvisageable dans le cas d'une source unique car la fusion partielle homogénéise les isotopes. La figure III.4.12 montre plutôt de faible valeur de $(\epsilon Nd)_i$ pour les types pétrographique pauvres en SiO_2 et au contraire des valeurs fortes pour les roches riches en SiO_2 . De même, si l'on exclu le massif d'Aulon et de Crocq, le Sr_i est positivement corrélé avec le SiO_2 .

Ces tendances linéaires, pour la majorité des massifs, impliquent plutôt un modèle de mélange entre deux magmas aux compositions isotopiques différentes.

4.3.3. Un modèle de mélange entre deux magmas de composition différente

Les Anglo-Saxons utilisent deux termes pour le mécanisme de mélange qui sont « mixing » et « mingling ». Le « mixing » étant un mélange complet du point de vue chimique tandis que le « mingling » est un mélange mécanique masse à masse. Par exemple, les teneurs isotopiques de strontium initial intermédiaires entre la croûte et le manteau pour les granitoïdes de Guéret correspondraient à un « mixing ». Les enclaves au sein des granitoïdes peuvent être considérées comme un « mingling » entre le granitoïde et un autre matériel responsable des enclaves.

a. Principe

L'équation de mélange (mixing) pour des éléments en traces ou majeurs est relativement simple et correspond graphiquement à une droite. Cette droite de mélange a pour équation :

$$I_C = I_A * F_A + I_B * (1 - F_A)$$

Avec

I_C = concentration en I dans le liquide C, mélange du liquide A et B.

I_A = concentration en I dans le liquide A.

I_B = concentration en I dans le liquide B.

F_A = taux de mélange en A, ($F_B = 1 - F_A$).

L'équation de mélange pour les isotopes est la suivante (exemple pris avec le Sr) :

$$Sr_i^C = [F_A (Sr_i^A * Sr^A) + (1 - F_A) (Sr_i^B * Sr^B)] / [(F_A * Sr^A) + (1 - F_A) Sr^B]$$

Avec

Sr_i^C = rapport isotopique initial du strontium dans le liquide C, issu du mélange du liquide A et du liquide B.

Sr_i^A = rapport isotopique initial du strontium dans le liquide A.

Sr_i^B = rapport isotopique initial du strontium dans le liquide B.

Sr^A = concentration en Sr dans le liquide A.

Sr^B = concentration en Sr dans le liquide B.

F_A = fraction massique du liquide A, ($F_B = 1 - F_A$).

b. Application au complexe magmatique de Guéret

Leyreloup (1977, 1992) a estimé la composition de la croûte inférieure à partir des enclaves remontées par les volcans néogènes. Il émet l'hypothèse que la fréquence des compositions des enclaves prélevées par le magma basaltique est proportionnelle à celle de la croûte inférieure. Les proportions sont les suivantes :

- 42% de roches méta-sédimentaires réparties en métapelites khondalito-kinzigitiques (20%), granulites exemptes d' Al_2SiO_5 (19,5%), granulites peralumineuses (0,5%), méta-graywackes ou méta-arkoses à hypersthène (2%).
- 58% de roches méta-ignées réparties en cumulats charnockitiques ultramafiques (3%), roches basiques (44%), roches intermédiaires (9%) et en charnockites acides (2%).

Downes et al. (1997) ont donc subdivisé la croûte inférieure en trois formations (roches méta-ignées basiques et acides, roches méta-sédimentaires) pour modéliser les sources possibles à l'origine des granodiorites et des monzogranites hercyniens du Massif Central français. Downes a également introduit dans son étude les orthogneiss et les paragneiss de la croûte supérieure (Turpin, 1990). Enfin un modèle faisant intervenir le mélange entre les quartz-diorites du Limousin et les méta-sédiments de la croûte inférieure est également avancé.

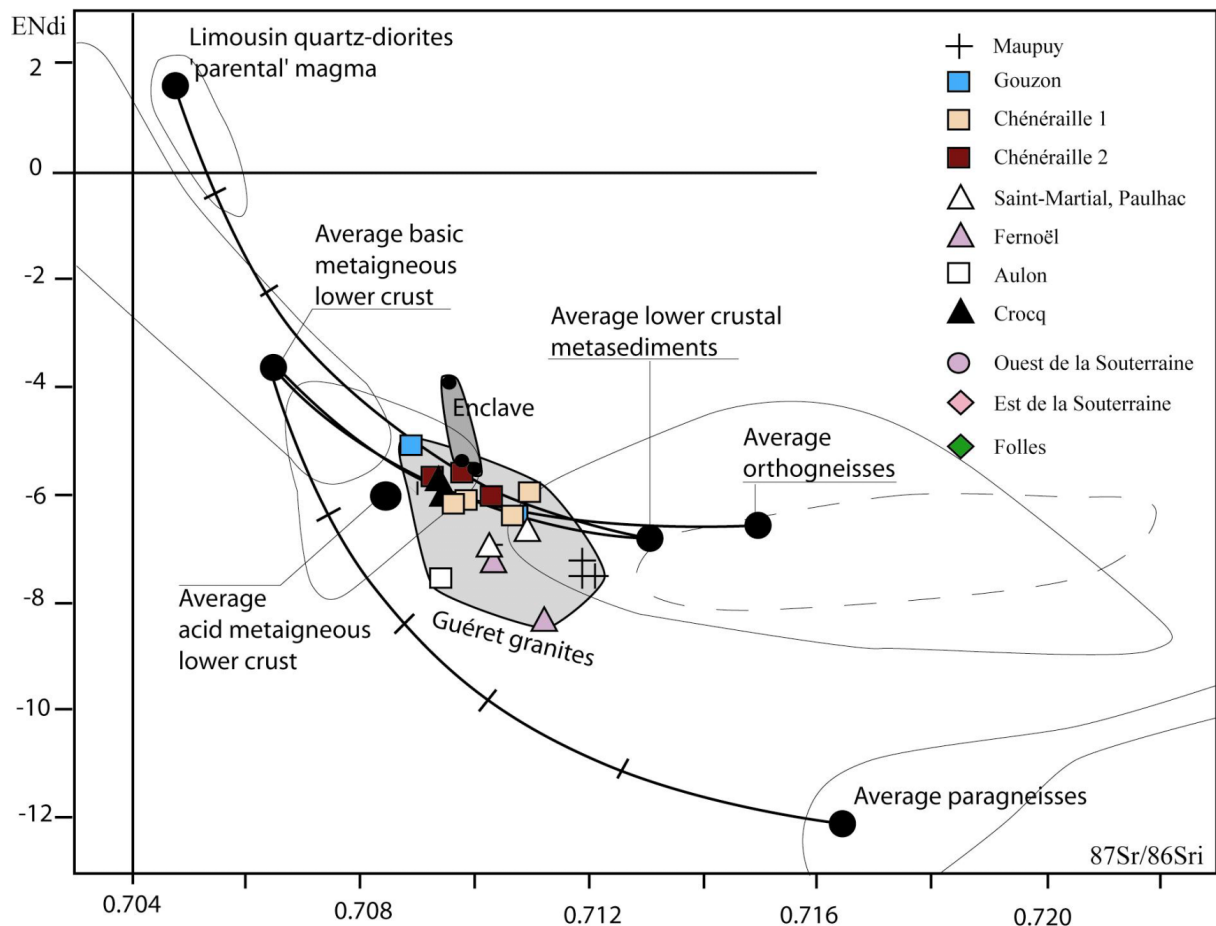


Fig. III.4.13. Modèle de mélange pour le complexe magmatique de Guéret. Les aires de compositions pour chaque candidat au mélange sont tirées de Downes et al. (1997).

Les pôles à rapports du Sr_i plus faibles que ceux des granitoïdes de Guéret sont donc au nombre de trois. Il s'agit :

- des quartz-diorites du Limousin ou de Beaumont-Huriel,
- des roches basiques méta-ignées,
- des roches acides méta-ignées.

Les pôles à rapports du Sr_i plus fort que les granitoïdes de Guéret sont également au nombre de trois. Il s'agit :

- des roches méta-sédimentaires de la croûte inférieure,
- des orthogneiss de la croûte supérieure,
- des paragneiss de la croûte supérieure.

Les quartz-diorites peuvent déjà être écartées de l'étude car en comparaison avec les roches les plus sombres des granitoïdes de Guéret ($60 \text{ ppm} < Cr < 80 \text{ ppm}$), leur concentration en Cr est faible (moyenne de 19 ppm) (Downes et al., 1997). Ce qui rend impossible le choix de ce pôle dans un modèle de mélange.

Il est également possible d'écartier les paragneiss comme candidats au processus de mélange à cause de leur valeur en $(\epsilon Nd)_i$ trop bas (Fig. III.4.13). Au contraire, Turpin et al. (1990) font intervenir des roches de la croûte supérieure issues des séries métamorphiques du Limousin. Les protolithes des granitoïdes de Guéret seraient composés de méta-tuffs et de paragneiss (Turpin et al., 1990). Downes réfute ce modèle car elle considère que les volumes de roches méta-ignées de la croûte supérieure ne sont pas suffisant pour créer l'ensemble du magmatisme hercynien et que l' $(\epsilon Nd)_i$ des paragneiss est trop bas (Fig. III.4.13).

Downes préfère l'hypothèse de la participation des roches méta-ignées basiques formées par sous-plaquage basaltique (Downes et al., 1997) lors de l'orogénèse hercynienne et des roches méta-sédimentaires de la croûte inférieure. Elle énonce également la présence probable d'une MASH zone (Melting Assimilation Storage Homogenisation) due au mélange des produits de fusion des roches méta-sédimentaires et méta-ignées acides avec les roches méta-ignées basiques. Enfin, la chaleur responsable de l'anatexie de la croûte inférieure pourrait largement être expliquée par les magmas basiques d'origine mantellique sous plaqués. Soulignons la présence de gabbro-diorite de Beaumont-Huriel datée à 360 Ma sur zircon (Pin et al. 2002) qui ont une signature isotopique en Sr et Nd proche du manteau appauvri. Ce cortège de magmas basiques pourrait apporter la chaleur nécessaire à la fusion de la croûte inférieure.

4.3.4. Un amalgame entre un modèle de mélange et différents taux de fusion de sources hétérogènes

La figure III.4.12. montre que le modèle de mélange n'explique pas tout car les points analysés ne s'organisent pas tous selon une tendance linéaire. Il existe des exceptions comme le massif de Crocq ou d'Aulon. Cette dispersion des points peut être due aux hétérogénéité des sources impliquées dans la fusion. En outre, dans le cas de sources hétérogènes, il est très délicat de mettre en évidence différents taux de fusion partielle. La figure III.4.14 montre l'évolution du SiO_2 et du paramètre A en fonction des différents massifs ordonnés suivant leur chronologie relative de mise en place. Les contraintes de chronologies relatives (chapitre III.2) et absolues permettent de distinguer 5 groupes différents (Fig. III.4.14).

Chaque groupe présente une gamme de composition chimique assez large qui révèle l'ensemble des types pétrographiques présents dans le complexe magmatique de Guéret. Il en est de même avec le paramètre A qui peut être considéré comme un paramètre source. Cette organisation montre des cycles magmatiques qui peuvent être mis en relation avec différents taux de fusion de sources hétérogènes. Les premières venues magmatiques de chaque groupe résulteraient d'un fort taux de fusion (20 à 25%) d'un matériel peu peralumineux tandis que les dernières venues découleraient d'un taux de fusion assez faible (5 à 10%) d'un matériel plus peralumineux.

Cette organisation argumente également un changement dans les conditions de températures avec des arrivées de chaleur successives dans le temps qui sont responsables de l'anatexie du matériel source. Il existerait au minimum cinq cycles d'arrivées de chaleur qui pourrait correspondre à des intrusions calco-alcalines issues du manteau appauvri (comme Beaumont-Huriel). Les enclaves microgrenues dont l' $(\epsilon\text{Nd})_i$ est plus élevé que la moyenne des granitoïdes de Guéret et qui sont pratiquement présentes dans chaque massif du complexe magmatique de Guéret pourraient être les témoins de ce magmatisme à forte composante mantellique.

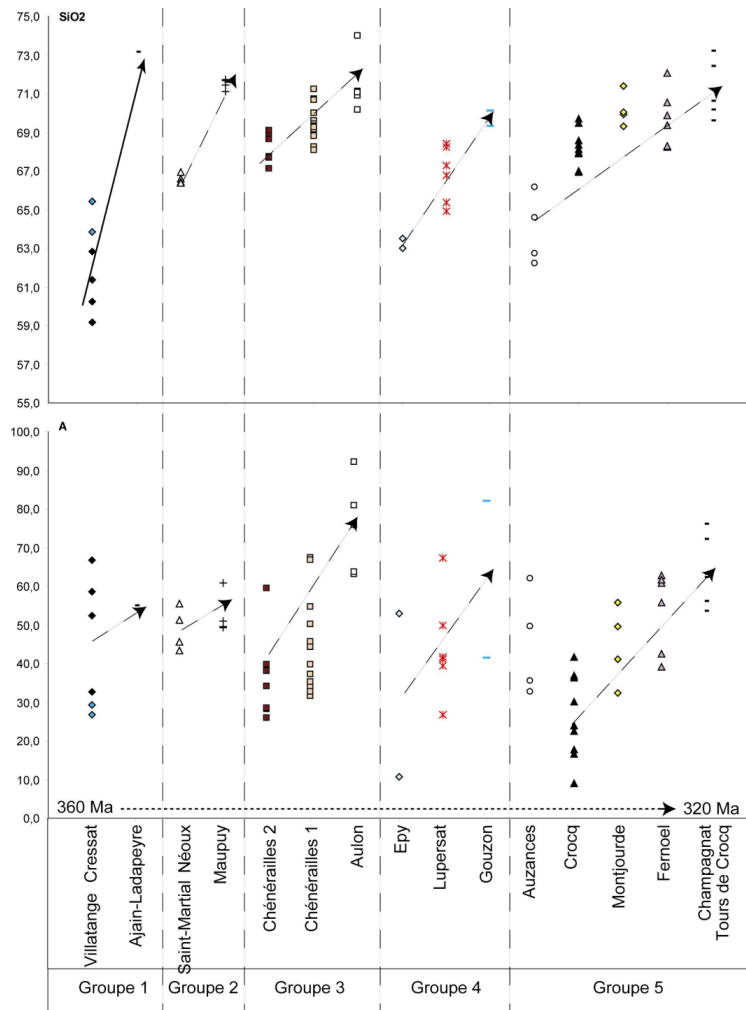


Fig. III.4.14. Evolution de la concentration en SiO_2 et du paramètre A en fonction du temps exprimée à partir de la chronologie relative (chapitre III.2) et absolue des massifs du complexe magmatique de Guéret.

4.3.5. Conclusion

Le lien génétique qui relie l'ensemble des massifs du complexe magmatique de Guéret consiste majoritairement en un modèle de mélange entre les matériaux de la croûte inférieure (roches para-sédimentaires, méta-ignées acides et basiques). Ces protolithes montrent néanmoins des hétérogénéité isotopiques responsables de l'étalement des valeurs isotopiques au sein des granitoïdes de Guéret. Un scénario avec différents taux de fusion partielle de plusieurs sources aux caractéristiques distinctes (paragneiss et roches méta-ignées de la croûte inférieure) peut également être impliqué avec différents cycles de fusion dus à la mise en place successive de magmas calco-alcalins dans la croûte inférieure.

5. Les enclaves dans les granitoïdes à biotite et cordiérite de Guéret.

5.1. Présentation des enclaves présentes dans les granitoïdes de Guéret.

Les granitoïdes de Guéret présentent une riche panoplie d'enclaves, que l'on peut classer du plus fréquent au moins fréquent :

- des amas restitiques surmicacés,
- des anatexites grenues hétérogènes (aubussonites),
- des enclaves de roches microgrenues peralumineuses sombres,
- des roches calco-alkalines,
- des métatexites,
- des granitoïdes du Guéret déformés et non déformés,
- des serpentines et péridotites,
- des micaschistes (ultamytonite de paragneiss),
- des amphibolites,
- du quartz.

La présence de ces enclaves aide à caractériser chaque massif du complexe magmatique de Guéret. La répartition des principaux types d'enclaves dans les différents corps est présentée dans le tableau de la figure III.5.1.

Massifs \ inclusions	Restites micacées	Aubussonites	Enclaves microgrenues sombres	Métatexite
1 Villatange	XX	XX	XX	?
2 Cressat	XX	XX	XX	?
3 Ajain-Ladapeyre	XX	O	XX	?
4 Lamazière-Haute	XX	XX	XX	?
5 Chambon-sur-Voueize	XX	XX	XX	?
6 Saint-Martial	XX	XX	XX	?
7 Néoux	XX	?	XX	?
8 Maupuy	XX	O	XX	?
9 Chénérailles	XX	O	XX	XX
10 Aulon	O	O	(x)	?
11 Souterraine	?	?	?	?
12 Épy	XX	XX	(x)	?
13 Lupersat	XX	XX	XX	XX
14 Gouzon	XX	?	?	?
15 Gouttières	?	O	XX	?
16 Meissex	?	?	?	?
17 Auzances	XX	XX	XX	?
18 Crocq	XX	O	XX	?
19 Charensat	XX	O	?	?
20 Fernoel	XX	O	XX	?
21 Champagnat	O	O	(x)	?
22 Tours de Crocq	O	O	O	?
23 Montjourde	XX	O	(x)	?

XX = présente ; (x) = rare ; O = absente ; ? = non reconnue

Fig.III.5.1. Répartition relative des enclaves dans chaque massif du complexe magmatique de Guéret.

Amas restitiques surmicacés

Fréquents, ils correspondent à des schlieren ou à de petits corps centimétriques arrondis, elliptiques ou en virgules allongées qui soulignent la fabrique magmatique du granitoïde encaissant. Leurs limites sont imprécises : ce sont les "crapauds" des carriers. Ces amas présentent un assemblage isogranulaire de petits cristaux de quartz et de biotite orientée très abondante. Ils peuvent représenter les résidus réfractaires de fusion du matériel métamorphique initial affecté par l'anatexie. Dans ce cas, ce sont vraisemblablement des restites (parties réfractaires non fondues) du protolite des granitoïdes de Guéret.

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

Des anatexites grenues hétérogènes (Aubussonite)

Ces xénolithes constituent l'encaissant des granitoïdes de Guéret. De manière générale, ils sont bien présents dans les massifs dont les roches sont mésocrates à mélanocrate (Auzances, Villatange, Cressat, Saint-Martial) et absents dans les massifs constitués par des roches claires (Crocq, Fernoël, Montjourde, Aulon, Maupuy, Ajain)

Enclaves microgrenues peralumineuses sombres

Plus fréquentes que les enclaves monzodioritiques, ces enclaves sont surtout visibles dans le massif monzogranitique de Peyrabout, elles sont plus rares dans le massif de Saint-Martial et de Villatange. Elles apparaissent souvent dispersées dans la roche en essaims et sont plus rarement isolées. Leur contact franc avec le granitoïde encaissant, suggère une histoire magmatique différente de son hôte. Ce sont des roches sombres à grain fin (Fig. III.5.2) avec parfois des feldspaths porphyriques inférieurs au centimètre. De la cordiérite généralement xénomorphe, assez abondante, ponctue la roche de taches verdâtres.

Au microscope ces roches enclavées montrent une texture grenue non orientée. Le minéral dominant est 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.

Enclaves calco-alcalines monzodioritiques

Ce type d'enclave est souvent cité dans la littérature (Barbarin, 1999 ; Downes, 1997) et se confond aisément avec les enclaves microgrenues peralumineuses sombres (Galan et al., 1997). Très rares sur la feuille de St-Sulpice-les-Champs, ces enclaves sont plus fréquentes sur celles de Guéret et d'Aubusson. De composition minéralogique de monzodiorite, le contact avec l'encaissant n'a jamais été observé et il est difficile d'argumenter le caractère enclavé de ces roches. Un contact intrusif peut être également probable. Elles sont composées d'une roche hyperbiotitique sombre, avec de petites taches blanchâtres de feldspath inférieur à 5 millimètres. L'amphibole est visible à l'œil nu.

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 verte forme de nombreux cristaux. Elle se distingue par son habitus en baguette et montre un début de texture en alvéole. La biotite fraîche s'organise de manière aléatoire. Le quartz, très rare, cristallise dans les zones interstitielles (origine secondaire) conférant un aspect poecilitique à ce minéral. Quelques oxydes contaminent la roche.



a : enclave dans le massif de Saint-Martial



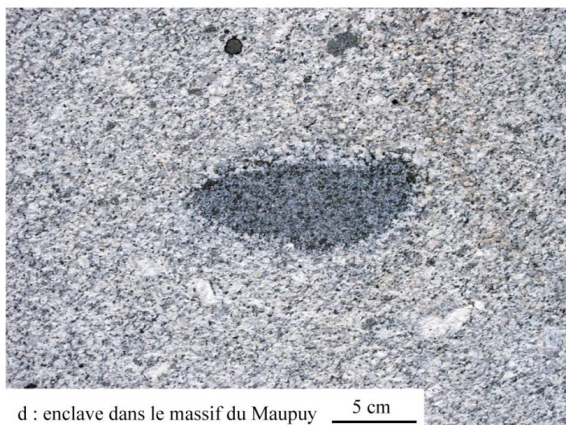
b : enclave dans le massif de Chénérailles



c : enclave dans le massif de Saint-Martial



e : enclave dans le massif de Chénérailles



d : enclave dans le massif du Maupuy 5 cm



f : enclave dans le massif du Maupuy avec une auréole réactionnelle de biotite soulignée par un trait rouge en pointillé 10 cm

Fig. III.5.2. a, b, c, d et e. Enclaves microgrenues peralumineuses sombres contenues dans les granitoïdes de Guéret. f. Xénolithe au contour anguleux.

Des métatexites

On distingue des xénolites de roches métamorphiques, de forme ovoïde, à limites nettes avec l'encaissant (Fig. III.5.3.a, b et c). Elles ont l'aspect de gneiss biotitique à grain fin marqué d'une foliation généralement bien parallèle mais pouvant être fruste et nébulitique. On remarque une accordance de la foliation des enclaves et de leur allongement avec la fabrique magmatique du granite encaissant. Ces enclaves correspondent vraisemblablement aux métatexites du Massif de Guéret (chapitre II). Leur paragenèse est à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, cordiérite et sillimanite.

Des granitoïdes du Guéret déformés et non déformés

Extrêmement rares, ces enclaves argumentent la présence de plusieurs massifs au sein du complexe magmatique de Guéret et permettent une chronologie relative dans la mise en place de certains de ces massifs. Ainsi, le massif de Lupersat (Fig. III.5.3.d) enclave une roche déformée ductilement dont l'appartenance à une entité géologique proche serait le massif de Villatange. De même, le massif de Chénéraïlles enclave une granodiorite susceptible d'appartenir au massif de Néoux (Fig. III.5.3.f et g).

Enclaves de serpentines et péridotites

Hottin et Berthier (1993) et Vauchelle (1988) décrivent des xénolithes de serpentine et péridotites, roches sensées représenter les témoins de matériaux ultrabasiques. Ce dernier auteur suggère que la serpentine puisse provenir de masses d'ultrabasites réfractaires contenues dans les matériaux source des granites. L'Unité Supérieure des Gneiss du Limousin qui contient des complexes leptyno-amphibolitiques et des ultrabasites (Santallier, 1981) pourraient correspondre à une telle source. Rappelons que les coupes gravimétriques dans le Massif de Guéret (Gébelin, 2004) mettent en évidence des corps lourds (densité 3,3) sous les granitoïdes de Guéret qui pourraient être rattachés à des ultrabasites.

Des micaschistes (ultamytonite de paragneiss)

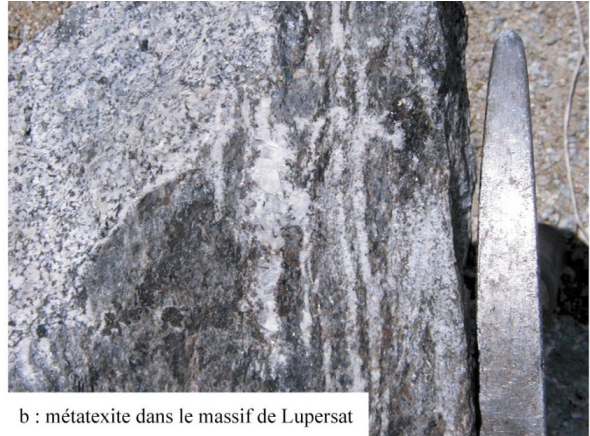
Extrêmement rares, ces enclaves sont présentes le long de la Zone de Cisaillement du Nord Millevaches (ZCNM). Les paragneiss ultramytonitiques du nord Millevaches sont contenus dans le massif de Villatange dont la tonalite-granodiorite est à peine déformée. Le cisaillement majeur de la ZCNM s'est donc effectué avant la mise en place du massif de Villatange (Chapitre II et III.2).

Du Quartz

Egalement décrit par Vauchelle (1988), ce sont des enclaves arrondies monominérales de quartz de taille inférieure à 10 centimètres. Elles pourraient constituer un matériel hyper-quartzeux (filon de quartzite) assimilé par les granitoïdes de Guéret lors de sa mise en place.



a : métatexite dans le massif de Chénérailles



b : métatexite dans le massif de Lupersat



c : métatexite dans le massif de Chénérailles



d : tonalite mylonitisée dans le massif de Lupersat



e : enclave survolcanique dans le massif de Chambon-sur-Voueize



f : enclave de granodiorite (Néoux) dans le massif de Chénérailles



g : détail de la partie droite de la figure f

Fig. III.5.3. Enclaves d'origines diverses contenues dans les granitoïdes de Guéret.

5.2. Géochimie des enclaves microgrenues peralumineuses sombre contenues dans les granitoïdes de Guéret.

L'objectif de cette partie est de caractériser de manière géochimique des enclaves microgrenues peralumineuses sombre et de comparer ce magmatisme avec ceux des granitoïdes de Guéret.

J'ai compilé 15 analyses chimiques sur roche totale sur ce type d'enclave. Parmi ces analyses, j'ai prélevé 3 enclaves sur la carte d'Aubusson qui ont été analysées par le Service d'Analyse du CNRS-CRPG de Nancy. Une enclave prélevée et broyée par Vincent Thiéry est rajoutée à l'étude. Une analyse communiquée par G. Sabourdy, ainsi qu'une analyse tirée de la thèse de Vauchelle (1988) sont intégrées à l'étude. Enfin, 9 analyses communiquées par H. Downes sont également rajoutées.

Le caractère alumineux est confirmé dans le diagramme de Shand (1943) avec un rapport A/CNK et A/NK supérieur à 1 (Fig. III.5.4). Dans le diagramme Q'/ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979), ces enclaves sont des monzogranite, granodiorite et tonalite (Fig. III.5.5).

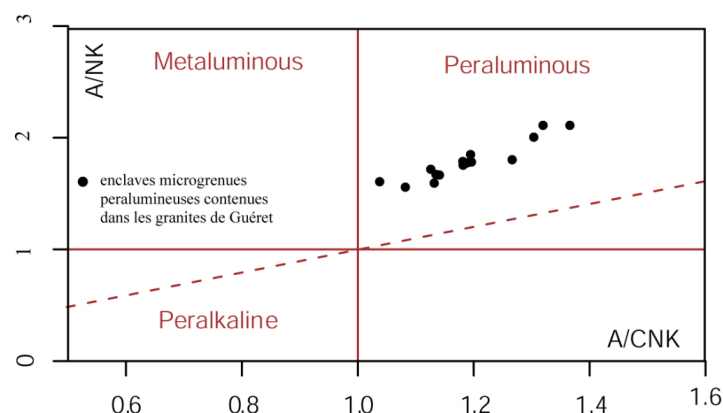


Fig. III.5.4. Place des analyses chimiques des enclaves microgrenues peralumineuses sombres dans le diagramme de Shand (1943).

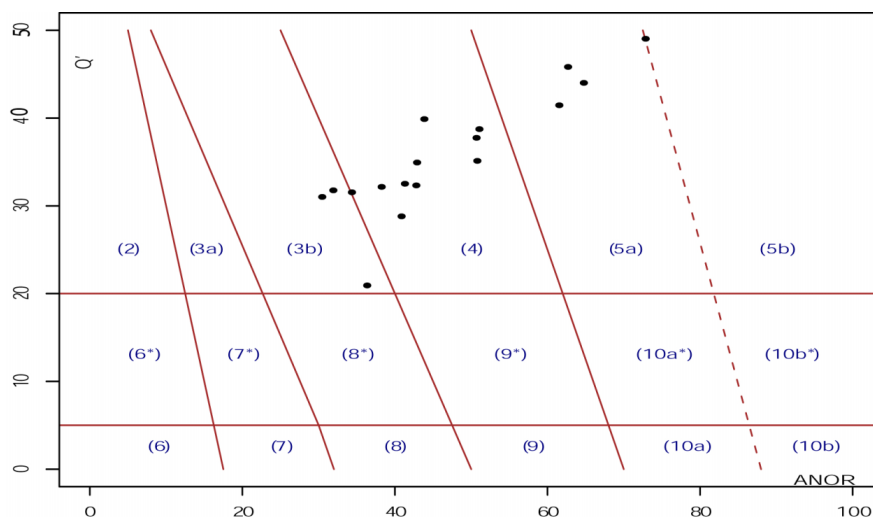


Fig. III.5.5. Place des analyses chimiques des enclaves microgrenues peralumineuses sombres dans le diagramme Q'/ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979).

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%. Le CaO varie peu et s'étale entre 2,1% et 3,0%. Ces enclaves sont caractérisées par un paramètre A qui balaye une large fenêtre 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 (Fig. III.5.6) montrent une corrélation négative avec le SiO₂ pour l'Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂, et le K₂O. Le CaO, Na₂O et le P₂O₅ sont quasiment constants quelque soit les pourcentages en SiO₂.

Par rapport au granitoïdes de Guéret et pour un pourcentage en SiO₂ équivalent, la composition chimique des enclaves est plus riche en FeO_t, MgO, Cr, Co et Ni. Ces roches sont également plus pauvres en K₂O par rapport aux granitoïdes de Guéret.

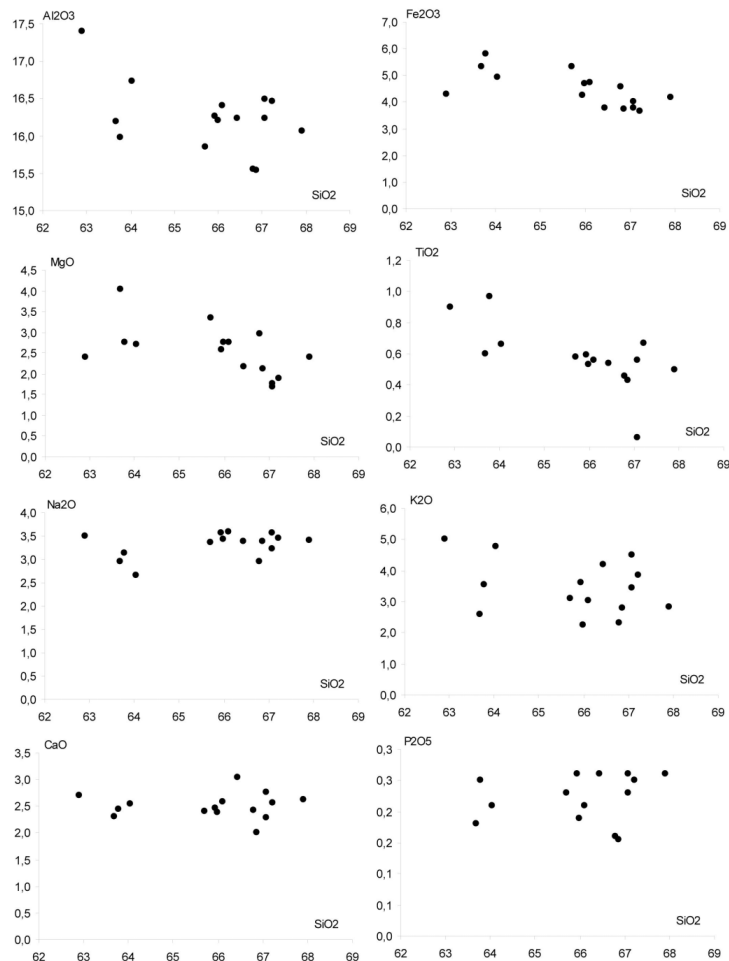


Fig. III.5.6. Position dans les diagrammes de harker des analyses chimiques sur roche totale des enclaves microgrenues peralumineuses incluses dans les granitoïdes de Guéret.

La comparaison de la balance alumine de ces enclaves par rapport à la balance alumine de la roche encaissante (Fig. III.5.7) montre qu'elles sont en général beaucoup plus alumineuses que l'encaissant. Il en est de même avec le paramètre B.

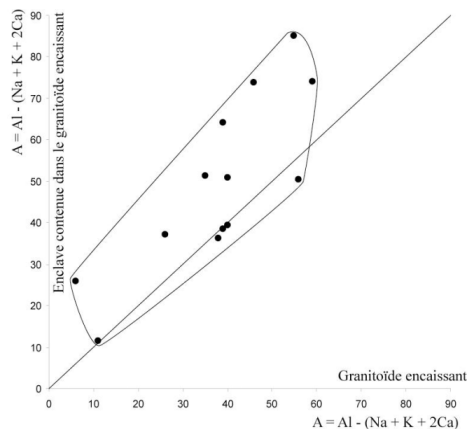


Fig. III.5.7. Comparaison de la balance alumine des enclaves par rapport à la balance alumine des granitoïdes encaissants.

Discussion

Le caractère plus peralumineux des enclaves microgrenues par rapport aux granitoïdes de type Guéret (Fig. III.5.7), ne peut pas être considéré comme une caractéristique originelle du magma. La peraluminosité est difficile à concilier avec les valeurs de epsilon Nd les plus élevées (Fig. III.4.13) 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 photographie d'une auréole de biotite autour d'une de ces enclaves (Fig. III.5.2.f) montre bien ce phénomène de rééquilibrage dû à la métasomatose des biotites dans la roche encaissante.

Dans le diagramme AB (Fig. III.5.8) de Debon et 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 groupes des granitoïdes de Guéret (chapitre III.4). 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.

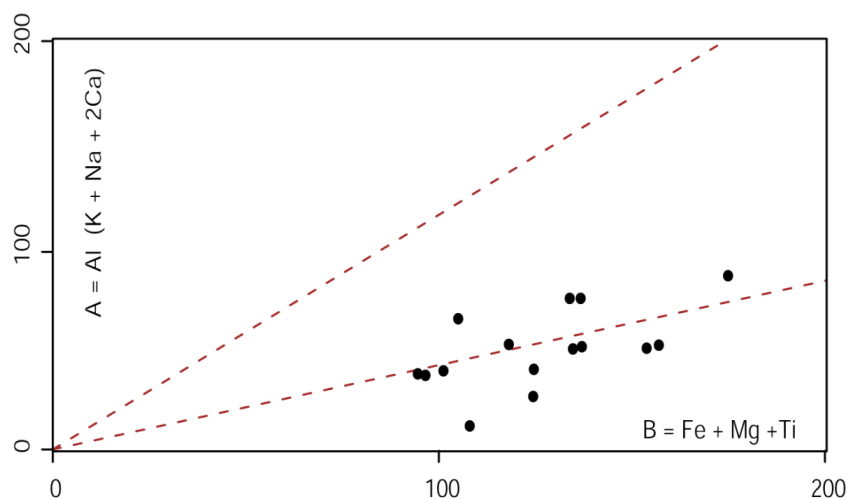


Fig. III.5.8. Position dans le diagramme AB de Debon et Le Fort (1983) des analyses chimiques sur roches totales des enclaves microgrenues peralumineuses incluses dans les granitoïdes de Guéret.

Les diagrammes de Harker (Fig. III.5.6) montrent à la fois une décroissance de l' Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , et du K_2O en fonction du SiO_2 . Un seul minéral possède cette composition, c'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 (issu du manteau ?) et sont totalement rééquilibrées avec leur encaissant.

6. Relations granitoïdes/cisaillements

Cet article suivant fera bientôt l'objet d'une soumission à une revue internationale.

Multiple pluton injections pattern highlighted by AMS and structural relationships:
The example of the Guéret magmatic complex (Variscan French Massif Central)

Charles Cartannaz^{a,*}, Patrick Rolin^a, Michel Faure^b, Yan Chen^b, Didier Marquer^a

^a Géosciences, EA 2642, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 besançon, France

^b Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

*Corresponding author. Tel: +33.(0)3.81.66.64.31, fax: +33.(0)3.81.66.65.58

E-mail address: charles.cartannaz@univ-fcomte.fr

Abstract

This paper describes the spatial organization of a magmatic complex composed by multiple pluton injections. The relationships between the different granitic bodies reveal a complex imbrication during 30 Ma. We discuss the different relationships of granitoids emplacement with respect to the tectonic setting. This study focuses on the Guéret magmatic complex located to the north-western part of the French Massif Central. The huge peraluminous granitoids outcropping does not correspond to a unique body but points out to several distinct plutons. Some are deformed by post-solidus deformation (the Ajain-Ladapeyre, the Cressat, the Lamazière-Haute, the Chambon-sur-Voueize, the Chénéraillles and the Villatange plutons) and others are unaffected by the regional deformation.

Large scale Shear Zones affect some plutons and are crosscut by other. Spatial relationships between magmatic and tectonic deformations, determined by microstructural observations, allow to reconstruct a geological evolution of the magmatic complex corresponding to multiple pluton injections. Early intrusions are the Villatange (353 ± 6 Ma), the Cressat, the Ajain-Ladapeyre, the Lamazière-Haute and the Chambon-sur-Voueize massifs. Then, the Saint-Martial, the Chénéraillles, the Aulon (352 ± 5 Ma, 351 ± 5 Ma) and the Epy (346 ± 6 Ma) massifs intruded the Guéret magmatic complex. Finally, the Lupersat, the Gouzon, the Gouttières, the Auzances, the Crocq (337 ± 3 Ma), the Fernoël and the Montjourde (330 ± 3 Ma) massifs elaborate the final shape of this magmatic complex. These coupled magmatic cartography, AMS and microstructural approaches provide new interpretations on the variscan tectonics during the Lower Carboniferous time in the western part of the European variscan belt.

Keywords: Anisotropic of magnetic susceptibility (AMS); Multiple granitic injections; Transpressional tectonics; French Massif Central; Guéret flat plutons

1 Introduction

Magmatic intrusions, as time-integrated record magmatic and tectonic deformation witnesses, constitute a good tool to understand the evolution of geodynamic processes of orogenic belt edification. The emplacement of granite occurs in various tectonic setting like extensional (Faure & Pons 1991, Hutton 1988, Talbot et al. 2004), transpressional (Hutton & Reavy 1992, Neves et al. 2003), wrenching (Berthé et al. 1979, Gebelin et al. 2006, Olivier & Ameglio 2002) or compressional (Duguet & Faure 2004a, Roman-Berdiel et al. 1998). However, some magmatic and tectonic studies,

recently, highlight granite mechanism emplacement by multiple injections (Parada et al., Tanani et al. 2001).

One of the topics of this paper is to understand granite emplacement to reconstruct the Tournaisien geodynamic environment of the western European internal variscan belt, particularly in the French Massif Central.

The Variscan belt results from the collision between Gondwana and Laurussia inducing progressive stacking of metamorphic nappes (Ledru et al. 1989, Matte 1986). Ultra-high and high pressure rocks embedded in upper and lower units are related to late Silurian to middle Devonian northwards continental subduction (Lardeaux et al. 2001, Mercier et al. 1991). The exhumation of these units was coeval with the southward nappe stacking of ductile and metamorphic units bearing a NE-SW trending lineation (Costa & Maluski 1988, Faure et al. 2004). During late Devonian-early Carboniferous, the geodynamic setting (Faure et al. 1997) accounts for the presence of an active margin and intrusion of calc-alkaline plutons in the north-eastern part of the French Massif Central (Peiffer 1986, Pin & Paquette 2002). Large scale nappes displacement induced a NW-SE lineation during this Tournaisien event (Duguet & Faure 2004b, Faure et al. 2004). Bouchez and Jover (1986) have discussed about a synkinematic emplacement of the Guéret granite related to this NW thrusting event. However, the significance of the NW-SE trending lineation remains poorly understood at this stage of the collision and the emplacement of peraluminous cordierite bearing granitoids such as the Guéret magmatic complex is still subject of discussions. Yet, in this study, we show that structural and magnetic studies of this Guéret magmatic complex can highlight the tectonic setting related to this late Devonian-early carboniferous tectono-magmatic event.

The geological setting of the Guéret massif is first presented, then this study focuses on the cartographic structures of the peraluminous cordierite bearing granitoids which are acquired during intrusion emplacement. A combined petrofabric and AMS study allows us to characterize multiple intrusions in the Guéret magmatic complex. Accordingly, we use field, microstructural and AMS data to establish a relative timing emplacement and associated regional deformation.

2 Guéret massif

2.1 Tectonic setting

The Guéret massif, located at the north-western part of the French Massif Central belongs to the western European internal Variscan Belt. The Guéret massif is one of the largest granitic domains (4500 km²) of the French Massif Central (Fig. 1). It is limited by the Boussac Fault (BF) and Marche Shear Zone (MSZ) and the North Millevaches - la Courtine Shear Zone (NMSZ, CSZ), in the north and the south of the massif, respectively. The Bussière-Madeleine Shear Zone (BMSZ) and the Sillon Houiller fault (SH) delimit the massif, west and east, respectively. The Guéret massif is mainly constituted of peraluminous biotite granitoid (Aluminum Saturation Index (Al/(K+Na+Ca)) ASI>1) (Downes et al. 1997). This granitoid massif is commonly cited as an unique body differentiated by gravity during its emplacement (Downes et al. 1997, Vauchelle & Lameyre 1983). In that view, cumulative petrographic type lies at the bottom of the final magma chamber and the most differentiated magmas compose the upper part of the massif (Vauchelle 1988). Furthermore, a laccolithic shape of this massif is suspected by drilling with the presence of host-rock at depth of c.a. 590 m (Laurent 1988) and deduced by gravity study on the late variscan leucogranites surrounding the Guéret massif {Gébelin, 2004b #312}. The performed gravity cross-sections describe a thick flat body: the outcrop surface is 100 km long and 45 km wide and the overall average thickness is less than 1 km. The host rocks are composed by migmatites (cordierite bearing anatexite) showing a coarse grained texture, associated with an heterogeneous distribution of biotite and cordierite nodules. These migmatites yielded a Frasnian age (375 / 370 Ma, (Rolin et al. 2005a)) and they are related to the southward nappe stacking event.

High strain zones with strong post-solidus deformation marked by a sub vertical NW-SE foliation occur through the Guéret granitic complex and are described as follows:

The **Cressat Shear Zone** (CrSZ) constitutes a mylonitic zone inside the massif. This Shear Zone deformed the Cressat pluton with a dextral shear sense (Fig. 1). The deformation is mainly

located in a strip close to the Cressat village and shows a strain gradient towards the south. The CrSZ stops on the Epy pluton and on the Chénérailles and Gouzon plutons, from west to east, respectively.

The **Montmoreau Shear Zone** (MoSZ) is vertical and oriented N160° (Fig. 1). A non-coaxial deformation with asymmetric K-feldspars inside shear bands, mainly indicates dextral shear sense. Few local sinistral shear bands, oriented N160E 85SW, are also observed close to the Epy pluton. The Montmoreau Shear Zone affects the Chénérailles pluton but is crosscut by the underformed Lupersat pluton and Gouzon pluton, in south and north, respectively.

The **North Millevaches Shear Zone** (NMSZ) is located along the southern limit of the massif and can be continued eastwards by the **la Courtine Shear Zone** (CSZ) (Fig. 1). The Villatange and Lamazière-Haute plutons experienced a dextral shearing. Aulon and Saint-Martial plutons crosscut the dextral North Millevaches Shear Zone (Fig. 1) which thus stopped shearing during Tournaisian (Aulon pluton age : 351 ± 5 Ma, zircon; 352 ± 5 Ma, monazite). Several types of inclusions can be found in the Guéret granitoids and are mainly dominated by acid peraluminous microgranitoid enclaves (Fig. 2a). Some xenoliths composed by host rock, mainly composed of cordierite bearing anatexite, are also presents. All the magnetic results on this microgranitoid enclaves give the same pattern than the granite and the elongation of xenoliths are concordant with the granite fabric. In the majority of case, the mineral preferred orientation in the granite deflects around xenoliths. The microstructural observations in xenoliths reflect an internal fabric without ductile deformation. Near the North Millevaches the foliation runs across the xenoliths (Fig. 2a, b). In this wake, this magmatic foliation in the tonalite-granodiorite Villatange is related to the North Millevaches Shear Zone (NMSZ). Close to this high strain zone a similar strain fabric occurs between the host rock and the granitoid.

The **Chambon-sur-Voueize Shear Zone** (CVSZ) is located at the northern limit of the Guéret magmatic complex (Fig. 1). In this area, Chambon-sur-Voueize massif recorded a N110° 90° dextral shear zone. This dextral zone is relayed by the reverse **Arpheuilles Shear Zone** (ArSZ) (Fig. 1).

The **Creuse Fault System** (CFS) corresponds to several N150° faults and shows dextral sense of shear. This faults set affects the Saint-Martial body and the Chénérailles body with an offset of lithological contact between these two plutons of several kilometers (Fig. 1). No mylonites occur along CFS despite microstructural evidences for weak subsolidus deformation in the Chénérailles pluton.

The **Epy Ductile Fault** (EDF) trends N150° and is parallel to the Creuse Fault System (CFS). The Epy Ductile Fault affects the Epy pluton during magmatic stage of emplacement with a dextral sense of shear.

2.2 Summary of Guéret massif ages

The recent cartography mapping of the Guéret massif (Cartannaz et al. 2006d, Rolin et al. 2005b) highlights different petrographic types in this studied area. These different petrographic types are summarized in the table 1 and their ages are interpreted as follows:

The Maupuy monzogranite-syenogranite was previously dated, by Rb-Sr on whole rock method, at 356 ± 10 Ma (Fig. 3) with an initial isotopic ratio $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ of $0,7098 \pm 4$ (Berthier et al. 1979). New ages on monazite and zircon yield a Tournaisian age (360-350 Ma) (Cartannaz et al. 2005, Rolin et al. 2005a) and confirm the previous age Rb-Sr on whole rock. U/Pb monazite dating provides an age of 353 ± 6 Ma for the *Villatange* tonalite-granodiorite, 352 ± 5 Ma for the *Aulon* cordierite bearing syenogranite – alkaline granite, and 346 ± 6 Ma for the *Epy* cordierite bearing tonalite-granodiorite (Cartannaz et al., Rolin et al. 2005a). U/Th/Pb zircon dating indicates 351 ± 5 Ma for *Aulon* cordierite bearing syenogranite – alkaline granite (Cartannaz et al.). The Maupuy pluton also yielded a U/Pb monazite age of 360 ± 4 Ma and a U/Th/Pb zircon age of 349 ± 3 Ma (Rolin et al. 2005a). Younger ages are obtained for the Crocq (Cartannaz et al. 2006a) and Montjourde monzogranites which respectively yielded 337 ± 3 Ma and 330 ± 3 Ma on monazite. The Guéret magmatic complex is thus composed by several distinct plutons. The aim of this paper is to propose a relative chronology of the emplacement plutons related to the local tectonic settings and the geodynamic evolution from 360 Ma to 330 Ma in this western European part of the internal variscan belt (Fig. 3).

3 Foliation types in the Guéret magmatic complex (Fig. 2 and 4)

The first challenge in AMS and structural surveys is to distinguish the solid-state tectonic fabric from the magmatic fabric. In this study, we consider a magmatic fabric as a mineral orientation acquired with a sufficient amount of melt to allow a free mineral rotation without ductile deformation (Paterson et al. 1989) without taking care of the processes responsible for the orientation of the minerals. The solid-state tectonic fabric corresponds to a new mineral alignment by ductile deformation mechanisms when all the rock was crystallised (Hutton 1988). In our samples, tectonic fabrics correspond to the crystallisation of the same mineral with a smaller size or new minerals such as sillimanite, biotite or chlorite with respect to regional metamorphic conditions.

Three types of fabric can be distinguished in the Guéret granites. The determination of each type of fabric is performed on thin sections cut parallel to the magnetic lineation and perpendicular to the magnetic foliation. A synthesis of microstructural observations for each pluton is presented in table 1.

The type I: The pre-full crystallisation (Hutton 1988) directly equivalent with a magmatic fabric shows rotated and aligned euhedral phenocrysts. Porphyritic K-feldspars are undeformed. Quartz appears in large grains. This sensitive indicator of a solid-state deformation does not display undulatory extinction and subgrain structures (Fig. 2c). Nevertheless, few scarce deformations of quartz grains appear with slight undulose extinction or sub-grain. Some petrographic types like the Lupersat granodiorite-monzogranite or the Gouttières monzogranite exhibit some syneusis of plagioclases. This type of fabric is broadly represented in the Fernoël, the Crocq and the Chénéraillles plutons (Fig. 4).

The type II is characterized by a high temperature deformation at sub-solidus state recorded mainly by quartz grains. Other minerals like plagioclases or K-feldspars are often euhedrals with slight ductile deformation (Fig. 2g). Large biotite grains are scarcely kinked but often bended. High temperature deformations occur in K-feldspars and plagioclases showing undulose extinction and ductile deformation (Fig. 2e and f). The quartz displays an undulose extinction with a reduction of the grain size due to dynamic recrystallisation. The grain boundaries are lobed and sutured. The chess-board texture in the quartz is achieved at high temperature deformation (Mainprice et al. 1986) and enhances a transition from a magmatic state flow to a solid state flow. The infilling of quartz and biotite in rare fracture affecting feldspars (Fig. 2d) evidences the melt occurrence during deformation (Bouchez et al. 1992). Therefore, the mineral orientation is acquired during sub-solidus state and kept the memory of previous rheologic state during the pre-full crystallisation state. Most of the Guéret plutons are affected by this foliation type (Fig. 4).

The type III corresponds to a post-solidus deformation achieved at medium temperature with shear bands corresponding to a solid state mylonitic fabric. The metamorphic assemblages of this mylonite are mainly constituted of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, cordierite and muscovite. The quartz shows recrystallisation and formed recrystallised “tails” on rounded plagioclases porphyroclasts (Fig. 2h). Biotites are bended and new recrystallised biotites or muscovites with grain size reduction appear along “C” planes. This post-solidus deformation under amphibolite - greenschist facies is located close to the main shear zones and has affected the Chambon-sur-Voueize, the Chénéraillles, the Cressat, the Lamazière-Haute and the Villatange plutons (Fig. 4).

4 AMS study

4.1 AMS sampling and methods

54 sites were sampled, with 461 cylinders, to complete Jover measurements (Jover 1986). For a given site, the number of sampled specimens varies from 6 to 10 (except a site at 25 samples, s21gra). The figure 5 shows AMS stereonet for each site. Specimen results, average orientations and confidence ellipses are represented by the use of the paleomag program (Cogné 2003). A detail study was carried out in the Guéret granites close to the north-western part of the Millevaches massif in order to understand the relationships along lithological contacts. The figure 6 displays average orientation and confidence ellipses of each specimen results in these studied sites. Anisotropy of magnetic susceptibility data are shown in table 2 giving the number of specimen, the bulk magnetic susceptibility in 10^{-6} SI, the K_1 and K_3 attitude with confidence intervals at the 95% level, and the

scalar parameter $P\%$ and T for each sites. The confidence level ($\alpha_{95\min}$ and $\alpha_{95\max}$) allow to define the scattering for each magnetic pole (K_1 , K_2 , K_3). If this parameter is smaller than 20° , the magnetic pole concerned is well-defined, otherwise it is poorly-defined. The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) was measured with the KLY3S kappa-bridge susceptometer (Agico Ltd) with a resolution for Bulk Magnetic Susceptibility (BMS) better than 10^{-8} SI.

In order to use Jover's data (Jover 1986), our results were compared in three identical sites. The data are summarized in table 3 and reveal a good fit of magnetic fabric and lineation. The scalar parameters are close to our values. Therefore, the Jover's data can be use with some confidence. Moreover, the field experiences allow to link the magnetic fabric with the observed granitic fabric (Cartannaz et al. 2006d, Rolin et al. 2005b) and therefore also to confirm the Jover's results. Scalar parameters like $P\%$ and T seems to be close to our results but a lack of Jover's data on some sampled sites does not permit precise comparison.

4.2 Magnetic mineralogy

In the case of paramagnetic granite, the Bulk Magnetic Susceptibility (BMS) is related to the petrographic types (Bouchez 2000, Gleizes et al. 1997). In the frequency histogram (Fig. 7), syenogranite-alkaline granite bear the weaker values of BMS. The syenogranite-alkaline granite distribution range from 80 to $180 \cdot 10^{-6}$ SI, whereas tonalite-granodiorite petrographic type values are the highest with a window ranging from 120 to $320 \cdot 10^{-6}$ SI. The host rock composed by migmatite shows high values similar to the tonalitic petrographic type. This order of value are consistent with a AMS created by paramagnetic mineral such as biotite or cordierite (Bouchez 1997).

The magnetic mineralogy has been studied by Jover who has shown that the main paramagnetic phase is bore by biotite. Traces of ferromagnetic phases like pyrrhotite, rutile, ilmenite, goethite and titanomagnetite are suspected by Isothermal Remanence Magnetization (IRM) and microscopic observations but are not sufficient to significantly alter the magnetic susceptibility signal given by the micas (Jover 1986). The cordierite has an inverse magneto-cristalline anisotropy (Bouchez 2000) (K_3 parallel to the prism elongation) and is also not in sufficient amount to perturb the magnetic fabric bears by the micas. Therefore, confirmed by field observations, we can assume that magnetic fabric fits to mica petrographic fabric.

4.3 Magnetic fabrics

The different attitudes of magnetic foliation and lineation are shown on figures 5, 6, 8, 9 and 10. The pattern of magnetic foliation is complex and exhibits various trends (cf. Schmidt stereonet Fig. 8 and 9). The entire Guéret magmatic complex displays a maximum density of K_3 at 180/66 (Fig. 8). However a multiple random distribution occurs and vertical fabrics are also well represented. Taking into account the orientation and spatial distribution of the fabric, three groups can be roughly differentiated for the different massifs which composed the Guéret magmatic complex (Fig. 11): a EW trending of pole magnetic foliation with NS or vertical magnetic lineation characterizes the first group (Fig. 11a). Except the Chambon-sur-Voueize, these massifs are free of post-solidus deformation. The second group is rather represented by a NS distribution of the pole magnetic foliation with a horizontal EW bearing magnetic lineation (Fig. 11b). The different massifs in this group are mainly affected by the regional deformation. The third group reveals massifs where the magnetic foliation poles lie on a circle representative of a conic dispersion whose pole is subvertical (Fig. 11c). This distribution may reflect a bell-shaped laccolith for these plutons (Roman-Berdiel et al. 1995). In this group, the lineation trend is commonly NS, vertical or EW.

The AMS detailed study along the limit between the Villatange and the Aulon pluton (Fig. 6) reveals a general trending magnetic foliation parallel to the meridian lithological contact. This feature can be extended to the entire Guéret granitic complex where the magnetic foliations are mainly parallel to each pluton margins (Fig. 8). This parallelism between the fabric and the pluton's boundary is generally used to infer the shape of the plutonic bodies (Brun et al. 1990, Vignerresse 1990 {De Saint Blanquat, 1998 #620}). The trajectory of the fabric inside the Epy body (Fig. 10) also shows a "S" shape with the foliation orientation which parallelises to the margin of the Epy pluton. However, observed in details, some areas do not display trajectory of fabric parallel to the margin plutons. This

is the case for the contact between the Gouzon, the Chénérailles, the Cressat and the Ajain-Ladapeyre plutons where the trajectory fabric of the Gouzon pluton crosscuts perpendicularly the Chénérailles, the Cressat and the Ajain-Ladapeyre fabrics (Fig. 8). In the same way, the Auzances and the Lupersat plutons fabrics also crosscut the Chénérailles fabric (Cartannaz et al. 2006d).

The figure 10 shows the fabrics of the Cressat and the Ajain-Ladapeyre plutons which pass across lithological contact. These two plutons present submagmatic and postsolidus microstructures completely coupled. Although the Saint-Martial massif does not exhibit post-solidus deformation as the Cressat and the Ajain-Ladapeyre massifs, the Saint-Martial fabric pattern is similar to the Cressat and the Ajain-Ladapeyre pattern (Fig. 11b) inducing an equivalent emplacement setting for these massifs. The Epy tonalite-granodiorite emplacement is controlled by the Epy Ductile Fault (EDF) and also displays a similar magnetic fabric pattern (Fig. 11b).

The Lupersat pluton offers a good example where all the magnetic foliations have a strong dip ($>70^\circ$). The Fernoël, the Crocq, the Gouzon and the Chénérailles plutons, except rare location, do not escape at this statement with the majority of the dips stronger than 45° . The AMS analyses of dip foliation along lithological contacts (the Crocq and the Chénérailles bodies, Fig. 5 and 8 ; the Chénérailles body and the cordierite bearing anatectite, site 21gra, Fig. 5 ; the Epy and the Gouzon plutons, Fig. 10) show mainly a prevalence of vertical magnetic foliation and indicate mainly vertical internal contacts contrasting with the general flat body of the Guéret magmatic complex.

The map of magnetic lineation (Fig. 9) shows also a complex pattern. Although the Schmidt stereonet displays a maximum density of K_1 at 270/6, the trending lineation does not always present a NW direction and a multiple random distribution also occurs. Some massifs are characterized by NS-trending magnetic lineation as the Fernoel, the Chambon-sur-Voueize, and the Gouzon massifs (Fig. 11). Sometime, the lineation presents a strong dip, specially near the pluton margins as shows by the detailed ASM study of the lithological contact between the Aulon and the Villatange plutons in the figure 6. This assessment is also supported with the limit between the Crocq and the Chénérailles plutons (site 47 and 46), the intrusion contact of the Chénérailles pluton inside the host rock composed by cordierite bearing anatectite (site 21gra) and the Epy and the Gouzon plutons (site 35 and 42, respectively). The Gouttières, the Auzances, and the Lupersat massifs present vertical lineation (Fig 11). This vertical magnetic lineation may reflect the feeder part of the pluton (Pons et al. 2006) as it may be supposed for the Gouttières pluton probably fed following the Sillon Houiller.

4.5 Scalar magnetic data

The scalar magnetic parameter generally use to describe the AMS ellipsoid shape are T and P' (Hrouda 1982, Jelinek 1981). T is given by the follow relation: $T = [2 \cdot \ln(K_2/K_3) / (\ln(K_1/K_2))] - 1$, where, K_1 , K_2 , K_3 are maximum, intermediate and minimum orthogonal axes of the AMS ellipsoid. Three types of magnetic ellipsoid can be inferred: oblate, triaxial and prolate. In this study, a oblate ellipsoid corresponds to a spatial organization in flattened (disk) shape of the micas ; in this case, T value will be close to 1. On the contrary, a prolate ellipsoid corresponds to a constricted (rod) shape of arrangement of the micas ; T value will be close to -1. Finally, a triaxial ellipsoid type summarizes both characteristics of prolate and oblate ellipsoid with a T value close to 0. The last parameter, the anisotropy degree $P'\% = \{ \exp \sqrt{[2 \cdot S(\ln K_i - \ln K_{\text{mean}})^2]} - 1 \} \cdot 100$, where $i = 1, 2, 3$ and $K_{\text{mean}} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ is an indicator of the intensity of the AMS ellipsoid shape. The results for each sites are shown in table 2.

There is no logical organisation of the T parameter at the scale of the entire Guéret magmatic complex. At a detailed scale (Fig. 12a), no organization also appears along the lithological contact between the Aulon and the Villatange plutons. Each massif exhibits oblate and prolate ellipsoids except the Fernoël, the Gouttières, the Auzances and the Chambon sur Voueize massifs which present only oblate magnetic ellipsoid shape (Fig. 13). Moreover, their foliation poles show a distribution on a EW great circle in the second group stereograms (Fig. 11b). On the contrary, the Cressat and the Ajain-Ladapeyre massif, two plutons coupled by a identical fabric pattern (Fig. 10 and 11c), rather exhibit prolate AMS ellipsoid shape (Fig. 13d). For $P'\%$ values lesser than 10, there is no correlation between the degree of anisotropy and the shape of the AMS ellipsoid whereas for $P'\%$ values higher than 10, the AMS ellipsoid only experiences an oblate shape. There is no correlation between the

shape parameter (T) and the bulk susceptibility (Fig. 14) and then indicates that the value T is not influenced by the petrographic variations observed in the different plutons.

The plutons which show a magmatic foliation present P'° values mainly weaker than those affected by post-solidus deformation (Fig. 13). The Fernoël and the Crocq massif display an average P'° value lower than 5 whereas the Ajain-Ladapeyre, the Cressat, the Chambon-sur-Voueize and the Villatange massifs exhibit an average P'° value greater than 5 (Fig. 13b and d). The range P'° values of the massifs affected by submagmatic deformation is rather intermediate with lot of values under 2 and many values close to 10. The figure 14 arguments a good positive correlation between the bulk susceptibility and the anisotropy index indicating a link between the petrographic variation and P'°. Dark petrographic types as those present in the Villatange massif display higher values. On the contrary, the most evolved petrographic types as those encountered in the Aulon massif show weak P'° values.

Then, P'° is a complex parameter which is both function of the mineralogy of the rock and at less extent of the deformation. In the detailed AMS study (Fig. 12b), the tonalite-granodiorite Villatange samples have P'° values more important than the syenogranite-alkaline granite Aulon samples. In the field, the Aulon petrographic types appears isotropic with respect to the Villatange petrographic types. The tonalite-granodiorite (Villatange pluton) is affected by tectonic foliation (type III) increasing the anisotropy degree of the rock. Moreover, the high content of ferromagnetic mineral enhances the mesured anisotropy. Therefore, the boundary between this two contrasting rocks are well established (Fig. 12b).

5 Timing of pluton emplacement

The interpretation of fabric pattern plays a prominent role in establishing timing relationships in different granitic body emplacement (De Saint Blanquat et al. 1998). From the spatial arrangement of tectonic and magmatic fabric, an emplacement by multiple pulses can be inferred for the Guéret magmatic complex. Indeed, criteria for a non unique body are: (1) the magmatic foliation parallelises the lithological limits of the majority of magmatic bodies. (2) The undeformed granitic bodies crosscut high strain zones. (3) Magmatic intrusive contacts crosscut magmatic foliation trajectories of older pluton.

An another challenge is to deduce what are the mechanisms responsible for the orientation of minerals in the Guéret magmatic complex. The final fabric pattern may result from strain during the driving magma flow and/or may be directly coupled with the regional deformation. The field and microstructural observations displayed a post solidus tectonic foliation which occurs in several plutons (Tab.1). In this case, we argue a tectonic origin for the minerals arrangement inside these plutons. It ensues trajectory that cut lithological contacts as showed by the Ajain-Ladapeyre and the Cressat plutons (Fig.10) which are coupled with the same strain caused by regional deformation. Their syn-tectonic characteristics prove their coeval emplacement.

The North Millevaches Shear Zone (NMSZ) is crosscut by the Aulon and the Saint-Martial plutons at west and east, respectively (Fig. 8). The Cressat Shear Zone (CrSZ) is crosscut by the Epy and the Gouzon plutons (Fig. 10) at west and east, respectively and the Montmoreau Shear Zone (MoSZ) is crosscut by the Gouzon and the Lupersat plutons (Fig. 8) at north and south, respectively. From this observations and ages of the granitoids (Fig. 3), we argue that the N110E ductile faults (i.e. NMSZ, CrSZ, CSZ and CVSZ) stopped shearing during the Tournaisian (360/350 Ma). Furthermore the short time span for emplacement (360/350 Ma) of the granitoids affected by post-solidus shearing and those unaffected confirms the syn-tectonism of the sheared granites. It results that the deformation of the first-emplaced granites under a dextral shearing operate at sub-solidus state through a transition from a magmatic flow to a solid-state flow.

Except the mylonitic shear zones, other plutons bear subsolidus and magmatic microstructures (Types 2 and 3). Large scale observations for the entire Guéret magmatic complex shows that fabric pattern of the Guéret massif follows the internal lithological contacts (Fig. 8). This statement is in favour of a magmatic origin for mineral orientations. This fabric type corresponds to a magmatic or sub-solidus fabrics (type II and 3, tab. 1) and is interpreted as being bore just before the complete cooling of the granites. Therefore, zones with flat foliation (<45°) may be related to the foot wall or the hanging wall of the final magmatic chamber. The hanging wall of a final magmatic chamber is

suspected around the Aubusson city (Fig. 1), because of the horizontal lithological limits between the migmatite and the Chénérailles pluton, in upper and under position, respectively (Cartannaz et al. 2006d).

6. Tectonic and geodynamic settings

A general transpressive kinematics can be inferred for the Guéret granitoids with multiple stages of emplacement which rules out the assumption of an unique body differentiated by gravity (Vauchelle 1988). From the new geochronological ages, the successive emplacements during about 30 Ma, can be described as follows :

The first stage (360-355 Ma) corresponds to the emplacement of the Chambon-sur-Voueize, Cressat, Ajain-Ladapeyre, Villatange and Lamazière-Haute magmas under a non-coaxial regime along the ductile shear zones which bounded the massif (Fig. 15a). The Chambon-sur-Voueize Shear Zone (CVSZ) is relayed by the reverse Arpheuilles Shear Zone (ArSZ). This feature enhances a South-Eastward thrusting event with a stacking of material consistent with a compressional processes related to the building of the variscan belt and a moderate crustal thickening. The horizontal shortening axis *Z* trends North-South at that time. It is also worth noting that the two-micas bearing leucogranite Ajain-Ladapeyre is also sheared by the Cressat Shear Zone (CrSZ). This prevails an earlier emplacement of leucocratic evolved magma in the Guéret magmatic complex (other deformed plutons being composed by weak-evolved petrographic types, i.d. rich in dark minerals, tab. 1). From the elongated shape of these different plutons, feeder zones distributed close to the main shear zones can be supposed.

Then at ca. 355-340 Ma, the post mylonitic emplacement of the Aulon, the Saint-Martial, the Chénérailles and the Epy magmas crosscut the main shear zones (Fig. 15b). These plutons constitute the major contribution of the building of the Guéret massif. The magma ascent proceeds through a channel actually located below the Fernoël pluton (after the residual anomalies Bouguer map, Gebelin et al, 2004) or through small “tension gashes” located under each pluton. The Epy Ductile Fault (EDF) experiences a dextral motion and provokes the “S” shape of the internal fabric trajectory in the Epy pluton. The Chénérailles pluton, which embedded Cressat Shear Zone (CrSZ), experiences a post-solidus deformation through the dextral Montmoreau Shear Zone (MoSZ) trending N150E. Montmoreau Shear Zone stopped on the Lupersat pluton. All these structural characteristics are in agreement with a North-South shortening trending *Z* axis.

At last between 340-335 Ma, the emplacement of the Lupersat, the Gouttières, the Gouzon, the Crocq and the Fernoël magmas occur and end to crosscut the different ductile corridors (Fig. 15c). The feeder zone of the Gouzon pluton is unknown but small “tension gashes” may be involved. The Gouzon pluton crosscuts the internal fabric of the Chénérailles, the Cressat and the Ajain-Ladapeyre plutons (Fig. 10). Therefore, the Gouzon pluton emplaced after the Chénérailles, the Cressat and the Ajain-Ladapeyre plutons. The same statement can be described with the Lupersat pluton cutting across the Chénérailles fabric trajectory.

Close to the Sillon Houiller (SH) fault, the mainly vertical N20E oriented foliation, and the elongated shape of the Gouttières pluton with a “cornu” aspect along the SH fault suggest that the Gouttières pluton is rooted along the SH fault and emphasises the feeder role of the SH fault. The spatial relationship of this accident with the Gouttières pluton assumes a genetic link between the SH activity and the pluton emplacement. No post-solidus deformation in the Gouttières pluton appears. Moreover, the in “Cornu” shape of the Crocq pluton also arguments a sinistral motion of the SH fault. No post-solidus deformation occurs in the tail of the Crocq pluton. Therefore, the major sinistral displacement may be achieved before 335 Ma and the Stephanian displacement along the SH remains minor (Grolier & Letourneur 1968).

Although this spatial organisation complies with a North-South trending shortening *Z* axis, an extensive setting can be also locally invoked (Cartannaz et al. 2006b) to allow the growth of the Crocq and the Fernoël plutons without internal submagmatic deformation. Therefore, the incipient of the SH playing as an extensional fault (Joly et al. 2006) may also began at 340/335 Ma.

From the first syntectonic plutons, we infer a horizontal shortening Z axis trending NS, and compatible with N110 dextral shear zone. The reverse Arpheuilles Shear Zone (ArSZ) implies a South-Eastward thrusting event with a stacking of material consistent with a convergent processes during the variscan belt building. This crustal thickening phase is also argued by the prograde growth of garnet in D2 foliation (Duguet & Faure 2004). The tectonic vertical EW foliation which cut the lithological contacts of the Cressat and the Ajain-Ladapeyre plutons also argues for a NS horizontal shortening Z axis.

From the other injection of the Guéret granitoids, magmas recorded a transcurrent tectonic regime with the same trending Z axis at the scale of the Guéret massif. A NW-SE trending Z axis (compatible with a thrust with a top to the North-West shearing) is incompatible with the dextral motion of the Epy Ductile Fault (EDF), the Montmoreau Shear Zone (MoSZ) and the Creuse Fault System (CFS). Thus, we propose a transpressive emplacement model which can be easily integrated in the current geodynamical concepts as the closure of the Rheic ocean with end of the subduction (Faure et al. 1997) or an oblique arc-continent collision (Lardeaux et al. 2001).

6. Conclusion

This study of granite fabric, considered as a relatively direct recorder of the surrounding tectonic setting, contributes to the understanding of the western European variscan orogeny during the Tournaisian-Middle Visean (360-335 Ma). The Guéret massif is composed by several intrusions both dominated by tectonic foliation and by magmatic fabric acquired during solid state and magmatic state, respectively. The successive emplacements of granitoids are related to a transpressive tectonics. The horizontal shortening Z axis is North-South oriented and is related to the orogenic convergence during 40 Ma. Two stages of transcurrent faults families are highlighted: The first N110E fault experienced a dextral motion and stopped shearing during Tournaisian (Cartannaz et al. 2006c). The second set is formed by the conjugated dextral Creuse Fault System (CFS) and the sinistral Sillon Houiller fault. It results that the incipient of the major sinistral offset of the Sillon Houiller, a major meridional crustal fault in the French Variscan belt occurs certainly from the Visean time (335 – 340 Ma).

Acknowledgements

The financial part of this work is entirely supported by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, French Geological Survey) directed by Philippe Rossi through the program ‘carte géologique de la France au 1/50 000’ (sheets Aubusson and St-Sulpice-les-Champs).

Figures captions

Fig. 1. (a) Location map of the study area in the French Massif Central. (b) Structural map of the Guéret massif with distinct plutons inside the Guéret granitic complex.

Fig. 2. View in thin section of the different microstructures types and field observations of magmatic and tectonic foliation. (a and b) field observations of fabric passing through xenolith near of North Millevaches Shear Zone (Azat-Châtenet church wall). (c) Magmatic fabric showing quartz without deformation. (d) Submagmatic microfracture in a plagioclase indicating the recrystallisation of melt composed by plagioclase and quartz. (e and f) High temperature deformation of K-feldspar and plagioclase showing ondulose extinction and ductile deformation. (g) Recrystallisation of quartz grain with grain size reduction, plagioclases are euhedrals. (h) Post solidus deformation under green-schist metamorphism facies with biotite and chlorite recrystallisation along shear bands. Qtz, Quartz; Kfs, K-feldspar; Pl, Plagioclase; Bt, Biotite; Chl, Chlorite.

Fig. 3. Absolute age synthesis of Guéret massifs (Vauchelle 1988; Berthier et al. 1979; Rolin et al. 2005; Cartannaz et al. 2006 a, b).

Fig. 4. Distribution of the different microstructures types of the Guéret massif

Fig. 5. Equal-area projection of AMS results for each sampling site of the Guéret massif. Squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and larger black ones represent individual specimen and average orientation directions, respectively. Confidence ellipse are drawn around average orientation direction.

Fig. 6. Equal-area projection of AMS results for each sampling site of detail site of the Guéret massif (NW Millevaches). Squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. small grey dots and larger black ones represent individual specimen and average orientation directions, respectively. Confidence ellipse are drawn around average orientation direction..

Fig. 7. Histogram of the bulk magnetic susceptibility measured from each sampling site showing the relationship between lithology and Bulk Magnetic Susceptibility.

Fig. 8. Magnetic foliation of the Guéret massif with Jover AMS results, modified after Jover (1986).

Fig. 9. Magnetic lineation of the Guéret massif with Jover AMS results, modified after Jover (1986).

Fig. 10. Structural map of Cressat Shear Zone (CrSZ) and Epy pluton.

Fig. 11. Stereogram of magnetic pole foliation and magnetic lineation for each massifs of Guéret magmatic complex. (a) Pole of EW trending magnetic foliation. (b) Pole of NS trending magnetic foliation. (c) Pole of magnetic foliation with dispersion following a sub vertical axis.

Fig. 12. Map of the scalar parameters of the Janaillat area (detailed study). (a) Shape parameter, T. (b) Anisotropy degree, P'%.

Fig. 13. Diagram of the shape parameter (T) versus the anisotropy index (P'%). a: Chénérailles massif, magmatic and submagmatic foliation. b: Plutons with magmatic foliation and no solid state deformation. c: Plutons affected by submagmatic deformation. d: Plutons mainly affected by post-solidus deformation.

Fig. 14. Diagram of the anisotropy index (P'%) versus the bulk susceptibility (Km) and diagram of the shape parameter (T) versus the bulk susceptibility (Km) for two contrasting petrographic type.

Fig. 15. Emplacement pattern for the Guéret magmatic complex with the identification of each pluton. (a) Emplacement of the Ajain, the Chambon-sur-Voueize, the Cressat, the Lamazière-Haute and the Villatange magmas under a dextral non-coaxial regime. The Z shortening axis trends North-South. (b) The post mylonitic emplacement of the Aulon, the Chénérailles, the Epy and the Saint-Martial magmas. (c) Emplacement of the Crocq, the Epy, the Fernoël, the Gouttières and the Gouzon magmas. The dextral Creuse Fault System and sinistral Sillon Houiller fault infer a Z shortening axis may still trended North-South (see text for further explanation).

Table 1. Synthetic table of distinct massifs of Guéret magmatic complex. They are classified according to their hypothetical relative age. (1) Cartannaz et al., 2005 ; Rolin et al., sous press (2) Berthier et al., 1979 (3) Cartannaz et al., accepté (4) Vauchelle, 1988. Composition for each massifs are obtain using Q'/ANOR diagram (Streckeisen et Le Maitre 1979).

Table 2. Anisotropy of magnetic susceptibility data. N: number of specimens; BMS: Bulk Magnetic Susceptibility in 10^{-6} SI, Dec, Inc, α_{95min} , α_{95max} : declination, inclination, (Bingham 1964) bimodal

statistics data, respectively, in degrees; P°: anisotropy degree; T: shape parameter (Hrouda 1982, Jelinek 1981)

Table 3. Comparison of three sites between this study and Jover's data (1986).

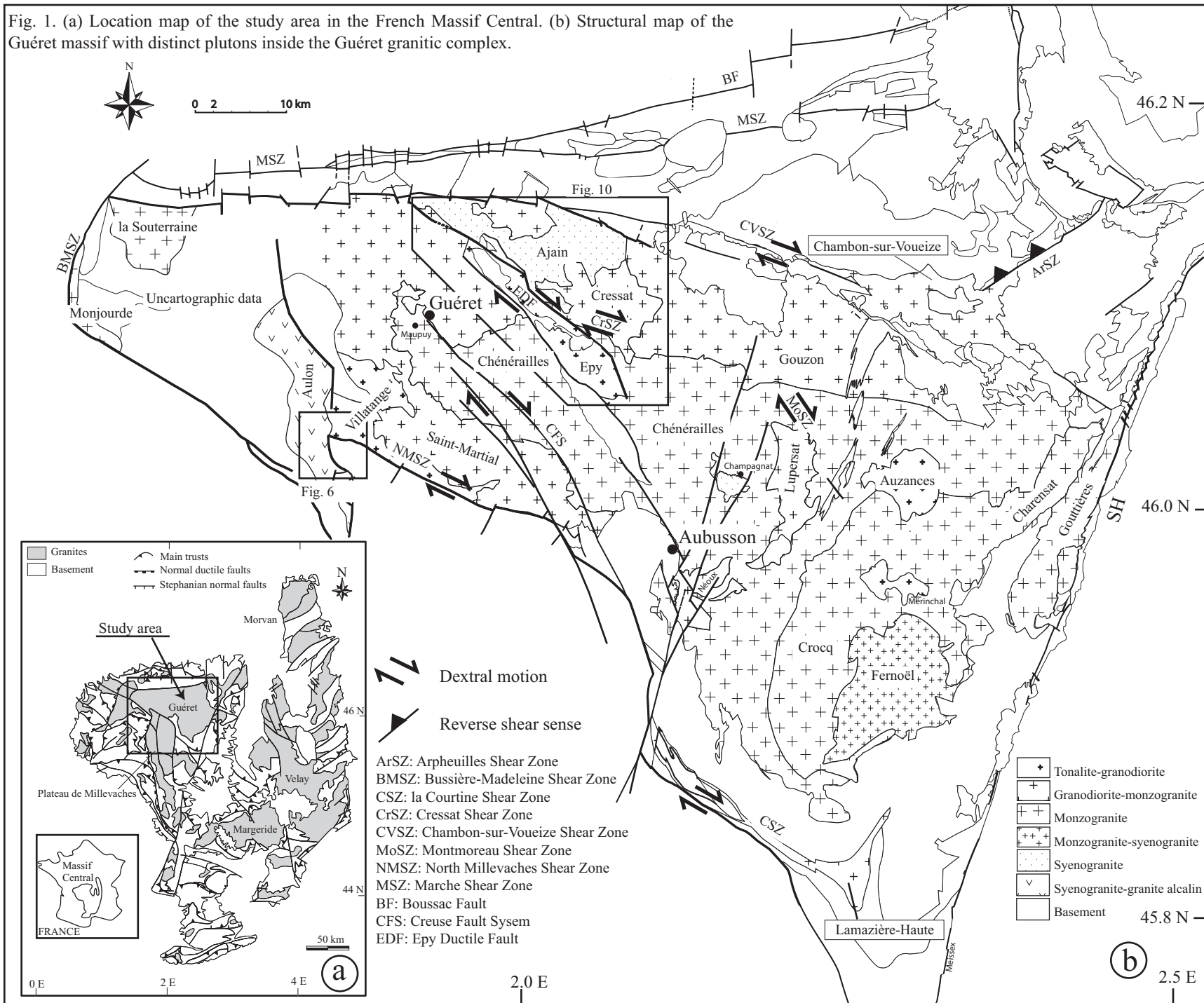
References

- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear zone (France). *Journal of Structural geology* **1**, 31-42.
- 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. B.R.G.M.* **2**(I, 2,), 60-71.
- Bingham, C. 1964. Distribution on a sphere and on the projective plane. Unpublished Ph. D. thesis, Yale University.
- Bouchez, J. L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 95-112.
- Bouchez, J. L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *C. R. Acad. Sci.*, 1-14.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. & Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* **20**, 35-38.
- Brun, J. P., Gapais, D., Cogne, J. P., Ledru, P. & Vignerresse, J. L. 1990. The flamanville granite (NW France): an unequivocal exemple of syntectonically expanding pluton. *Journal of Geology* **25**, 271-286.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Henry, P. & Rossy, M. 2006a. *Notice géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50.000. (Acceptée)*. Éditions BRGM, Orléans.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Marquer, D., Legendre, O., Fanning, C. M. & Rossi, P. 2006b. Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* **preprint**, 1-17.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Le Métour, J. & Fabbri, O. 2006c. Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *C. R. Geoscience* **338**(3), 214-221.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Marquer, D., Henry, P., Rossy, M., A., C., Fanning, M. & Rossi, P. 2005. Deformation and crustal shearing monitored by granite emplacements between 360-300 Ma. Guéret and Millevaches examples (Massif Central, France). *15th conference on Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics abstract volume*, 61.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Sonnet, R., Emonin, Y., Juillerat, M., Thiery, V., Deprez, J., Binetruy, J. C., Montaz, N. & Rot, J. 2006d. Carte géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50.000. (sous presse). Éditions BRGM, Orléans.
- Cogné, J. P. 2003. PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **4**(1), 1007, doi:10.1029/2001GC000227.
- Costa, S. & Maluski, H. 1988. Datations par la méthode 39Ar-40Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme G.P.F. *C. R. Acad. Sci.* **306**(II), 351-356.
- De Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C. & Vignerresse, J. L. 1998. Transpressional Kinematics and Magmatic Arcs. In: Continental Transpressional and Transtensional Tectonics (M.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey). *Geol. Soc. Spec. Pub., London*, 327-340.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B. J. & Thirlwall, M. F. 1997. Erratum to "Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France" [Chem. Geol. 136 (1997) 99-122]. *Chemical Geology* **140**(3-4), 289.
- Duguet, M. & Faure, M. 2004a. Granitoid emplacement during a thrusting event: structural analysis, microstructure and quartz c-axis patterns. An example from Hercynian plutons in the French Massif Central. *Journal of Structural Geology* **26**(5), 927-945.
- Duguet, M. & Faure, M. 2004b. Successive shearing tectonics during the Hercynian collisional evolution of the southwestern French Massif Central. *Bull. Soc. Géol. France* **175**, 49-59.

- Faure, M., Ledru, P., Lardeaux, J. M. & Matte, P. 2004. Paleozoic orogenies in the French Massif Central. A cross section from Bézier to Lyon. 15-19th August 2004. Pre-congress excursion, 24th International Geological Congress, Florence, Août 2004.
- Faure, M., Leloix, C. & Roig, J. Y. 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France* **168**, 695-705.
- Faure, M. & Pons, J. 1991. Crustal thinning recorded by the shape of Namurian-Westphalien leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology* **19**, 730-733.
- Gebelin, A., Martelet, G., Chen, Y., Brunel, M. & Faure, M. 2006. Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif Central: AMS and gravity modelling results. *Journal of Structural Geology* **28**(1), 148-169.
- Gleizes, G., Nédélec A., Bouchez, J. L., Autran, A. & Rochette, P. 1997. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographique characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research* **98**, 4317-4331.
- Grolier, J. & Letourneur, J. 1968. L'évolution tectonique du grand Sillon houiller du Massif Central français. *C. R. XXIII. Int. Géol. Cong.* **1**, 107-116.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* **5**, 37-82.
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences* **79**, 245-255.
- Hutton, D. H. W. & Reavy, R. J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* **11**, 960-967.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* **79**(563-567).
- Joly, A., Chen, Y., Faure, M., Martelet, G. & Truffert, C. 2006. A multidisciplinary study on the Carboniferous (Namurian) Montmarault granitic pluton and its tectonic bearings on the activity of the Sillon Houiller Fault (Variscan Massif Central, France). *Geophysical Research Abstracts* **8**.
- Jover, O. 1986. Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevaches (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place. Unpublished Thèse thesis, Nantes.
- Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I. & Duchene, S. 2001. The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* **332**(1-2), 143-167.
- Laurent, O. 1988. Le sondage de Créchiât-les Sibieux, apports à la connaissance géologique de l'ouest du Massif Central français, Nancy.
- Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J. M., Floch, J. P., Lerouge, G., Maillot, N., Marchand, J. & Ploquin, A. 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bull. Soc. Géol. France* **8**(V, 3), 605-618.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P. & Tubia, J. M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* **14**, 819-822.
- Matte, P. 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of europe. *Tectonophysics* **126**, 329-374.
- Mercier, L., Lardeaux, J. M. & Davy, P. 1991. On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the french Massif Central. *Tectonics* **10**, 131-140.
- Neves, S. P., Araujo, A. M. B., Correia, P. B. & Mariano, G. 2003. Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. *Journal of Structural Geology* **25**(3), 441-453.
- Olivier, P. & Ameglio, L. 2002. Structure and emplacement in a transcurrent regime and late magmatic rotation of the Variscan granite plutons of Veinazes and Marcoles (Chataigneraie, French Massif Central). *Bull. Soc. Géol. France* **173**(3), 207-218.
- Parada, M. A., Roperch, P., Guisresse, C. & Ramirez, E. 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* **399**(1-4), 399-420.

- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* **11**, 349-363.
- Peiffer, M. T. 1986. La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration Varisque du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.* **303**, 305-310.
- 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), 63-77.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J.-P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Henry, P., Rossy, M., Cocherie, A., Salen, F. & Delwaille, B. 2005a. Notice explicative de la carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. (Sousw press). Éditions BRGM, Orléans.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Salen, F., Thalouarn, N. & Delwaille, B. 2005b. Carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. (Sous press). Éditions BRGM, Orléans.
- Roman-Berdiel, T., Aranguren, A., Cuevas, J. & Tubia, J. M. 1998. Compressional granite-emplacement model: structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain). *Lithos* **44**(1-2), 37-52.
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D. & Brun, J. P. 1995. Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology* **17**(9), 1337-1346.
- Talbot, J.-Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y. & Faure, M. 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozere-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology* **26**(1), 11-28.
- Tanani, S. S., Cuney, M., Gasquet, D. & Gagny, C. 2001. Distribution typologique différentielle des enclaves et filons basiques dans les tonalites de Charroux-Civray (Vienne, France) : conséquences sur la dynamique de mise en place d'un pluton. *C. R. Acad. Sci.* **332**, 425-430.
- Vauchelle, L. 1988. L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n°88, 12.
- 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), 63-68.
- Vignerresse, J. L. 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal* **25**, 249-260.

Fig. 1. (a) Location map of the study area in the French Massif Central. (b) Structural map of the Guéret massif with distinct plutons inside the Guéret granitic complex.



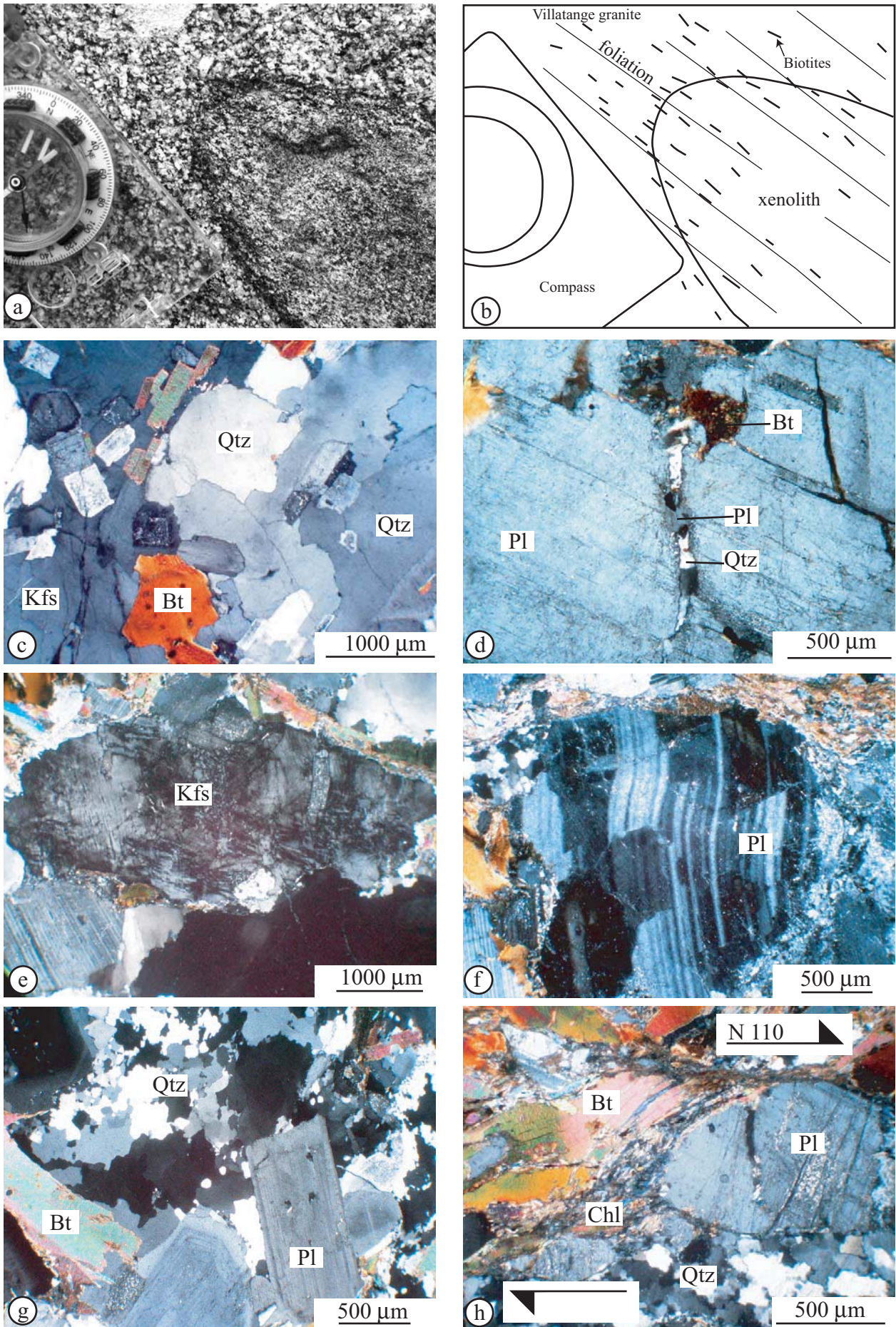


Fig. 2. View in thin section of the different types of microstructures and field observations of magmatic and tectonic foliation. (a and b) field observations of fabric passing through xenolith near of North Millevaches Shear Zone (Azat-Châtenet church wall). (c) Microstructures of magmatic fabric showing quartz without deformation. (d) Submagmatic microfracture in a plagioclase indicating the recrystallisation of melt composed by plagioclase and quartz. (e and f) High temperature deformation of K-feldspar and plagioclase showing ondulose extinction and ductile deformation. (g) Recrystallisation of quartz grain with grain size reduction, plagioclases are euhedrals. (h) Post solidus deformation under green-schist metamorphism facies with biotite and chlorite recrystallisation along shear bands. Qtz, Quartz; Kfs, K-feldspar; Pl, Plagioclase; Bt, Biotite; Chl, Chlorite.

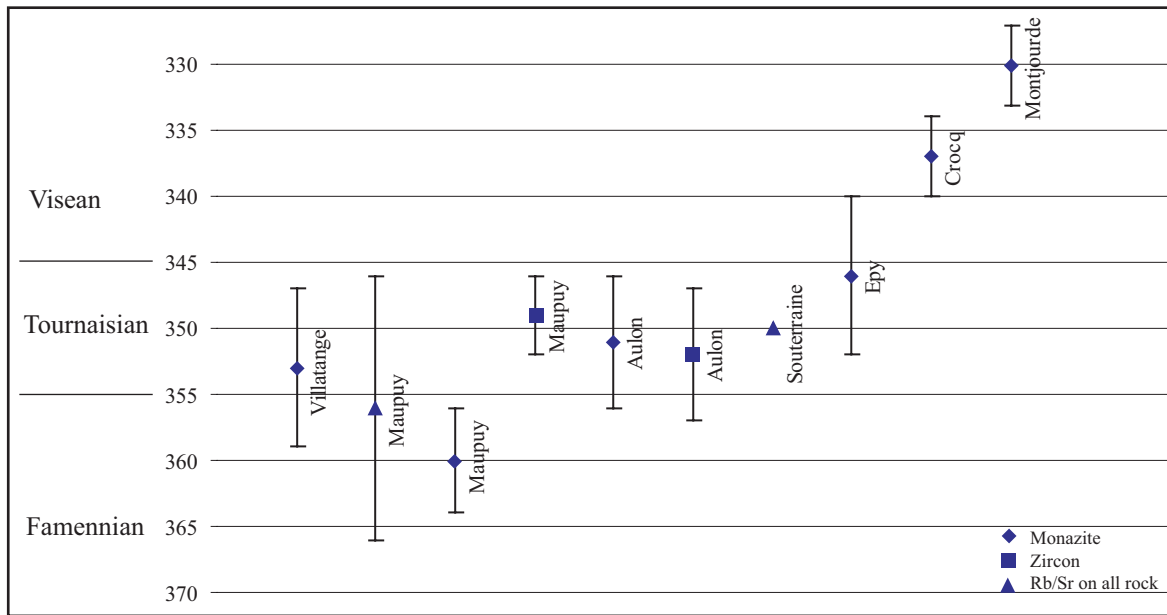


Fig. 3. Absolute age synthesis of Guéret massifs (Vauchelle 1988; Berthier et al. 1979; Rolin et al. 2005; Cartannaz et al. 2006 a, b).

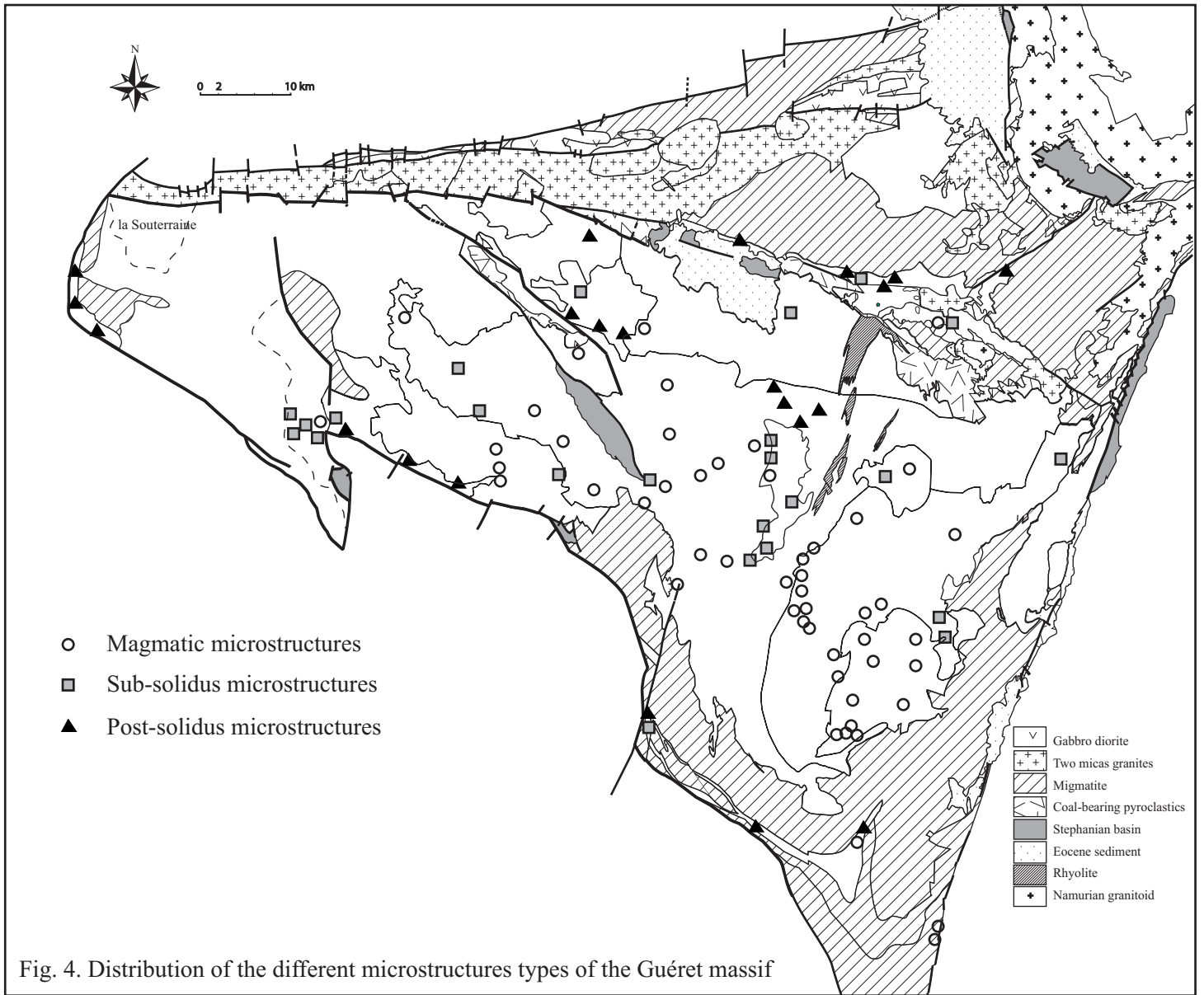


Fig. 4. Distribution of the different microstructures types of the Guéret massif

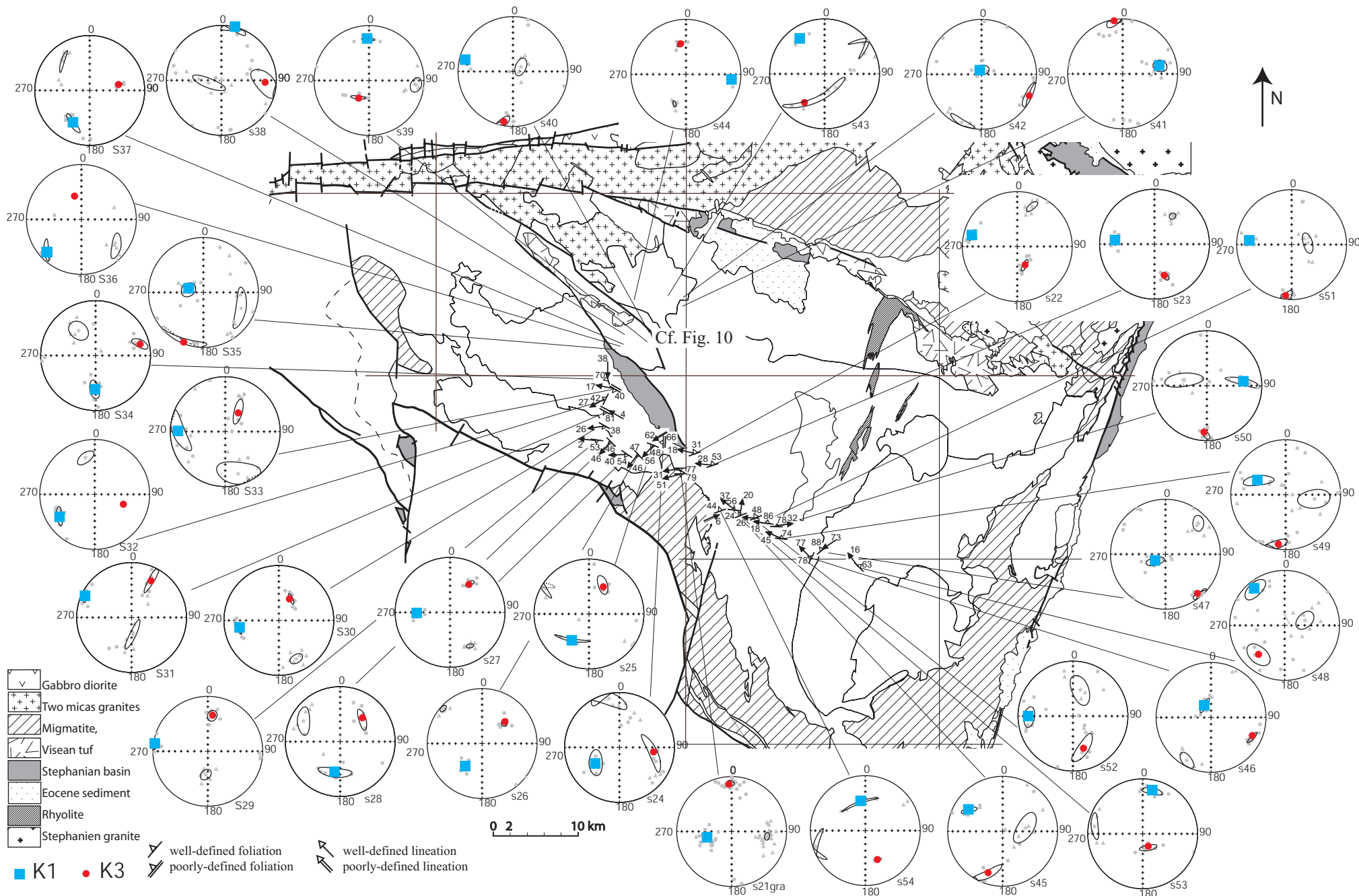


Fig. 5. Equal-area projection of AMS results for each sampling site of the Guéret massif. Squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and larger black ones represent individual specimen and average orientation directions, respectively. Confidence ellipse are drawn around average orientation direction.

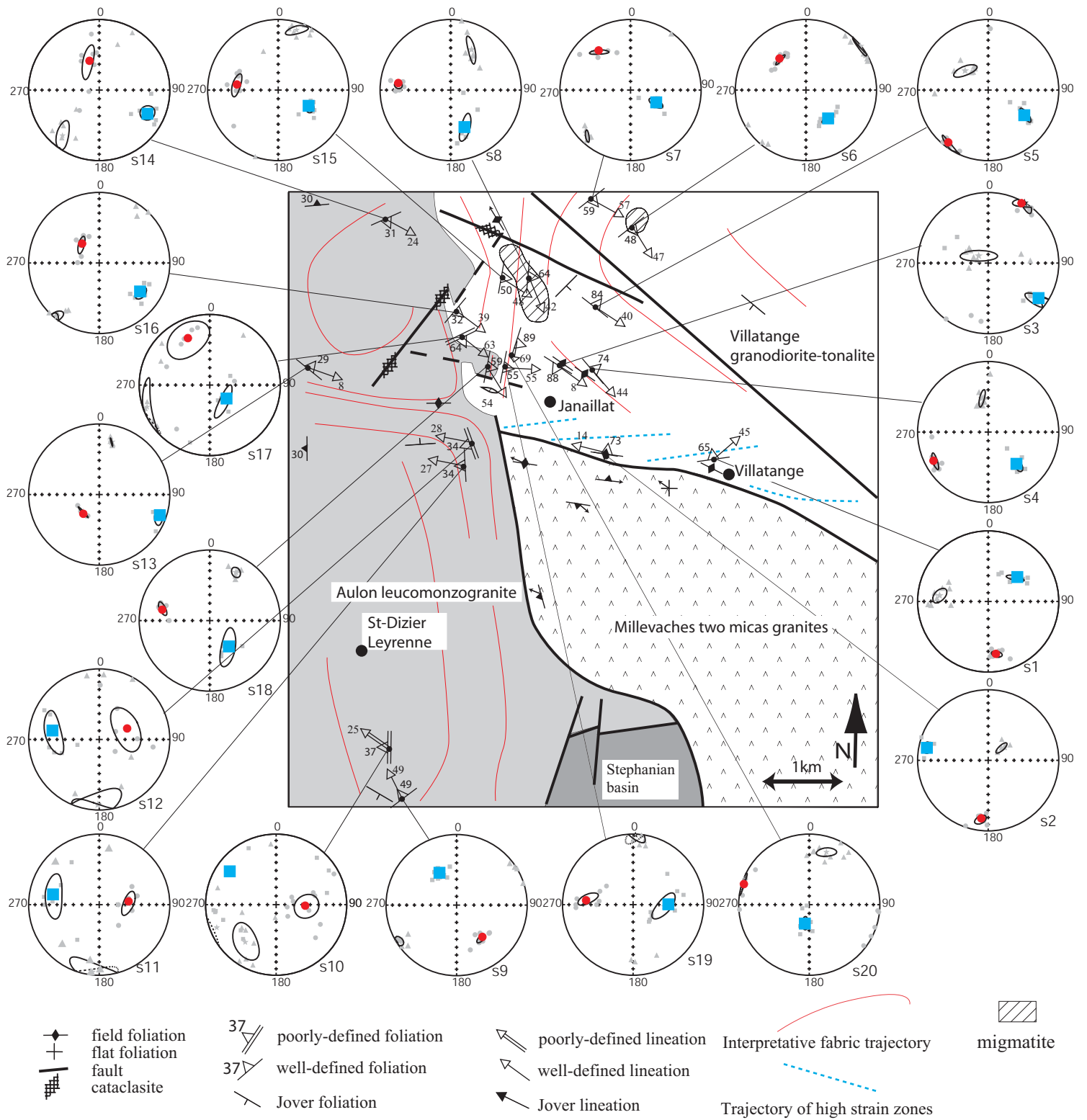


Fig. 6. Equal-area projection of AMS results for each sampling site of detail site of the Guéret massif (NW Millevaches). Squares and circles are K1 (magnetic lineation) and K3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and larger black ones represent individual specimen and average orientation directions, respectively. Confidence ellipses are drawn around average orientation direction.

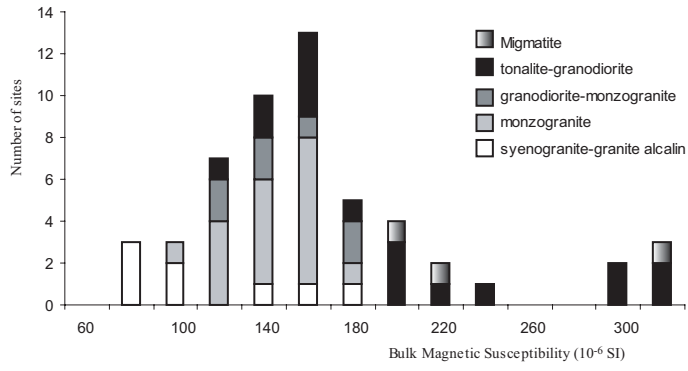


Fig. 7. Histogram of the bulk magnetic susceptibility measured from each sampling site showing the relationship between lithology and Bulk Magnetic Susceptibility.

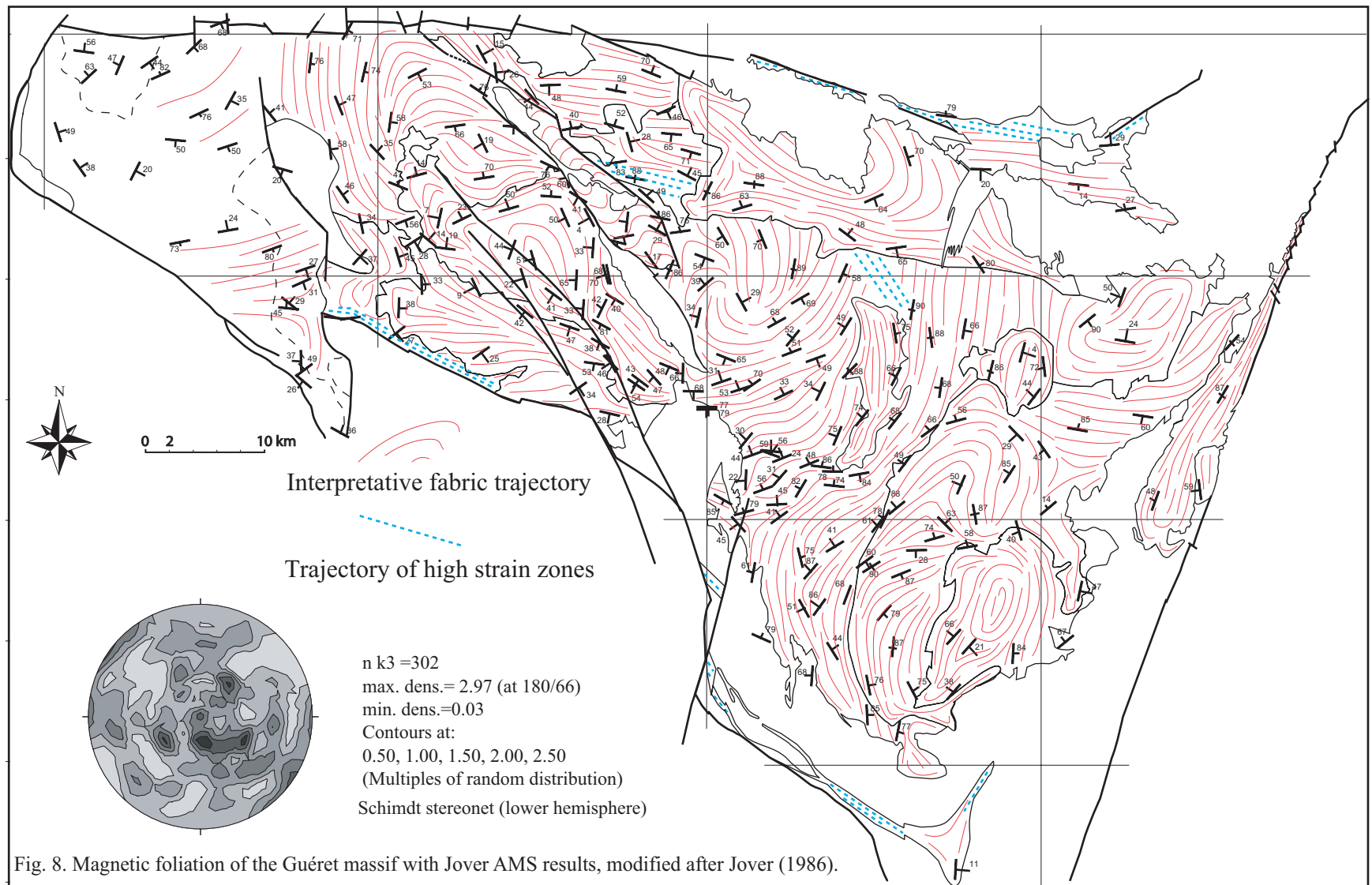
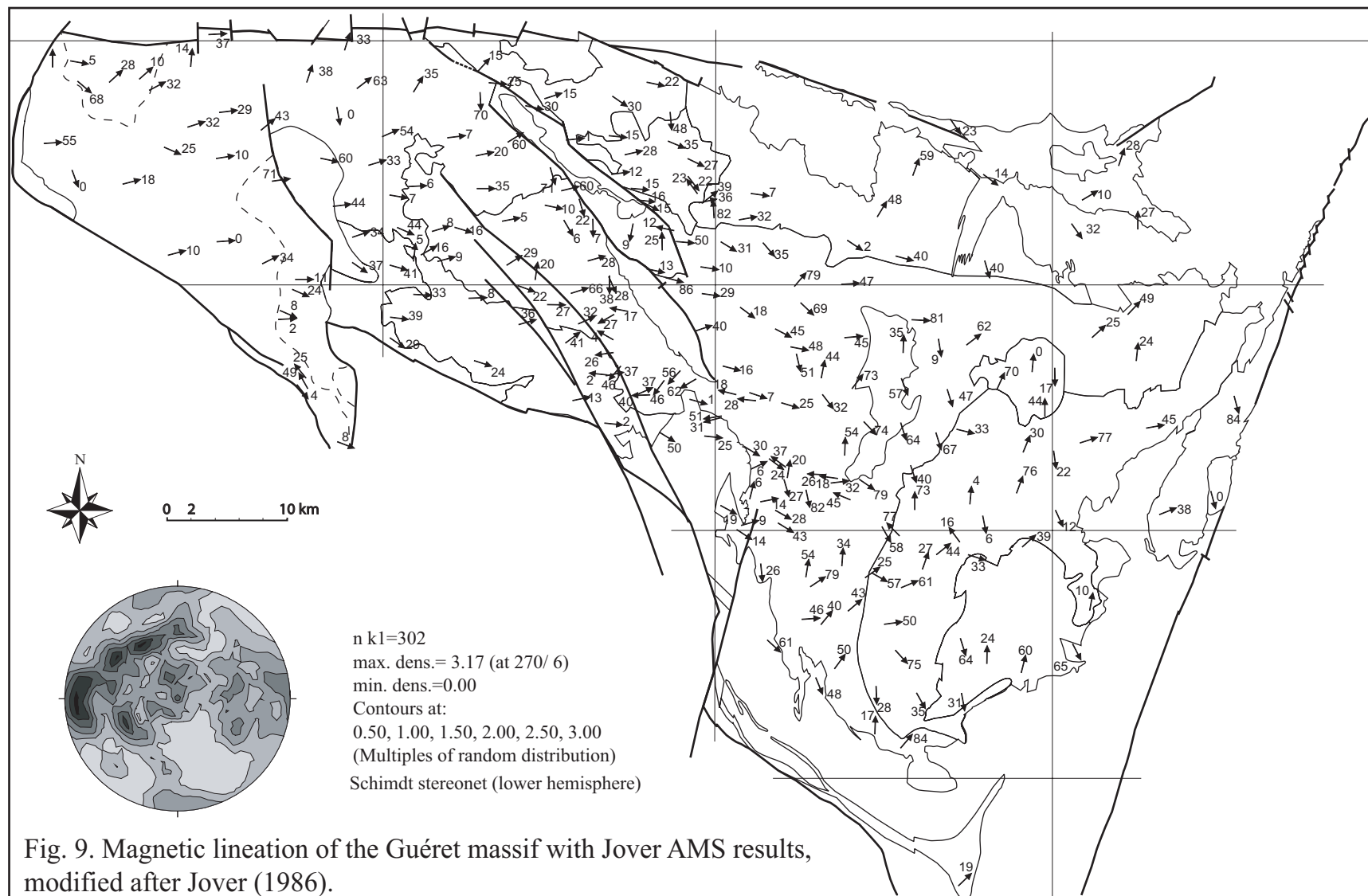


Fig. 8. Magnetic foliation of the Guéret massif with Jover AMS results, modified after Jover (1986).



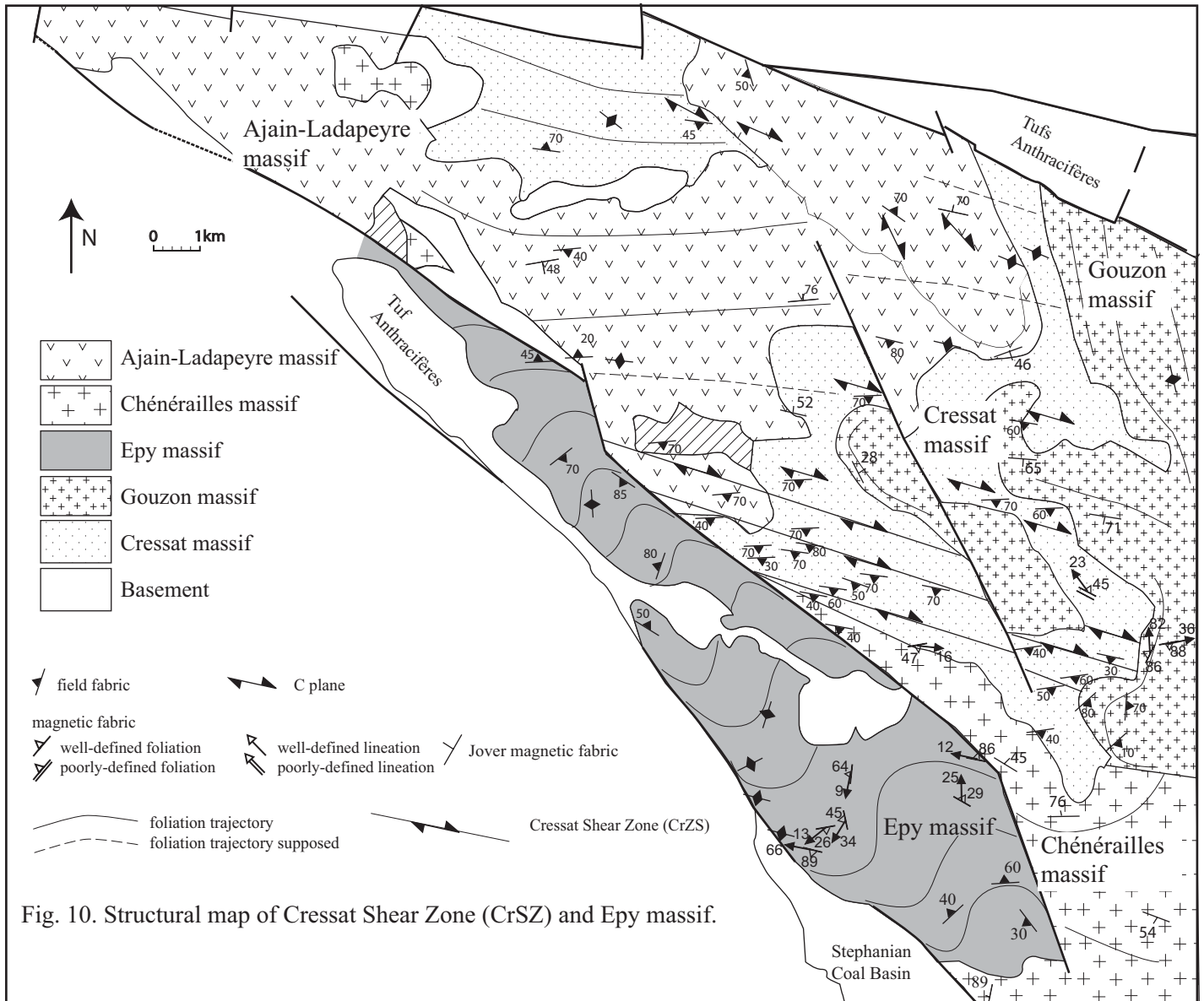


Fig. 10. Structural map of Cressat Shear Zone (CrSZ) and Epy massif.

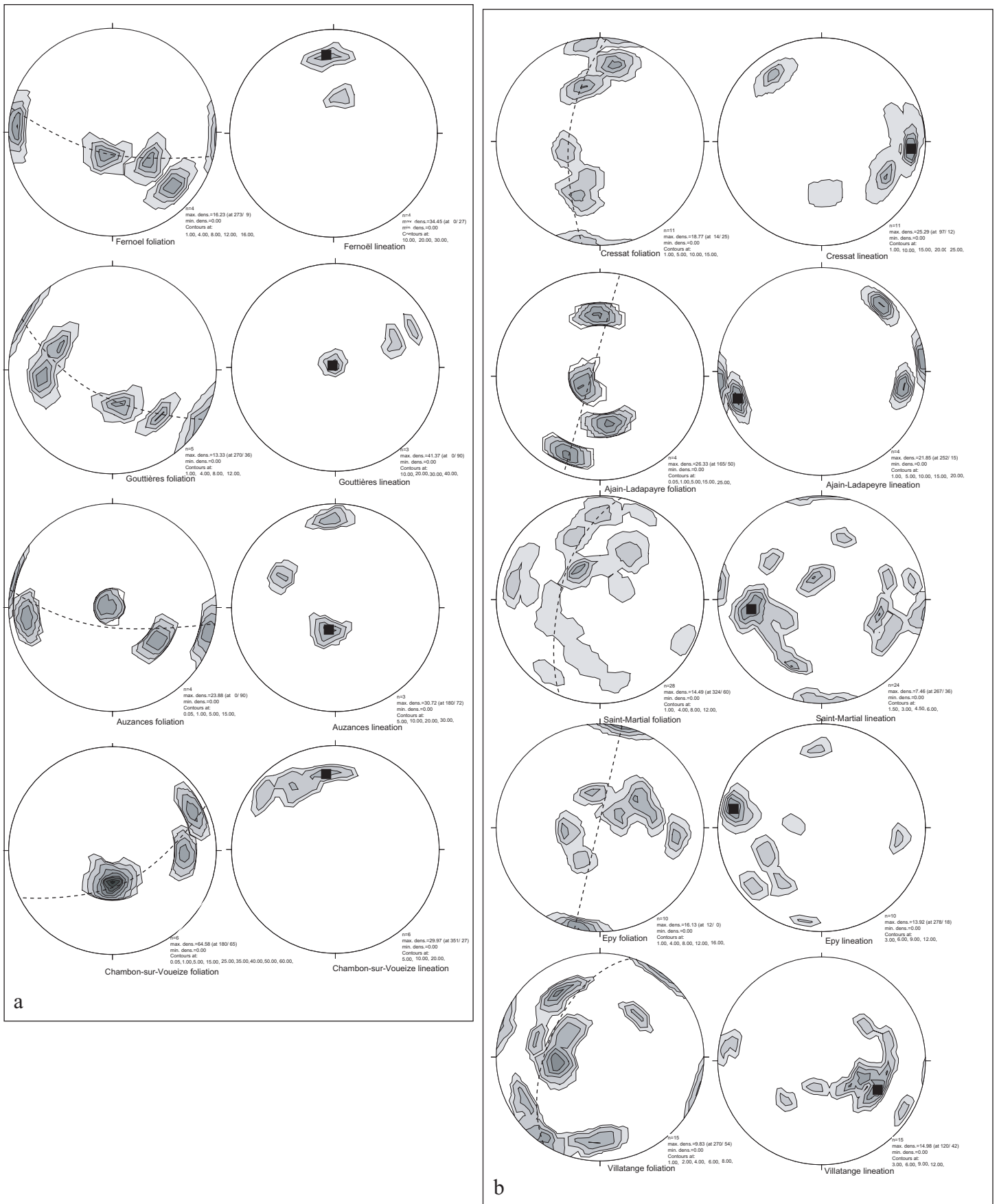


Fig. 11. Stereogram of magnetic pole foliation and magnetic lineation for each massifs of Guéret magmatic complex. (a) Pole of EW trending magnetic foliation. (b) Pole of NS trending magnetic foliation. (c) Pole of magnetic foliation with dispersion following a sub vertical axis.

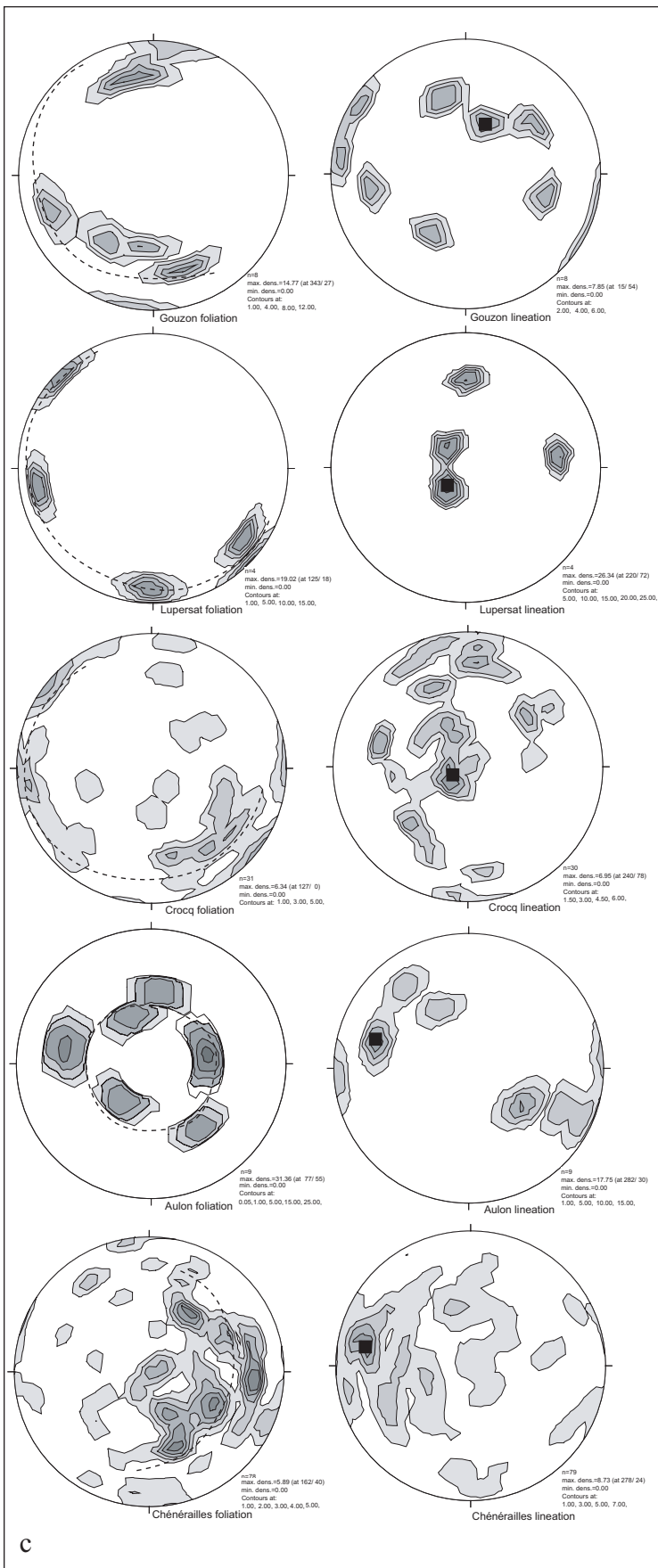


Fig. 11. Stereogram of magnetic pole foliation and magnetic lineation for each massifs of Guéret magmatic complex. (a) Pole of EW trending magnetic foliation. (b) Pole of NS trending magnetic foliation. (c) Pole of magnetic foliation with dispersion following a sub vertical axis.

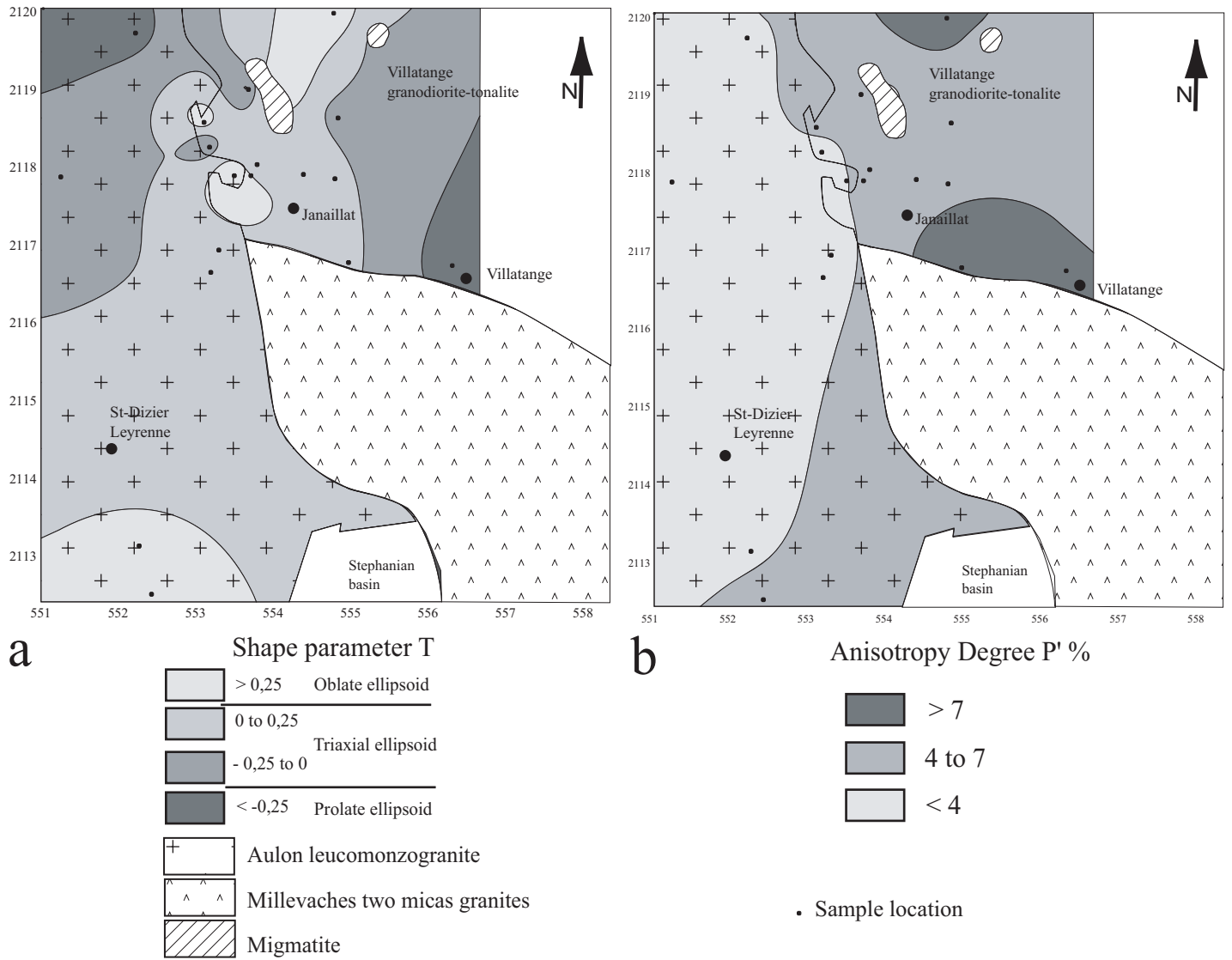


Fig. 12. Map of the scalar parameters of the Janaillat area (detailed study). (a) Shape parameter, T. (b) Anisotropy degree, P' %.

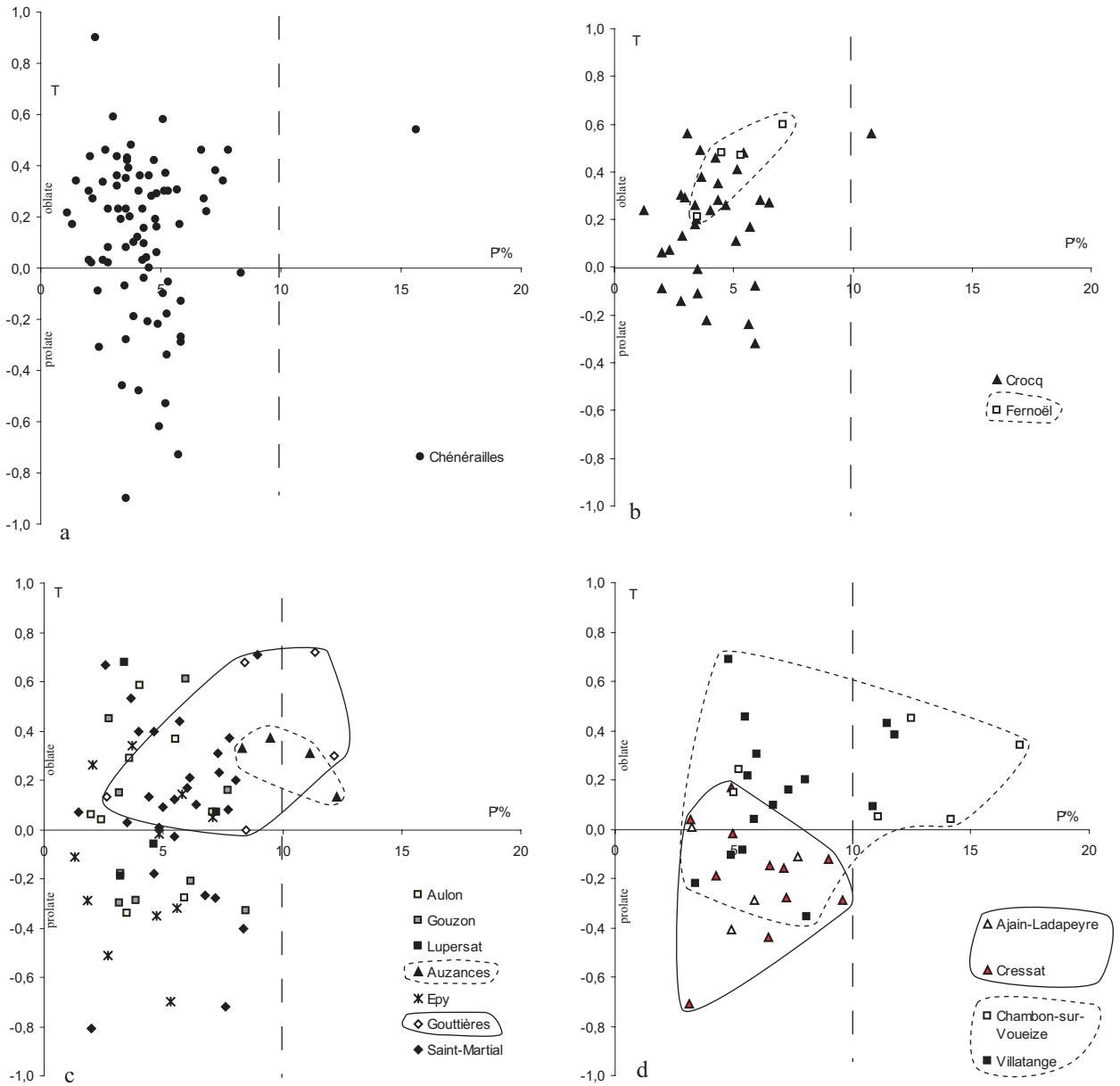


Fig. 13. Diagram of the shape parameter (T) versus the anisotropy index (P%). a: Chénérailles massif, magmatic and submagmatic foliation. b: Plutons with magmatic foliation and no solid state deformation. c: Plutons affected by submagmatic deformation. d: Plutons mainly affected by post-solidus deformation.

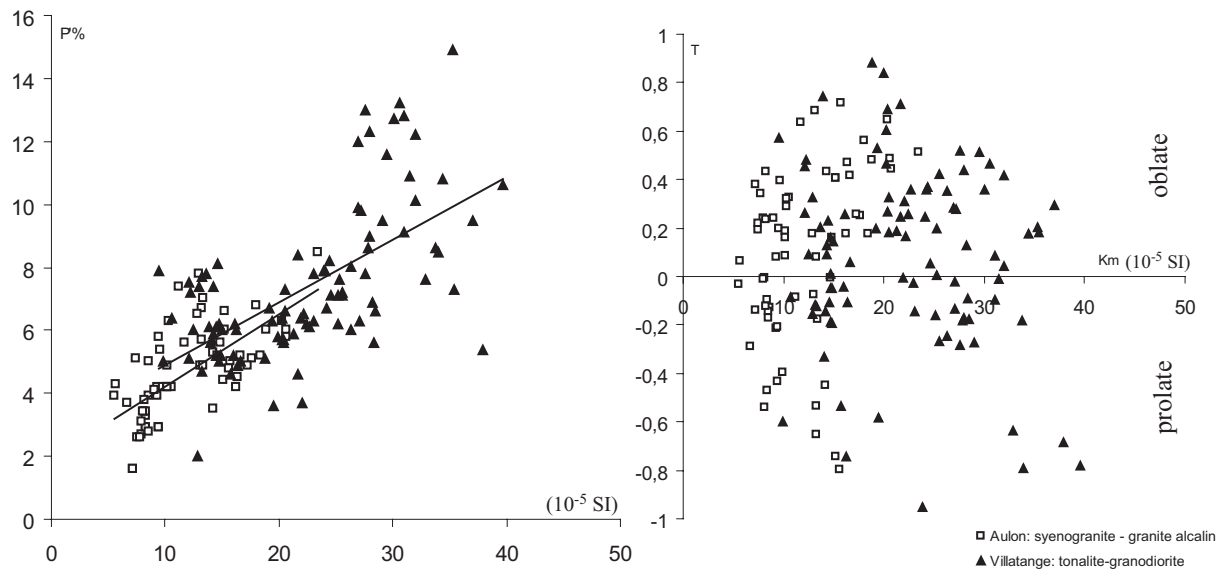
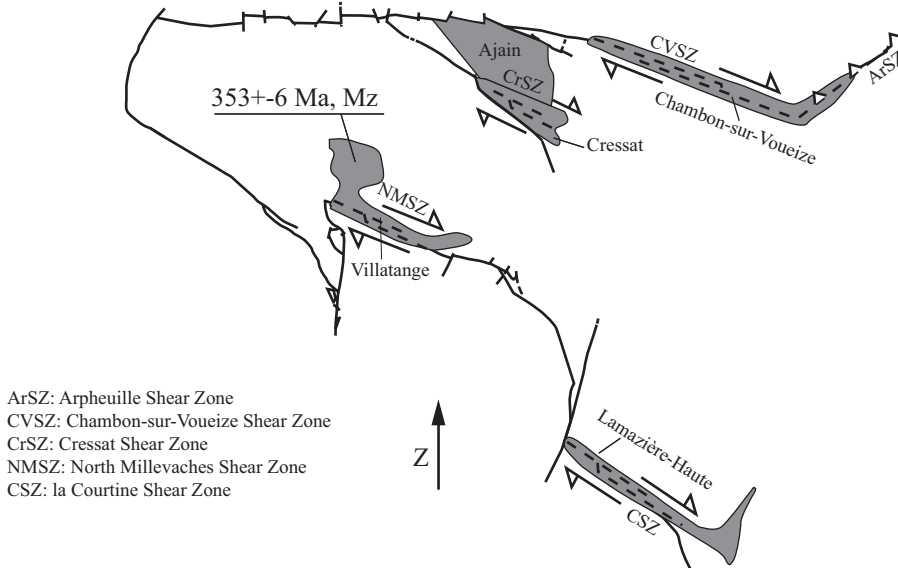
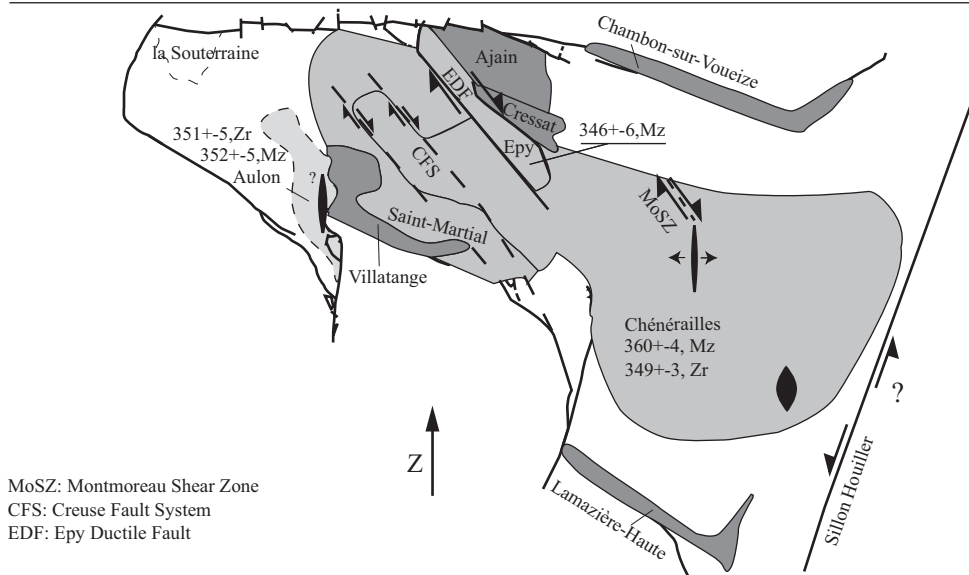


Fig. 14. Diagram of the anisotropy index (P%) versus the bulk susceptibility (Km) and diagram of the shape parameter (T) versus the bulk susceptibility (Km) for two contrasting petrographic type.

a. Magma emplacement along NW-SE dextral shear zones (360-355 Ma)



b. Emplacement of post mylonitic magmas (355-340 Ma)



c. Final emplacement of post mylonitic magmas (340-335 Ma)

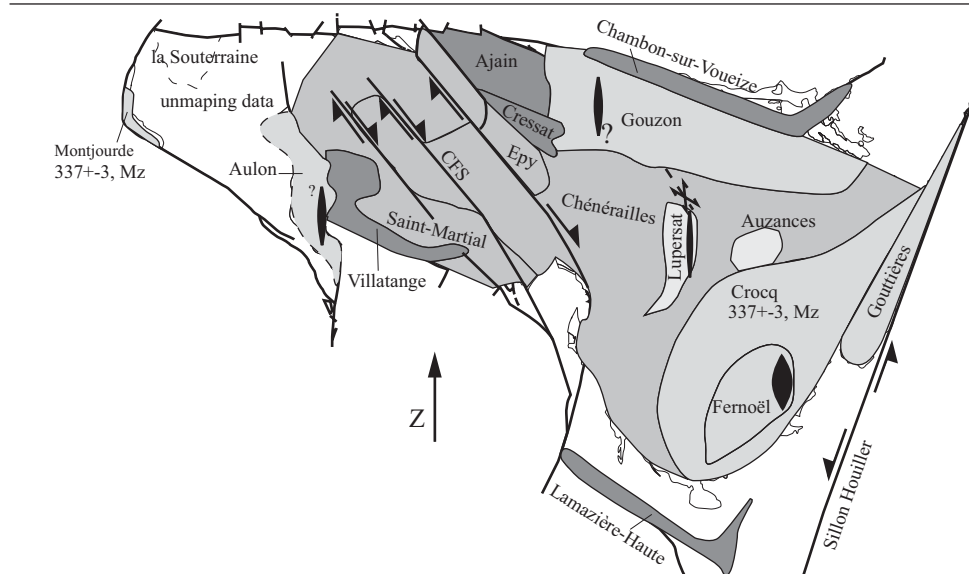


Fig. 15. Emplacement pattern for the Guéret magmatic complex with the identification of each pluton. (a) Emplacement of the Ajain, the Chambon-sur-Voueize, the Cressat, the Lamazière-Haute and the Villatange magmas under a dextral non-coaxial regime. The Z shortening axis trends North-South. (b) The post mylonitic emplacement of the Aulon, the Chénérailles, the Epy and the Saint-Martial magmas. (c) Emplacement of the Crocq, the Epy, the Fernoël, the Gouttières and the Gouzon magmas. The dextral Creuse Fault System and sinistral Sillon Houiller fault infer a Z shortening axis may still trended North-South (see text for further explanation).

Massifs	Petrographic types	Grain size (mm)	Co	KF	Mu	Am	Foliation			Absolute age		
							magmatic (I)	sub-solidus (II)	post-solidus (III)	Zircon	Monazite	Bulk rock, Rb/Sr
1 Villatange	tonalite-granodiorite	2 / 5				M	S	P				353+-6 Ma (1)
2 Cressat	granodiorite - monzogranite	2 / 5		(x)		M	S	P				
3 Ajain-Ladapeyre	syenogranite	1 / 5	x	(x)	x	M	S	P				
4 Lamazière-Haute	granodiorite - monzogranite	2 / 5	(x)	(x)		M	S	P				
5 Chambon-sur-Voueize	granodiorite - monzogranite	2 / 5	(x)	(x)		M	S	P				
6 Saint-Martial	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)		M	S					
7 Néoux	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)		M	S					
8 Maupuy	monzogranite - syenogranite	2 / 4	(x)			M	S			349+-3 Ma (1)	360+-4 Ma (1)	356+-10 Ma (2)
9 Chénérailles	monzogranite	2 / 6	x	x		M	S	(P)				
10 Aulon	syenogranite - granite alcalin	4 / 8	xx	x		M	S			351+-5 Ma (1)	352+-5 Ma (1)	
11 Souterraine	no chemical analyses	2 / 5	(x)	xx		M	S					ca. 350 Ma (4)
12 Epy	tonalite-granodiorite	2 / 5	xx	(x)		M	S					346+-6 Ma (1)
13 Lupersat	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)		M	S					
14 Gouzon	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)		M	S					
15 Gouttières	no chemical analyses	2 / 5	x	(x)		M	S					
16 Meissex	monzogranite	2 / 5				M	S					
17 Auzances	tonalite-granodiorite	2 / 4	x	(x)		M	S					
18 Crocq	monzogranite	2 / 7	(x)	x	x	M						337+-3 Ma (3)
19 Charensat	no chemical analyses	2 / 9	(x)	xx		M						
20 Fernoel	monzogranite - syenogranite	1 / 4	xx		x	M						
21 Champagnat	syenogranite	2 / 4	xx		x	M						
22 Tours de Crocq	syenogranite - granite alcalin	1 / 3	x		x	M						
23 Montjourde	monzogranite	2 / 6		x	x	M						330+-3 Ma (3)

xx: often present, x: présent, (x): scarcely present, Co: cordierite, Fkp: potassic feldspar phenocrysts, Mu: muscovite, Am: amphibole

Table 1. Synthetic table of distinct intrusions in the Guéret magmatic complex. They are classified according to their hypothetical relative age.

(1) Cartannaz et al., 2005 ; Rolin et al., sous press (2) Berthier et al., 1979 (3) Cartannaz et al., accepté (4) Vauchelle, 1988.

Petrographic types for each massifs are obtain using Q'/ANOR diagram (Streckeisen et Le Maitre 1979).

Site Number	N	BMS [SI]	K ₁		α _{95min}		K ₃		α _{95max}		P%	T
			Dec	Inc	α _{95min}	α _{95max}	Dec	Inc	α _{95min}	α _{95max}		
1	9	315,0	53	45	2.6	10.5	172	25	3.3	16.6	8,1	-0,358
2	7	312,0	281	14	5	5.9	187	17	4.1	7.6	10,9	0,089
3	8	295,0	122	8	4.8	21.9	212	2	5	13.3	5,6	0,217
4	9	248,0	134	44	3.5	11.5	240	16	3.1	17.6	6,7	0,098
5	8	152,0	123	40	2.7	10.9	218	6	2.7	12	5,4	-0,088
6	9	226,0	142	47	2.3	7.5	321	42	1.8	7.1	5,4	-0,022
7	7	292,0	121	57	3.8	9.5	321	31	2.5	11.1	11,5	0,430
8	7	207,0	159	42	5.1	17.7	275	26	3.4	5.3	3,9	0,528
9	10	180,0	331	49	3.5	4.6	143	41	3	5.7	5,5	0,366
10	11	162,0	321	25	15.5	19.3	89	53	14	23.1	3,6	0,286
11	6	77,9	284	32	11	24.9	87	56	12.1	26.4	2,4	0,038
12	7	74,5	287	28	10.2	25.6	70	56	23.6	25.2	2,0	0,060
13	6	81,9	114	8	5	7.9	219	61	6.5	26	3,2	-0,178
14	8	91,7	114	24	7.2	10	336	59	5.8	21.9	3,5	-0,342
15	9	134,0	120	48	4.6	5.1	280	40	5	17.7	5,9	-0,277
16	8	190,0	117	39	5.4	17.8	310	58	7.5	16.1	5,5	0,455
17	7	137,0	143	63	5.5	21.6	334	26	21.2	26.2	3,4	-0,219
18	7	104,0	133	54	8.1	24.2	281	31	3	25.3	4,0	0,587
19	8	131,0	107	55	7.6	19.1	281	35	4.9	13.8	6,0	0,303
20	10	181,0	194	69	3.4	7.8	288	1	3.2	9.6	5,9	0,037
21	25	182,0	255	51	3.8	4.1	359	11	3.4	5.4	5,3	-0,053
21b	21	317,0	261	31	8.6	13.1	360	13	9.7	13.8	2,1	-0,252
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

Table 2: Anisotropy of magnetic susceptibility data. N: number of specimens; BMS: Bulk Magnetic Susceptibility in 10⁻⁶ SI, Dec, Inc, a95min, a95max: declination, inclination, (Bingham 1964) bimodal statistics data, respectively, in degrees; P%: anisotropy degree; T: shape parameter (Hrouda 1982, Jelinek 1981)

Site number	K1		K3		P%	T
	Dec	Inc	Dec	Inc		
2 (this study)	281	14	187	17	10,9	0,089
Jover unknown	288	13	190	28	?	?
34 (this study)	180	38	74	20	2,2	0,27 2
Jover 68	156	28	78	21	3,53	-0,07
45 (this study)	307	37	186	34	2	-0,809
Jover 9	307	24	190	31	4,53	?

Tabl. 3. Comparison of three sites between this study and Jover's data (1986).

Chapitre IV : Cisaillement tardifs (N160 et N20) : interférences avec les cisaillements précoces et relations avec les magmatismes viséo-namuriens

1. Les structures viséo-namuriennes (post 350 Ma)

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la déformation viséo-namurienne à partir des intrusions syn- à post-cinématiques qui sont datées par la méthode U/Th/Pb_{total} sur monazite et U/Pb sur zircon.

Cette partie portera tout d'abord sur la Zone de Cisaillement de Marche-Combraille (ZCMC) qui délimite la partie nord du Massif de Guéret. Elle présentera ensuite une étude de la Zone de Cisaillement d'Arrènes - la Courtine (ZCAC) qui constitue la bordure sud du Massif de Guéret. Cette évolution tectonique a fait l'objet d'un article accepté pour publication au Journal International of Earth Sciences. Cette publication montre les interférences entre les cisaillements précoces (Chapitre II et III) et les cisaillements tardifs qui sont en relation avec les magmatismes viséo-namuriens de la partie nord du Massif de Millevaches. Enfin, la déformation du monzogranite de Montjourde, daté à 330 ± 3 Ma sur monazite permet de décrire l'histoire de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine qui limite la partie ouest du Massif de Guéret.

1.1. La Zone de Cisaillement de la Marche-Combraille (ZCMC)

La chaîne de la Marche est parcourue par un faisceau de failles (ZCMC) qui comprend au nord la Faille de Boussac (FB) qui se raccorde à la Zone de Cisaillement de la Marche (ZCM) et au sud la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV) (Fig. IV.1.1). La ZCMC a principalement été étudiée par Lerouge et al. (1983), Choukroune et al. (1983), Rolin (1987), Lerouge (1988), Quenardel et al. (1991) et Rolin et Colchen (2001) qui décrivent un jeu dextre le long des couloirs mylonitiques, excepté pour les Zones de Cisaillements de la Marche et de Boussac qui sont affectées par une cinématique senestre.

Cette chaîne est principalement constituée par des leucogranites à deux micas et par le granite de Chanon qui appartient à l'association alumino-potassique de type Guéret. Les intrusions calco-alcalines de Beaumont-Huriel, de Clugnat et de Chanteloube (Bouvier, 1985), d'âge dévonien (Pin et al. 2002), sont contemporaines de celles du complexe magmatique de Guéret. L'encaissant de ces différents plutons est principalement composé des migmatites de Lépaud et de l'unité de Boussac (Fig. I.4). Les Tufs anthracifères affleurent le long de la bordure sud de la chaîne.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les principaux corps magmatiques syn-déformation et de préciser les différents jeux des cisaillements de la ZCMC dans le temps grâce aux datations absolues sur monazite et zircon réalisées sur ces intrusions.

1.1.1. Les leucogranites de la Marche

Plusieurs types pétrographiques sont mis en évidence (Lerouge, 1983). Toutes les roches sont majoritairement affectées par une foliation mylonitique non-coaxiale avec un sens de cisaillement majoritairement senestre (Lerouge et al., 1983 ; Rolin, 1987 ; Lerouge, 1988) (Fig. IV.1.2.c et d) et une linéation pentée de 20 à 30° vers l'est (Fig. IV.1.2.a). Ces structures peuvent être mise en relation avec la Zone de Cisaillement de la Marche.

Au sud de la carrière de St-Agnant de Versignat les bandes de cisaillements conjuguées dextres et senestres témoignent d'une déformation coaxiale avec un axe de raccourcissement Z orienté 0/NS (Fig. IV.1.1). Ces structures peuvent être mises en relation avec celles qui affectent le granite de Chanon.

De même, le long de la coupe de Fleural - Dun-le-palestel, les leucogranites sont déformés par des bandes de cisaillement dextre, principalement orientées N150 90 et qui portent une linéation minérale d'étirement faiblement pentée vers le SE. Ces structures, de même direction que les failles du Système Faillée de la Creuse (N150), sont considérées appartenir à ce système.

En lame mince, le quartz montre de la recristallisation dynamique avec de l'extinction ondulante. Il forme des rubans au sein desquels il est étiré suivant la foliation tectonique. Les feldspaths potassiques présentent une déformation ductile révélée par une extinction ondulante. Ils ont également un comportement fragile face à la déformation avec des fractures suivant des plans proches de la perpendiculaire à la foliation mylonitique. Les plagioclases présentent les mêmes types de déformation que les feldspaths potassiques. La muscovite est micro-kinkée afin d'accommoder la déformation. Elle recristallise en petit cristaux secondaire autour des larges lattes de muscovites primaires. La forme caractéristique des mica-fish confirme le sens de cisaillement senestre dans les mylonites de la Zone de Cisaillement de la Marche. Ces descriptions microscopiques montrent que le contexte de déformation commence à haute température, plus particulièrement dans le faciès amphibolitique (Rey, 1999), et se termine à basse température. Les plutons sont donc syn-cinématiques.

Une datation Rb/Sr sur roche totale, du leucogranite de Chabannes, a fourni un âge à 317 ± 9 Ma (Bouvier, 1985 ; Cohen-Julien et al., 1989). Cette datation englobe à la fois des leucogranites déformés et non déformés. Le leucogranite déformé de Chabanne (Fig.IV.1.1), au sud de Dun-le-Palestel, est daté sur monazite par la méthode U/Th/Pb à 334 ± 5 Ma (Gebelin, 2004).

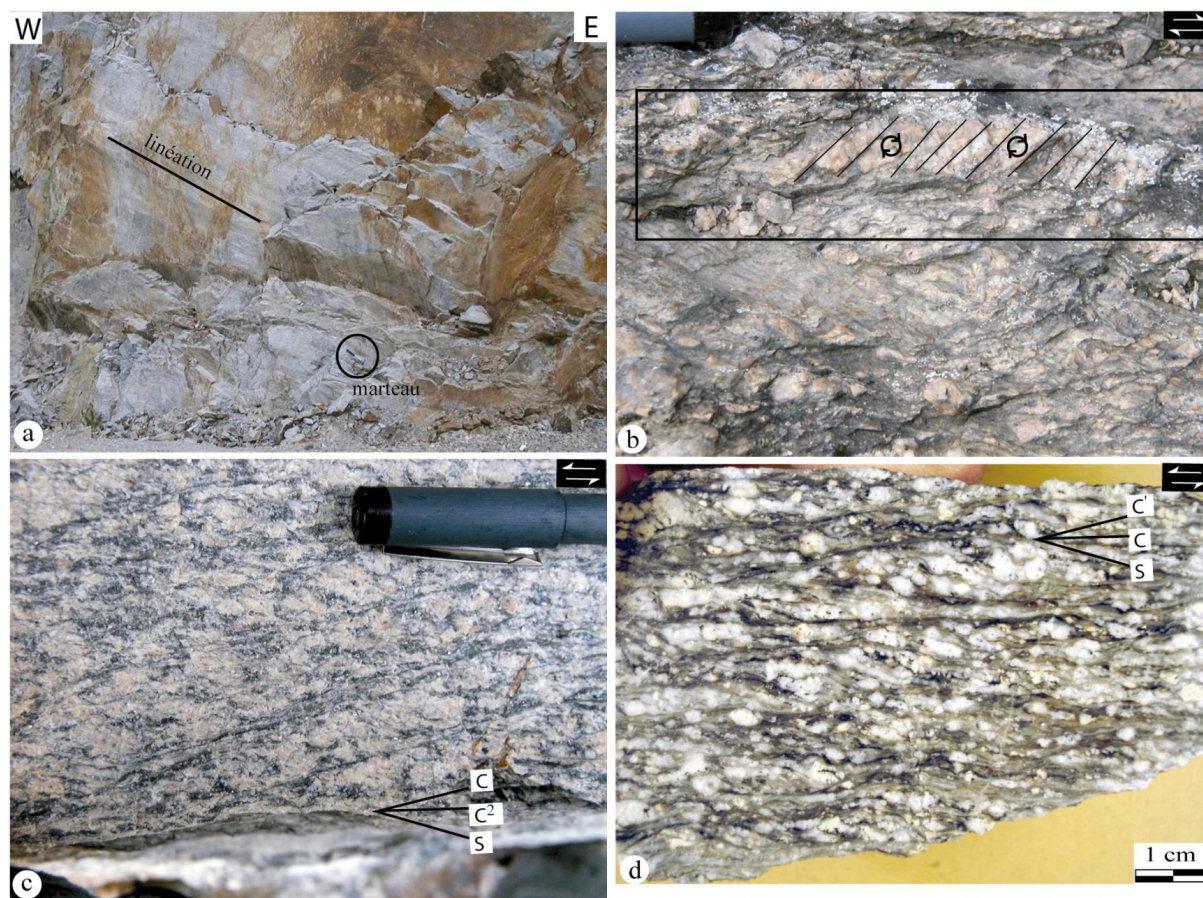


Fig. IV.1.2. Structures mylonitiques du faisceau de la Marche. a. Surfaces de bandes de Cisaillement senestre C2 à l'échelle de l'affleurement, carrière de St-Agnant de Versignat. b. Feldspath potassique tronçonné suivant un cisaillement dextre, monzogranite de Guéret. c et d. Leucogranites de la carrière de St-Agnant de Versignat cisailés en senestre.

1.1.2. La faille de Boussac

La Faille de Boussac se raccorde vers l'ouest avec la Zone de Cisaillement de la Marche (Lerouge et al., 1983). Aucune intrusion magmatique ne permet de contraindre la déformation dans le temps. Les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont déformées et présentent une foliation mylonitique verticale, orientée E-W à ENE-WSW. Lerouge et al. (1983) ont mis en évidence des structures liées à un cisaillement senestre. La déformation s'effectue dans le domaine de stabilité de la biotite (Lerouge et al., 1983).

1.1.3. Le massif de Chanon

Ce massif est composé de plusieurs types pétrographiques (Cohen-Julien et al., 1991) et géochimiques (Gauthier, 1973). La mise en place de ce massif est donc certainement poly-intrusive. La déformation est principalement localisée au nord du massif granitique. Les mesures structurales effectuées sur les bandes de cisaillements (Fig. IV.1.1) montrent toutefois une cohérence dans la déformation qui est coaxiale. Les bandes de cisaillements sont verticales et les jeux conjugués dextres et senestres s'intègrent dans un champ de déformation avec une direction NS à N20 de l'axe de raccourcissement Z (Fig. IV.1.1) et un axe d'étirement X (linéation minérale sur les bandes de cisaillement) horizontale. A l'est du camping de Chatelus-Malvaleix, la déformation est en aplatissement avec des rubans de quartz millimétriques qui s'étalent suivant le plan XY. Les bandes verticales de cisaillement dextre et senestre sont confondues et argumentent un axe de raccourcissement Z orienté 0/N20. Elles portent une linéation minérale horizontale.

Les conditions de déformation, déterminées par les observations microscopiques, s'effectuent dans le domaine de stabilité de la biotite (Cohen-Julien et al., 1991).

Une datation Rb/Sr sur roche totale a fourni un âge de 323 ± 6 Ma (Cohen-Julien, 1991). Un âge U/Th/Pb_{total} sur monazite argumente une mise en place vers 337 ± 4 Ma pour la roche localisée au sud de ce massif dans le prolongement de la ZCCV (Fig. IV.1.1). La mise en place de cette roche non déformée scelle donc le cisaillement dextre de la ZCCV.

1.1.4. Les Tufs anthracifères

Si l'on exclut les Tufs viséens présents dans les bassins qui jalonnent le Sillon Houiller, les Tufs anthracifères sont présents dans les bassins des Combrailles (Bazot, 1970) qui sont encastrés dans les granitoïdes de Guéret par la faille de Chambon-sur-Voueize et ses failles satellites. Ce complexe est formé d'est en ouest par le bassin de Fontanières, de Chambon et de Passelat-Ladapeyre (Fig. IV.1.3). Le second complexe, plus à l'ouest, constitue le bassin de Glénic-Pionnat (Fig. IV.1.3) ou l'unité du Pont à la Dauge (Berthier, 1979), qui est orienté N130 et qui repose directement sur les granitoïdes de Guéret.

Les Tufs volcaniques qui affleurent le long de la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize sont localement affectés par une déformation mylonitique à ultramylonitique (Fig. IV.1.3.b). Les plans de cisaillements sont majoritairement orientés N105 90 (Fig. IV.1.3). Les critères cinématiques indiquent tous un cisaillement dextre (Fig. V.1.4.a, c et d). La linéation minérale plonge de 30° vers l'Ouest, de 30° à 50° vers l'Est ou bien est horizontale.

Les observations microscopiques montrent une paragenèse symmétamorphe du cisaillement à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite et sillimanite (Fig. IV.1.4.c et d). Les conditions de déformations s'effectuent à haute température en contexte amphibolitique. La mise en place des Tufs anthracifères est donc syn-cinématique.

Un échantillon de Tufs volcaniques, prélevé à l'ouest d'Evaux-les-bains (CN4), fournit un âge sur monazite à 337 ± 3 Ma et permet de rapporter l'activité cisailante de la ZCCV au Viséen moyen.

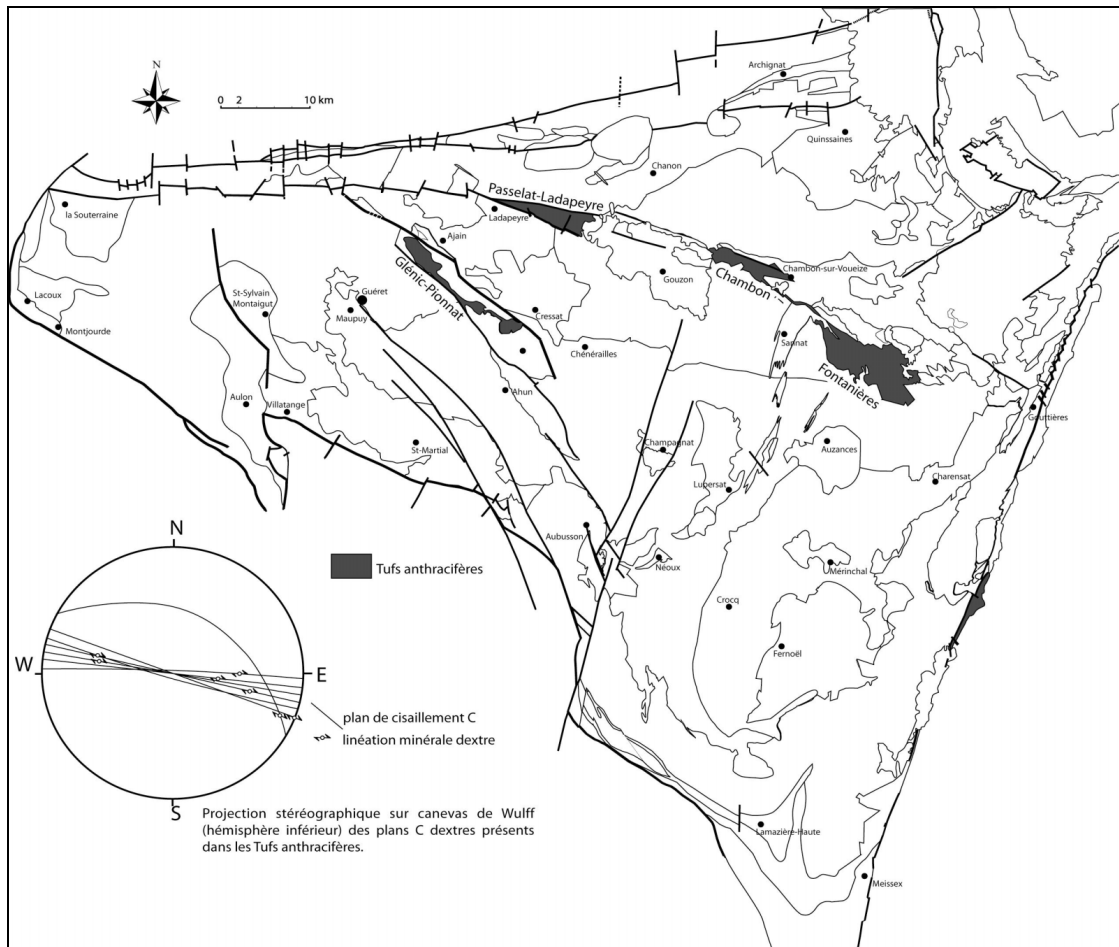


Fig. VI.1.3. Localisation des différents bassins de Tufs anthracifères viséens.

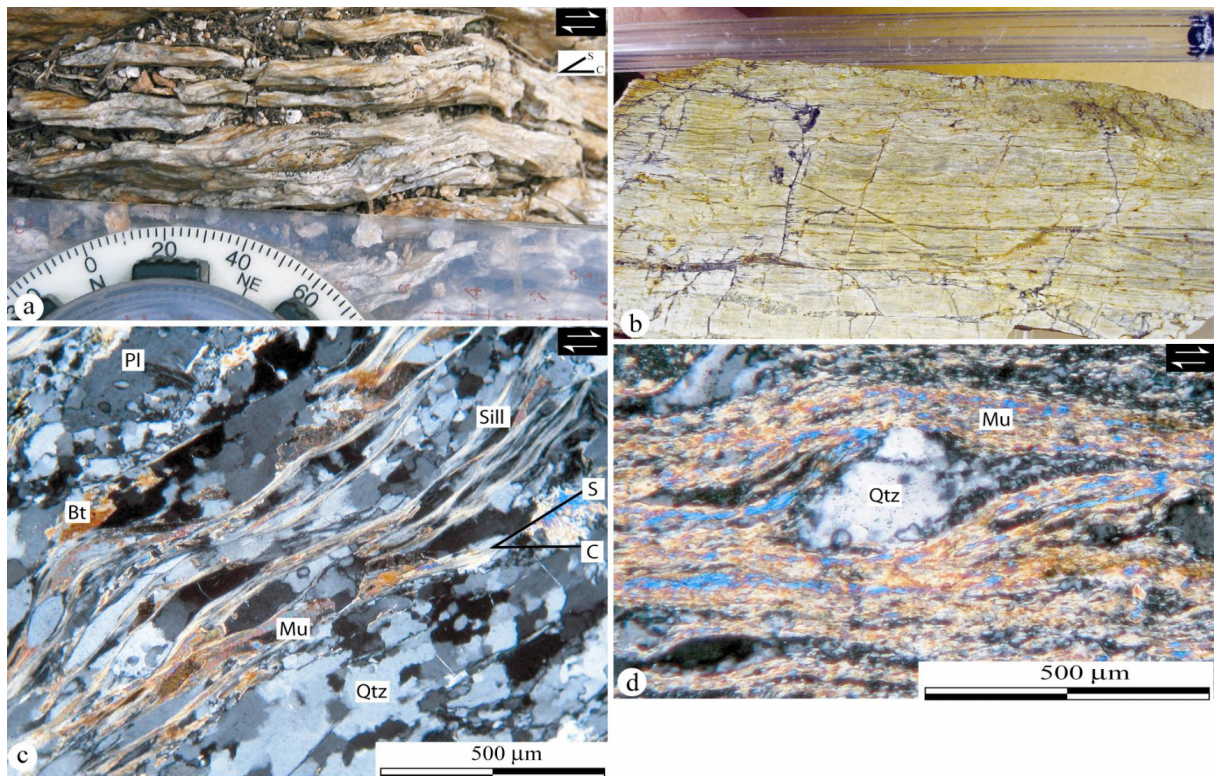


Fig. IV.1.4. Déformation des Tufs anthracifères (type pétrographique rhyodacitique) : a. Mylonite dextre. b. Ultramylonite. c. Foliation tectonique anastomosée. d. ocell quartzique avec queue de recristallisation de quartz en forme de sigmoïde dextre. Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Mu : muscovite, Bt : biotite, Sill : sillimanite.

1.1.5. Le complexe magmatique de Guéret

Au sud de la coupe de Fleural - Dun le Palestel, le monzogranite de Guéret est affecté par des bandes de cisaillement dextre, orientées N120 90 (Lerouge et al., 1983) (Fig. IV.1.2.b), reprises par des bandes de cisaillement dextre (C^2) orientées N150 90 (Fig. IV.1.1). Ces dernières peuvent être mises en relation avec le Couloir Ductile de l'Epy et le Système Faillé de la Creuse. L'âge de cette déformation est inconnu. La roche a subi une muscovitisation au contact des leucogranites du faisceau de la Marche (Lerouge et al., 1983). La muscovite non déformée est le plus souvent automorphe et en placage sur les structures mylonitiques dextres (Lerouge et al., 1983).

1.1.6. Les massifs de Montebas et de Toulx-Ste-Croix (Fig. IV.1.1)

Ces plutons, tout comme les massifs de St-Silvain-Bas-le-Roc et de Grand-Roche, ne sont pas déformés et sont donc post-tectoniques (Lerouge et al., 1983 ; Cohen-Julien et al., 1991). Le massif de Montebas est daté à 310 ± 1 Ma sur lépidolite avec la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Cuney et al., 2002).

1.1.7. Conclusion

Faute de datations suffisantes, il est difficile de reconstruire l'évolution tectonique pour la Zone de Cisaillement de la Marche-Combraille.

Trois styles de déformation se dégagent néanmoins et argumentent un axe Z horizontal NS à N20 :

- une déformation non-coaxiale dextre orientée N120 90 et N150 90 dans les granitoïdes de Guéret et N120 90 dans les Tufs anthracifères le long de la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize,
- une déformation coaxiale avec un axe de raccourcissement Z horizontale et de direction NS à N20 dans la partie nord du granite de Chanon (ZCM) et la partie sud du leucogranite de St-Agnant de Versignat (ZCCV).
- une déformation non-coaxiale senestre principalement orientée N90 90 en bordure nord des leucogranites de la Marche le long de la Zone de Cisaillement de la Marche (ZCM).

Du point de vue chronologie des structures de cisaillements :

Mise en évidence d'un cisaillement N120 90 dextre qui affecte les granitoïdes du Massif de Guéret avant les intrusions des granitoïdes viséens de la chaîne de la Marche. Ce cisaillement est rapporté au Tournaisien (cf. paragraphe III.3).

Au Viséen moyen (environ 340-335 Ma), la mise en place du granite de Chanon, déformé de façon coaxiale au nord et non déformé au sud, scelle les grands déplacements le long de la ZCCV (Lerouge et al. 1983) et de la partie orientale de la ZCM.

Au Viséen supérieur (335-325 Ma), les leucogranites de la Marche se mettent en place dans la partie occidentale de la CZM. Cette faille, avec la faille de Boussac, joue en senestre avec un axe de raccourcissement Z orienté vers le N20/N40. Notons la structuration en dextre, parallèle au Système Faillé de la Creuse et conjuguée au cisaillement senestre, qui affecte les leucogranites et les granitoïdes de Guéret (CO6 : C^2 , Fig. IV.1.1).

1.2. La Zone de Cisaillement d'Arrènes – la Courtine : Evolution tectonique du Nord Millevaches

L'étude de la Zone de Cisaillement d'Arrènes – la Courtine et des plutons syntectoniques du nord Millevaches a fait l'objet d'une publication à l'International Journal of Earth Sciences (anciennement Geologische Rundschau) présentée ci-après :

Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central

C. Cartannaz · P. Rolin · A. Cocherie ·
D. Marquer · O. Legendre · C. M. Fanning ·
P. Rossi

Received: 25 July 2005 / Accepted: 8 April 2006
© Springer-Verlag 2006

Abstract This work establishes the relative timing of pluton emplacement and regional deformation from new dating and structural data. (1) Monazite and (2) zircon dating show Tournaisian ages for the Guéret granites [Aulon granite 352 ± 5 Ma (1), 351 ± 5 Ma (2) and Villatange tonalite 353 ± 6 Ma (1)] and Viseo-Namurian ages for the north Millevaches granites [Chavanat granite 336 ± 4 Ma (1), Goutelle granite 336 ± 3 Ma (1), Royère granite 323 ± 2 Ma (1) and 328 ± 6 Ma (2), Courcelles granite 318 ± 3 Ma (1)]. The Guéret and Millevaches granites are separated by the N110 Arrènes-la Courtine Shear Zone (ACSZ), composed from West to East by the Arrènes Fault (AF), the North Millevaches Shear Zone (NMSZ) and the la Courtine Shear Zone (CSZ), respectively. Tournaisian Guéret granites experienced a non-coaxial dextral shearing (NMSZ) recorded by the Villatange granite while the Aulon granite (Guéret granite) cuts across this dextral shear zone which thus stopped shearing during Tournaisian time. Visean to Namurian Millevaches granites experienced a coaxial deformation. Therefore, low displacements along the NMSZ and the CSZ

occurred at the emplacement time of Chavanat and Pontarion-Royère granites (336–323 Ma). The structural analyses of Goutelle granite emphasizes a deformation related to the dextral Creuse Fault System (CFS) oriented N150–N160. From 360 to 300 Ma, the Z strain axis is always horizontal inferring a wrench setting for these granite emplacements. During this tectonic evolution, the Argentat zone acted as a minor normal fault and is related with a local Middle Visean (340–335 Ma) syn-orogenic extension on the western border of the Millevaches massif.

Keywords French Massif Central · Monazite · Zircon · Dating · Displacement · Granite deformation

Introduction

Collision tectonic in the Hercynian belt is characterized by the stacking of syn-collisional nappes (Matte 1986) followed by syn- to post-tectonic granite intrusions (Duthou 1984; Lagarde et al. 1992) and marked by the development of large crustal scale shear zones (Gumiaux et al. 2004). These orogenic granites are of importance in the understanding of the kinematics of highly strained zones in collision belts (Hutton and Reavy 1992). Dating syn- to post-orogenic granites allows the timing of regional deformation to be determined. This methodology is applied in the western part of French Massif Central, more precisely in the Guéret and Millevaches massif (Cuney et al. 2002; Gévelin 2004; Roig et al. 2002; Scaillet et al. 1996).

New geochronological ages on monazite and zircon are first presented. Then, the main deformation zones which affected the dated granites with the support of

C. Cartannaz (✉) · P. Rolin · D. Marquer
Université de Franche Comté, Géosciences,
16, route de Gray, 25 000 Besançon, France
e-mail: Charles.cartannaz@univ-fcomte.fr

A. Cocherie · O. Legendre · P. Rossi
BRGM, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France

C. M. Fanning
Research School of Earth Sciences, ANU,
Canberra, ACT 0200, Australia

cartographic data (Cartannaz et al. 2006b; Rolin et al. 2006) and a careful analysis of the structures in the granitic plutons are described. In the inner part of the Variscan chain, this study on high strained zones allows to propose a new geodynamic evolution for the Guéret and Millevaches massifs during Carboniferous time.

Geological and tectonic setting

The Guéret and Millevaches massifs are composed of several granites (Ranchin 1971; Stussi and Cuney 1993; Vauchelle et al. 1988). They belong to the north-western part of the French Massif Central, in the inner zone of the Variscan belt. These granites intrude a reverse pile of metamorphic nappes, overthrust and deformed during the Silurian-Carboniferous convergence between Gondwana and Laurasia (Matte 1986). The inner zone experienced a post-collisional extension during the Late Viséan (Burg et al. 1994; Faure 1995; Faure et al. 2002). Large crustal wrench zones deform the metamorphic nappe pile at the end of the collision from western Brittany to the French Massif Central (Gumiaux et al. 2004; Rolin and Colchen 2001). One of these main crustal shear zones, the “Arrènes-la Courtine” shear zone (ACSZ) divides the study area into two granitic domains, the north Guéret massif mainly composed of peraluminous cordierite-bearing granites and the south Millevaches massif mainly composed of peraluminous muscovite-bearing granites (Fig. 1).

The Guéret massif is one of the largest granitic domain (4,500 km²) in the French Massif Central. The massif is delimited by the Marche Shear Zone (MSZ) and the ACSZ, at the northern and southern borders, respectively. The Bussière-Madeleine Shear Zone (BMSZ) and the Sillon Houiller Fault (SH) delimit the massif at the western and eastern borders, respectively (Fig. 1). This domain is mainly constituted by peraluminous cordierite-bearing granites (ASI > 1) (Downes et al. 1997). With respect to their petrological facies and geochemistry, the massif is composed of four main types, induced by fractional crystallization (Vauchelle 1988). Their structural relationships and the relative chronology deduced by new field mapping (Rolin et al. 2006) allow to consider these different facies as separate bodies: the Villatange granodiorite-tonalite, the Saint-Martial-Saint-Fiel granodiorite-monzogranite, the Chénérailles-Peyrabout monzogranite and the Aulon leucomonzogranite. New gravimetric data (Gébelin 2004) and the Créchat-les-Sibieux deep drill-hole (Laurent 1988) evidence a migmatite-granite lithological contact at a shallow depth (ca. 500 m) and

emphasize the laccolite shape of the whole granitic Guéret massif. The Peyrabout monzogranite was previously dated, by Rb–Sr whole rock method, at 356 ± 10 Ma with an initial isotopic ratio ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of 0.7098 ± 4 (Berthier et al. 1979).

The paragneisses of the northern part of the Millevaches massif are intruded by the Pontarion-Royère magmatic complex (Razafimahefa 1987). Imbricated structures at magmatic stage (cauliflower and lobed structures) suggest a coeval emplacement. The northern border of the Millevaches massif is intruded by elongated leucogranites, localised along the ACSZ (Fig. 2). Several granites are distinguished: the biotite +/- muscovite-sillimanite Chavanat granite, the two micas Courcelles leucogranite, the foliated Bourganeuf leucogranite, along the Argentat Fault, and the coarse-grained Chasselines-Goutelle granite, on the NE border of the massif.

The Guéret and Millevaches granites are separated by the N110–N120 ACSZ, composed from west to east by the Arrènes Fault (AF), the North Millevaches Shear Zone (NMSZ, also called Saint-Michel-de-Veisse Fault) and the la Courtine Shear Zone (CSZ), respectively. The ACSZ is disrupted by the N–S Argentat Fault, west of the Millevaches massif and the N150 Creuse Fault System (CFS) and the N020 Fellestin-Ambrugeat Fault System (FAFS) at the eastern border of the Millevaches massif (Fig. 2). West of the Millevaches massif, the Limousin domain constitutes a large metamorphic area resulting from thrust-nappe stacking during early Devonian times (Burg and Matte 1978; Costa et al. 1993; Floc’h 1983; Ledru et al. 1989). East of the Millevaches massif, the Ussel unit is mainly composed of a metamorphic nappe complex.

Geochronological results

Guéret massif

Villatange granodiorite (CJ 51) The Villatange granodiorite was sampled within the elongated granodiorite body deformed by the NMSZ, close to the NW border of Millevaches massif (Fig. 2). Eleven monazite grains were investigated: 93 analyses indicate significant variation of Th/U ratio (Table 1) making the Th/Pb = f(U/Pb) diagram suitable for mean age calculation. The calculated MSWD of 1.2 makes the regression line, calculated from the 93 data points, statistically in agreement with a single age (Fig. 3a). The intercept ages are rather well defined (U–Pb age: 325 + 48–51 Ma and Th–Pb age: 360 ± 12 Ma) and similar within the errors. A mean age of 353 ± 6 Ma was calculated at the centroid of the population.

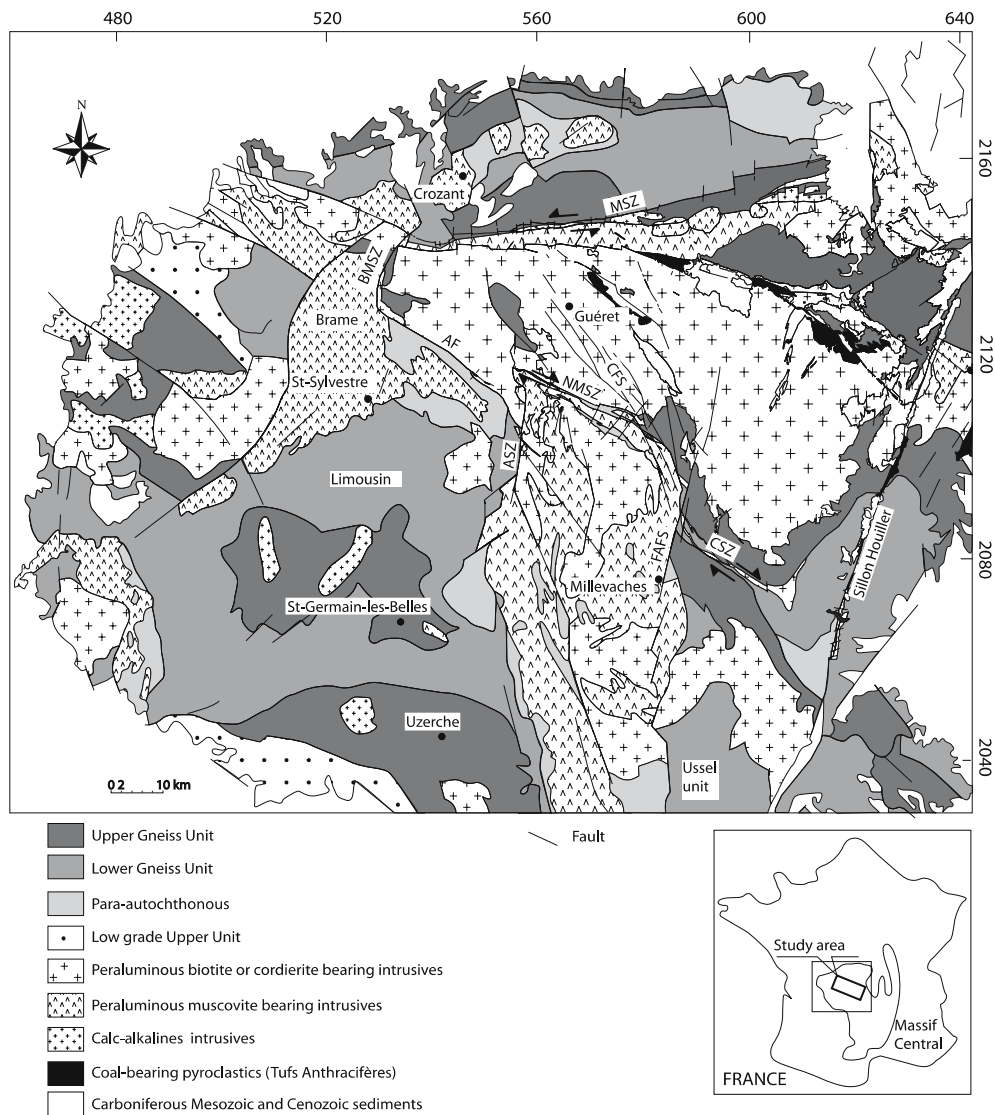


Fig. 1 Location of the studied area (north-western part of French Massif Central). AF Arrènes Fault, ASZ Argentat Shear Zone, BMSZ Bussière-Madeleine Shear Zone, CFS Creuse Fault System, CSZ la Courtine Shear Zone, FAFS Felletin-Ambrugeat

Fault System, NMSZ North Millevalches Shear Zone, MSZ Marche Shear Zone. Arrènes-la Courtine Shear Zone (ACSZ) = AF + NMSZ + CSZ

Aulon leucomonzogranite (LB 92) Both methods were used to date this leucomonzogranite. Seven *monazite* grains were investigated: 81 analyses indicate a very similar U and Th composition as that of Villatange granodiorite (Table 1). Using the $Th/Pb = f(U/Pb)$ diagram, the calculated MSWD of 0.69 makes the regression line, calculated from the 81 data points, statistically in agreement with a single age (Fig. 3b). The intercept ages are well defined (U–Pb age: $317 + 37\text{--}39$ Ma and Th–Pb age: 360 ± 10 Ma) and similar within the errors. A mean age of 352 ± 5 Ma was calculated at the centroid of the population.

The *zircons* in this rock are quite numerous and relatively large, usually $> 200 \mu\text{m}$. Most of them are

euhedral but show many inclusions. They mainly show a characteristic S2–S6–S12 type silhouette according to the morphological typology of Pupin (1980). The average population index $I.A., I.T. = 333\text{--}384$ corresponds to the area of crustal anatexis. About 50 grains were mounted in polished section. Twelve spot analyses from 12 different grains were obtained (Table 2). Nine out of them are perfectly concordant in agreement with the lack of common-Pb observed in the Tera and Wasserburg concordia diagram (Fig. 4a). Two discordant analyses (6.1 and 2.1) indicate a significant contribution of common-Pb. One of them (2.1) also seems slightly affected by partial radiogenic Pb (Pb^*) loss, so it was not taken into account for

Fig. 2 Sample dating location. *AF* Arrènes Fault, *ASZ* Argentat Shear Zone, *CFS* Creuse Fault System, *CSZ* la Courtine Shear Zone, *FAFS* Felletin-Ambrugeat Fault System, *NMSZ* North Millevaches Shear Zone, *SMVF* Saint-Michel-de-Verseis Fault. CJ51: Villatange granite, LB92: Aulon granite, LA48: Chavanat granite, CJ41: Chasselines–Goutelle granite, CJ47: Royère granite, CJ53: Courcelles granite

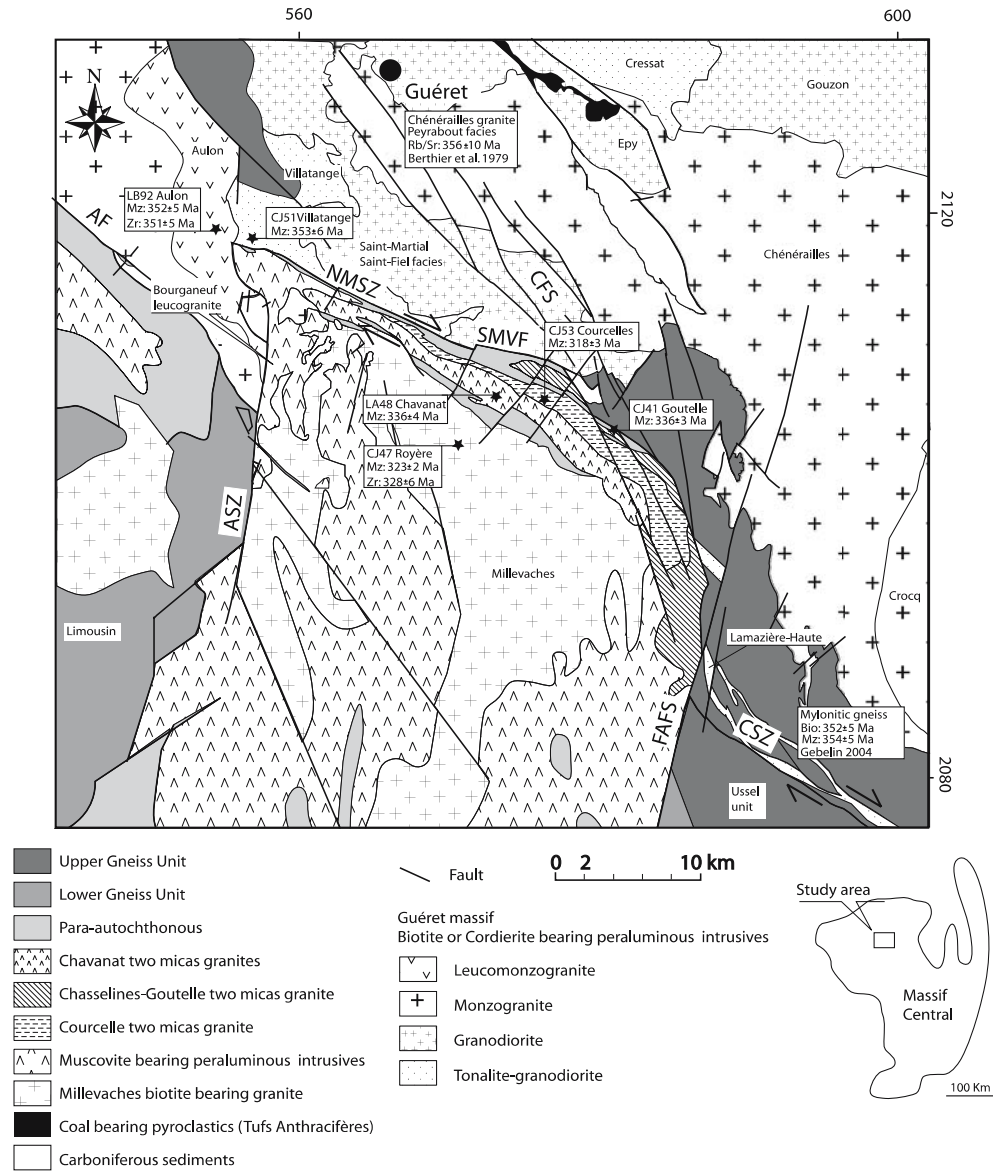


Table 1 Summary of electron microprobe data for analysed monazites from French Massif central

	Pb (ppm)	± σ	U (ppm)	± σ	Th (ppm)	± σ	Th/U	± σ	Isochron age (Ma ± 2σ)	n
Villatange granodiorite (CJ 51)	822	114	2,831	1,564	43,646	6,197	31.3	14.4	353 ± 6	93
Aulon leucomonzogranite (LB 92)	872	132	3,164	1,958	44,801	6,070	22.6	15.7	352 ± 5	81
Chavanat two mica granite (LA 48)	1,669	470	13,181	7,266	69,733	23,234	7.5	5.8	336 ± 4	84
Goutelle leucogranite (CJ 41)	1,376	462	10,077	5,179	59,410	20,545	7.2	4.6	336 ± 3	83
Royère granite (CJ 47)	1,565	275	14,095	5,184	63,219	5,311	6.1	4.9	323 ± 2	82
Courcelles leucogranite (CJ 53)	1,724	363	13,463	8,299	78,175	10,932	10.6	10.9	318 ± 3	95

Average Pb, U and Th concentrations and corresponding standard deviations are given as well as the calculated mean isochron ages and related uncertainty at 2σ level. *n* denotes the number of individual analyses taken into account for isochron age calculation

average age calculation. Two analyses show obvious inherited contribution (10.1 and 11.1) despite the unusual reverse discordancy of the data for 11.1 spot

analysis. The major event was dated by means of eight clustered and one discordant analysis (6.1) whose 2σ ellipse error is located on the common-Pb mixing

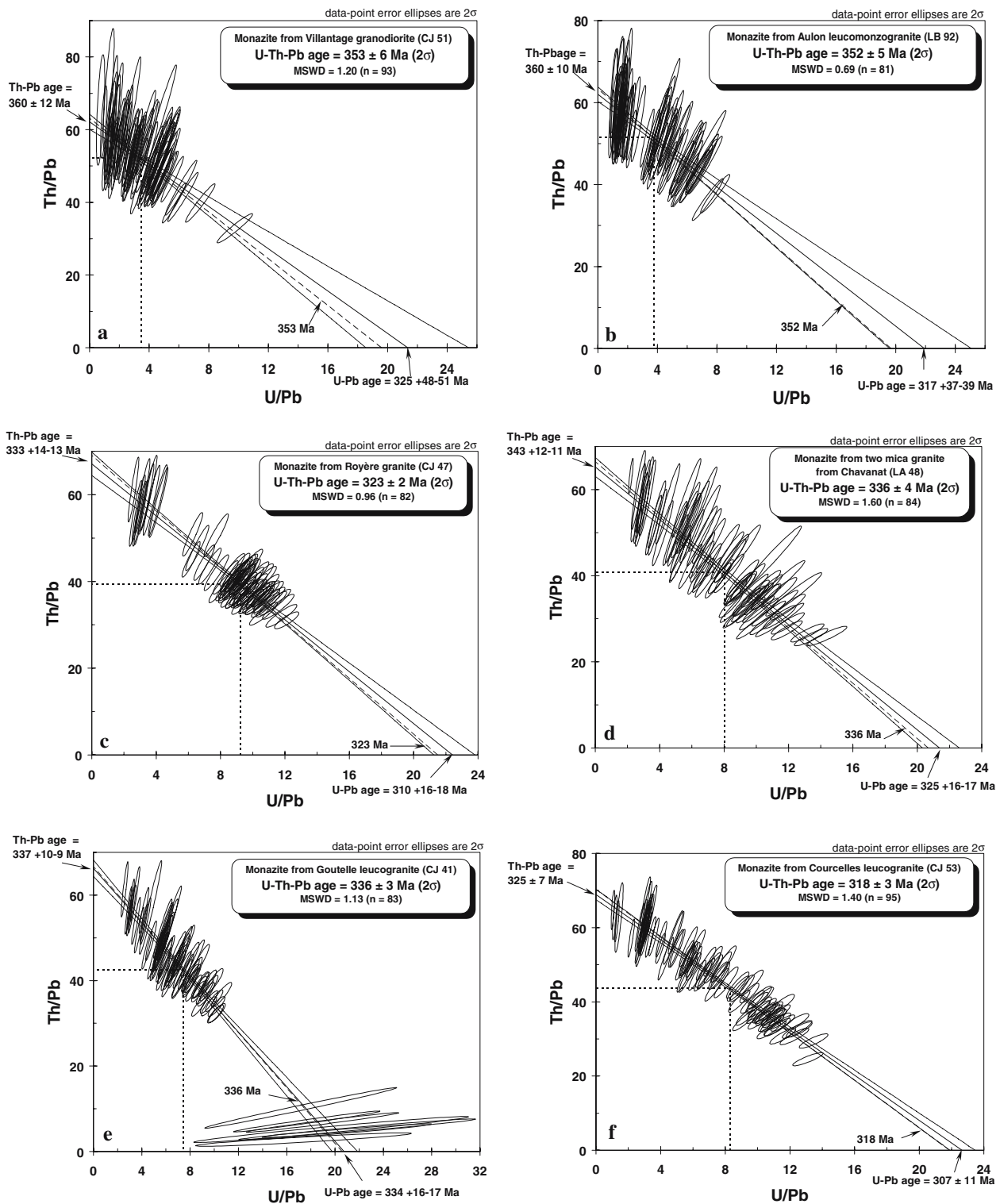


Fig. 3 U/Pb versus Th/Pb isochron diagrams for monazite from analysed granitoids from western part of French Massif Central. All errors are quoted at 95% confidence level and error ellipses are plotted as 2σ . The regression line calculated from the data (full line) is compared to the theoretical isochron (heavy dashed line). The error envelop is formed by two hyperbolas (light dashed line). For a simple monogenetic monazite the theoretical

isochron must be located in between those two hyperbolas. The mean age is calculated at the centroid of the data population, where the error is minimum. **a** CJ51: Villantage granite, **b** LB92: Aulon granite, **c** CJ47: Royère granite, **d** LA48: Chavanat granite, **e** CJ41: Chasselins–Goutelle granite, **f** CJ53: Courcelles granite

Table 2 Summary of SHRIMP U–Pb zircon results for granitoids from French Massif Central

Grain spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total			Radiogenic		Age (Ma)		
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±			
<i>Aulon leucomonzogranite (LB 92)</i>														
1.1	1,208	338	0.28	60	0.000031	< 0.01	17.36	0.25	0.0532	0.0003	0.0577	0.0008	361.3	5.2
2.1	788	181	0.23	36	0.000809	1.65	18.57	0.27	0.0663	0.0013	0.0530	0.0008	332.6	4.8
3.1	1,085	95	0.09	52	0.000027	0.06	17.85	0.28	0.0540	0.0004	0.0560	0.0009	351.2	5.4
4.1	1,424	57	0.04	67	0.000013	< 0.01	18.19	0.26	0.0528	0.0004	0.0550	0.0008	345.2	4.8
5.1	619	157	0.25	30	0.000141	0.14	18.01	0.26	0.0546	0.0005	0.0554	0.0008	347.8	4.9
6.1	1,020	282	0.28	49	0.001508	2.68	17.84	0.27	0.0749	0.0010	0.0545	0.0009	342.4	5.3
7.1	1,099	140	0.13	52	0.000032	< 0.01	18.02	0.26	0.0533	0.0004	0.0555	0.0008	348.2	4.9
8.1	1,009	265	0.26	49	0.000048	< 0.01	17.55	0.25	0.0536	0.0004	0.0570	0.0008	357.4	5.0
9.1	3,165	108	0.03	155	0.000024	< 0.01	17.55	0.25	0.0533	0.0002	0.0570	0.0008	357.4	5.0
10.1	1,255	59	0.05	64	0.000079	0.04	16.76	0.29	0.0544	0.0005	0.0596	0.0010	373.4	6.3
11.1	2,421	1,133	0.47	146	0.000052	< 0.01	14.22	0.25	0.0533	0.0003	0.0705	0.0013	439.5	7.5
12.1	564	217	0.38	27	0.000091	< 0.01	18.08	0.31	0.0533	0.0006	0.0553	0.0009	347.1	5.8
<i>Royère granite (CJ 47)</i>														
1.1	1,260	150	0.12	60	0.001947	3.42	18.06	0.27	0.0807	0.0023	0.0535	0.0009	335.9	5.3
2.1	3,125	17	0.01	136	–	0.02	19.80	0.28	0.0529	0.0003	0.0505	0.0007	317.5	4.4
3.1	3,019	18	0.01	127	0.000009	0.10	20.48	0.29	0.0533	0.0002	0.0488	0.0007	307.0	4.3
4.1	570	103	0.18	23	0.000601	1.11	21.35	0.31	0.0610	0.0009	0.0463	0.0007	291.8	4.3
5.1	253	72	0.29	11	0.000952	0.89	19.05	0.32	0.0601	0.0012	0.0520	0.0009	326.9	5.4
6.1	2,936	10	0.00	132	0.000008	< 0.01	19.13	0.27	0.0530	0.0002	0.0523	0.0007	328.4	4.5
7.1	369	133	0.36	19	0.006874	12.28	16.68	0.28	0.1518	0.0015	0.0526	0.0014	330.3	8.3
8.1	3,711	287	0.08	177	0.000026	< 0.01	17.96	0.25	0.0529	0.0002	0.0557	0.0008	349.5	4.8
9.1	2,274	33	0.01	95	0.000225	0.43	20.60	0.30	0.0559	0.0003	0.0483	0.0007	304.3	4.4
10.1	3,972	380	0.10	177	0.000732	1.34	19.26	0.27	0.0636	0.0002	0.0512	0.0007	322.0	4.5
11.1	2,282	103	0.05	111	0.000004	< 0.01	17.59	0.27	0.0527	0.0004	0.0569	0.0009	356.9	5.3
12.1	702	824	1.17	32	0.000155	0.24	18.68	0.27	0.0551	0.0005	0.0534	0.0008	335.5	4.8

Uncertainties are given at one σ level. Error due to standard calibration (FC 1) is included in the above uncertainties. $f_{206}\%$ denotes the percentage of ²⁰⁶Pb that is common-Pb. Correction for common Pb made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998). In *italics*, data not included in the average age of the zircons from a given rock sample

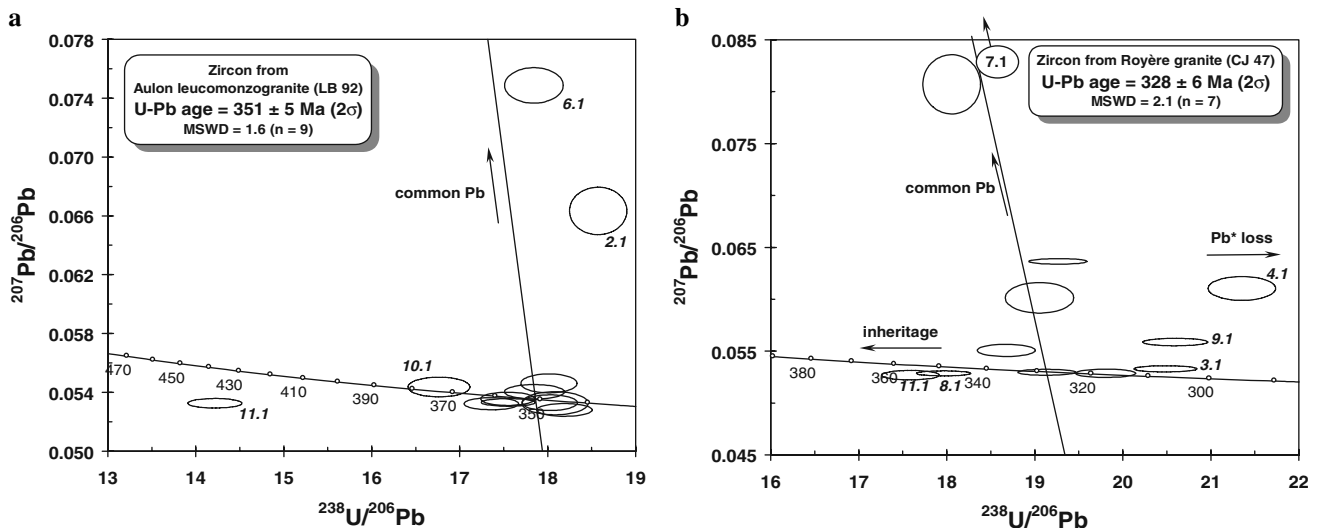


Fig. 4 Common-Pb uncorrected Tera and Wasserburg diagram for data obtained with SHRIMP II on zircons from western part of French Massif Central. *Dashed ellipsoids* are not taken into

account for average age calculation. Data error ellipses are at 1σ , calculation done 2σ . **a** LB92: Aulon granite, **b** CJ47: Royère granite

line. The average $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ age, given by the intercept of the mixing line with the common-Pb and the population of nine analyses, was therefore well defined at 351 ± 5 Ma. The regression line is statistically validated by an MSWD value at 1.6.

Thus, the U–Pb age of closure of zircon is similar to the U–Th–Pb chemical age calculated on monazite. It is interpreted as corresponding to the emplacement age of this leucomonzogranite (LB 92).

Millevaches massif

Royère granite (CJ 47) Both methods were used to date this leucogranite located in the Millevaches massif.

Six *monazite* grains were investigated among the less altered and less broken ones: 82 analyses indicate a very constant Th composition around 6.3 wt% (Table 1). On the contrary, U concentration range is rather wide: from 0.3 to 3.0 wt% yielding a large variation for Th/U ratio very suitable for getting a precise age using the $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ diagram. The calculated MSWD of 0.96 makes the regression line statistically in agreement with a single age (Fig. 3c). The intercept ages are well defined (U–Pb age: $310 + 16$ – 18 Ma and Th–Pb age: $333 + 14$ – 13 Ma) and similar within the errors. A mean age of 323 ± 2 Ma was calculated at the centroid of the population.

The *zircon*s in this rock are usually large (200–400 μm) and relatively numerous. Most of them are euhedral but they show many inclusions, cracks and other defaults. They mainly show a characteristic S1–S2–S6–S7 type silhouette according to the morphological typology of Pupin (1980). The average population index $I.A., I.\bar{T} = 263$ – 359 corresponds to the area of the crustal anatexis. About 60 grains were mounted in polished sections. Twelve spot analyses from 12 different grains were obtained (Table 2). Uncommonly numerous spot analyses are discordant in the Tera and Wasserburg concordia diagram (Fig. 4b). This is indicated by the scatter of the data according to $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ axis as an evidence of variable and significant amount of common-Pb contribution. On the other hand, a scatter of the data is also observed according to the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ axis. Such scattering is quite common for zircon grains extracted from leucocratic rocks of crustal origin (Cocherie et al. 2004) while zircon grains of high crystallization temperature used to give concordant data (Cocherie et al. 2005b). We interpret the scatter according to the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ axis as a result of both processes: (1) Pb^* loss (3.1, 9.1, 4.1) and (2) inheritance (8.1, 11.1). Despite the number of grains available and an especially careful selection of the studied area we

could not get more concordant analyses. By chance, some discordant analyses fits relatively nicely (at 2σ level) along a mixing line from the age intercept, we are looking for, and the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ composition of common-Pb during Variscan time (Stacey and Kramers 1975). Thus, using seven spot analyses we calculated an age intercept at 328 ± 6 Ma (Fig. 4b), statistically validated by the MSWD (2.1).

To sum up, we observed that the U–Pb age closure of the zircon system (328 ± 6 Ma) is similar to the “chemical” U–Th–Pb age of the monazite system (323 ± 2 Ma). However, we prefer to favour an emplacement age for the Royère granite at 323 ± 2 Ma (monazite age) because of the complex scattering of the isotopic analyses of the zircon.

Chavanat two-mica granite (LA 48) Nine monazite grains were investigated: 84 analyses indicate very high U concentration for some domains (up to 3.2 wt%) associated with “normal” Th concentration (~ 5.7 wt%), meanwhile other domains show huge Th concentration (up to 19.4 wt%) associated with ordinary U concentrations (~ 0.7 wt%). As a result, we observe large variation of Th/U ratio (Table 1) making the $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ diagram especially efficient for calculating a precise mean age. The calculated MSWD of 1.6 makes the regression line, calculated from the 84 data points, statistically in agreement with a single age (Fig. 3d). The intercept ages are precisely defined (U–Pb age: $325 + 16$ – 17 Ma and Th–Pb age: $343 + 12$ – 11 Ma) and similar within the errors. A mean age of 336 ± 4 Ma was calculated at the centroid of the population.

Chasselines–Goutelle leucogranite (CJ 41) Seven small monazite grains ($< 150 \mu\text{m}$) were investigated: 83 analyses indicate contrasting U and Th contents. Most of the grains are characterized by “normal” Th concentrations (5–8 wt%) and a large range variation for U concentration (0.4–2.0 wt%) associated with normal Th concentration (5–8 wt%). This induces extensive Th/U variation and relatively small error ellipses. About less than 10% of the analyses are uncommon: they show ordinary U concentration (0.5–0.7 wt%) and uncommonly low Th concentration (0.1–0.2 wt%, only). The lack of Th seems to be chemically equilibrated by higher light rare-earth element concentrations, so that the total oxide content remains close to 100%. The amount of Pb^* produced is very low (250–400 ppm) and the related data plotted in the $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ diagram as large ellipses close to the U/Pb axis, while all other data plot nicely, in the upper part of the diagram (Fig. 3e). As a consequence, the

regression line is especially well defined and the error envelop is very narrow. The question remains to control the cogenetism of both spot analysis types. To do that, we calculate, as usual, the intercept ages on the two axes: they are very similar within the error (U–Pb age: 334 ± 16 – 17 Ma and Th–Pb age: 337 ± 10 – 9 Ma). In addition, the theoretical isochron calculated at the age of the mean age is similar to the regression line. Therefore, the mean age can be calculated at the centroid of all the population at 336 ± 3 Ma, with a good MSWD of 1.13.

Courcelles leucogranite (CJ 53) This pluton intruded the NMSZ, crosscutting the shear structures but being weakly affected by these structures themselves.

Monazite grains from this leucogranite are about 170–230 μm in size. They show large unaltered domains without any cracks or inclusions; in addition, growth structures are visible, making the grains suitable for detailed investigations. Ten monazite grains were studied: 95 analyses indicated a quite high and constant Th composition around 7.8 wt% (Table 1). On the contrary, U concentration changes in a wide range, from 0.2 to 3.0 wt%, yielding a large variation in Th/U ratio, very suitable for getting a precise age using the $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ diagram (Fig. 3f). The error envelop is especially narrow, and subsequently, the intercept ages are very well defined at 307 ± 11 Ma (U–Pb age) and 325 ± 7 Ma (Th–Pb) and similar within the errors. An acceptable MSWD of 1.40 is achieved. A mean age of 318 ± 3 Ma was calculated at the centroid of the population.

Dextral ductile Arrènes–la Courtine shear zone

The ACSZ is divided into three segments which run from east to west: the Courtine Shear Zone (CSZ), the North Millevaches Shear Zone (NMSZ) and the Arrènes Fault (AF).

The Courtine Shear Zone

The CSZ is a 2 km wide deformed zone mainly composed of well-developed mylonitic biotite–sillimanite paragneisses separating the Guéret massif from the Ussel unit (Fig. 2). The syntectonic mineralogical assemblage is mainly composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, sillimanite, muscovite, cordierite \pm garnet (Gébelin 2004). The N90–N110 regional mylonitic foliation is subvertical and affected by N120–N130 vertical shear bands (Fig. 5a, b). A horizontal mineral stretching lineation is present on the shear

bands and shear-sense indicators emphasise a bulk dextral sense of shear during retrograde metamorphic conditions under greenschist facies. The high-grade metamorphism recorded by the mylonitic gneisses was dated at 354 ± 5 Ma using the U–Th–Pb monazite method and at 352 ± 5 Ma using ^{40}Ar – ^{39}Ar biotite ages (Gébelin 2004).

The tonalite and granodiorite intrusions (labelled Lamazière-Haute on Fig. 2), located in the mylonitic biotite–sillimanite paragneisses, exhibit dextral C/S structures (average direction: N120 S plane and N150 C plane) associated with a horizontal stretching lineation on vertical planes. The study of quartz lattice preferred orientation shows high-grade metamorphic conditions (450–700°C) related to the dextral syntectonic shearing of these intrusions (Gébelin 2004).

North Millevaches Shear Zone

The NMSZ is a N120 zone of intense ductile deformation of about 3–6 km wide. The northern Millevaches paragneisses and the Villatange intrusion are affected by this shear zone.

The metamorphic assemblages of the Millevaches paragneisses are mainly constituted by quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, cordierite, sillimanite, muscovite \pm garnet (Rolin et al. 2006). The mylonitic foliation is oriented N90–N120 and is affected by N120–N130 shear bands. The shear bands and the mylonitic foliation are subvertical or dipping 60°–70° toward the south. The pitch of the mineral stretching lineation dips from 10° to 45° toward the south-east on the shear bands. These microstructures reflect a dextral to reverse-dextral shearing under high-grade metamorphic and retromorphic conditions.

The Villatange granite, dated at 353 ± 6 Ma, exhibits vertical C/S microstructures (Fig. 5c) (average direction: N100 S plane and N130 C plane) related to retromorphic conditions ending in greenschist facies. The pitch of the mineral stretching lineation dips from 10° toward the SE on the C planes.

Lower metamorphic conditions (chlorite zone) in the NMSZ are present in a narrow corridor of 1 km width, along the Saint-Michel-de-Veisse fault (SMVF). Breccia and cataclasites occur on a width of about 10–20 m along the SMVF. The mylonitic paragneisses are affected by faulting with NW–SE fault planes dipping 30–60° toward the SW and associated with striations plunging toward the SW. Asymmetrical microfolding (axes 10/N140) in mylonitic paragneisses and kinematic indicators on fault planes reveal a late superimposed reverse faulting toward the NE of the northern border of the Millevaches massif.

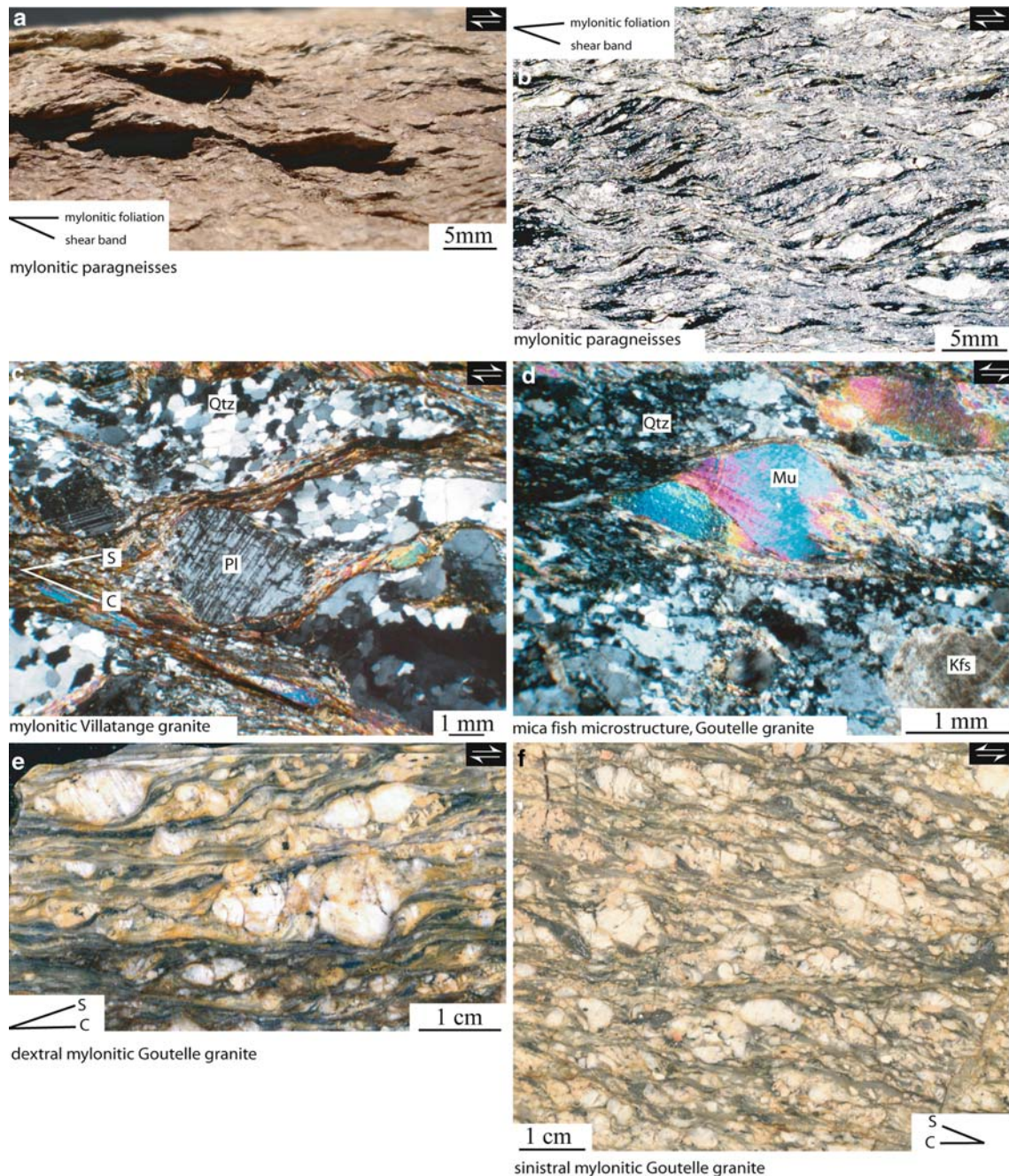


Fig. 5 Samples and microstructural observations of deformed rocks of ACSZ, observed in the *XZ* plane of the finite strain ellipsoid. **a** and **b** Dextral shear bands in the mylonitic paragneisses; **c** thin section of dextral *C/S* fabrics developed in

the deformed Villatange granites; **d** thin section of mica fish microstructure in the Goutelle granite; **e** and **f**: dextral and sinistral *C/S* fabrics developed in the Goutelle granite

Arrènes Fault

The Arrènes Fault (AF) separates the Guéret massif from the Limousin area. Field observations highlight the occurrence of a 50 m wide cataclastic zone and the absence of dextral ductile deformation in the Guéret granite and Limousin paragneisses. Furthermore,

the Limousin paragneissic high-grade metamorphic foliation, oriented N150/160, is broadly oblique related to the N140 fault direction (Fig. 2) (Arène et al. 1972). Thus, the AF displays a different tectonometamorphic evolution and deformation mechanisms in comparison with the ductile NMSZ and CSZ. At map scale, the NMSZ is crosscut by the Aulon granite and the

Saint-Martial granite (Fig. 2). The prolongation of the NMSZ could be located below the Guéret massif in the north of the Arrènes Fault. Therefore, the AF could not be directly correlated with the NMSZ and the CSZ.

In the western part of the studied area, the AF deformation is coeval with syntectonic Brame granite (324 ± 5 Ma) (Holliger et al. 1986).

Deformation of Visean magmatic intrusions

In the northern Millevaches massif, the Chavanat leucogranite (336 ± 4 Ma), the Chasselins–Goutelle leucogranite (336 ± 3 Ma), the Courcelles leucogranite (318 ± 3 Ma) and the Pontarion–Royère complex (323 ± 2 Ma) constitute time-markers for the post 340 Ma deformation history of the crustal ACSZ.

The Chavanat granite (336 ± 4 Ma) is heterogeneously deformed and locally shows a vertical N115/130° foliation with scarce subhorizontal lineations. Field observations mainly show symmetrical deformation of feldspar and quartz aggregates and the absence of shear bands and emphasise a low non-coaxial component during the granite deformation. The Chavanat granite hosts several xenoliths, originated from north Millevaches mylonitised paragneisses. In these xenoliths, structures corresponding to the mylonitic foliation and dextral shear bands related to the NMSZ are locally recognizable. These features indicate an emplacement of the Chavanat granite posterior to the main dextral shear in the NMSZ.

In the Pontarion–Royère magmatic complex (323 ± 2 Ma), only the porphyroid Pontarion granite is located close to the NMSZ. Here on 300–500 m width, a vertical slight N115–N130 post-solidus foliation is underlined by quartz and deformed feldspar. Conjugate C planes, developed under greenschist metamorphic conditions, occur symmetrically around the schistosity and testify to a ductile coaxial deformation at pluton scale (Fig. 6). At the scale of the Pontarion–Royère magmatic complex, the treatment of C planes, stretching lineations and local kinematic indicators (Faulking method: Allmendinger et al. 1989) reveals a subhorizontal N16-oriented shortening axis *Z*, perpendicular to the NMSZ, and a horizontal N285-oriented stretching axis *X* (Fig. 6). On the north-eastern and western parts, the Pontarion–Royère magmatic complex is affected by the CFS and the Argentat Shear Zone (ASZ), respectively.

The Courcelles leucogranite ($318 \pm$ Ma) is weakly deformed and mainly shows an isotropic structure

except in the south-eastern part where a vertical slight post-solidus foliation, oriented N130, occurs with a stretching mineral lineation plunging 20° toward the SE. In this part of the leucogranite, the absence of observed shear indicators does not allow to make any kinematic interpretation.

Ductile–brittle disruption of the ACSZ

After 350 Ma, the ACSZ was disrupted by the Argentat Fault and CFS, located, respectively, at the western and eastern borders of the Millevaches massif.

Argentat Fault Zone

The N10 Argentat Fault Zone (AFZ) occurs at the western border of the Millevaches massif. In fact a ductile fault (ASZ) and a brittle fault can be described:

Argentat Shear Zone

This zone corresponds to a normal-dextral fault responsible for the ductile deformation of the Bourgneuf leucogranite (see location in Fig. 2) under greenschist metamorphic conditions. On the western edge of the Millevaches, the Bourgneuf leucogranite experiences a mylonitic deformation characterised by C/S structures with S and C planes weakly to moderately dipping westward. Schistosity and C planes are oriented N–S and dipping 20W and 30–50W, respectively. They are associated with a stretching mineral lineation oriented around N300–N320. The asymmetry of the C/S structures shows a top to the west–northwest sense of shear, indicating normal faulting. A seismic profile (Bitri et al. 1999) reveals a 4 km vertical offset along the ASZ. The emplacement of the syntectonic Bourgneuf leucogranite occurs between 341 and 331 Ma (Roig et al. 2002).

Argentat Fault s.s

Post 325 Ma, this fault corresponds to a nearly vertical cataclastic fault which crosscuts the Argentat Shear Zone (ASZ) (Bitri et al. 1999; Labernardière 1970). The kinematics on the cataclastic fault is poorly defined. Previous studies regarded it as a sinistral fault responsible for the offset between the Arrènes Fault and the SMVF (Labernardière 1970; Faure 1995). The sinistral sense of displacement is compatible with pull-apart deposits in Carboniferous basins along the Argentat Fault.

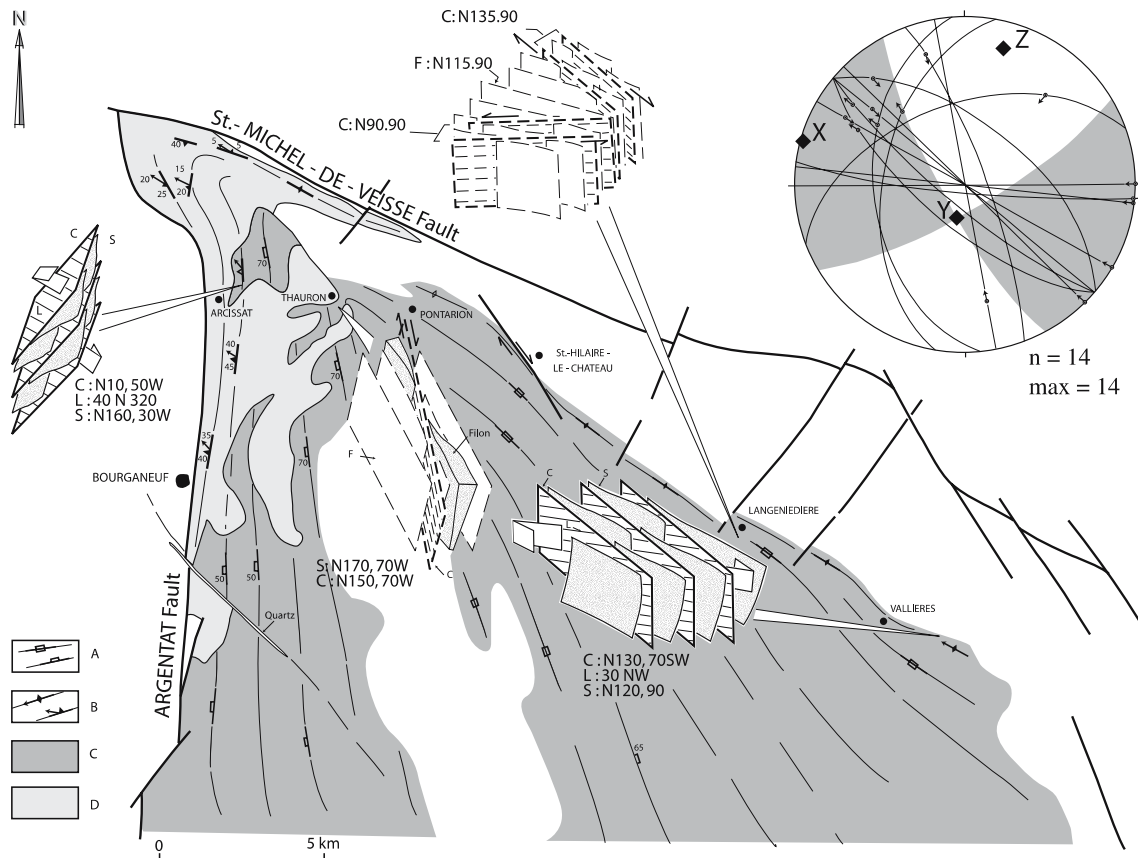


Fig. 6 Pontarion-Royère magmatic complex map and structural observations of C/S structures. *A* magmatic foliation, *B* tectonic foliation, *C* Pontarion-Royère granite, *D* Bourgneuf leucogranite. Faultkin analysis of C planes (Wulff projection, lower hemisphere)

Creuse Fault System and Felletin-Ambrugeat Fault System

Two families of brittle–ductile faults delimit the north-eastern edge of the Millevaches massif. The most important set corresponds to the CFS. The N140/160 CFS, shifts the NMSZ to the CSZ with a 5 km offset dextral displacement. The second set, FAFS, is oriented N15/20 and lately crosscuts all the structures with a brittle dextral sense of shear.

Creuse Fault System

The CFS consists of a set of brittle faults inside the Guéret massif, oriented N140/160. Furthermore, at 335 Ma calc-alkaline coal-bearing pyroclastic deposits (tuf anthracifère) are unconformable on the Guéret massif which outcrops at the surface at the time (Hottin et al. 1991).

In the Millevaches massif, these faults developed in ductile conditions in the Chasselins–Goutelle (Fig. 7) granite (336 ± 3 Ma). The Chasselins–Goutelle granite outcrops with a NE convexity. It underwent a

ductile dextral faulting related to the CFS (oriented N160) (Fig. 7). All the granites are affected by C planes (Fig. 5d–f) developed under greenschist facies metamorphism. Statistical analysis (Allmendinger et al. 1989) of C planes geometry and kinematics reveals a 20/N201 shortening strain axis *Z*, perpendicular to the NMSZ, and a 39/N091 stretching strain axis *X* (Fig. 7). Three samples of Chasselins–Goutelle mylonites are dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white micas (Gébelin 2004). These $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica's ages range between 325 and 304 Ma and are interpreted as a dextral deformation still acting until Namurian–Westphalian times (Gébelin 2004).

Felletin-Ambrugeat Fault System

The FAFS crosscuts the eastern part of the Millevaches massif. These faults are oriented N015–N020 and striations on fault planes are sub-horizontal. They are evidenced by the occurrence of decametrical fault-gouge. The dextral sense of shear is deduced from the displacement of structural markers as the cartographic shape of the Lamazière-Haute granitic intrusion

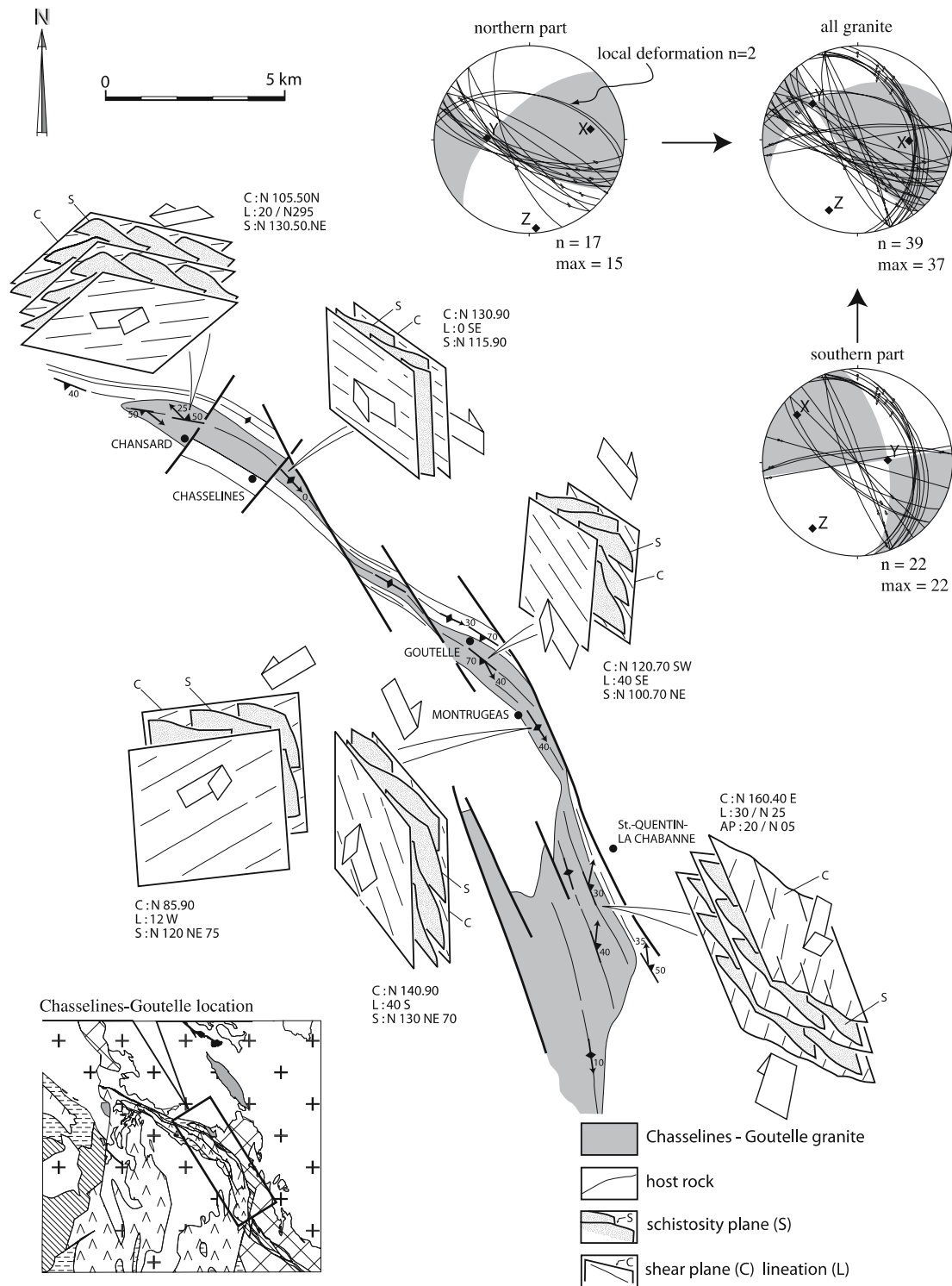


Fig. 7 Chasselins-Goutelle map and structural observations of C/S structures. Faultkin analysis of C planes (Wulff projection, lower hemisphere)

(Fig. 2). Undeformed microgranites and rhyolites are observed along these faults. They are related to Permian dykes and post-date the brittle dextral deformation (Bazot 1970). The first stage of activity is

posterior to 315 Ma because the FAFS crosscuts under brittle condition the Courcelles granite dated 318 ± 3 Ma. The cumulative offset on the FAFS is approximately 5 km.

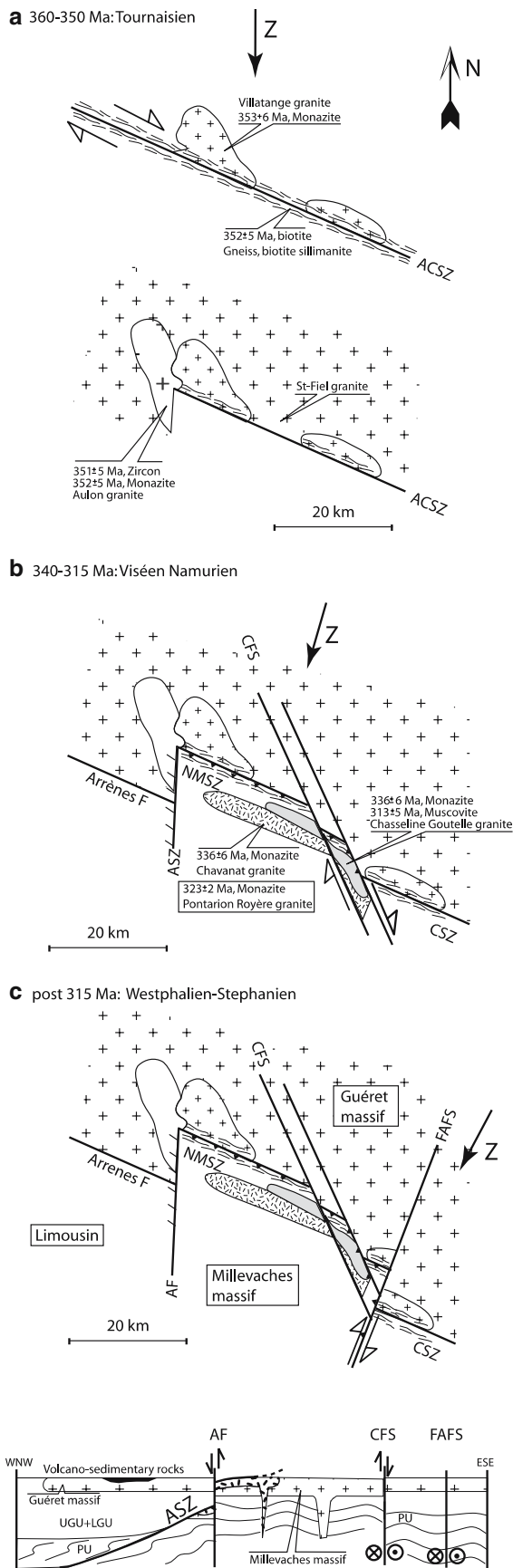


Fig. 8 Schematic Arrènes–la Courtine Shear Zone tectono-magmatic evolution during Carboniferous time (360–300 Ma). *AF* Arrènes Fault, *ASZ* Argentat Shear Zone, *CFS* Creuse Fault System, *CSZ* la Courtine Shear Zone, *FAFS* Felletin-Ambrugeat Fault System, *NMSZ* North Millevaches Shear Zone, *UGU* Upper Gneiss Unit, *LGU* Lower Gneiss Unit, *PU* Paraautochthonous Unit

Interpretation and discussion

A model for the tectonic evolution of ACSZ between 360 and 300 Ma is proposed mainly based on investigated deformations in newly dated granites. The tectonic evolution of the north Millevaches and the Guéret massifs can be described in three main stages, during Tournaisian, Viséan–Namurian and Westphalian times (Fig. 8).

Tournaisian (360–350 Ma)

During the Late Devonian and Tournaisian times the CSZ and NMSZ corresponded to the same crustal scale shear zone with a dextral shear sense (ACSZ) (Fig. 8a). The metatectic paragneisses of north Millevaches and la Courtine are deformed under amphibolite facies condition (Rolin et al. 2006). At around 355 Ma, the first syntectonic Guéret granites (Villatange) were deformed under a greenschist facies metamorphism with a dextral kinematics suggesting a NS trending shortening axis Z. This dextral shearing is sealed at around 350 Ma by the post-tectonic Aulon-Guéret granite. Thus, no large amount of displacement is recorded on the N110 dextral la Courtine Shear Zone (CSZ) and NMSZ after 350 Ma. Inception of the right-lateral offset along the ACSZ occurred immediately after the Late Devonian regional anatexis event dated at 378–368 Ma and most of the offset was achieved at the end of the Tournaisian (Cartannaz et al. 2006a).

Middle Viséan–Namurian (340–315 Ma)

Two tectonic regimes can be inferred for middle Viséan–Namurian times, corresponding to (1) vertical shortening, thinning and exhumation of the Millevaches massif during 340–335 Ma and (2) dextral shearing along the CFS between 335 and 315 Ma.

Between 340 and 335 Ma, a local extensional regime occurs during the synkinematic granite emplacements in the western part of the Millevaches massif (e.g. Bourganeuf leucogranite) close to the ductile normal ASZ. Hydrothermal muscovites from the Bourganeuf leucogranite are dated between 341

and 331 Ma by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method (Roig et al. 2002).

An extension tectonics was also argued by Faure et al. (2002) and Roig et al. (2002). They proposed a south-eastwards displacement of the Guéret massif related to the sinistral Marche Shear Zone (MSZ; Fig. 1) and dextral faulting on the ACSZ (Dumas et al. 1990; Faure 1995) from 330 to 310 Ma. In the case of Guéret massif, this tectonics occurs certainly before Middle Viséan because of its near-surface position at this period (Hottin et al. 1991) proved by the volcano sedimentary strata deposited at its surface (Bazot 1970). Moreover, our new results emphasize that the dextral displacements along N110 ACSZ are restricted during Middle and Late Viséan. Consequently, we propose only a local extensional regime along the ASZ during Early Viséan (340–335 Ma).

Between 335 and 315 Ma, a wrench regime occurs along faults oriented N150 in the eastern part of the studied area where the NMSZ and CSZ were disrupted by the dextral CFS (Fig. 8b). The CFS, coeval to Chavanat sillimanite leucogranite and Chasselines–Goutelle leucogranite emplacements, is not affected by the normal ASZ proving the end of extensional regime. The leucogranites underwent a coaxial deformation with a horizontal shortening axis Z oriented N20. Biotite granites, like the Pontarion-Royère granites (ca. 324 Ma), and a new generation of two mica granites, like the Courcelles leucogranite (ca. 318 Ma), also intrude the metamorphic Millevaches massif under a coaxial deformation with N20 trending shortening axis. Locally, the N20 shortening induces reverse faulting on the SMVF, progressively moving the deep-seated Millevaches close to its actual position with respect to the Guéret massif.

Post 315 Ma

The last stage of deformation of this segment corresponds to the dextral movement along the FAFS oriented N15/N20 (Fig. 8c). This movement occurred after the emplacement of the Courcelles granite dated 318 ± 3 Ma and before undeformed rhyolitic dykes, probably of Permian age. During that time, the Millevaches massif was still uplifted with respect to the Guéret massif.

This multi-stage deformation of the ACSZ allows us to explain the cartographic shape of the north-eastern part of the Millevaches massif which does not correspond to the single fault envisaged by several authors (Chantraine et al. 1996; Forestier 1965; Gébelin 2004; Lameyre 1982).

Conclusion

New dating by chemical method on monazite and zircon proposes a new geodynamic evolution which refines more precisely the wrench frame in a crustal shortening during Carboniferous times in the Northern French Massif Central. The first emplacement of the Guéret granite occurred during non-coaxial deformation along N110 dextral shear zone (ACSZ) which stopped its major displacement at around 350 Ma with the emplacement of the undeformed Aulon-Guéret granite. Inception of the movement of these high-strain zones began before the Tournaisian (Cartannaz et al. 2006a). This N110 major dextral shear zone (ACZS) was disrupted by the beginning of wrench regime along the dextral CFS. A final stage consists in brittle faulting along two meridian major zones (AF, FAFS) that cut across the two previous shear zones, resulting in the final cartographic pattern of the studied area.

New results also lead to refine the extensional frame in space and time in this area. The syntectonic leucogranite Bourganeuf experienced syncollisional extension during Middle Viséan time (335–340 Ma). The end of this local extensional regime took place at 335 Ma. The kinematic analysis in the studied area emphasizes a strong horizontal displacement along N110 fault before Tournaisian times (370–350 Ma) and weak horizontal displacement during Viséan–Namurian times (350–315 Ma) along the N110 ACSZ.

Acknowledgments This work was supported by the mapping program of BRGM. The constructive comments by D. Gapais helped us to clarify our understanding of the Variscan tectonic frame. O. Fabbri is thanked for his remarks on the manuscript and S. Andre for Pontarion and Goutelle drawing. Prof. Van den Driessche and an anonymous reviewer are thanked for their helpful reviews.

Appendix 1: Analytical procedure

EPMA dating

The electron probe microanalyzer (EPMA) is becoming increasingly popular for determining Th–U–Pb_{tot} ages on monazite because it provides a true in situ high spatial resolution method and because it is a non-destructive method. The monazite mounted in resin and polished to obtain cross-sections of the grain was analysed using a Cameca SX 50 electron microprobe. The analytical procedure for monazite was detailed in Cocherie et al. (1998, 2005a). The interference of $\text{YL}\gamma$ on $\text{PbM}\alpha$ is subtracted offline by applying a coefficient of interference to the value of Y . The

different interference corrections have been validated by dating several monazite samples using this method and conventional isotopic methods (Cocherie et al. 1998). An acceleration voltage of 20 kV was considered while a beam current of 200 nA is now applied. According to this procedure, the calculated detection limits (2σ) are 110 ppm for Pb, 105 ppm for U and 130 ppm for Th, whereupon the absolute error is taken as 110, 105 and 130 ppm, respectively. A systematic relative error of 2% is considered for Th (whose concentration is generally above 6,500 ppm) and also for U concentrations above 5,250 ppm in order to avoid an unrealistic low error for U-enriched grains (Cocherie and Legendre 2006). For monazite the standards were galena (PbS) for Pb, uraninite (UO₂) for U, thorite (ThO₂) for Th, endmember synthetic phosphates (XPO₄) for each rare-earth element (REE) and Y, apatite for P and andradite for Si and Ca.

If two or more homogeneous age domains are separated by a gap that is lower than the analytical error on each individual spot analysis age, these can be identified by suitable isochron diagrams (Cocherie and Albarède 2001; Cocherie et al. 1998; Suzuki and Adachi 1991). A recent study shows how to provide precise ages of ± 5 to 10 Ma (2σ) using the most suitable isochron diagram according to the geochemistry of the studied grains (Cocherie et al. 2005a).

With an obvious need for a program to simplify individual age and isochron mean-age calculations, we created *EPMA dating*, a Microsoft Excel add-in program for determining U–Th–Pb_{tot.} ages from EPMA measurements (Pommier et al. 2002). All the parameters needed to calculate mean and intercept ages are computed, ready to be plotted using the *ISOPLOT* program (Ludwig 1999) in order to obtain statistics from suitable diagrams. Finally, *EPMA dating* produces (1) the age and error from the slope of the Pb versus Th* diagram, (2) the U–Th–Pb age at the centroid of the best-fit line and (3) the Th–Pb age (intercept with Th/Pb axis) and the U–Pb age (intercept with U/Pb axis) from the Th/Pb versus U/Pb diagram. All calculations were done at 2σ level. A special care was taken on the MSWD (mean squared weighted deviation) which must be below $1 + 2/(2/f)^{0.5}$ (f : degree of freedom = number of analyses – number of dated events) in order to validate age calculation (Wendt and Carl 1991) for a single age population.

The three starting assumptions are: (1) common Pb is negligible as compared to the amount of thorogenic and uranogenic lead; (2) no radiogenic Pb loss has occurred since system closure; (3) a single age is involved at the size level of each individual spot analysis. After comparison with conventional isotopic U–Pb age

determinations, it is now accepted that EPMA resolution allows to avoid inclusions and altered domains that could potentially contain common Pb. Systematic BSE study was performed to investigate monazite micro-texture for all mounted grains.

SHRIMP dating

Zircons were dated using the ion microprobe (SHRIMP II) of the Australian National University, Canberra, according to the procedure described by Williams (1998). The areas analysed ($\sim 25 \mu\text{m}$) were selected after studying images of the grains obtained by cathodoluminescence and by transmitted light microphotography. The determination of the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio necessitated the external calibration of the measurements with the aid of a particularly homogeneous standard zircon of known composition: the Duluth Gabbro (Paces and Miller 1993). In general, areas very rich in U ($> 2,000$ – $3,000$ ppm) were not selected in order to avoid, first, moving away from the area of validity of the U–Pb calibration line and, secondly, the risk of losses of radiogenic Pb, in relation to the metamictisation. For the relatively recent zircons ($< 1,000$ Ma), the imprecision of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio becomes critical; one then uses the Concordia diagram of Tera and Wasserburg (1972), modified by Compston et al. (1992), in which one plots the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios, not corrected for common Pb. In the absence of common Pb, the analyses of areas not affected by thermal events subsequent to the crystallisation of the zircon or by inherited cores are spread along this Concordia (Williams 1998). Although the variable quantities of common Pb adversely affect the values of the two ratios, these kinds of points form a straight line passing through the composition of common Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) at the estimated age of the system given, in a first approximation, by the average $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages stemming from the concordant analyses. The extrapolation of this line on the Concordia defined the sought age. This is what is called a correction of common Pb by the ^{207}Pb method and not by the ^{204}Pb method, as in the case of the conventional diagram. Using this correction method, one calculates the $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Pb^* = radiogenic Pb) ratios for each point.

Whatever analytical approach was used, all the calculations were made at 2σ (95% confidence limit) using the *ISOPLOT* program (version 2) of Ludwig (1999). On the other hand, in the case of the data obtained using the SHRIMP, the uncertainties are given at 1σ in the corresponding table and, in the same way, the error ellipses are given at 1σ in order to make the figures easier to read.

Appendix 2: Sample location

Sample	X Lambert 2	Y Lambert 2	Locality	Rock type
CJ 51	554.95	2,116.76	Villatange	Granodiorite
LB 92	552.21	2,119.63	Aulon	Leucomonzogranite
LA 48	571.38	2,105.92	Chavanat	Two-mica granite
CJ 41	582.42	2,101.76	Goutelle	Leucogranite
CJ 47	569.45	2,102.36	Royère	Garnet, cordierite granite
CJ 53	576.38	2,105.20	Courcelles	Leucogranite

References

- Allmendinger RW, Marret RA, Cladoulos T (1989) Fault kinematics: a program for analysing fault slip data for Macintosh computer
- Arène J, Autran A, Labernardière H, Burnol L (1972) Notice explicative de la carte géologique de Bourgneuf (no 665) au 1/50.000. Éditions BRGM, Orléans
- Bazot G (1970) L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français, Thèse 3ème Cycle, p 178
- Berthier F, Duthou JL, 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 2:60–71
- Bitri A, Truffert C, Bellot J-P, Bouchot V, Ledru P, Milesi J-P, Roig J-Y (1999) Imagery of crustal-scale As–Au–Sb hydrothermal palaeofields in the Variscan belt: vertical seismic reflection (GeoFrance 3D: French Massif Central): Imagerie des paleochamps hydrothermaux As–Au–Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque: sismique réflexion verticale (GeoFrance3D: Massif central français). C R Acad Sci 329:771–777
- Burg J-P, Matte P (1978) A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. Z Dtsch Geol Ges 129:429–460
- Burg JP, Van den Driessche J, Brun JP (1994) Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences. Géol Fr 3:33–51
- Cartannaz C, Rolin P, Le Métour J, Fabbri O (2006a) Famennian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. C R Geosci (in press)
- Cartannaz C, Rolin P, Sonnet R, Emonin Y, Juillerat M, Thiery V, Deprez J, Binetruy JC, Montaz N, Rot J (2006b) Carte géologique d'Aubusson (no 667) au 1/50.000. Éditions BRGM, Orléans (in press)
- Chantraine J, Autran A, Cavelier C (1996) Carte géologique de France à 1/1.000.000. Éditions BRGM, Orléans
- Cocherie A, Albarède F (2001) An improved U–Th–Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. Geochim Cosmochim Acta 65:4509–4522
- Cocherie A, Legendre O (2006) Potential minerals for determining U–Th–Pb chemical age using electron microprobe. Lithos (in press)
- Cocherie A, Legendre O, Peucat JJ, Kouamelan AN (1998) Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th–U–total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite. Geochim Cosmochim Acta 62:2475–2497
- Cocherie A, Guerrot C, Fanning CM, Genter A (2004) Datation U–Pb des deux faciès du granite de Soultz (Fossé rhénan, France). C R Geosci 336:775–787
- Cocherie A, Be Mezème E, Legendre O, Fanning CM, Faure M, Rossi Ph (2005a) Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th–U–Pb systems in migmatitic monazites. Am Mineral 90:607–618
- Cocherie A, Rossi Ph, Fanning CM, Guerrot C (2005b) Comparative use of TIMS and SHRIMP for U–Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsica Batholith (France). Lithos 82:185–219
- Compston W, Williams IS, Kirschvink JL, Zhang Z, Ma G (1992) Zircon U–Pb ages for Early Cambrian time scale. J Geol Soc Lond 149:171–184
- Costa S, Maluski H, Lardeau JM (1993) 40Ar–39Ar chronology of Variscan tectonometamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France). Chem Geol 105:339–359
- Cuney M, Alexandrov P, Le Carlier de Veslud C, Cheilletz A, Raimbault L, Ruffet G, Scaillet S (2002) The timing of W–Sn–rare metals mineral deposit formation in the Western Variscan chain in their orogenic setting: the case of the Limousin area (Massif Central, France). Geol Soc Lond 204:213–228
- Downes H, Shaw A, Williamson BJ, Thirlwall MF (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 140:289
- Dumas E, Faure M, Pons J (1990) L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi-varisque. C R Acad Sci II:1533–1539
- Duthou JL (1984) Âge dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson (Creuse). Conséquences. 10° Réunion. ann. sci. Terre, Bordeaux
- Faure M (1995) Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. Tectonics 14:132–153
- Faure M, Monié P, Pin C, Maluski H, Leloix C (2002) Late Viséan thermal event in the northern part of the French Massif Central: new ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb–Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 91:53–75
- Floc'h JP (1983) La série métamorphique du Limousin central. Thèse d'état, p 445
- Forestier FH (1965) Carte géologique d'Aubusson au 1/80.000 (No 156, 2ème édition). BRGM
- 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), p 235
- Gumiaux C, Gapais D, Brun JP, Chantraine J, Ruffet G (2004) Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France). Geodin Acta 17:289–307
- Holliger Ph, Cuney M, Friedrich M, Turpin L (1986) Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de St.-Sylvestre (N.O. Massif central) défini par les données isotopiques U–Pb sur zircon et monazite. C R Acad Sci 303:1309–1314
- Hottin AM, Marchand G, Maurin G, Debacque G, Constans J, Turland M, Freydet P (1991) Notice explicative de la carte géologique d'Evaux-Les-Bains au 1/50.000, no 643. Éditions BRGM, Orléans
- Hutton DHW, Reavy RJ (1992) Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. Tectonics 11:960–967
- Labernardière H (1970) La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (Nord-Ouest du Massif Central français). Bull BRGM 2:29–33

- Lagarde J-L, Capdevila R, Fourcade S (1992) Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull Soc Géol Fr* 5
- Lameyre J (1982) Contribution à la géologie du Limousin: arguments pour les fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C R Acad Sci* 294(II):1237–1241
- Laurent O (1988) Le sondage de Créchiat-les Sibieux, apports à la connaissance géologique de l'ouest du Massif Central français, p 335
- Ledru P, Lardeaux JM, Santallier D, Autran A, Quenardel JM, Floc'h JP, Lerouge G, Maillet N, Marchand J, Ploquin A (1989) Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bull Soc Géol Fr* 8:605–618
- Ludwig KR (1999) ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2. US Geol Survey Open-file Rept 1-42
- Matte P (1986) Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126:329–374
- Paces JB, Miller JD (1993) Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, Northern Minnesota: geochronological insight to physical, petrogenic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *J Geophys Res* 98:13997–14013
- Pommier A, Cocherie A, Legendre O (2002) EPMA dating user's manual: age calculation from electron probe microanalyser measurements of U–Th–Pb. BRGM, p 9
- Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73:207–220
- Ranchin G (1971) La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du nord-Limousin, mém. 19, p 394
- Razafimahefa N (1987) Granites et leucogranites alumineux du Nord-Est du Massif de Millevaches (Massif Central français): pétrologie, géochimie et synthèse cartographique, I64
- Roig JY, Faure M, Maluski H (2002) Surimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic, extension in the Western French Massif Central: a structural and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ study. *Terra Nova* 14:25–32
- Rolin P, Colchen M (2001) Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Geol Fr* 1–2:87–116
- Rolin P, Cartannaz C, Henry P, Rossy M, Cocherie A, Salen F, Delwaille B (2006) Notice explicative de la carte géologique de St.-Sulpice-les-Champs (no 666) au 1/50.000. Éditions BRGM, Orléans (in press)
- Scaillet S, Cuney M, le Carlier de Veslud C, Cheilletz A, Royer JJ (1996) Cooling pattern and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of uranium mineralization. *Geochim Cosmochim Acta* 60:4673–4688
- Stacey JS, Kramers JD (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett* 26:207–221
- Stussi JM, Cuney M (1993) Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif Central français). *Bull Soc Géol Fr* 164:585–596
- Suzuki K, Adachi M (1991) Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem J* 25:357–376
- Tera F, Wasserburg GJ (1972) U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet Sci Lett* 14:281–304
- Vauchelle L (1988) L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français), p 397
- 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. 12e R.S.T., Lille. Soc. Géol. Fr. Ed. 131
- Wendt I, Carl C (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem Geol* 86:275–285
- Williams IS (1998) U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *Rev Econ Geol* 7:1–35

1.3. La Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine et d'Arrènes

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

Pour une meilleure précision dans la chronologie de la déformation, une datation sur zircon a été acquise sur le monzogranite de Montjourde. En effet, le calage de la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine, par la datation du massif de la Brame, ne convient pas puisque l'âge effectué n'est pas réalisé sur une roche déformée. L'âge U/Pb sur zircon sur le monzogranite déformé de Montjourde fournit 330 ± 3 Ma.

L'organisation des structures mylonitiques s'est révélée plus complexe que celle envisagée par les auteurs cités ci-dessus. La partie septentrionale du pluton qui présente normalement de bandes de cisaillement à jeu normal, révèle également des bandes de cisaillement à jeu inverse (Fig. IV.1.5 et 6a, c). A l'échelle de l'échantillon, aucune des deux bandes de cisaillements ne recoupent l'autre, de sorte qu'elles sont interprétées comme contemporaines (Fig. IV.1.6c). Sur certains sites, il est même impossible de déterminer un sens de cisaillement à cause de la déformation coaxiale de la roche (Fig. IV.1.6b). La partie méridionale, présente également une déformation coaxiale avec des plans de cisaillement conjugués dextres et senestres (Fig. IV.1.5). La direction N105 de la linéation minérale est constante à l'échelle du massif (Fig. IV.1.5).

En lame mince, le quartz entièrement recristallisé en mosaïque forme des rubans et ses limites de grains sont suturées. Le feldspath potassique automorphe est déformé ductilement et fragilement, laissant apparaître de rares fractures sub-solidus (Fig. IV.1.6d). Le plagioclase montre également une déformation à la fois ductile (extinction ondulante) et fragile (fractures). Des myrmékites, témoins d'une déformation de haute température, croissent entre les plagioclases et les feldspaths potassiques. Les phyllosilicates primaires, tels que la muscovite ou la biotite, sont ployés et commencent à former un réseau anastomosé avec des structures en mica-fish. De petits cristaux de muscovite secondaire entourent les larges cristaux de muscovite primaire. Le long des bandes de cisaillement, la biotite secondaire en petits cristaux compose l'essentiel de la paragenèse métamorphique liée à la déformation. Les biotites sont en voie de chloritisation et incluent de nombreux zircons et oxydes. Ces observations définissent une déformation sous haute température ($>600^\circ\text{C}$) comme argumentée par Gébelin (2004) et révèlent donc une mise en place syn-tectonique du monzogranite de Montjourde.

La contemporanéité de ces structures (normale, inverse, dextre et senestre) est prouvée par leur même état de déformation sous haute température à l'état post-solidus logique avec une mise en place syn-tectonique du pluton. Le traitement des plans de cisaillement avec le logiciel Faultkin (Cogné, 2003) permet d'intégrer la majorité des mesures (max = 33 pour n = 34) dans un même ellipsoïde de déformation et montre que ce monzogranite a été déformé par une direction de raccourcissement Z orienté 22, N212 (Fig. IV.1.5).

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

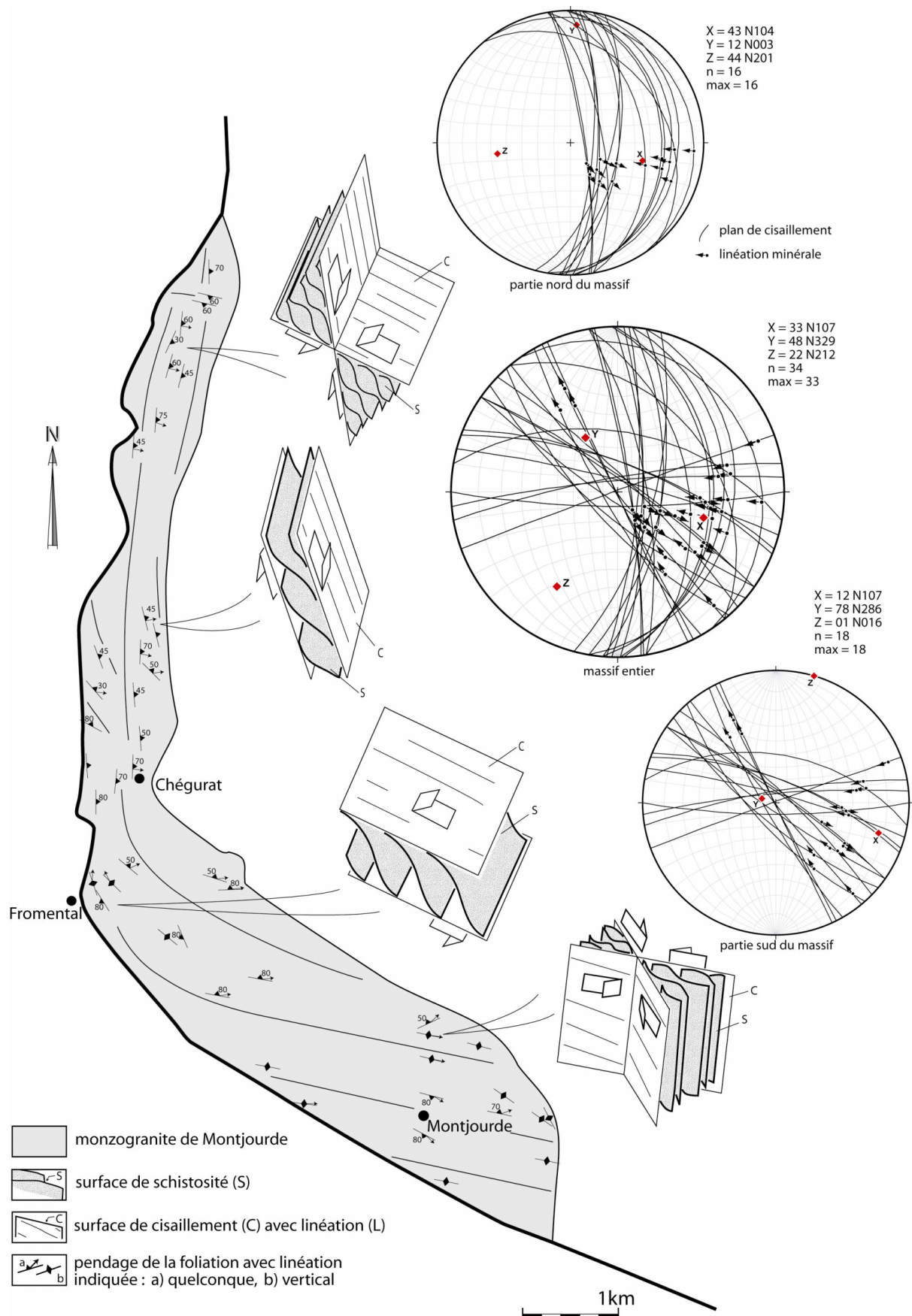


Fig. IV.1.5. Schéma structural du monzogranite de Montjourde. Les plans de cisaillements sont projetés dans le canevas de Wulff, hémisphère inférieur.

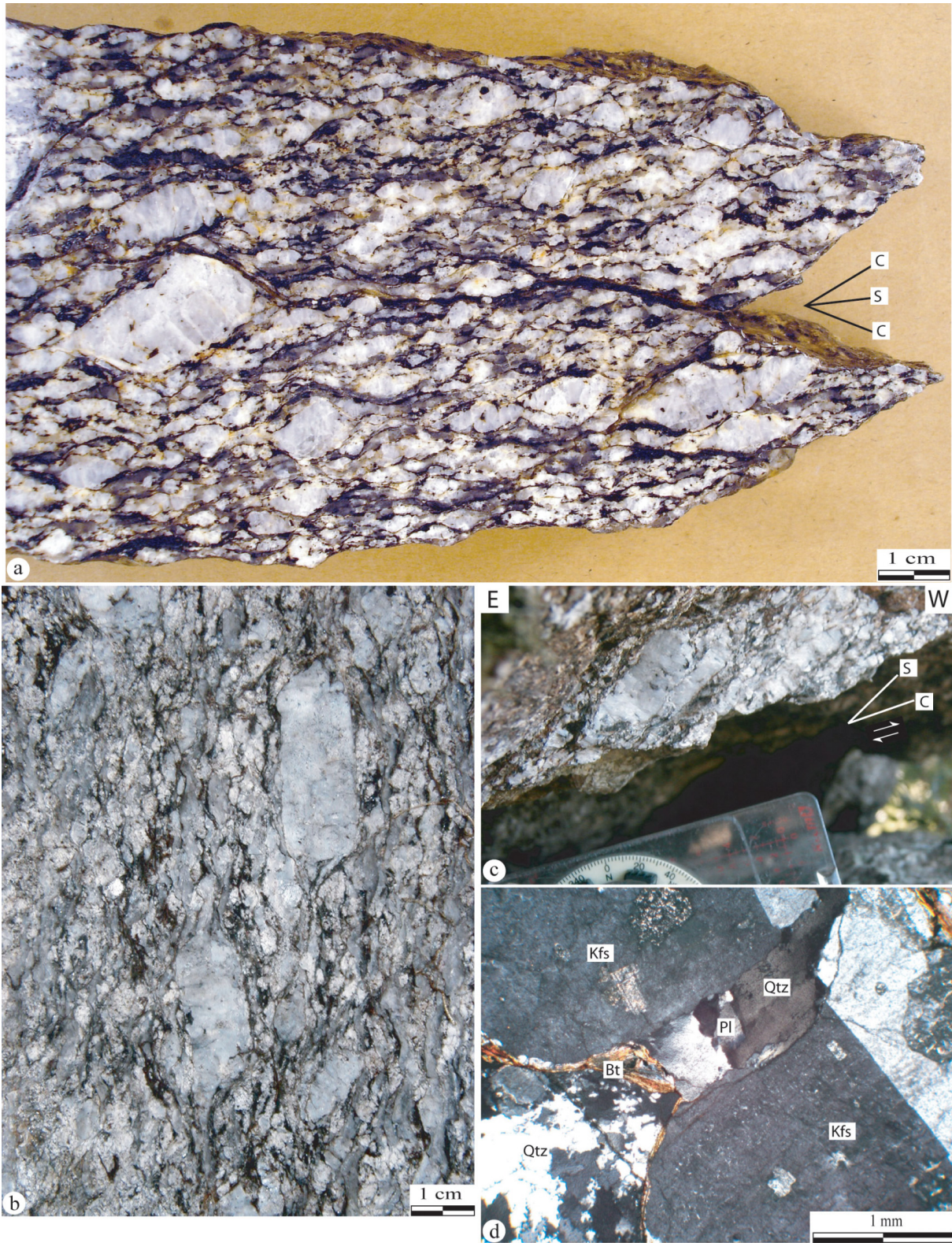


Fig. IV.1.6. Aspect des structures mylonitiques du monzogranite de Montjourde. a et b. Déformation coaxiale du monzogranite de Montjourde. c. Cisaillement inverse dans le monzogranite de Montjourde. d. Fracture sub-magmatique dans un feldspath potassique.
 Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz, Bt : biotite.

2. Magmatismes polyphasés calco-alkalins et peralumineux viséo-namurien

Les roches métalumineuses, les Tufs anthracifères et les roches hypovolcaniques du complexe filonien de Sannat sont analysés pour préciser la typologie de ces formations et pour caractériser la composante mantellique qui s'opère à cette époque.

2.1. Le magmatisme calco-alkalin (sens large)

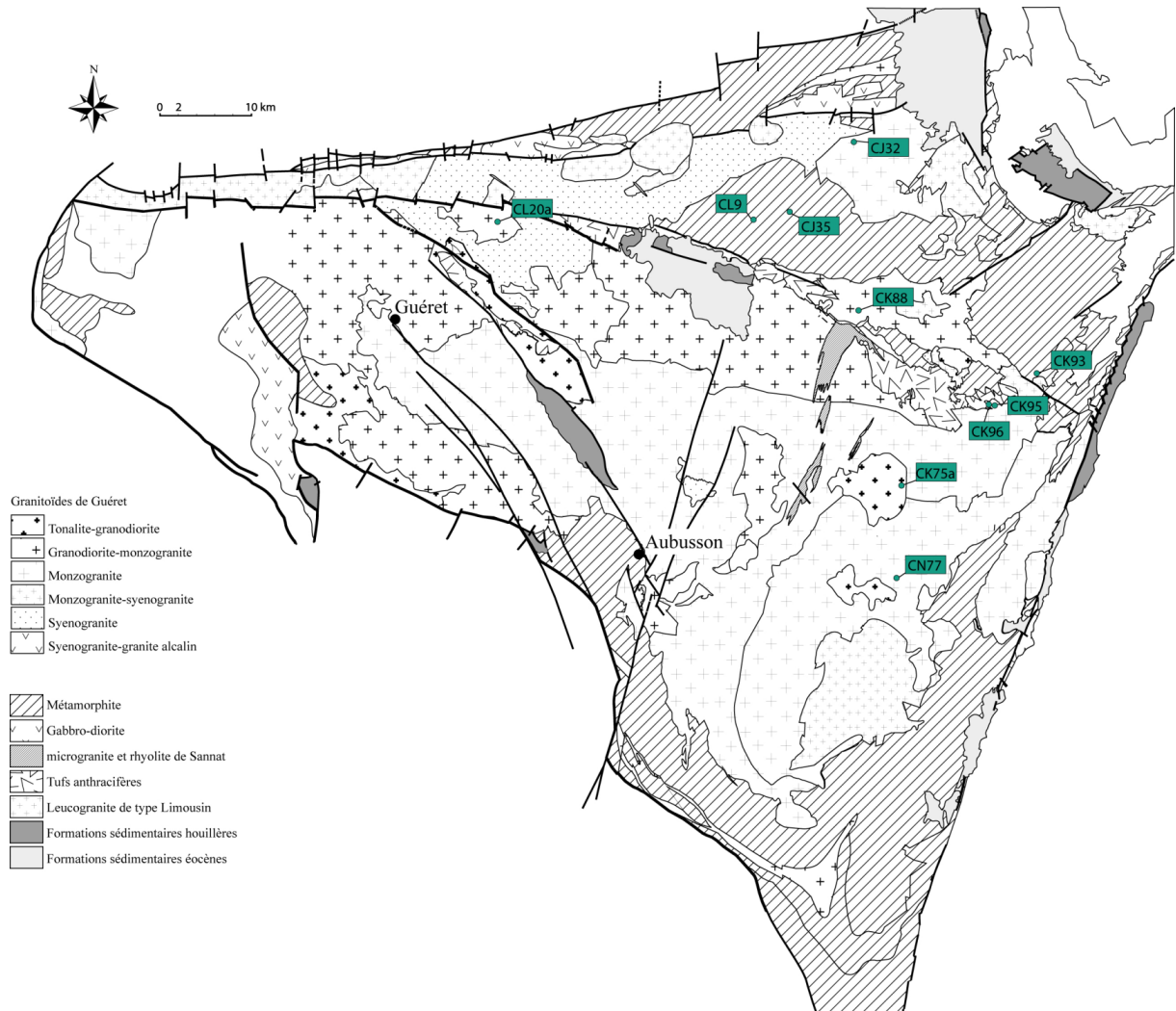


Fig. IV.2.1. Localisation des roches métalumineuses analysées pour la géochimie.

Dans le Massif de Guéret, les roches mafiques, associées avec les granitoïdes de l'association aluminopotasique de type Guéret, suggèrent une participation mantellique dans la composition des granitoïdes de Guéret (Berthier et al., 1979 ; Le Breton et al., 1986). Galan et al. (1997) ont étudié ces roches mafiques à biotite et amphibole qu'ils comparent aux Vagnérites décrites dans les autres gisements granitoïdes du Massif Central (Sabatier, 1991). Les caractéristiques texturales, minéralogiques et géochimiques de ces roches mafiques sont comparables à celles des vagnérites à teneur faible en potassium ou à des redwitzites. Galan et al. (1997) rattachent à ces vagnérites, l'ensemble des roches mafiques qui apparaissent sous forme de filons ou d'enclaves magmatiques comme celles présentées dans le chapitre III de ce mémoire. Les données de terrain, ainsi que les données radiométriques disponibles à l'époque, s'accordent avec une intrusion quasiment simultanée des roches mafiques et des granitoïdes peralumineux (Galan et al., 1997). Pour ma part, je distingue les roches mafiques du Massif de Guéret en trois groupes :

- Les intrusions calco-alkalines de gabbro-diorite de Beaumont-Huriel qui sont datées à 360 ± 1 Ma (Pin et Paquette, 2002) et dont la mise en place s'effectue un peu avant les granitoïdes de Guéret.
- Les enclaves microgrenues sombres, acides et peralumineuses englobées dans les granitoïdes de Guéret (cf. chapitre III). Le co-génétisme de ces roches avec les granitoïdes de Guéret est ici validé.
- Les roches métalumineuses, dont le caractère général xénolitique n'est nulle part assuré car leur relation avec l'encaissant n'est jamais visible de manière évidente. Sur certains affleurements le caractère filonien est prouvé. L'âge de ce magmatisme est inconnu et avec l'équipe de Besançon, j'ai donc donné un échantillon pour datation sur zircon à Alain Cocherie au BRGM (CJ32 et CJ35, Fig. IV.2.1).

C'est sur ce troisième groupe que ce chapitre est consacré. Les échantillons prélevés pour les analyses géochimiques sont surtout localisées dans la partie Nord et Est du Massif de Guéret (Fig. IV.2.1). Du point de vue pétrographie, ce sont essentiellement des diorites (CK88, CJ32, CJ35, CL9), des diorites quartziques (CK93, CL20a), un gabbro (CK95), des monzonites (CK96, CN77), et un filon de variolite intrusif dans le massif d'Auzances (CK77a).

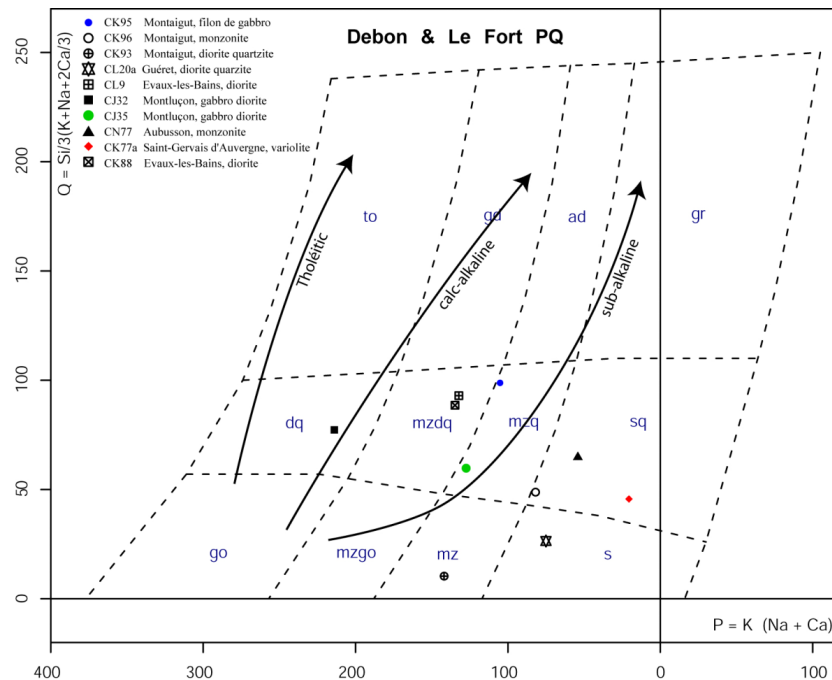


Fig. IV.2.2. Place des échantillons métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme PQ de Debon et Lefort (1983).

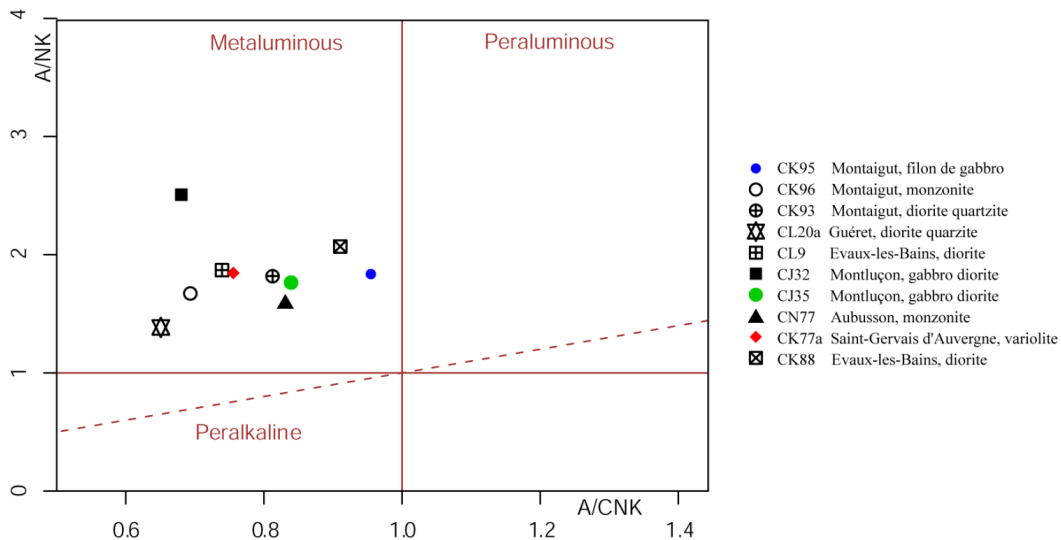


Fig. IV.2.3. Place des échantillons métallumineux du Massif de Guéret dans le diagramme de Shand (1943).

Les compositions chimiques de ces roches, dans le diagramme de nomenclature des roches plutoniques selon Debon et Lefort (1983), se disposent entre les champs des diorites quartziques et des syénites (Fig. IV.2.2). Elles ont principalement une chimie intermédiaire (SiO_2 entre 52,0% et 59,7%), tout en pouvant être basique (SiO_2 [CK75a] = 48,3%). La somme $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ varie de 16,4% à 10,9%. Le K_2O varie de 5,6% à 1,4%, le Na_2O de 1,0% à 3,3% pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO diminue de 7,0% à 4,6%. Ces roches sont caractérisées par un paramètre A négatif compris entre -143 et -15, et un fort paramètre B compris entre 309 et 185. Ces roches sont donc mafiques et métallumineuses avec un rapport ASI compris entre 0,66 et 0,95 (Fig. IV.2.3 : diagramme de Shand, 1943).

La classification typologique de Peccerillo et Taylor (1976) place ces analyses dans les séries shoshonitique et hautement potassique (Fig. IV.2.4), sauf pour CJ32 (gabbro-diotite) qui est moyennement potassique. Comme le confirme le diagramme PQ de Debon et Le Fort (1983), ce groupe de roches (excepté CJ32) se classe donc au sein de la série calco-alkaline potassique. Si l'on compare ces roches avec les roches vaugnéritiques étudiées par Sabatier (1991), celles-ci sont pour moitié des Redwitzites comme définit par Galan et al. (1997). La seconde moitié est principalement caractérisée par le champ des vaugnérites (Fig. IV.2.5).

Les diagrammes de terres rares permettent de les différencier des granitoïdes de Guéret (Fig. IV.2.6) avec en moyenne un enrichissement en terres rares plus importante. Les dix échantillons analysés présentent un fort enrichissement en terres rares légères ($\text{La}_N/\text{Sm}_N > 2,33$) et en Th ($\text{Th}/\text{La} > 0,23$), un net fractionnement en terres rares lourdes ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N > 1,68$), des anomalies négatives en Eu, Nd, Ta et Sr (Fig. IV.2.6 et 7). Le Th ainsi que les rapports Th/La et Th/Nb sont inversement corrélés avec le pourcentage en SiO_2 . Ce qui est contraire à un modèle de contamination crustale.

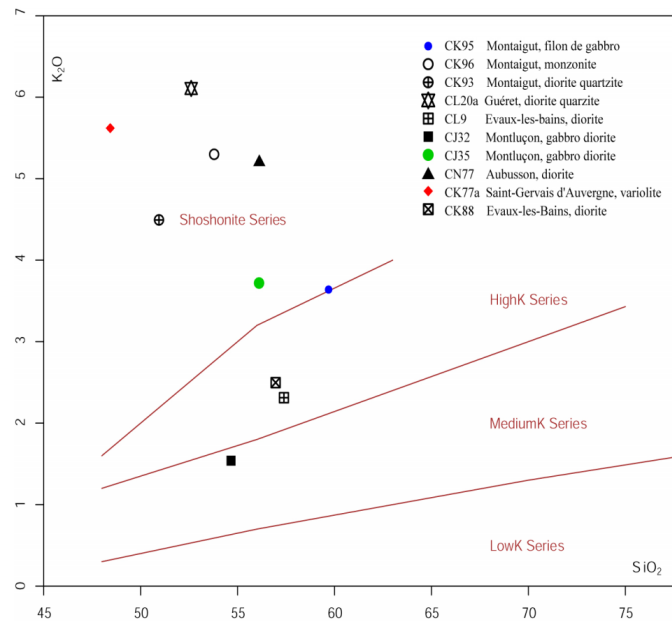


Fig. IV.2.4. Place des échantillons métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme $K_2O - SiO_2$ de Peccerillo et Taylor (1976).

Les âges effectués sur zircon donnent 336 ± 3 Ma pour CJ32 et 326 ± 4 Ma pour CJ35. Selon la typologie des granites de Pupin (1980), les zircons de ces roches indiquent une appartenance au domaine calco-alcalin et calco-alcalin potassique.

En conclusion, bien que selon les éléments en traces, ces roches métalumineuses possèdent les mêmes caractéristiques que les magmas calco-alcalins de type subduction, ce volcanisme n'est pas à rattacher à celui présent dans la chaîne de la Marche qui reflète une origine mantellique (Pin et Paquette, 2002). Du point de vue typologique, ce magmatisme appartient essentiellement à la lignée calco-alcaline potassique (Fig. IV.2.2) ou à une série shoshonitique à hautement potassique. Il dériverait d'un processus de contamination par assimilation thermique de l'encaissant (Golan et al., 1997). Dans ce type de processus, la contamination du magma basique s'effectuerait par érosion thermique de telle sorte que les magmas basiques les moins différenciés seraient les plus contaminés (Golan et al., 1997). Leurs âges, contemporains des Tufs anthracifères et de la mise en place des massifs de Crocq et de Montjourde permettraient d'expliquer l'apport mantellique dans ces massifs du complexe magmatique de Guéret dont la composante mantellique est représentée par les amphiboles reliques observées en lame mince et la typologie calco-alcaline et calco-alcaline potassique des zircons (massif de Crocq) suivant Pupin (1980).

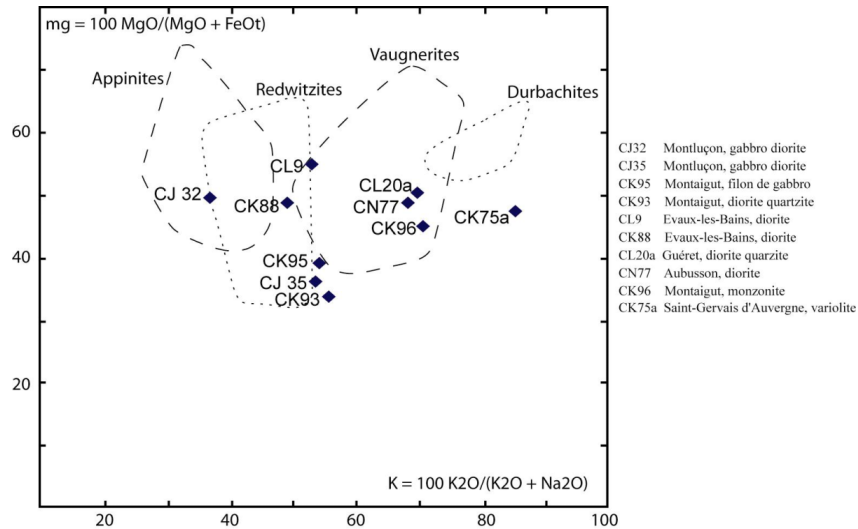


Fig. IV.2.5. Place des analyses chimiques des types pétrographiques métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme mg-K. Délimitation des zones à Appinites, Redwitzites, Vaugnerites et Durbachites d'après Sabatier (1991).

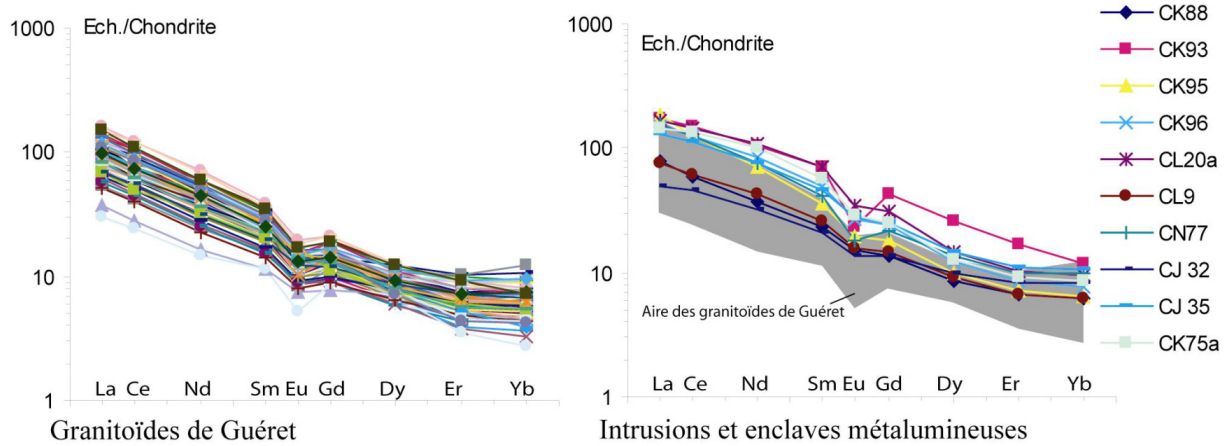


Fig. IV.2.6. Comparaison des spectres de terres rares des granitoïdes de Guéret avec les roches métalumineuses. Normalisation par rapport aux chondrites selon Vidal (1994).

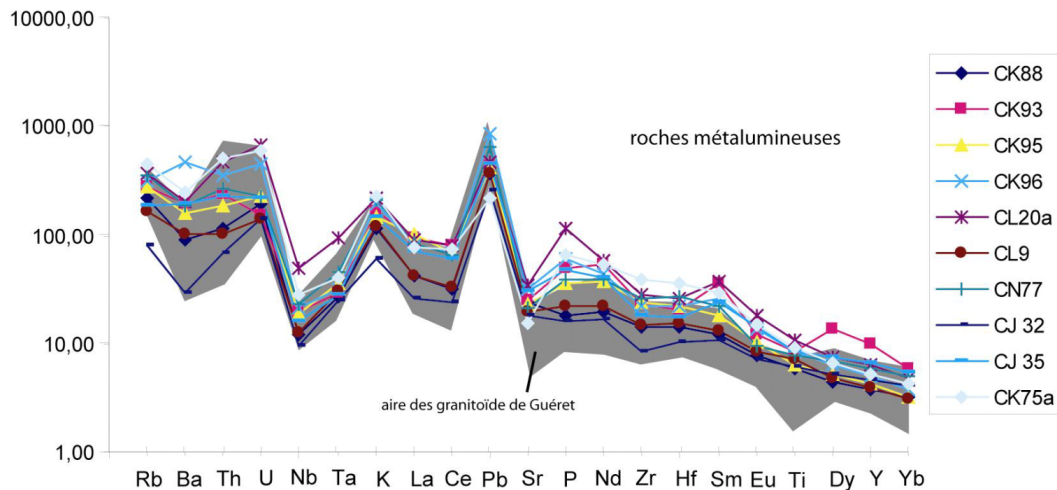


Fig. IV.2.7. Comparaison des diagrammes araignées des roches métalumineuses avec les granitoïdes de Guéret. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

2.2. Les Tufs anthracifères

L'objectif de cette partie est de démontrer s'il existe un lien de parenté entre les Tufs anthracifères et les granitoïdes de Guéret. La localisation des roches échantillonnées est présentée dans la figure suivante IV.2.8.

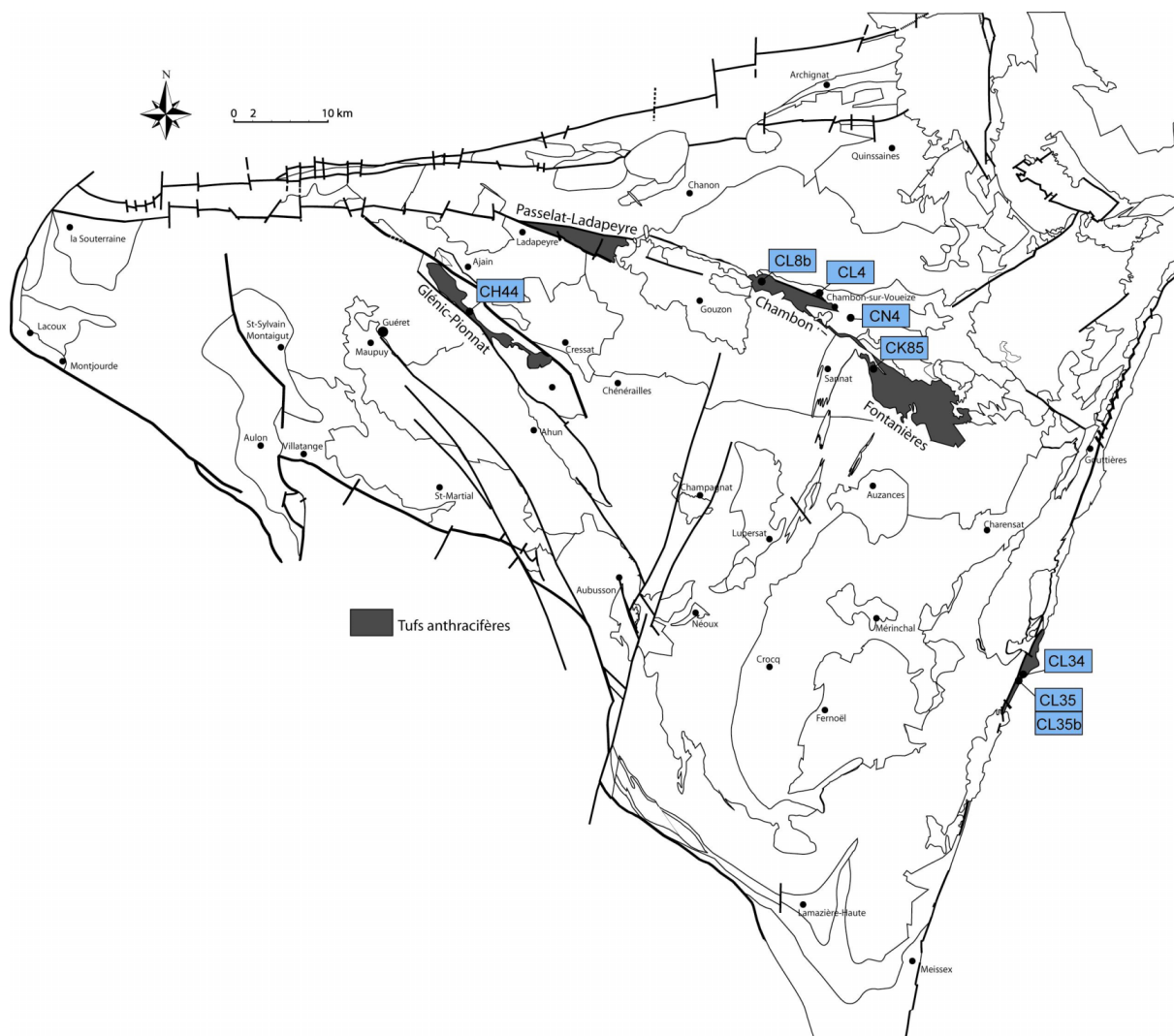


Fig. IV.2.8. Localisation des Tufs anthracifères du Massif de Guéret analysés dans ce mémoire.

Les compositions chimiques de ces roches, dans le diagramme de nomenclature des roches plutoniques selon Streickeisen et Le Maître (1979), tombent essentiellement dans le domaine monzogranitique (Fig. IV.2.9). Elles ont principalement une composition chimique acide à intermédiaire (SiO_2 entre 62,2% et 67,2%), pouvant être très acide (SiO_2 [CN4] = 74,8%). La somme $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ varie de 7,1% à 1,3%. Le K_2O varie de 3,8% à 4,9%, le Na_2O de 3,0% à 4,2% pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le CaO diminue de 3,7% à 0,3%. Ces roches sont caractérisées par un paramètre A compris entre -13 et 86 (ASI entre 0,96 et 1,37 ; Fig. IV.2.10 : diagramme de Shand, 1943) et un paramètre B compris entre 114 et 19. Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ faible (<115) traduit une genèse des magmas en climat de haute température (Sylvester, 1998).

CN4 qui possède une composition très acide est différent des autres roches. Il est plus pauvre en Hf, La, Nd, Pr, Sm, Zn, Zr et Nb que les autres Tufs anthracifères analysés.

Le rapport Rb/Sr est inférieur à 1 (excepté pour CN4). Les teneurs en Rb et Sr sont assez constantes et varient respectivement entre 150 et 202 ppm et entre 172 et 319 ppm. Le Be, Co, Cs, Ga, Ho, Nb, Sb, Ta, U et W ont un comportement incompatible.

En écartant les deux valeurs extrêmes sur les 18 analyses effectuées par Faure et al. (2002) sur des Tufs anthracifères présents dans la Sioule et la Montagne Bourbonnaise, les données isotopiques du strontium s'échelonnent entre 0,7083 et 0,7105. Ce qui est dans une gamme équivalente à celle des granitoïdes de Guéret.

Cependant, pour un pourcentage en SiO₂ équivalent, les Tufs anthracifères sont plus pauvres en Fe₂O₃, TiO₂, Co, Ga, Gd, Hf, Zc, Nb, Tb et V.

Un âge à 337 ± 3 Ma sur zircon a été obtenu sur les tufs rhyodacitiques (CN4) du bassin de Chambon-sur-Voueize immédiatement au nord de la carte d'Aubusson. Les Tufs anthracifères, localisés le long du Sillon Houiller (CL35), fournissent un âge sur zircon de 325 ± 3 Ma. La typologie des zircons selon Pupin (1980) place les zircons de CN4 et CL15 dans le domaine calco-alcalin et calco-alcalin potassique.

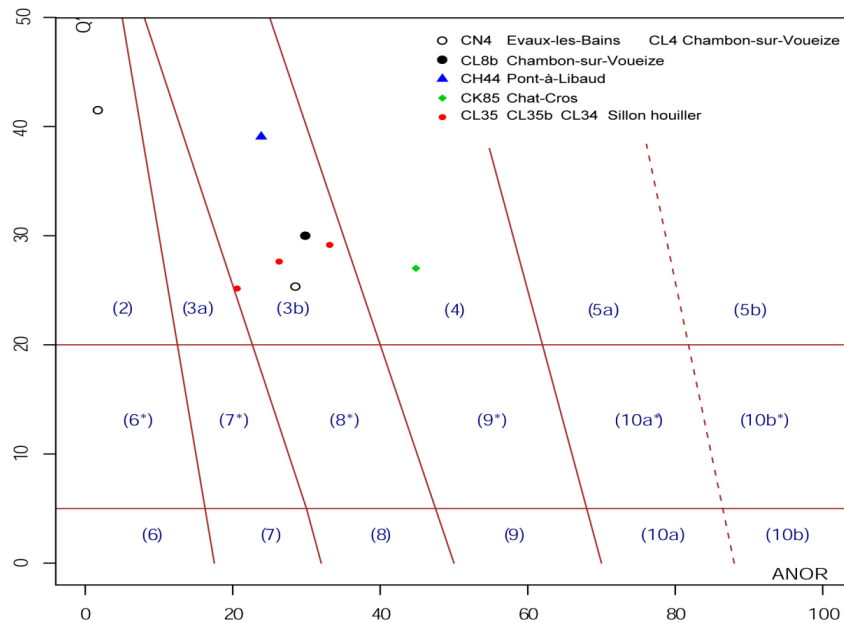


Fig. IV.2.9. Place des échantillons des Tufs anthracifères du Massif de Guéret dans le diagramme Q'/ANOR de Streickeisen et Le Maitre (1979).

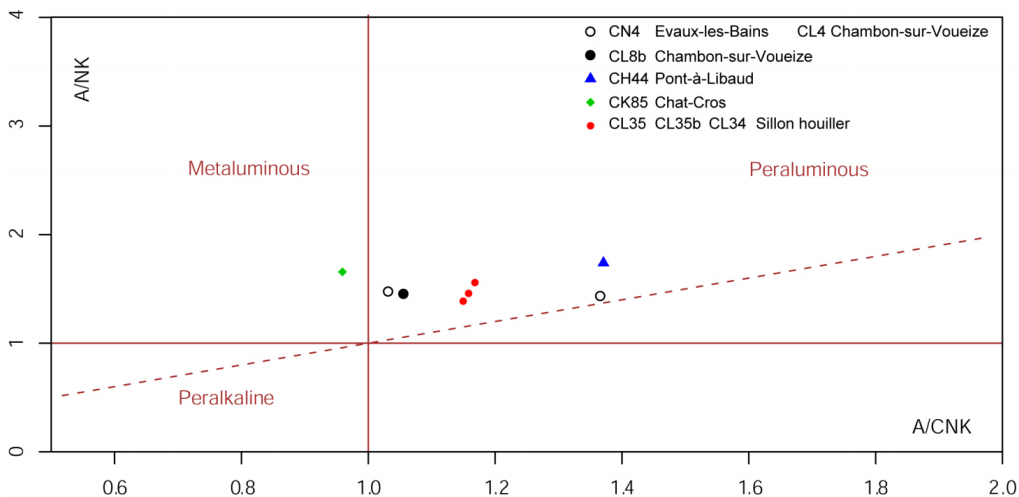


Fig. IV.2.10. Place des échantillons des Tufs anthracifères du Massif de Guéret dans le diagramme de Shand (1943).

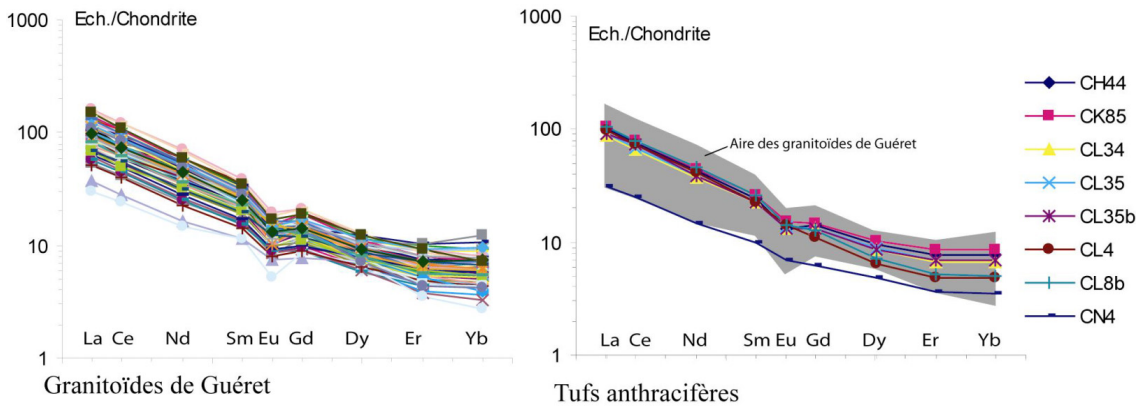


Fig. IV.2.11. Comparaison des spectres de terres rares des granitoïdes de Guéret avec les Tufs anthracifères. Normalisation par rapport aux chondrites selon Vidal (1994).

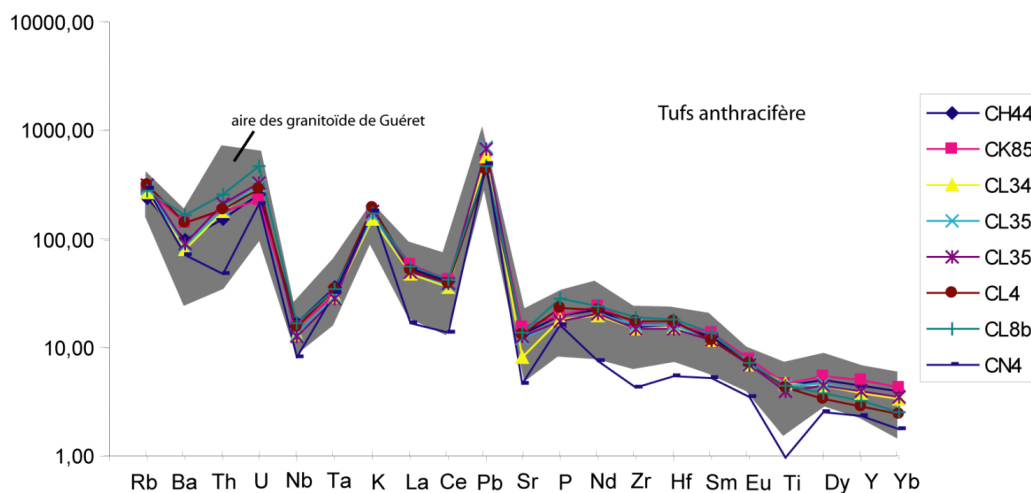


Fig. IV.2.12. Comparaison des diagrammes araignées des roches métalumineuses avec les granitoïdes de Guéret. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

Discussion-conclusion :

De part sa richesse en SiO_2 et sa pauvreté en Hf, La, Nd, Pr, Sm, Zn, Zr et Nb, CN4 appartient certainement à un groupe différent par rapport aux autres roches analysées.

L'ensemble des échantillons est plus ou moins affecté par une recristallisation secondaire de calcite qui semble caractéristique de cette formation géologique. Ces huit échantillons ont été sélectionnés et analysés parmi une vingtaine d'échantillons prélevés sur le terrain. Cependant, l'échantillon AK85, le plus affecté par cette altération est métalumineux à cause de la présence de la calcite.

Que ce soit du point de vue des éléments majeurs et des éléments isotopiques, la chimie des Tufs anthracifères est similaire à celle des granitoïdes de Guéret. Néanmoins, le comportement et la quantité de certaines traces diffèrent des compositions chimiques des granitoïdes de Guéret. Il n'existe donc pas de lien génétique entre ces formations volcaniques et les granitoïdes de Guéret.

Les données isotopiques du strontium et du néodyme des Tufs anthracifères permettent de rejeter les métapélites de la croûte inférieure ainsi que le manteau appauvri comme source unique des Tufs anthracifères. L'hypothèse de magmas dérivés du manteau, puis contaminés par la croûte dans un modèle de mélange, serait plutôt envisageable. La typologie des zircons calco-alcalins, selon la classification de Pupin (1980), vient renforcer cette supposition. Ces magmas mantelliques apportent la chaleur nécessaire pour faire fondre les matériaux sources. Un modèle de délaminage lithosphérique avec un découplage croûte-manteau est envisagé pour expliquer cet apport de chaleur par les magmas basiques mantelliques (Faure et al., 2002).

2.3. Le magmatisme hypovolcanique de Sannat

L'objectif de cette partie est de caractériser les filons hypovolcaniques qui lardent le Massif de Guéret et de comparer ce magmatisme avec celui du complexe magmatique de Guéret.

L'ensemble de la feuille 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. Le complexe filonien de Sannat-Lupersat de direction moyenne N15-N30 traverse la feuille en diagonale. 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 de Bellegarde-en-Marche. Ces deux complexes, Sannat-Lupersat et Bellegarde-en-Marche, se croisent dans la partie sud du secteur.

Ces complexes filoniens sont constitués de magmas imbriqués subvolcaniques ou franchement volcaniques. Le type pétrographique dominant est un microgranite à rares phénocristaux, souvent associé à un microgranite porphyroïde à matrice aphanitique, plus rarement à une rhyolite et à un granite à cordiérite. Ces filons sont localement hydrothermalisés, ils acquièrent alors une couleur verdâtre à blanchâtre, tous leurs minéraux sont altérés.

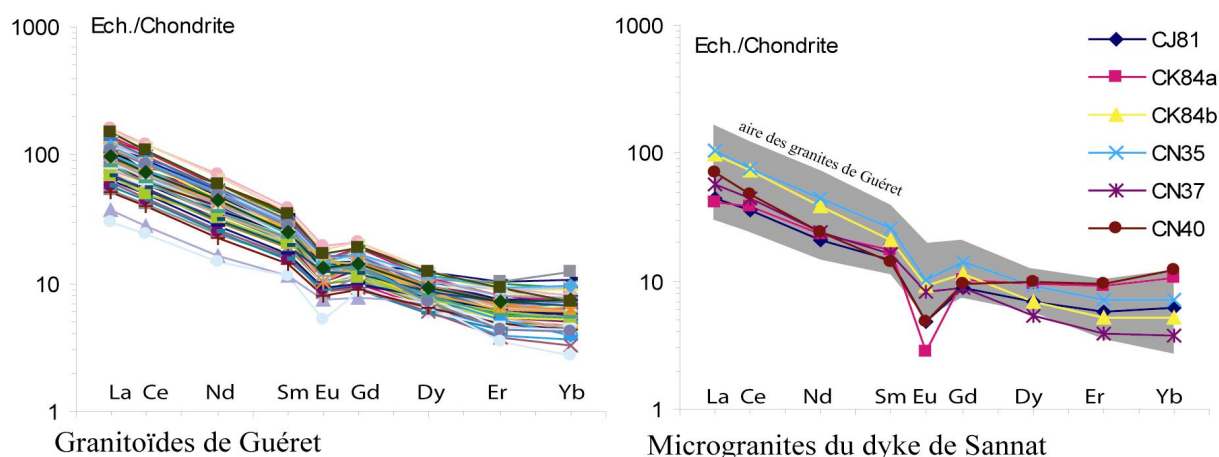


Fig. IV.2.13. Comparaison des spectres de terres rares des granitoïdes de Guéret avec les roches hypovolcaniques de Sannat. Normalisation par rapport aux chondrites selon Vidal (1994).

Du point de vue chimique, ces roches se localisent dans le champ des rhyolites dans le diagramme alcalin-silice (Cox et al., 1979). 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%. Le K_2O varie de 4,7% à 5,3%, le Na_2O de 1,4% à 3,6% pour un pourcentage en SiO_2 croissant. Corrélativement, le 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 spectres de terres rares permettent de les différencier des granitoïdes de Guéret (Fig. IV.2.13) avec une anomalie négative en Eu plus marquée pour ces roches que pour les granitoïdes de Guéret en général. Ceci peut être expliqué par un matériau source riche en minéral pauvre en Europium comme le grenat. Une anomalie négative en Ba, Sr, Ti et P est également mise en valeur pour certains échantillons (Fig. IV.2.14).

Deux nouvelles datations ont été acquises sur ces faciès hypovolcaniques par la méthode U-Pb sur zircon. Les échantillons ont été prélevés sur le dyke de Sannat à proximité de Sannat sur la feuille d'Évaux-les-Bains : un microgranite à rares phénocristaux (μg), et une rhyolite (ρ). Les âges obtenus sur les deux échantillons sont relativement très proches : $338 \pm 3 \text{ Ma}$ (μg) ; $335 \pm 3 \text{ Ma}$ (ρ) (Cartannaz et al., notice géologique d'Aubusson, 2006). Ils permettent d'attribuer à ce magmatisme subvolcanique un âge moyen de 337 Ma : limite viséen moyen-supérieur.

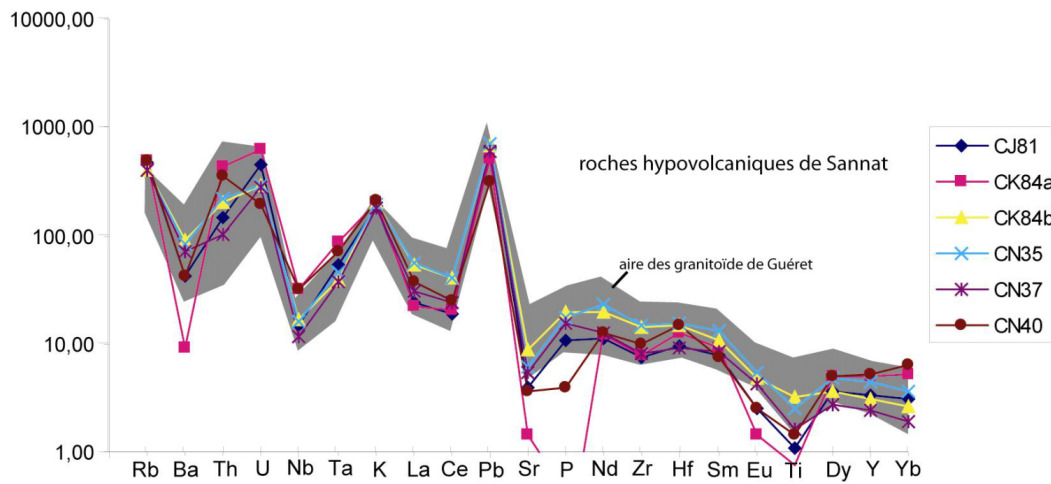


Fig. IV.2.14. Comparaison des diagrammes araignées des roches hypovolcaniques de Sannat avec les granitoïdes de Guéret. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

Du point de vue structural, le même microgranite apparaît dans les filons d'orientation différente. A partir de ces observations, il apparaît probable que les filons sont remplis par le même type de 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.

En conclusion, le magmatisme hypovolcanique, daté autour de 337 Ma, est peralumineux mais ne présente pas de lien de parenté avec celui du complexe magmatique de Guéret.

Chapitre V : Scénarios géodynamiques et contextes tectoniques

L'objectif de ce chapitre est d'intégrer la formation et la mise en place des aubussonites et des granitoïdes de Guéret ainsi que celles des Tufs anthracifères, des intrusions calco-alcalines potassiques et des filons de Sannat dans des scénarios géodynamiques ou contextes tectoniques se déroulant de 375 Ma à 330 Ma. Les différents résultats acquis dans ce mémoire permettent de discuter les mécanismes de genèse des magmas au sein d'une chaîne de montagne.

La figure V.1 résume les principaux événements magmatiques, tectoniques et métamorphiques de l'orogénèse hercynienne au travers de la compilation des âges présentée dans le chapitre I de ce mémoire.

Ce tableau synoptique met en évidence trois principales périodes marquées par des venues magmatiques. Les deux premières périodes sont caractérisées par un magmatisme bi à pluri-modal, tandis que la dernière période est essentiellement marquée par un magmatisme peralumineux de type Guéret. La durée de ces périodes n'est pas réduite dans le temps mais s'étale au contraire sur plusieurs millions d'années.

La première période, bimodale, est principalement caractérisée par la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin (sens large) et un magmatisme peralumineux de type Guéret. Il n'existe pas d'intrusions peralumineuses à muscovite de type Limousin durant cette période. Il apparaît un léger diachronisme dans la mise en place de ces deux principales provinces magmatiques. Les magmas calco-alcalins sont intrusifs dans la croûte légèrement plus tôt (à partir de 370 Ma) que les magmas peralumineux de type Guéret (à partir de 360 Ma). Le magmatisme peralumineux est accompagné par un épisode migmatitique qui est encore peu étayé (migmatite sur le plateau d'Aigurande, Be Mezème, 2005).

La seconde période voit se développer, à partir de 340 Ma, un magmatisme essentiellement calco-alcalin potassique et peralumineux de type Limousin. Ce magmatisme s'accompagne localement d'un début d'anatexie responsable de la migmatisation de la croûte (migmatite sud Millevaches, Be Mezème, 2005).

La dernière période est symbolisée par la mise en place du Velay, avec dès 330 Ma, l'arrivée des premières venues magmatiques mineures suivies par l'essentielle de la masse plutonique vers 300 Ma. Là encore, un début de migmatisation devance ou est contemporain de la mise en place de ce magmatisme.

1. Mécanismes responsables de la fusion à l'origine des magmas

Avant de proposer un modèle géodynamique sur la formation de ces différentes provinces magmatiques, les processus qui sont responsables de la fusion des matériaux originaires de ces grandes provinces magmatiques peuvent être expliqués comme suivant. Trois grands mécanismes permettent de faire fondre un matériel en lui faisant traverser sa courbe du solidus dans le diagramme de pression-température.

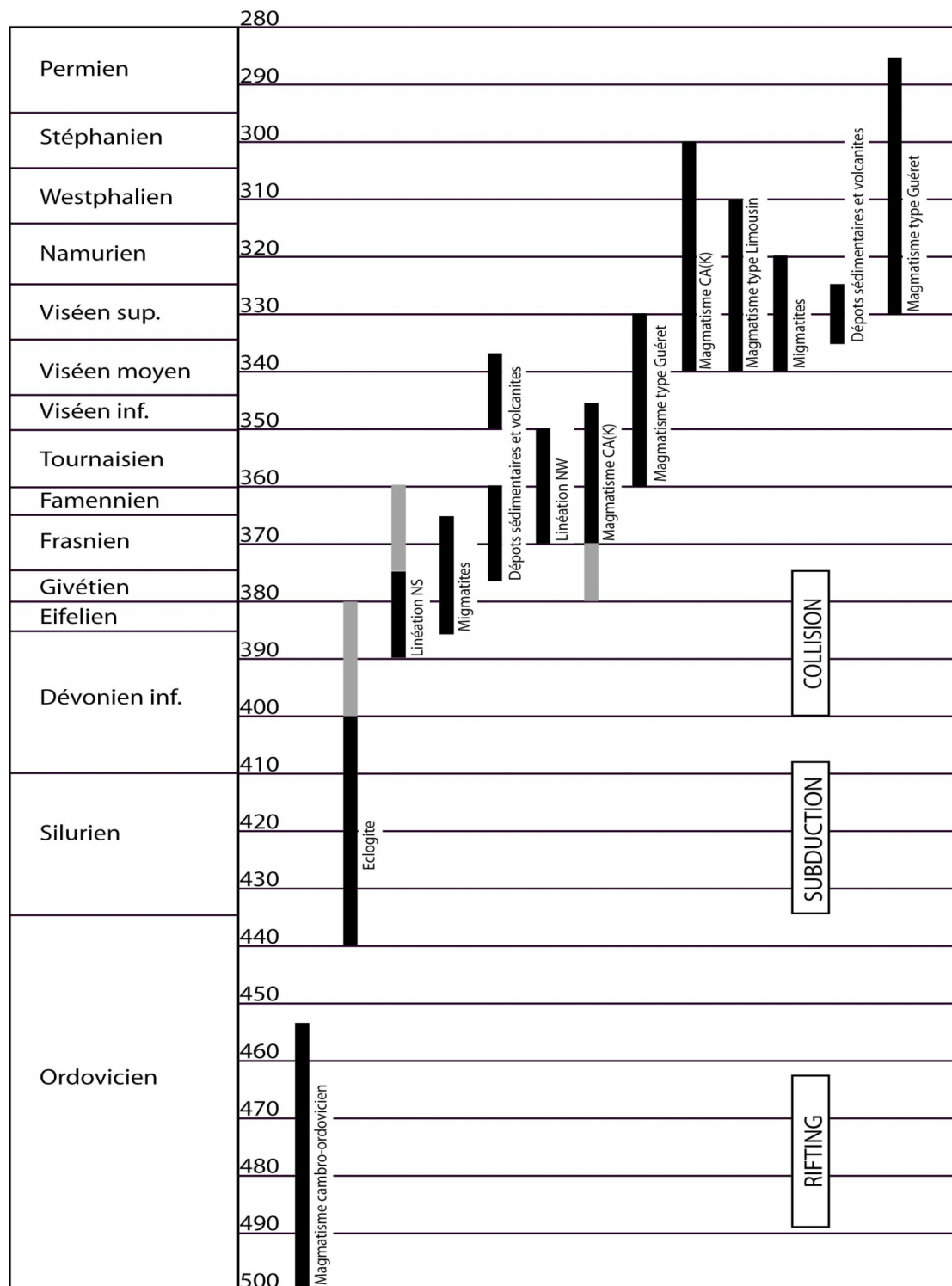


Fig. V.1. Tableau synoptique des âges obtenus sur le Massif Central français et le Massif Armoricain français.

a) Un apport de chaleur

Les différents mécanismes géodynamiques qui peuvent apporter de la chaleur sont variés. Lors d'un sur-épaississement de la croûte, la relaxation thermique provoque une anatexie au bout de 20 à 30 Ma après l'empilement de nappe (England et Thompson, 1986).

Un placage basaltique sous la croûte permet également d'apporter la chaleur nécessaire pour la fusion de la croûte inférieure. Ce scénario est suggéré par Downes et al. (1997) pour l'apport de chaleur responsable de la genèse des granitoïdes de Guéret.

Un délaminage de la lithosphère mantellique permet une injection asthénosphérique

chaude entre la croûte et le manteau. Durant le Viséen, les « Tufs anthracifères » pourraient être expliqués par ce type de découplage lithosphérique (Faure et al., 2002).

Un effondrement de la chaîne permet également de rapprocher les courbes isothermes entre elles, de sorte que le gradient géothermique augmente.

b) Une décompression

Les mécanismes les plus simples pour faire subir aux roches une décompression correspondent à un effondrement gravitaire d'une chaîne ou bien à la création d'un océan en contexte de distension. Par exemple, le magmatisme cambro-ordovicien s'intègre parfaitement dans un contexte d'ouverture océanique (Pin et Marini, 1993).

c) Un apport d'eau

L'apport d'eau permet d'abaisser la température de fusion des roches. Une zone de subduction enfouit les sédiments hydratés de la croûte océanique en profondeur, permettant ainsi à l'eau qui se libère de faire fondre le manteau lithosphérique. Le magmatisme métalumineux dévono-tournaisien du Massif Central s'expliquerait bien dans un contexte de marge active (Pin et Paquette, 2002).

L'eau stockée dans les minéraux hydratés peut également se libérer au cours du métamorphisme régional. En s'échappant, elle joue alors le rôle de fondant.

Enfin, les grandes failles lithosphériques drainent également les fluides qui participent à la fusion des roches déformées.

En conclusion, on constate que les mécanismes de fusion des roches responsables du magmatisme dépendent fortement du contexte géodynamique. Or, au stade des connaissances actuelles, les scénarios géodynamiques ne sont pas encore unanimement acceptés. Par corollaire, les différents processus de genèse des magmas ne sont pas encore clairement compris. Ce chapitre propose d'apporter des scénarios géodynamiques qui expliqueraient l'anatexie des migmatites vers 370-380 Ma et l'anatexie des granitoïdes de Guéret vers 355 Ma. Enfin un modèle d'extension syn-convergent vers 340-335 Ma est discuté.

2. Genèse et mise en place des migmatites (aubussonites)

2.1. Rappel des principaux résultats acquis

A l'échelle de l'échantillon, les aubussonites présentent une répartition hétérogène des nodules de cordiérite (Fig. II.1.2.) mais à l'échelle de l'affleurement, l'aspect macroscopique homogène de ces migmatites tient plus d'un granite que d'une migmatite. Ces roches pourraient être définies comme des anatexites évoluées qui sont très proches d'un granite.

Bien que la composition chimique des aubussonites est de type shale à grauwacke, elle peut être assimilée à celle d'un magma peralumineux de type S (Barbarin, 1996 ; Barbero et Villaseca, 1992) avec une forte diminution de la peraluminosité corrélée avec une diminution du pourcentage des minéraux mafiques. Les observations microscopiques sur les roches non déformées montrent des textures magmatiques comme des limites de grains triples ou des minéraux automorphes (Fig. II.1.3.e). Toutes ces caractéristiques poussent à considérer ces migmatites comme issues de la cristallisation d'un magma.

Du point de vue isotopique, les données de Le Breton et al. (1986) fournissent des valeurs autour de $0,715 \pm 20$ pour le strontium initial. Cette forte valeur, plutôt représentative de la croûte que du manteau est identique à celle des roches méta-sédimentaires de la croûte inférieure (Leyreloup, 1992 ; Downes, 1993).

Les anatexites grenues à cordiérite constituent le sommet de la pile métamorphique de la série du Chavanon. Les mesures d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (Jover, 1986) montrent que : la foliation magnétique est généralement horizontale (l'attitude du plan moyen étant N155, 13SW) ; et la linéation magnétique est globalement orientée vers le WNW (maximum de densité au 18, N304). Cette fabrique magnétique est directement assimilable à la fabrique minérale des principaux minéraux ferro-magnétique, à savoir celle de la biotite (Jover, 1986). Les mesures effectuées dans la série du Chavanon montrent également une linéation WNW sub-horizontale portée sur des plans de schistosité faiblement pentés vers le nord.

2.2. Interprétation de ces résultats

a. Les aubussonites : un magma qui s'est déplacé ? Les descriptions macroscopiques et microscopiques argumentent le caractère plutonique de ces migmatites évoluées. Comme pour tout magma, il est possible d'envisager que ces migmatites soient expulsées de leur zone d'origine et soient en relation d'intrusion avec leur encaissant représenté par le sommet de la série du Chavanon et de la Moyenne Dordogne. Cette hypothèse n'est pas actuellement argumentée, mais est envisagée à partir des levés cartographiques en cours sur les cartes de Felletin et d'Ussel. La genèse de ce magma au sein de la croûte inférieure (argumentée par les données isotopiques du strontium) et leur position actuelle au sein de la croûte moyenne ou supérieure (série du Chavanon et de la Moyenne Dordogne) implique un transport du magma depuis la zone de fusion jusqu'au lieu de mise en place.

b. Origine des structures tardi-solidus des migmatites. Comme le montre l'étude des lames minces (Fig. II.1.3.a et b), la déformation des migmatites s'est effectuée en condition de haute température. L'acquisition de la foliation et de la linéation est tardi-solidus et apparaît peu après la mise en place de ces migmatites. Cette foliation tectonique, globalement sub-horizontale au sein de ces migmatites, peut être expliquée par un étalement du magma suivant une direction d'extension X matérialisée par la direction de la linéation (N304) et un axe de raccourcissement Z vertical. La cristallisation des aubussonites enregistre donc un contexte en extension.

2.3. Contexte général extensif au Dévonien lors de la mise en place des migmatites

Pour de nombreux auteurs, le Massif Central subit au Dévonien un épisode en distension (Faure et al., 1997 ; Roig et al., 1998 ; Roig et Faure, 2000). Ils présentent un modèle « polycyclique » de la chaîne hercynienne (Faure, 1997) où la période de convergence est séparée en deux par un épisode de distension qui s'intègre dans un cadre géodynamique d'arrière-arc.

2.4. Modèle de mise en place des migmatites

L'anatexie à l'origine des aubussonites se produit vers 375 Ma soit environ 20 Ma après la collision entre le Gondwana et l'Armorica que les auteurs situent avant 390 Ma (Costa et Maluski, 1988 ; Costa, 1989 ; Boutin et Montigny, 1993 ; Fig. V.1). Cette anatexie peut être expliquée par la relaxation thermique due à la désintégration des éléments radioactifs (England et Thompson, 1986).

Ces anatexites évoluées ont atteint un stade magmatique assez conséquent (la part non fondue étant symbolisée par les restites composées par les nodules de cordiérite et biotite pouvant représenter 5 à 70% de la roche totale), elles se mettent ensuite en place dans la série du Chavanon (vraisemblablement comme un magma) et enregistrent une déformation extensive avec un axe de raccourcissement Z vertical qui peut être rattachée à un effondrement post-collisionnel en direction WNW-ESE dû à l'instabilité de la chaîne causée

par le ramollissement de la croûte inférieure (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001) qui commence à fondre (Fig. V.2).

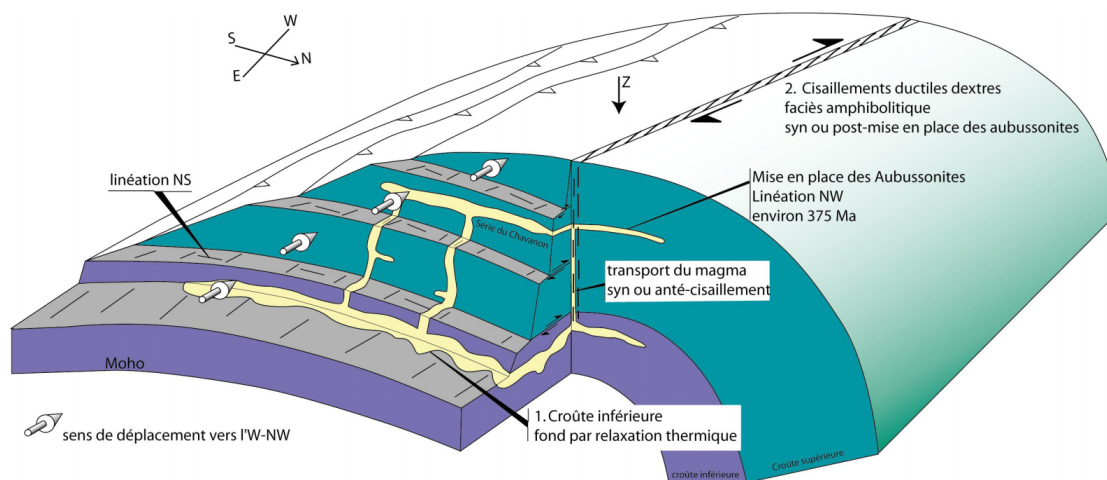


Fig. V.2. Contexte de genèse et de mise en place des aubussonites qui marque le début de l'amincissement crustal. L'initiation des grands décrochements dextres s'effectue soit en même temps que l'échappement latéral des nappes soit après la mise en place des aubussonites.

Lardeaux et al. (2001) intègrent les migmatites du Mont du Lyonnais (identifiables aux aubussonites, Chenevoy et Ravier, 1989) dans une collision oblique arc-continent et proposent une remontée des migmatites le long du plan de Benioff après avoir été enfouies à des profondeurs de 90 km (attesté par la présence de coésite). Ce modèle n'est pas applicable ici car il ne tient pas compte de la linéation WNW au sein des migmatites. En effet, une remontée des migmatites suivant les plans de chevauchements responsables de l'empilement des nappes aurait eu pour conséquence la formation d'une linéation NS dans les migmatites due à la direction de transport des nappes (cf. chapitre I). Ceci n'est argumenté nulle part dans le Massif Central.

3. Tectonique transcurrente dextre famenno-tournaisienne

3.1. Rappels des données acquises

Le Massif de Guéret subit une tectonique transcurrente qui se traduit par le développement de cisaillements dextres de direction N110/120. Ces cisaillements affectent les roches métamorphiques et les magmas peralumineux de type Guéret. Il s'agit principalement de la Zone de Cisaillement de la Marche Combrailles, de la Zone de Cisaillement du Nord Millevaches - la Courtine et de la Zone de Cisaillement de Cressat (chapitre III).

3.1.1. Déformations des roches métamorphiques

L'étude des déformations qui affectent les roches métamorphiques le long de ces cisaillements ductiles dextres (chapitre I) a montré une déformation mylonitique à ultramylonitique qui s'effectue d'abord en contexte amphibolitique, puis qui continue dans le faciès des schistes verts. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite argumentent la fin du métamorphisme régional autour de 355 Ma (Costa, 1992 ; Le Carlier de Veslud et al., 2004) avec une température de l'encaissant autour de 300°C. Sachant que le cisaillement synmétamorphe débute en contexte amphibolitique, la déformation s'est donc produite bien avant 355 Ma lorsque l'encaissant se trouvait en condition de haute température (Fig. V.3.a).

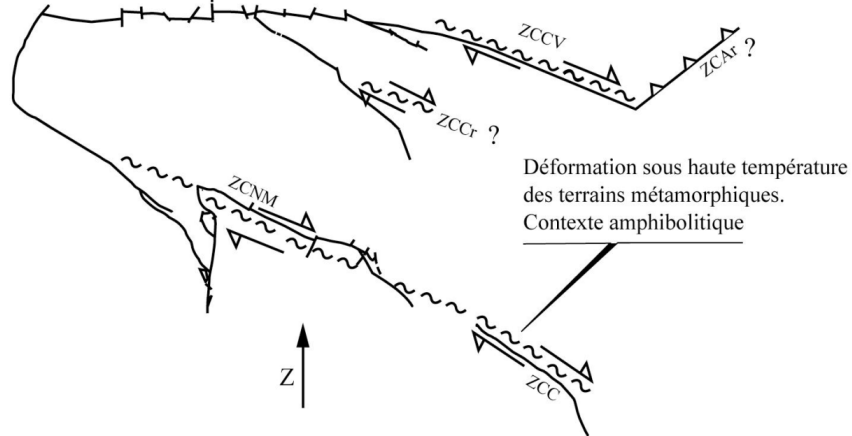
3.1.2. Déformations des magmas peralumineux de type Guéret

L'étude de la déformation des magmas peralumineux de type Guéret a permis de mettre en évidence des couloirs mylonitiques à protomylonitiques dextres qui affectent certains massifs et qui sont recoupés par d'autres massifs indemnes de déformation (chapitre III).

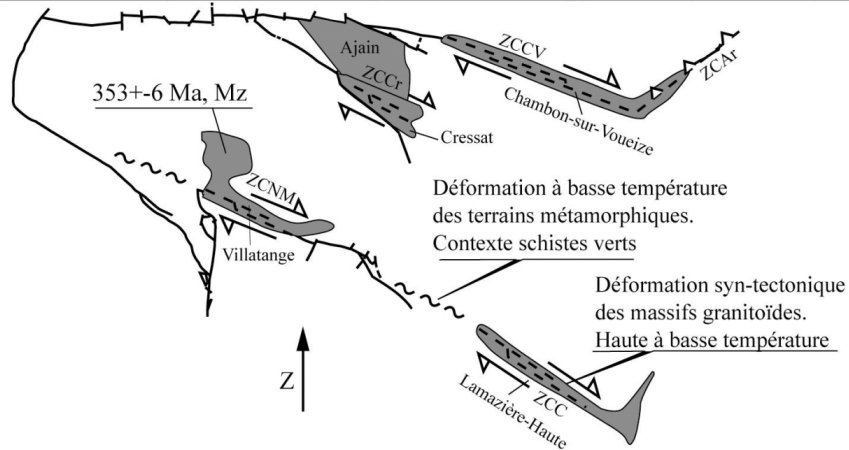
Pour la Zone de Cisaillement Nord Millevaches, la bordure sud du massif de Villatange est affectée de manière syncinématique. Cette zone de cisaillement est respectivement recoupée, à l'ouest et à l'est, par les massifs non déformés d'Aulon et de Saint-Martial. Des datations à 351 ± 5 Ma et 352 ± 5 Ma sur monazites et zircons du massif non déformé d'Aulon témoignent de la fin du jeu non-coaxial de la ZCNM à la fin du Tournaisien (Fig. V.3.b et c).

Les massifs syn-tectoniques de Cressat et d'Ajain-Ladapeyre attestent du fonctionnement de la Zone de Cisaillement de Cressat (Chapitre III). Ce couloir dextre est respectivement recoupé, à l'ouest et à l'est, par les massifs non mylonitiques de l'Epy et de Gouzon. Une datation à 346 ± 5 Ma sur monazites du massif non déformé de l'Epy témoigne de la fin du jeu dextre de la ZCCr vers la fin du Tournaisien (Fig. V.3.b et c).

a. Ultramylonitisation des roches métamorphiques le long des accidents N110/120 (375 ?-360 Ma)



b. Protomylonitisation des premières intrusions peralumineuses de type Guéret (360-355 Ma)



c. Fin du cisaillement N110/120 scellé par la mise en place des massifs non déformés (355-350 Ma)

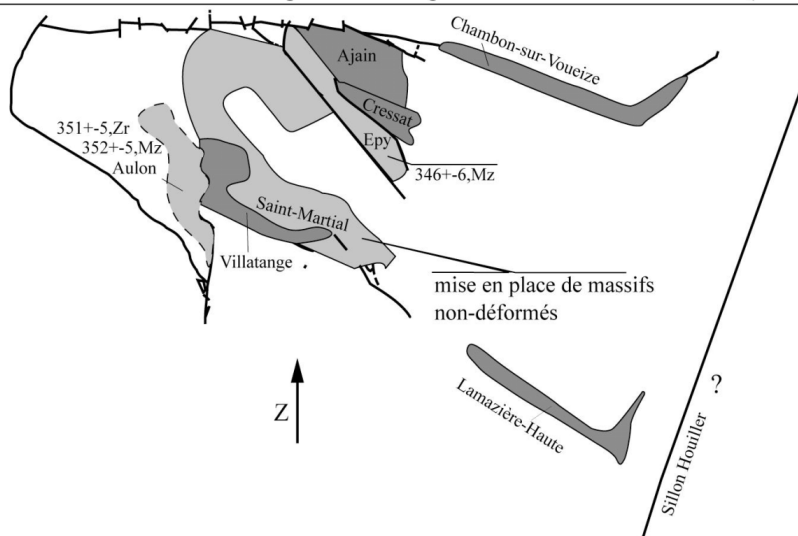


Fig. V.3. Evolution tectonique des accidents orientés N110/120.

3.2. Interprétation des données acquises

Il existe une différence dans l'intensité de la déformation avec essentiellement une ultramylonitisation des roches métamorphiques et une protomylonitisation des roches magmatiques. Les granitoïdes enregistrent donc le ralentissement de la déformation au sein de ces décrochements.

Les données structurales et géochronologiques permettent de situer la fin du métamorphisme syn-cisaillement (faciès schistes verts) vers 355 Ma. De ce fait, le début de la tectonique en cisaillement de la région, en conditions métamorphiques amphibolitiques (Fig. V.3.a) s'est nécessairement produit au Dévonien supérieur. En tenant compte de l'âge de l'anatexie dans la région, le déplacement majeur se situerait entre 375 et 355 Ma, probablement plus près de 375 Ma que de 355 Ma pour tenir compte du début de la déformation en contexte de haut température.

Le lien entre les grands décrochement dextres et l'effondrement post-collisionnel de la chaîne n'est pas clairement établi. Deux hypothèses peuvent être envisagées :

a. La première hypothèse considère les grands décrochements dextres comme des failles de transferts de la tectonique en extension et permet l'échappement latérale des unités de la chaîne hercynienne vers l'ouest (Fig. V.2). Dans ce modèle, une partie du magma des aubussonites aurait pu emprunter ces grands couloirs de déformation (Paterson et Schmidt, 1999) pour permettre son transport vers les unités sus-jacentes. De même, l'initiation des cisaillements aurait pu être provoquée par la présence de ce liquide anatectique ou vice versa (Vignerresse et Tikoff, 1999). Cette hypothèse est illustrée, à plus large échelle, par l'axe anatectique vendéo-creusois (Rolin et Colchen, 2001) qui montre une relation spatiale avec les migmatites de type aubussonite et les grands couloirs décrochants ductiles dextres.

b. La seconde hypothèse est en faveur de décrochements qui s'initient après la mise en place des aubussonites. Le moteur responsable de ces grands accidents dextres pourrait être dû à une convergence oblique entre le Gondwana et la Laurussia.

Un moyen pour choisir entre ces deux hypothèses consisterait en l'établissement d'une carte des trajectoires de foliation au sein des aubussonites couplée avec une étude microstructurale afin de caractériser le critère syn-tectonique ou pas des aubussonites.

Le calage dans le temps de ces décrochements dextres a fait l'objet d'une publication ci-après aux Comptes Rendus Geoscience (doi : 10.1016/j.crte.2005.12.003). La Zone de Cisaillement du Nord Millevaches - la Courtine fait partie d'un long décrochement continu avec la faille de Cholet dans le Massif Armoricain. Les déplacements le long de cette zone sont datés du Famennien-Tournaisien.

Tectonics / Tectonique

Fammenian–Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt

Charles Cartannaz ^{a,*}, Patrick Rolin ^a, Joël Le Métour ^b, Olivier Fabbri ^a

^a EA 2642, université de Franche-Comté, 16, route de Gray, 25030 Besançon cedex, France

^b BRGM, 3, av. Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

Received 23 September 2005; accepted after revision 9 November 2005

Available online 27 January 2006

Presented by Jacques Angelier

Abstract

The South Armorican Shear Zone consists of a set of faults that runs across the southern Armorican Massif and extends eastwards to the Massif Central. One of its branches, the Cholet Shear Zone of South Brittany, can be correlated with the North-Millevalches–La Courtine Shear Zone in the Massif Central. It was active immediately after the regional Frasnian anatexis (372–368 Ma) as a right-lateral strike-slip fault. The horizontal offset, which can be estimated between 110 and 170 km, was achieved before the emplacement of non-deformed Late Tournaisian calc-alkaline and peraluminous granites (355–350 Ma). This newly established age of activity (Fammenian–Tournaisian) of the Cholet–La Courtine Shear Zone (CCSZ) has to be taken into account in geodynamical reconstructions of the Variscan belt of western Europe. **To cite this article:** C. Cartannaz et al., *C. R. Geoscience* 338 (2006).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Résumé

Cisaillement ductile dextre famenno-tournaisien dans la chaîne hercynienne française. Le cisaillement Sud-Armoricain forme un faisceau de failles qui affecte le Sud du Massif armoricain et la partie est du Massif central. Une de ses branches, englobant le cisaillement de Cholet, dans le Massif armoricain, et le cisaillement Nord-Millevalches–La Courtine, dans le Massif central, fonctionne en décrochement dextre dès le Famennien, peu après l’anatexie régionale datée du Frasnien (372–368 Ma). Le rejet le long de ces failles ductiles, qui peut être estimé entre 110 et 170 km, est acquis au Famennio-Tournaisien, avant l’intrusion à la fin du Tournaisien (355–350 Ma) de plutons non déformés calco-alcalins et peralumineux. Le fonctionnement famenno-tournaisien de ces grandes zones de cisaillement varisques (classiquement considérées comme étant d’âge Carbonifère) doit maintenant être intégré dans les nouveaux modèles géodynamiques de la chaîne hercynienne ouest-européenne. **Pour citer cet article :** C. Cartannaz et al., *C. R. Geoscience* 338 (2006).

© 2005 Académie des sciences. Published by Elsevier SAS. All rights reserved.

Keywords: South Armorican Shear Zone; French Massif Central; Fammenian–Tournaisian offset; Post tectonic plutons

Mots-clés : Zone de cisaillement sud-armoricaine ; Massif central français ; Rejet famenno-tournaisien ; Plutons post-tectoniques

* Corresponding author.

E-mail address: charles.cartannaz@univ-fcomte.fr (C. Cartannaz).

Version française abrégée

1. Introduction

Deux zones de cisaillement ductile appartenant à la branche sud du cisaillement Sud-Armoricain [1,2,8,16] sont étudiées : le cisaillement de Cholet, au sud-est du Massif armoricain, et le cisaillement Nord-Millevalches–La Courtine, à l’ouest du Massif central. Les données structurales et géochronologiques acquises sur ces failles ductiles apportent de nouvelles contraintes sur l’âge du fonctionnement du cisaillement Sud-Armoricain et sur l’âge de la tectonique transcurrente dans la chaîne varisque ouest-européenne. Cette dernière s’est produite peu après l’anatexie frasnienne (378–368 Ma) et avant le magmatisme bimodal tournaisien (environ 355 Ma).

2. Contexte géologique régional

Le schéma structural du socle du Seuil du Poitou sous couverture [25] montre la continuité du cisaillement de Cholet avec les failles d’Ouzilly, d’Arènes, et du cisaillement Nord-Millevalches–La Courtine (Fig. 1a, b). Le cisaillement de Cholet (Fig. 2a) sépare l’unité des Mauges de l’unité du Haut Bocage. L’unité des Mauges est composée d’un socle cadomien recouvert d’une série sédimentaire cambro-ordovicienne, dite du Choletais. Les dépôts cambriens sont intrudés par le microgranite cambrien de Thouars [30]. L’unité du Haut Bocage vendéen est formée des migmatites de la Tessouale.

Le cisaillement Nord-Millevalches–La Courtine traverse les migmatites du Millevalches (Fig. 2b) et de Guéret [20,27], intrudées par les granites des massifs de Guéret et de Millevalches. Le massif de Guéret comprend [31] : la granodiorite–tonalite de Villatange, la granodiorite de Saint-Fiel, le monzogranite de Peyrabout et le leucomonzogranite d’Aulon. Le Millevalches est formé par des granites à biotite [27] et des leucogranites syn-cinématiques [12].

3. Analyse structurale et géochronologie

3.1. Le cisaillement de Cholet

Il déforme le microgranite de Thouars [19,30], ainsi que les migmatites du Haut Bocage (Fig. 2a). Le microgranite de Thouars est mylonitisé sur une zone large de 2 à 4 km, au sein de laquelle on note la présence de bandes de cisaillements dextres N120° à N140°E, portant une linéation minérale pentée de 10° vers l’est [19,24]. Le métamorphisme atteint le faciès amphibolitique

en bordure du microgranite déformé [24,26,29]. Dans les migmatites de la Tessouale, le cisaillement induit des structures mylonitiques similaires.

Le massif granodioritique calco-alcalin de Roussay–Saint-Christophe-du-Bois, intrusif dans les unités des Mauges et du Haut Bocage vendéen, interrompt le couloir mylonitique du cisaillement de Cholet. Toutefois, une bande kilométrique de granodiorite modérément cisailée dans le faciès schistes verts affecte la partie centrale du massif, dans le prolongement du cisaillement de Cholet, mais sans le décaler de façon notable.

Le massif de Roussay–Saint-Christophe-du-Bois fait partie d’un ensemble d’intrusions calco-alcalines s’étendant du Massif central à l’unité des Mauges [10,11]. Ces intrusions sont datées par la méthode U/Pb et donnent un âge moyen de 355 ± 5 Ma [5]. Ces datations montrent que l’essentiel du rejet était réalisé à la fin du Tournaisien.

Le microgranite de Thouars, resté en domaine supracrustal, n’a pu pas être mylonitisé en contexte amphibolitique sans un apport de chaleur conséquent. Cet apport de chaleur est mis en relation avec l’accolement par le cisaillement des migmatites encore chaudes du Haut Bocage. La limite inférieure du cisaillement est donc donnée par l’âge des migmatites datées par la méthode U–Pb–Th sur monazite à 368 ± 8 Ma [26].

En conclusion, le rejet principal du cisaillement de Cholet se produit entre l’anatexie au Frasnien et la mise en place du massif de Roussay–Saint-Christophe-du-Bois, vers la fin du Tournaisien.

3.2. Le cisaillement Nord-Millevalches–La Courtine

Cette zone de cisaillement ductile de 2 à 6 km de large affecte du nord au sud : (1) la granodiorite de Villatange, (2) les migmatites du massif du Millevalches, (3) des leucogranites viséo-namuriens intrusifs dans les migmatites du Millevalches (Fig. 2b).

En bordure du massif de Guéret, la lame de granodiorite de Villatange montre des bandes de cisaillement dextres N120°E verticales, portant une linéation minérale horizontale. La mise en place de ce granite est syn-cinématique [14]. Le cisaillement est recoupé au nord-ouest par le leucomonzogranite d’Aulon, et au sud-est par les granites de Saint-Fiel et de Peyrabout. La mise en place de ces plutons scelle donc le cisaillement dextre.

Dans les migmatites, la mylonitisation montre des plans de cisaillement dextre N120°E portant une linéation minérale pentée de 0 à 30° vers le sud-est. Ce cisaillement est contemporain d’un assemblage métamorphique amphibolitique [14,28]. Il se poursuit en contexte rétro-morphique dans la zone à chlorite–muscovite [28].

Un âge U–Pb–Th sur monazite à 353 ± 6 Ma sur le granite syn-cinématique de Villatange atteste le fonctionnement du cisaillement au Tournaisien. Ce cisaillement est post-daté de la fin du Tournaisien par deux âges obtenus sur le massif d'Aulon : 352 ± 5 Ma sur monazite, et 351 ± 5 Ma sur zircon [28]. L'âge inférieur du fonctionnement du cisaillement est donné par les datations des migmatites par la méthode U–Pb–Th sur monazite [28] : 373 ± 5 , 377 ± 2 , 371 ± 8 Ma, soit Frasnien (Fig. 3).

L'essentiel du rejet du cisaillement Nord-Millevalches–La Courtine est donc réalisé après l'anatexie frasnienne et avant la mise en place fini-tournaisienne des granites d'Aulon, de Saint-Fiel et de Peyrabout.

4. Discussion et conclusion

Les cisaillements de Cholet et du Nord-Millevalches–La Courtine appartiennent à un long cisaillement dextre, que nous nommons cisaillement de Cholet–La Courtine. Ce cisaillement constitue l'une des branches les plus longues du cisaillement Sud-Armoricain, et se continue par la faille ductile de Sainte-Christine [3], à l'est du Sillon houiller (Fig. 1b).

Ce cisaillement fonctionne au Famenco-Tournaisien, peu après l'anatexie régionale (378–368 Ma), et l'essentiel de son rejet est acquis lors de l'intrusion de magmas post-cinématiques à la fin du Tournaisien. Les rejeux ultérieurs du cisaillement restent mineurs et sont à l'origine de brèches le long des failles d'Arrènes [28] et d'Ouzilly [21]. Les déformations ductiles observées dans les leucogranites syncinématiques viséens du Millevalches [27] appartiennent à l'histoire tardive et enregistrent une déformation coaxiale, dont le rejet demeure négligeable [7].

Le cisaillement de Cholet accole un domaine de croûte inférieure (les migmatites du Haut Bocage) et un domaine superficiel (l'unité des Mauges). Si l'on prend en compte la différence de niveaux structuraux de ces domaines et le *pitch* des linéations minérales penté de 10° vers le sud-est, un rejet horizontal de 100 à 170 km doit donc être envisagé pour ce couloir mylonitique lors du Famenco-Tournaisien.

Cette étude apporte une nouvelle chronologie dans l'histoire du fonctionnement des grandes zones de cisaillements varisques ouest-européens. Le rejet majeur qui s'effectue dès le Famenco-Tournaisien devra être pris en compte dans les futurs modèles géodynamiques hercyniens.

1. Introduction

Like other collisional mountain ranges such as the Alps or the Himalayas, the Variscan orogen underwent lateral block extrusions accommodated by large-scale strike-slip shear zones [1,2,6,16]. The southern branch of the South Armorican Shear Zone (SASZ), which crosses Brittany and Vendée, is one of such shear zones. It extends eastward to the Massif Central (Fig. 1a) [8, 25]. In central Brittany, several studies showed that the onset of shear deformation took place during Latest Carboniferous times (355 Ma) [15,23], continued during the Namuro-Westphalian, as attested by syn-kinematically sheared leucogranites [4,17], and ended during the Early Carboniferous (300 Ma) with the formation of syn-tectonic coal basins [23]. The aim of this contribution is to show that this timing can be significantly improved by integrating geochronological data from the southeastern extension of the SASZ in the Vendée area (Cholet Shear Zone; Fig. 2a) and in the Massif Central (North-Millevalches–La Courtine Shear Zone, NMCSZ; Fig. 2b). It results that most of the offset along the SASZ took place immediately after the Frasnian anatexis (372–368 Ma) and before the emplacement of Late Tournaisian calc-alkaline and peraluminous granites (355–350 Ma).

2. Geological outline

The synthesis of surface and subsurface data relevant to the basement rocks around or beneath the Mesozoic cover of the Seuil du Poitou (Fig. 1b) shows that the extension of the SASZ consists of the Cholet Shear Zone in South Brittany, the Ouzilly and Arrènes faults in northwestern Massif Central, and the NMCSZ further southeast [21,22,25]. Both the Cholet Shear Zone and the NMCSZ consist of amphibolite-to-greenschist-facies mylonites, whereas the Ouzilly and Arrènes faults are marked by brittle fault rocks such as cataclasites [21, 28]. The Ouzilly and Arrènes faults are also locally underlined by mylonites developed in Namurian granitic intrusions [12].

The Cholet Shear Zone (Fig. 2a) juxtaposes the Mauges unit against the Haut Bocage unit. The Mauges unit consists of a Cadomian basement unconformably covered by the Choletais Cambrian and Ordovician sedimentary and volcanic deposits. The Cambrian deposits are cross-cut by the Middle Cambrian Thouars microgranite [30]. The 'Haut Bocage' unit consists of la Tessouale migmatites. As detailed below, both units and the Cholet Shear Zone are in turn intruded by Tournaisian

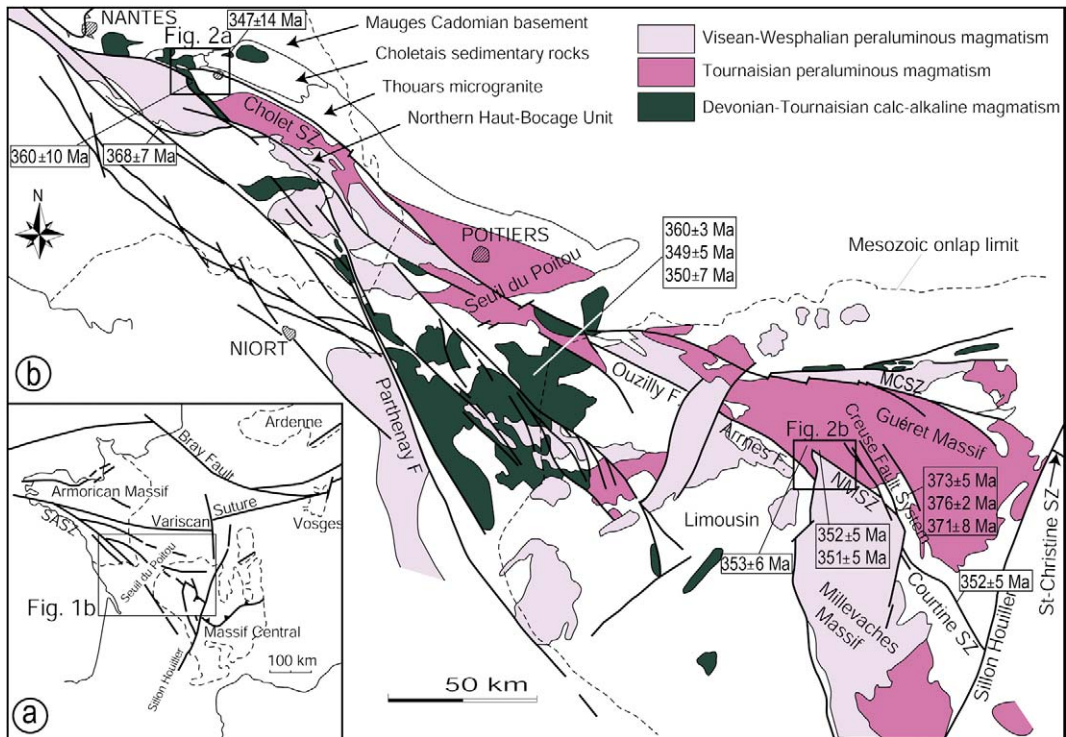


Fig. 1. (a) Structural sketch map of the Armorican and Massif Central Variscan strike-slip faults. (b) Synthetic structural map of the southeastern Armorican Massif and northwestern Massif Central, with emphasis on the various Hercynian granitic series.

Fig. 1. (a) Carte structurale schématique des décrochements varisques du Massif central et du Massif armoricain. (b) Carte structurale synthétique du Sud-Est du Massif armoricain et du Nord-Ouest du Massif central, montrant les différentes associations magmatiques hercyniennes.

calc-alkaline Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granites.

The NMCSZ cross-cuts a stack of ductile and metamorphic nappes in the Limousin area [6,9,13,20]. This pile is cross-cut by granitic plutons belonging to the Guéret and Millevaches laccolitic complexes. The Tournaisian Guéret granitic complex is composed of several facies [31]: the Villatange granodiorite–tonalite, the Saint-Fiel granodiorite, the Peyrabout monzogranite and the Aulon leucomonzogranite. The Late Visean to Namurian North-Millevaches granitic complex (Fig. 2b) is mainly composed by biotite granites and by elongated leucogranites deformed during their emplacement [12].

3. Structural and geochronological relationships between pluton emplacement and ductile deformation

3.1. The Cholet Shear Zone

The Cholet Shear Zone affects the Thouars microgranite [19,30] and the La Tessouale migmatites (Fig. 2a). The microgranite and the migmatites are my-

lonitized on a width of 2 to 3 km (Fig. 1b and 2a; [19, 24]). The mylonites display a N100°- to N120°E-trending vertical foliation offset by N120°- to N140°E-trending shear bands bearing a mineral lineation dipping N10°SE, indicating a dextral sense of shear. In the mylonitic microgranite, the metamorphic grade culminates in amphibolitic conditions close to the centre of the shear zone and decreases in greenschist facies conditions with increasing distance from the fault [26,29,30].

As stated above, the calc-alkaline Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granodioritic pluton intrudes the Mauges and Haut Bocage units (Fig. 2a). It cross-cuts the mylonitic zone of the Cholet Shear Zone. Furthermore, its central part includes a plurikilometric scale xenolith composed of ductilely deformed Cambrian Choletais deposits. The ductile deformation in amphibolite facies condition preserved in the xenolith is not observed in the host granodiorite. Moreover, contact metamorphism in the xenolith overprints the metamorphism linked with the mylonitization [19]. The Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granodiorite experienced moderate mylonitization under greenschist facies conditions. The kilometre-wide mylonitic zone,

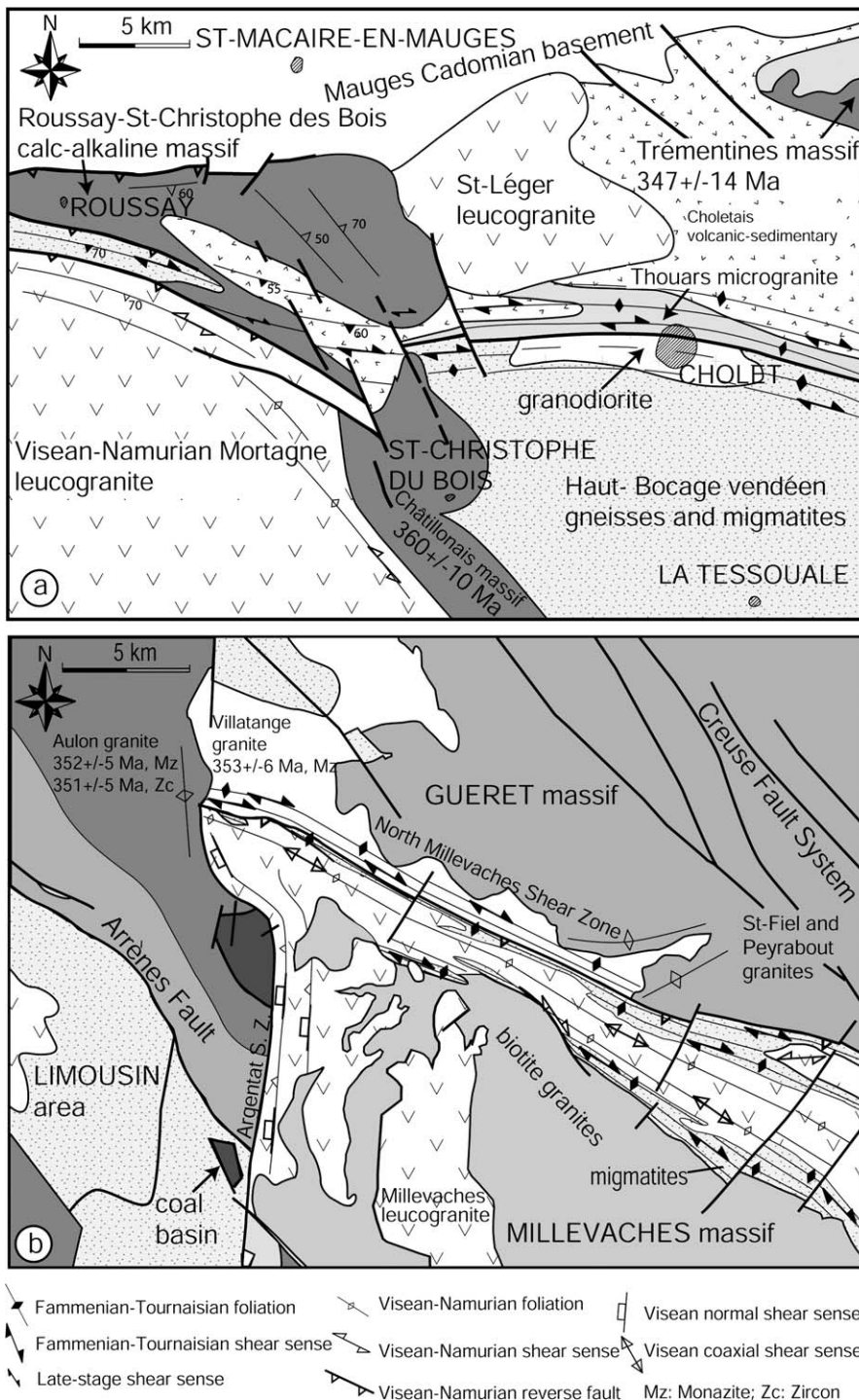


Fig. 2. (a) Structural sketch map of the Cholet area. (b) Structural sketch map of the Guéret area.

Fig. 2. (a) Carte structurale schématique du secteur de Cholet. (b) Carte structurale schématique du secteur de Guéret.

which is located in the continuation of the Cholet Shear Zone, crosses the pluton in its central part, but without significantly offsetting it.

The calc-alkaline Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granodiorite belongs to the calc-alkaline intrusive series extending from the Mauges unit to the northwestern

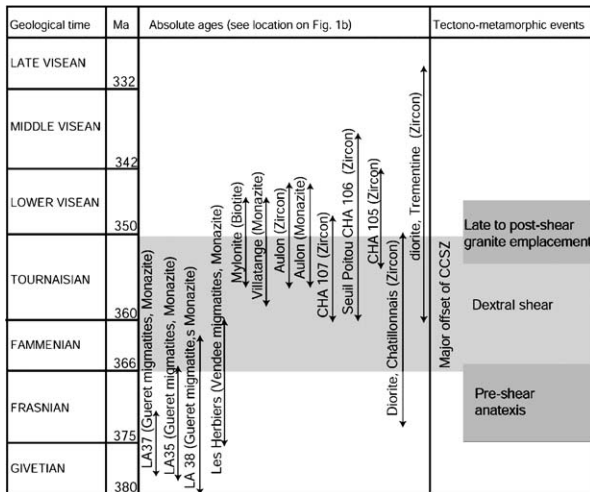


Fig. 3. Summary of the available radiometric ages of migmatites (monazite U–Th–Pb), calc-alkaline and peraluminous granites (whole rock Rb–Sr, monazite U–Th–Pb and zircon U–Pb), and mylonites (biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Fig. 3. Synthèse des âges radiométriques disponibles sur les migmatites (U–Th–Pb sur monazite), sur les granites calco-alcalins et peralumineux (Rb–Sr sur roche totale, U–Th–Pb sur monazite et U–Pb sur zircon), et sur les mylonites ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite).

Massif Central (Fig. 1b; [10,11]). Though no radiometric ages of the Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granodiorite are available, radiometric datings of nearby plutons from the similar calc-alkaline series yielded a whole rock Rb–Sr age of 347 ± 14 Ma [19] and zircon U–Pb ages ranging from 360 ± 11 Ma to 349 ± 5 Ma (Fig. 3, [5,25]). The mean age derived from all these datings is 355 ± 5 Ma, i.e. Tournaisian [5]. Given this age consistency, a similar age of about 355 Ma can be inferred for the Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granodiorite. It follows that most of the offset along the Cholet Shear Zone was likely achieved before about 355 Ma.

Because of its upper crust emplacement, the Thouars microgranite could not have been mylonitized in amphibolite facies conditions without heat supply. A significant heat supply could have been brought by the juxtaposition of the still hot La Tessouale migmatites. Radiometric dating of the La Tessouale migmatites by the U–Th–Pb on monazite yielded an age of 368 ± 8 Ma [26]. This age can be considered as the age of onset of deformation along the Cholet Shear Zone.

It results that most of the displacement along the Cholet Shear Zone was achieved after the Frasnian anatexis (about 368 Ma) and the Tournaisian emplacement of the Roussay–Saint-Christophe-du-Bois granodiorite (about 355 Ma), that is during the Fammenian–Tournaisian.

3.2. The North-Milleevaches-La Courtine Shear Zone (NMCSZ)

In the Guéret area, the 2-to-6-km-wide NMCSZ deforms successively, from the northwest to the southwest (Fig. 2b): (1) the Villatange granodiorite, (2) the Milleevaches migmatites, (3) the Late Visean to Namurian North-Milleevaches leucogranites intrusive in the Milleevaches migmatites.

To the south of the Guéret complex, the elongated Villatange granodiorite pluton experienced ductile deformation (Fig. 2b). The hand samples show N120°E-trending shear bands bearing a horizontal mineral lineation and indicating a dextral sense of shear. Quartz lattice preferred orientation shows that the deformation occurred during the Villatange granite emplacement [14]. The mylonitic migmatites and the mylonitic Villatange granodiorite are cross-cut by the undeformed Aulon leucomonzogranodiorite (Fig. 2b). Field observations and mapping show a clearly intrusive contact between Villatange and Aulon plutons and a lack of any faults or mylonitic zones. Similarly, further southeast, the NMCSZ is cross-cut by the undeformed Saint-Fiel and Peyrabout plutons. The Milleevaches migmatites-derived mylonites display a N90°- to N110°E-trending vertical foliation offset by N120°-trending shear bands bearing a mineral lineation raking 0 to 30°SE, indicating a dextral sense of shear. The mylonitization occurred first in amphibolite facies conditions and then evolved in greenschist facies conditions [14,28]. In the central part of the NMCSZ, a strip of Late Visean to Namurian North-Milleevaches leucogranites has recorded only a coaxial deformation consistent with a negligible offset [7].

A monazite U–Th–Pb age of 353 ± 6 Ma age obtained on the Villatange granodiorite (Fig. 3) testifies to a dextral shear during the Tournaisian. A monazite U–Th–Pb age of 352 ± 5 Ma and a zircon U–Pb age of 351 ± 5 Ma obtained in the undeformed Aulon leucomonzogranite give a minimum age of activity of the NMCSZ [7,28]. This age is also supported by a biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 352 ± 5 Ma obtained on a mylonite located along the la Courtine Shear Zone (Fig. 1b) and interpreted as the age of the end of shearing (cooling below 350 °C, [14]).

The maximum age of shearing along the NMCSZ is given by monazite U–Th–Pb ages of about 372 Ma, that is Frasnian, obtained on Guéret migmatites (Fig. 3, [28]): 373 ± 5 Ma (LA35), 376 ± 2 Ma (LA37), 371 ± 8 Ma (LA38).

It follows that most of the displacement along the Cholet Shear Zone was achieved between the Frasnian anatexis (about 372 Ma) and the Tournaisian emplace-

ment of the Aulon, Saint-Fiel and Peyrabout plutons (355–350 Ma).

It arises from the above data and geochronological constraints that most of the displacement along the NM-CSZ took place between the Frasnian anatexis (about 372 Ma) and the Tournaisian emplacement of the Guéret granites (355–350 Ma), that is during the Fammenian–Tournaisian.

4. Discussion and conclusion

This study shows that the Cholet Shear Zone of southern Brittany can be correlated with the NMCSZ in the western Massif Central. This newly labelled Cholet–La Courtine Shear Zone, which constitutes one of the largest branches of the SASZ, probably extends, with a 70-km sinistral offset, to the east of the ‘Sillon houiller’, to the Sainte-Christine Fault [3].

Inception of the right-lateral offset along the Cholet–La Courtine Shear Zone occurred immediately after the Late Devonian regional anatexis event dated at 378–368 Ma. Most of the offset was achieved at the end of the Tournaisian before the emplacement of calc-alkaline plutons in Vendée and of peraluminous plutons of the Guéret complex.

These late intrusions, along with Viséan and Namurian leucogranites, account for the apparent discontinuity of the Cholet–La Courtine Shear Zone. Viséan to Namurian deformation of the Cholet–La Courtine Shear Zone consists either of brittle shear along the Arènes and Ouzilly faults [21,27] or of ductile deformation recorded by the Brame-Saint-Sylvestre and North-Milleval leucogranites (Figs. 1b and 2b).

Unlike the NMCSZ that crosses a migmatitic domain (Guéret and Milleval migmatites, [18,27]), the Cholet Shear Zone juxtaposes two contrasted structural domains: the northern domain, the Mauges unit, remained in the upper crust since the Cambrian; to the contrary, the ‘Haut Bocage’ unit (La Tessouale migmatites) was uplifted from the lower crust (between 20 and 30 km [19]). The Cholet Shear Zone does not display any evidence for ductile or brittle vertical displacement (e.g., vertical lineations or striations). Given the 20- to 30-km depth contrast between the two sides of the fault and the 10°SE rake of the mineral lineation, a horizontal offset ranging from 100 and 170 km can be inferred along the Cholet Shear Zone during the Fammenian–Tournaisian.

This study provides a new chronology of the displacement history of major ductile shear zones of the western European Variscan belt. These shear zones were active as earlier as the Fammenian–Tournaisian. The corresponding right-lateral horizontal offset has to be

taken into account in any geodynamical reconstruction of the Variscan belt.

Acknowledgements

Comments by M. Faure helped improve the manuscript.

References

- [1] F. Arthaud, P. Matte, Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals, *Geol. Soc. Am. Bull.* 88 (1977) 1305–1320.
- [2] F. Arthaud, P. Matte, Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, *Tectonophysics* 25 (1975) 139–171.
- [3] B. Barbarin, J.-M. Belin, Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien « Saint-Gervais–L'Hermitage » (Massif central français), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 294 (1982) 1377–1380.
- [4] D. Berthé, P. Choukroune, P. Jegouzo, Orthogneiss mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone (France), *J. Struct. Geol.* 1 (1979) 31–42.
- [5] J.-M. Bertrand, J. Leterrier, E. Delapierre, M. Brouand, M. Cuney, J.-M. Stussi, D. Virlogeux, Géochronologie U–Pb de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charrroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée, *Géol. France* 1 (2001) 167–189.
- [6] J.-P. Burg, P. Matte, A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution, *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 129 (1978) 429–460.
- [7] C. Cartannaz, P. Rolin, D. Marquer, P. Henry, M. Rossy, A. Cocherie, M. Fanning, P. Rossi, Deformation and crustal shearing monitored by granite emplacements between 360–300 Ma. Guéret and Milleval examples (Massif Central, France), in: 15th conference on Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, 2005, abstract volume, p. 61.
- [8] J. Chantraine, A. Autran, C. Cavelier, Geological map of France at a 1/1 000 000 scale, BRGM, Orléans, France, 1996.
- [9] S. Costa, H. Maluski, J.-M. Lardeaux, ⁴⁰Ar–³⁹Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France), *Chem. Geol.* 105 (1993) 339–359.
- [10] M. Dhoste, Prolongement en Poitou de la ligne tonalitique du Limousin, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 296 (1983) 1659–1662.
- [11] J. Didier, J. Lameyre, Y. Vialette, Les granitoïdes hercyniens du Massif central, *Bull. Soc. géol. France* 7 (1973) 271–273.
- [12] M. Faure, Late-Orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics* 14 (1995) 132–153.
- [13] J.P. Floc'h, La série métamorphique du Limousin central, thèse d'État, université de Limoges, 1983, 445 p.
- [14] A. Gébelin, Déformation et mise en place des granites (360–300 Ma) dans un segment de la Chaîne varisque (plateau de Milleval, Massif central), thèse, université Montpellier-2, 2004, 235 p.
- [15] C. Gumiaux, D. Gapais, J.-P. Brun, J. Chantraine, G. Ruffet, Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France), *Geodin. Acta* 17 (2004) 289–307.
- [16] P. Jegouzo, The South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.* 2 (1980) 39–47.

- [17] C. Le Corre, B. Auvray, M. Ballèvre, M. Robardet, Le Massif armoricain, in: A. Piqué (Ed.), Massifs anciens de France, Sci. Géol. 44 (1/2) (1991) 31–103.
- [18] N. Le Breton, J.-L. Duthou, J. Grolier, A. Lacour, G. Meyer, M. Treuil, Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) : pétrographie, composition, âge, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 303 (1986) 1557–1562.
- [19] J. Le Métour, J.-P. Blouin, J. Chantraine, L. Clozier, H. Etienne, Notice explicative, carte géologique (1/50 000), feuille de Cholet, BRGM., Orléans, France, 1989, 55 p.
- [20] P. Ledru, J.-M. Lardeaux, D. Santallier, A. Autran, J.-M. Quenardel, J.-P. Floc'h, G. Lerouge, N. Maillet, J. Marchand, A. Ploquin, Où sont les nappes dans le Massif central français?, Bull. Soc. géol. France 8 (1989) 605–618.
- [21] G. Lerouge, J.-M. Quenardel, Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le Nord-Ouest du Massif central français, Bull. Soc. géol. France 8 (1988) 831–838.
- [22] D. Poncet, Le cisaillement sud-armoricain dans le Haut Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique, thèse, université de Poitiers, 1993, 236 p.
- [23] J. Rolet, F. Gresselin, P. Jegouzo, P. Ledru, R. Wyns, Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif, in: J.D. Kerpie (Ed.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer-Verlag, 1994, pp. 195–218.
- [24] P. Rolin, J.-C. Audru, Carte géologique de Bressuire (n° 538) au 1/50 000, BRGM, 2005.
- [25] P. Rolin, M. Colchen, Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin, Géol. France 1 (2001) 87–116.
- [26] P. Rolin, J.-C. Audru, D. Poncet, D. Thiéblemont, C. Guerrot, A. Cocherie, G. Farjanel, D. Fauconnier, Y. Lemordant, C. Soyer, Notice explicative de la carte géologique de Bressuire (n° 538) au 1/50 000, BRGM, Orléans, France, 2005.
- [27] P. Rolin, C. Cartannaz, F. Salen, N. Thalouarn, B. Delwaille, Carte géologique de St.-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000, BRGM, in press.
- [28] P. Rolin, C. Cartannaz, P. Henry, M. Rossy, A. Cocherie, F. Salen, B. Delwaille, Notice explicative de la carte géologique de Saint-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50 000, BRGM, Orléans, France, in press.
- [29] D. Thiéblemont, Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque, thèse d'État, université Paris-6, 1987, 365 p.
- [30] D. Thiéblemont, C. Guérot, J. Le Métour, P. Jézéquel, Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique Cambrien moyen au sein du bloc Précambrien des Mauges, Géol. France 1 (2001) 7–17.
- [31] L. Vauchelle, L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français), thèse, université Clermont-Ferrand, France, 1988, 397 p.

4. Origine et mise en place des plutons peralumineux de type Guéret

4.1. Rappels des résultats acquis

Au sein du complexe magmatique de Guéret, les granitoïdes peralumineux de type Guéret représentent plusieurs massifs distincts. Les données de terrain, de géochimie, de pétrographie et d'ASM ont permis d'étayer cette hypothèse développée dans le chapitre III.

A partir des données d'ASM, il est possible d'individualiser trois grands groupes pour ces massifs.

- Le groupe 1 montre un étalement des pôles de foliation suivant une trace cyclographique NS dû à une dispersion suivant un axe EW. Le maximum de densité pour les pôles de foliation magnétique montre une fabrique principalement plate pour les massifs de Villatange et de Saint-Martial et principalement verticale pour les massifs de Cressat, Epy et Ajain-Ladapeyre. La linéation magnétique est toujours faiblement pentée et orientée globalement EW. Ces massifs sont tous localisés à l'ouest du méridien d'Aubusson (Fig. V.4).
- Le groupe 2 montre une dispersion des pôles de foliation suivant un axe sub-vertical (Fig. V.4) et une linéation magnétique soit faiblement pentée vers l'W (Aulon et Chénérailles), soit verticale (Lupersat, Crocq et Gouzon). Les massifs appartenant à ce groupe sont répartis sur l'ensemble du complexe magmatique de Guéret.
- Le groupe 3 montre un étalement des pôles de foliation suivant une trace cyclographique EW dû à une dispersion suivant un axe NS. Le maximum de densité pour les pôles de foliation magnétique montre une fabrique principalement plate pour le massif de Chambon-sur-Voueize et principalement verticale pour les massifs de Gouttières, Auzances et Fernoël. La linéation magnétique est soit faiblement pentée vers le N (Fernoël et Chambon-sur-Voueize), soit verticale (Gouttières et Auzances). Ces massifs sont tous localisés à l'est du méridien d'Aubusson (Fig. V.4).

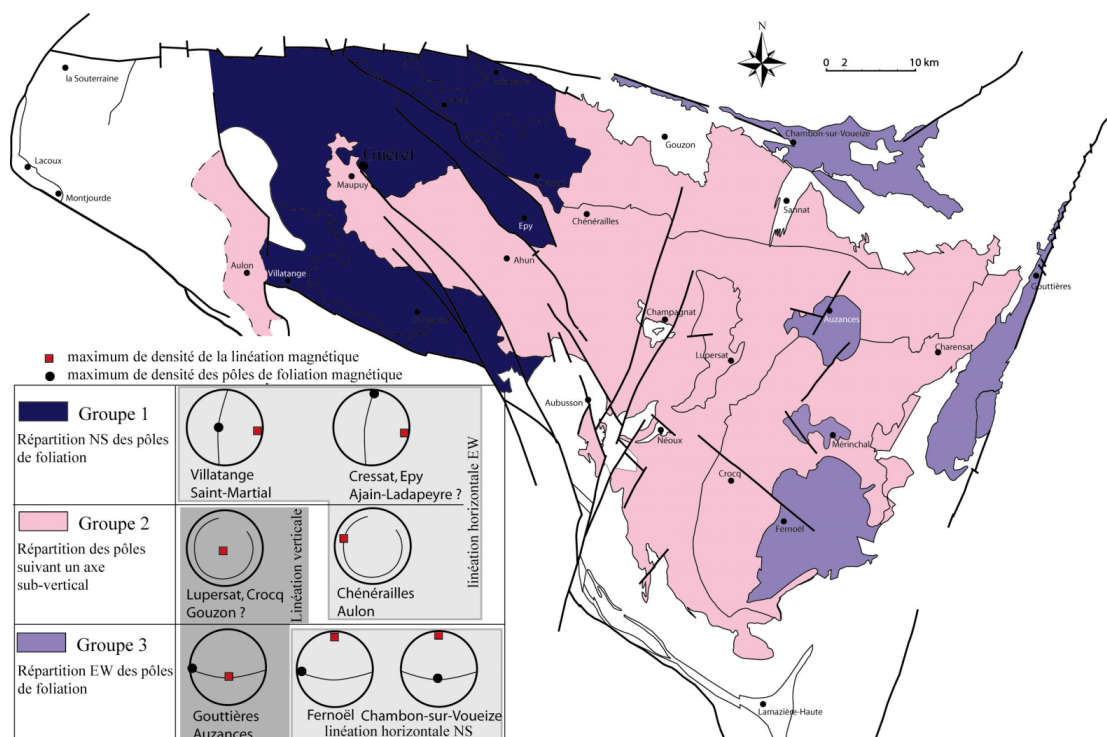


Fig.V.4. Répartition cartographique des massifs suivant les groupes 1, 2 et 3 définis par les données de l'ASM (chapitre III.6).

Les données de géochronologie absolue et relative (chapitre III) montrent que les massifs du groupe 1 sont antérieurs à 345 Ma.

Les intrusions des massifs du groupe 3 sont au contraire tardives (vraisemblablement < 345 Ma). En effet, l'âge du massif de Fernoël se situerait autour de 317 ± 5 Ma (com. pers. A. Cocherie) et les massifs de Gouttières et d'Auzances sont sub-contemporains du massif de Crocq. En outre, les mesures ASM effectuées par Jover (1986) dans le massif de Chambon-sur-Voueize ont été réalisées sur des intrusions non déformées par la ZCCV et ces plutons sont donc probablement plus jeunes que ceux qui sont cisailés par cette Zone de Cisaillement.

Le groupe 2 présente des massifs dont les mises en place commencent peu après l'élaboration du complexe magmatique de Guéret jusqu'à son achèvement.

4.2. Interprétation sur la mise en place des différents massifs

Pour le groupe 1 (plus vieux que 345 Ma), il est possible d'expliquer la dispersion des pôles de foliation suivant un plan NS (axe EW) par une forme laccolithique des massifs avec des foliations sub-horizontales (massifs de Villatange : 353 ± 6 Ma sur monazite, et de Saint-Martial) (Gébelin et al, 2006 ; Roman Berdiel et al., 1995 ; Saint-Blanquat et al., 2001) qui sont ensuite replissées suivant des plis à axes horizontaux EW par une tectonique en convergence NS (Roman-Berdiel et al., 1998). C'est dans ce groupe que l'on trouve la plupart des granitoïdes syntectoniques affectés par des foliations tectoniques (massifs de Cressat, Ajain-Ladapeyre et Villatange, cf. chapitre III.2). La plupart de ces massifs sont affectés par les grands couloirs intragranitiques verticaux présents dans le complexe magmatique de Guéret et montrent, par ailleurs, tous une linéation horizontale EW. Cette forme laccolithique associée à une linéation globalement EW peut être envisagée dans un modèle de mise en place suivant un déplacement de l'encaissant vers l'ouest (Jover, 1986). J'intègre ce modèle dans un contexte d'effondrement (foliations plates) avec expulsion des nappes vers l'ouest (Fig. V.7). Les grands cisaillements dextres verticaux sont alors contemporains de cet effondrement et participent à l'échappement latéral de la matière.

Le massif de l'Epy (346 ± 6 Ma, Mz) montre un maximum de densité des pôles de foliations qui indique des foliations verticales qui peuvent être mises en relation avec un enracinement profond le long du Couloir Ductile de la Creuse.

Le groupe 2 montre des foliations concentriques compatibles avec celles de diapirs. Les trajectoires de foliations sont parallèles aux contacts lithologiques. Les données gravimétriques disponibles montrent une épaisseur du massif de Crocq de 5 km (Gébelin, 2006). Une partie des massifs de ce groupe montre une linéation horizontale EW [massifs de Chénérailles (plutôt la partie Ouest) et d'Aulon]. Il est probable que ces intrusions qui montrent une foliation sub-solidus, subissent encore un contrôle de la tectonique extensive vers l'ouest puisqu'elles sont les plus vieilles (Aulon : 351 ± 5 Ma, Mz ; 352 ± 5 Ma, Zc). Les intrusions les plus jeunes (Crocq : 337 ± 3 Ma, Mz ; Lupersat ; Gouzon et Est de Chénérailles) montrent, quant à elles, une foliation magmatique indemne de toute déformation avec des linéations verticales qui pourraient traduire l'écoulement vertical du magma (cf. publication chapitre II).

Dans le groupe 3 (vraisemblablement plus jeune que 345 Ma), les massifs de Gouttières et d'Auzances montrent une linéation magmatique verticale, ainsi que des foliations magmatiques principalement verticales parallèles aux épontes du pluton, ce qui peut induire une forme en diapir ou une alimentation verticale du magma. Le parallélisme des structures du massif de Gouttières avec la faille N20 du Sillon Houiller implique une alimentation de ce massif suivant cette faille. L'espace nécessaire pour la mise en place de ces plutons a été rendu possible par l'ouverture de failles comme le Sillon Houiller, d'où une mise en place passive de ces massifs qui présentent tous une fabrique magmatique.

Les linéations des massifs de Fernoël (317 ± 5 Ma, Zc : com. pers. A. Cocherie) et de Chambon sur Voueize prennent des directions horizontales NS. Une étude plus détaillée pour ces massifs est nécessaire pour rendre compte de leur contexte de mise en place. Cependant, cette organisation différente de leur fabrique préjuge un changement dans le contexte

tectonique régional par rapport aux premières injections du complexe magmatique de Guéret (extension, décrochement, raccourcissement EW ?).

Trois styles de forme plutonique peuvent ainsi être dégagés :

- Des diapirs aplatis représentent les premières venues magmatiques (Fig. V.5) et sont localisés à l'ouest du complexe magmatique de Guéret. Certaines intrusions sont déformées à l'état post-solidus (Cressat, Ajain-Ladapeyre et Villatange) tandis que les autres le sont à l'état magmatique à sub-solidus (Saint-Martial et Ouest de Chénérailles). Leurs formes laccolithiques, avec une épaisseur inférieure à 1 km, sont argumentées par les coupes gravimétriques effectuées par Gébelin (2006). Les plutons de ce groupe sont intrusifs dans la croûte ductile sous forme de diapirs et viennent s'aplatir en forme laccolithique (Hanmer et Vigneresse, 1980) tout en repoussant leur encaissant (cf. chapitre II, coupe ASM le long d'un contact granitique avec les aubussonites), d'où une mise en place active de ces massifs.
- Des diapirs plus trapus qui montrent des foliations magmatiques qui épousent la forme du pluton (Auzances, Gouzon, Aulon, Est de Chénérailles, Crocq et Fernoël). Ces plutons se mettent en place dans le complexe magmatique de Guéret depuis 351 ± 5 Ma (Aulon) jusqu'à 317 ± 5 Ma (Fig. V.5).
- Des intrusions en lames verticales alimentées à l'aide de failles (Epy, Lupersat et Gouttières). Ces massifs montrent des structures magmatiques à sub-solidus (Lupersat). La mise en place de ces intrusions a été guidée par faille pour autoriser leur forme verticale (Fig. V.5), d'où une mise en place passive de ces massifs.

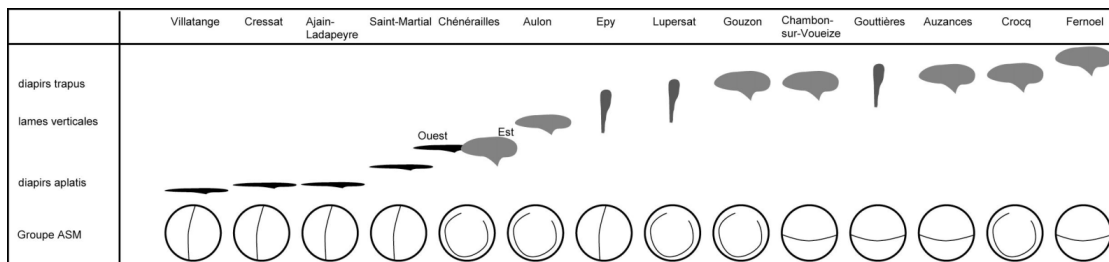


Fig. V.5. Formes hypothétiques des massifs à partir des données ASM (Jover, 1986 ; Cartannaz et al., 2006) et gravimétriques (Gébelin, 2004).

A partir de ces hypothèses de géométrie et de mise en place, il est possible de proposer une coupe géologique conceptuelle et synthétique du complexe magmatique de Guéret (Fig. V.6). Cette coupe montre que la partie Ouest du complexe est dominée par des plutons aplatis qui sont les premiers à se mettre en place tandis que la partie Est révèle des diapirs plus trapus et dont la mise en place est plutôt tardive. Quelques lames verticales viennent recouper ce complexe à la faveur des accidents crustaux.

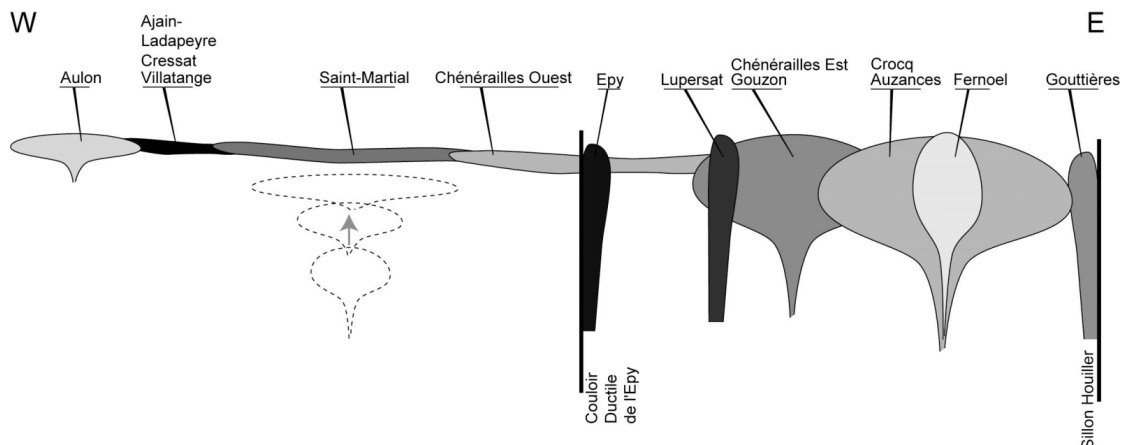


Fig. V.6. Coupe hypothétique et conceptuelle orientée EW du complexe magmatique de Guéret avec l'allure géométrique des principaux massifs granitoïdes.

4.3. Rappel des résultats géochimiques sur le complexe magmatiques de Guéret

Les granitoïdes du complexe magmatique de Guéret sont tous peralumineux ($ASI > 1$). Les diagrammes de terres rares ne permettent pas de les distinguer entre eux et confirment leur aspect homogène sur le terrain. Cependant dans le détail, il est possible de démontrer quelques différences pour les éléments majeurs et en traces avec un enrichissement ou un appauvrissement pour certains éléments (chapitre III.4.1).

Le processus de cristallisation fractionnée comme mode de différenciation au sein de chaque massif est le scénario retenu (chapitre III.4.2) avec un rôle plus ou moins important de la cristallisation de la biotite ou de la cordiérite sur l'évolution du fer et du magnésium dans le liquide silicaté.

Le lien génétique qui relie l'ensemble des massifs du complexe magmatique de Guéret peut se justifier dans un modèle de mélange entre les matériaux de la croûte inférieure (roches para-sédimentaires, méta-ignées acides et basiques). Un scénario avec différents taux de fusion partielle de plusieurs sources aux caractéristiques distinctes peut également être impliqué (chapitre III.4.3). Les compositions chimiques qui changent au cours du temps (Fig. III.4.14) mettent en évidence différents cycles de fusion qui pourraient être rattachés à la mise en place successive de magmas calco-alcalins dans la croûte inférieure.

4.4. Genèse géodynamique des granitoïdes peralumineux de type Guéret

La tectonique gravitaire fini dévonienne (Fig. V.2 et 7), développée précédemment, est accompagnée, ou relayée, par un long processus de fusion à l'origine d'un important magmatisme calco-alcalin et peralumineux (Fig. V.1) dont la distribution géographique est principalement située à l'ouest du Sillon Houiller. La genèse des magmas s'explique très bien dans un modèle d'amincissement crustal (Malavieille, 1993) responsable de la décompression adiabatique des roches et de l'augmentation du gradient géothermique avec rapprochement des courbes isothermes. La chaleur apportée par le manteau asthénosphérique fait fondre le manteau lithosphérique provoquant ainsi un sous plaquage basaltique à la base de la croûte inférieure (Downes et al., 1997). Ce magma participe à l'élaboration de la province calco-alcaline dont la mise en place s'étend sur plus de 20 Ma (Fig. V.1). La chaleur apportée par ces différentes injections calco-alcalines, sur plus de 20 Ma, entraîne différents taux de fusion partielle de la croûte inférieure suivant plusieurs cycles responsables du magmatisme peralumineux de type Guéret (Annen et al., 2006). Le début du magmatisme calco-alcalin devance donc de 10 à 20 Ma celui du magmatisme peralumineux de type Guéret (Fig. V.1).

L'histoire du Massif Central est marquée par une linéation W-NW dont les âges sont rapportés entre 370 et 350 Ma (Fig. V.1). La mise en place des aubussonites, également caractérisée par une linéation W-NW, démontre même la présence de cette linéation à 375 Ma. Cette linéation est intégrée ici dans un modèle d'effondrement gravitaire de la chaîne avec échappement latérale de la matière vers l'W-NW (Fig. V.2).

Rappelons (cf. chapitre I) que cette linéation W-NW est enregistrée par la mise en place d'intrusions calco-alcalines syn-tectoniques vers 365-355 Ma (St-Jean-Ligouère et St-Paul-d'Eyjaux, Bertrand et al., 2001) et qu'elle est également postdatée par des massifs non déformés, mis en place vers 355 Ma (massifs calco-alcalins du Confolentais, cf. chapitre I) et qui recoupent les contacts de nappes (Fig. V.7).

De même dans le sud Limousin, les granodiorites de l'anticlinal de Tulle (Albussac et dykes granodioritique) enregistrent une déformation syn-cinématique responsable d'une foliation tectonique plate qui peut-être mise en relation avec un axe de raccourcissement Z vertical (Roig, 1997). Au contraire, le pluton de Chanteix recoupe les grands contacts de nappes majeurs associés avec la linéation W-NW (Fig. V.7). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotites, qui fournissent des âges à 355 ± 4 et 351 ± 5 Ma sur les plutons de Chanteix et

d'Albussac (Roig, 1997), confirme donc la fin de ce contexte en extension vers 355 Ma.

En conclusion, l'effondrement gravitaire (axe Z vertical) qui s'initie vers 375 avec la genèse et la mise en place des aubussonites permet d'apporter la chaleur nécessaire à la fusion de la lithosphère mantellique. Les magmas calco-alcalins ainsi produits, provoquent la fusion de la croûte inférieure responsable du magmatisme peralumineux de type Guéret. La fin de cet effondrement gravitaire est marqué par la mise en place d'intrusions calco-alcalines et peralumineuses non déformées vers 350/355 Ma (Fig. V.7).

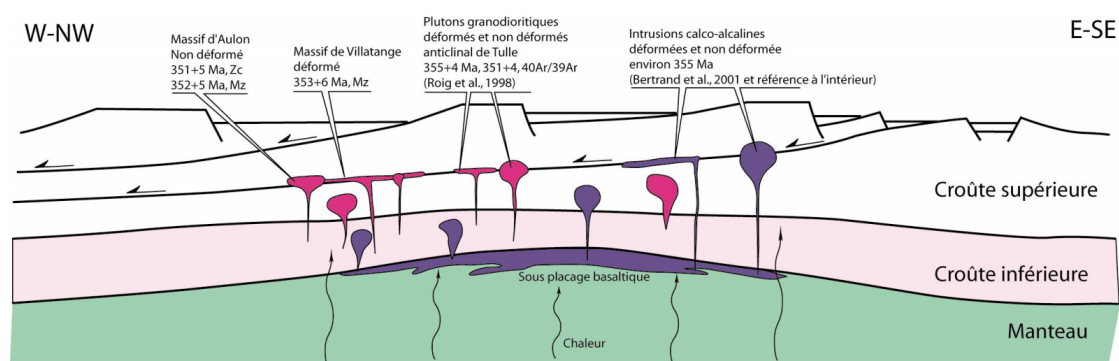


Fig. V.7. Contexte géodynamique de genèse et de mise en place des premières intrusions magmatiques de Guéret qui marquent la fin de l'amincissement crustal.

5. Le contexte tectonique à 340-335 Ma enregistré par le magmatisme syn- à post-cinématique

5.1. Rappels des données acquises sur les magmas viséens moyen (340-335 Ma)

Le contexte géodynamique autour de 340-335 Ma est argumenté par plusieurs datations absolues sur des objets déformés et non déformés (chapitre IV). Un magmatisme effusif et intrusif reflète à la fois une composante mantellique et crustale.

5.1.1. le magmatisme effusif

Les bassins volcano-sédimentaires (Tufs anthracifères) sont généralement encadrés par failles dans les granitoïdes et migmatites du Massif de Guéret. Les données isotopiques sur ces roches sont en faveur d'une participation mantellique dans l'élaboration de ce matériel volcanique (Faure et al. 2002). Les Tufs anthracifères du bassin de Chambon sont datés à 337 ± 3 Ma sur monazite (Cartannaz et al., notice géologique d'Aubusson, 2006). Cet âge corrobore la datation Viséen moyen du remplissage sédimentaire de ce bassin obtenue à partir de données paléontologiques sur la lentille calcaire du Chat Cros intercalée dans ces Tufs anthracifères (Bazot, 1970). Ces roches présentent en bordure du cisaillement de Chambon-sur-Voueize une déformation ductile dextre post-solidus (Chapitre IV).

Les Tufs anthracifères de la partie profonde du bassin de Bosmoreau (situé en bordure ouest du Millevaches) sont datés à 332 ± 4 Ma sur zircon (Bruguier et al., 1998) et les sédiments qui les surmontent à 342 ± 9 Ma sur illite par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Bruguier et al., 2003). Ces auteurs argumentent un contexte de sédimentation avec un régime extensif syn-convergent.

Le complexe filonien de Sannat est daté à 338 ± 3 Ma et 335 ± 3 Ma sur monazite (Cartannaz et al., notice géologique d'Aubusson, 2006). Ces filons hypovolcaniques, composés de rhyolites et microgranites, sont très nombreux dans la partie NE du Massif de Guéret. Leur orientation N15-N30 et N140-N150 est mimétique de l'organisation des structures cassantes de la région (Cartannaz et al., notice géologique d'Aubusson, 2006).

5.1.2. Le Magmatisme intrusif

a. Le magmatisme à composante mantellique

Le cortège calco-alcalin potassique est intrusif, sous forme de petits stocks, dans les migmatites de Lépaud, les aubussonites et les granitoïdes de Guéret. Le massif des Montées, intrusif dans les migmatites de Lépaud, est daté sur monazite à 336 ± 3 Ma. Ces roches appartiennent à une série essentiellement shoshonitique à hautement potassique dont le magma présente à la fois une composante mantellique et crustale.

Le monzogranite de Crocq est daté à 337 ± 3 Ma sur monazite (Cartannaz et al., notice géologique d'Aubusson, 2006). La composante mantellique est représentée par les amphiboles relictuelles présentes au sein du monzogranite, ainsi que par les compositions sub-alcalines des biotites qui le composent. Le niveau structural de mise en place de ce massif est très proche de la surface et sa forme plutonique (partie sommitale d'un dôme) impose une ouverture de l'encaissant pour créer l'espace nécessaire à sa mise en place sans déformation.

b. Le magmatisme peralumineux de type Limousin est caractérisé par des intrusions de granites à deux micas (leucogranites) ou à biotite et rare muscovite (granite de Chanon). Ces magmas se mettent en place le long de failles et sont généralement déformés, deux types de déformation ont été observées : coaxiale et non-coaxiale.

Les intrusions à déformation coaxiale :

Le massif de Chanon est daté à 337 ± 4 Ma sur monazite. Il présente sur sa bordure nord, contre la faille de la Marche des structures de cisaillement dextre et sénestre apparues dans les mêmes conditions rhéologiques. Ceci atteste d'une déformation coaxiale, syn- à post-solidus, induite par un raccourcissement Z sub-horizontale de direction NS à N20.

Le leucogranite de Chavanat s'est mis en place vers 336 ± 4 Ma (Cartannaz et al., 2006) dans les gneiss ultramylonitiques du Nord Millevaches dont il scelle la déformation cisailante dextre. L'habitus symétrique des minéraux déformés, parfois dextre et sénestre, suggère une déformation coaxiale de ce granite suivant une direction horizontale N20, perpendiculaire à la foliation tectonique.

Les intrusions à déformation non-coaxiale :

Le leucogranite syn-cisaillement de Chasselins-Goutelle, est intrusif dans des gneiss ultramylonitiques du NE Millevaches. Ce massif est fortement orthogneissifié, boudiné et disloqué par les failles N160 du Système Faillée de la Creuse. Il est essentiellement affecté par une déformation dextre, parfois associée à un cisaillement conjugué sénestre. Ces structures résultent d'une direction de raccourcissement Z orientée 20/N201, et une direction d'extension X orientée 39/N308 (cf. publication IJES, chapitre IV). Ce leucogranite a été daté sur monazite à 336 ± 3 Ma.

Les leucogranites déformés de la Marche présentent une déformation en bordure de la faille de la Marche qui résulte d'un cisaillement sénestre tardi-solidus, contemporain de la mise en place de ces leucogranites datés à 317 ± 9 Ma (Cohen et al. 1989) et à $334 \pm 5/-6$ Ma Gébeline (2004).

Les leucogranites de la bordure ouest du Millevaches sont fortement laminés le long de la faille de Bourgneuf en conditions ductiles (zone à séricite chlorite). Les structures qui les affectent résultent d'un cisaillement normale dextre en relation avec le fonctionnement de la Zone de Cisaillement d'Argentat. La mise en place des leucogranites de Bourgneuf est indirectement datée à 337 ± 4 Ma et 335 ± 4 Ma (Roig et al., 1997) par des muscovites

hydrothermales apportées par la mise en place des leucogranites.

5.1.3. Les Zones de Cisaillement d'extension régionale

Les datations absolues des intrusions magmatiques syn-cinématiques ont permis de caler dans le temps la déformation des grands cisaillements. A partir du magmatisme viséen moyen présenté dans le paragraphe ci-avant, il est donc possible de distinguer :

a. Les déplacements dextres

Les failles dextres N140/160 du Système Faillé de la Creuse : Ces failles sont à l'origine de l'essentiel de la déformation du leucogranites de Chasselins-Goutelle en bordure NE du Millevaches. Ductiles dans le Millevaches, ces failles se prolongent de manière cassante dans le Massif de Guéret. Cette différence de déformation est expliquée par une différence de profondeur entre le Millevaches et le Massif de Guéret au moment de leur fonctionnement. Le Millevaches en cours de granitisation était profond, alors que le Massif de Guéret était déjà à l'affleurement (donc fragile) et en partie recouvert par des dépôts volcano-sédimentaires vers 335 Ma (Hottin et al., 1991).

La faille dextre N110/120 de Chambon-sur-Voueize se traduit localement par des structures de cisaillement dextre dans les Tufs anthracifères (Chapitre IV). Le déplacement doit être faible car il n'affecte pas la bordure sud du granite de Chanon sécante sur le couloir mylonitique ductile qui affecte les migmatites de Lépaud (Lerouge et al., 1983).

Les failles dextres N20/40 du système de Felletin-Ambrugeat recoupent le Système Faillé de la Creuse et la bordure Est du Millevaches. Le jeu de ces failles fragiles est postérieur au jeu viséen moyen du Système Faillé de la Creuse et antérieur au dyke de Sannat, daté du Viséen moyen et qui scelle les brèches. Le jeu dextre de ces failles est donc rapporté au Viséen moyen.

b. Les déplacements sénestres :

Les failles sénestres N70 de Boussac et N90 de la Marche occidentale. Ces deux failles ont fonctionné en cisaillement sénestre, lors de la mise en place des leucogranites syn-cinématiques de la Marche qui sont datés à 317 ± 9 Ma (Cohen et al. 1989) et à $334 \pm 5/-6$ Ma Gébelin (2004).

Le Sillon Houiller est une dislocation d'orientation N20 bordée par d'étroits bassins sédimentaires stéphaniens. Cette dislocation est doublée à l'ouest d'un couloir de cisaillement ductile sénestre (Rolin, 1987 ; Lerouge, 1987, 1988) qui lamine les migmatites régionales en contexte métamorphique du faciès des schistes verts (zone de stabilité de la biotite-chlorite). Ce couloir est interrompu par les mises en place postérieures du massif de Montmarault et de trois lames granitiques (dont celle de Gouttières). A partir de ces données structurales, Rolin (1987) et Lerouge (1987, 1988) proposent la chronologie suivante : 1) fonctionnement sénestre du cisaillement ductile, 2) mise en place des lames granitiques et du massif de Montmarault, 3) érosion de ces granitoïdes au Stéphien, avec épandage de galets dans les bassins houillers. La forme en cornue du massif de Crocq et de la lame de Gouttières suggère une mise en place de ces granites pendant le fonctionnement sénestre du Sillon Houiller. Le fonctionnement se situe vers 337 Ma si l'on se base sur l'âge du monzogranite de Crocq. Dans tous les cas, le rejet majeur de 70 km s'effectue avant la mise en place du massif de Montmarault datée à 321 ± 2 Ma sur Monazite par Joly et al. (2006).

c. Les déplacements normaux :

La Zone de Cisaillement N00/20 d'Argentat correspond à une zone de mylonites

ductiles pentée vers l'ouest de 10 à 30°. Elle affecte exclusivement les granitoïdes du Millevaches suivant un jeu en faille normale dextre responsable d'une orthogneissification des leucogranites du Millevaches dans la zone de stabilité de la biotite et de la muscovite puis de celle de la chlorite.

5.2. Discussion et interprétation des données

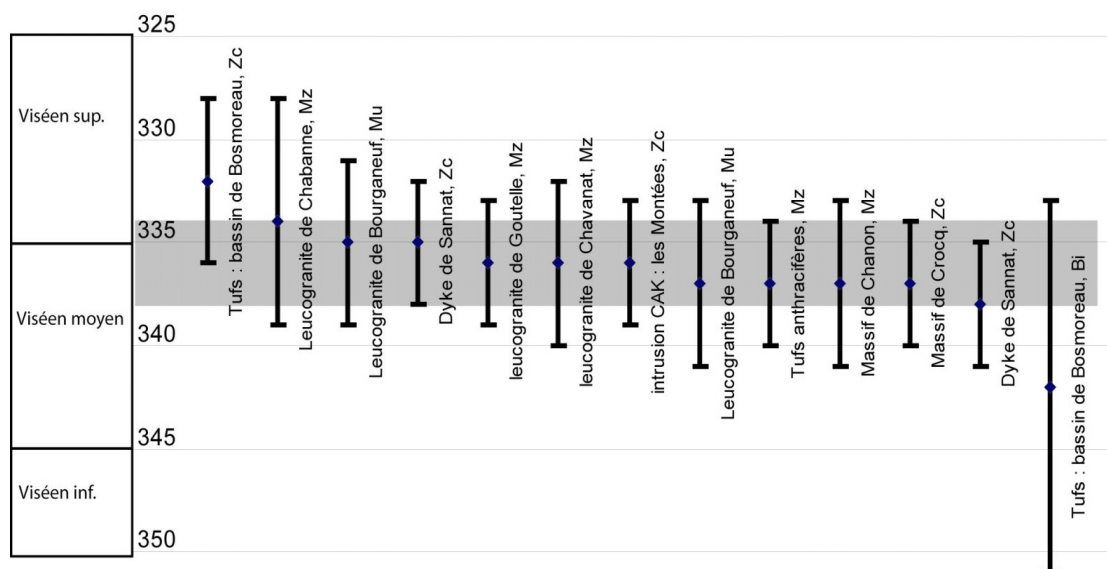


Fig.V.8. Compilation des âges viséens moyens disponibles sur les Massifs de Guéret et du Millevaches.

Les données radiochronologiques acquises sur les différents magmas suggèrent une mise en place synchrone (entre 334 et 338 Ma) de granitoïdes de type Guéret (Crocq), de type Limousin (granite de Chanon, leucogranites de la Marche et du Millevaches), d'intrusion calco-alcalins potassiques (Montées), d'un cortège hypovolcanique (dyke de Sannat) et d'un volcanisme acide conservé dans les bassins viséens des Combrailles et de Bosmoreau (Fig.V.8).

Le complexe filoniens de Sannat et les Tufs anthracifères traduisent une mise en place dans un niveau structural superficiel. Concernant le tracé en baïonnette des filons (tracé en ligne brisée N140/150 et N10/20), l'absence de déformation sur ces filons et dans leur encaissant, ainsi que le remplissage par le même magma, suggère que les fractures se sont ouvertes simultanément en régime tectonique extensif suivant une direction d'extension X sub-EW et une direction de raccourcissement Z verticale.

La géochimie des éléments en traces tendent à rapprocher les Tufs anthracifères de celle des granitoïdes peralumineux de type Guéret (chapitre IV) et les observations de terrain montrent que ces roches représentent l'expression en surface des granitoïdes de Guéret.

Vers 335 Ma, le Massif de Guéret se trouve donc en position structurale de croûte supérieure fragile. Soulignons, qu'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite au environ de 340 Ma sur le forage de Créchat-les Sibieux (Alexandrov, 2000) a été obtenu et confirme le refroidissement des granitoïdes durant cette période. Le contexte de mise en place du monzogranite de Crocq est encore mal défini, mais il est possible que sa mise en place soit contrôlée par une ou des ouvertures NS en extension.

A cause de leurs températures plus froides et de leurs richesses en eau, les intrusions à muscovite de type Limousin ont une capacité ascensionnelle plus réduite. Elles enregistrent donc la déformation dans un niveau plus profond. Les intrusions de Chasselins-Goutelle, Chavanat, Chanon et de la Marche enregistrent le jeu conjugué et synchrone des failles dextres de direction N140/160 de la Creuse et les failles sénestres N70/90 de Boussac et de la Marche. Le fonctionnement synchrone des failles vers 335 Ma traduit une direction de raccourcissement régional Z horizontal d'orientation probablement N00/N20 conforme à la direction Z responsable de la déformation coaxiale du massif de Chanon, de Chavanat, de

Chasselines-Goutelle (cf. publication à IJES, chapitre IV).

Le Sillon Houiller peut fonctionner en sénestre dans un contexte de raccourcissement horizontal NS. Ce modèle pose néanmoins un problème : le fonctionnement sénestre du Sillon Houiller à la même période que les failles de Felletin-Ambrugeat, de même direction est difficile à concevoir. Le jeu du Sillon Houiller vers 335 Ma n'est possible que si l'on admet le diachronisme de son fonctionnement avec celui dextre des failles de Felletin-Ambugeat.

5.3. Un partitionnement de la déformation dans un modèle d'extension locale syn-convergent

A partir de l'étude structurale de ces objets contemporains, il est possible de distinguer deux régimes de déformations différents durant la même époque.

Le premier, décrochant (les axes X et Z de l'ellipsoïde de déformation sont horizontaux), est argumenté par la mise en place des Tufs anthracifères, des leucogranites de Goutelle et de Chavanat, et du massif de Chanon. Les accidents qui jouent en décrochement dextre sont alors le Système Faillé de la Creuse et la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize. Il est vraisemblable que le Sillon Houiller, déjà authentifié durant cette période par le bassin de Decazeville (Brugier et al., 1998) fonctionne en sénestre (Fig. V.9).

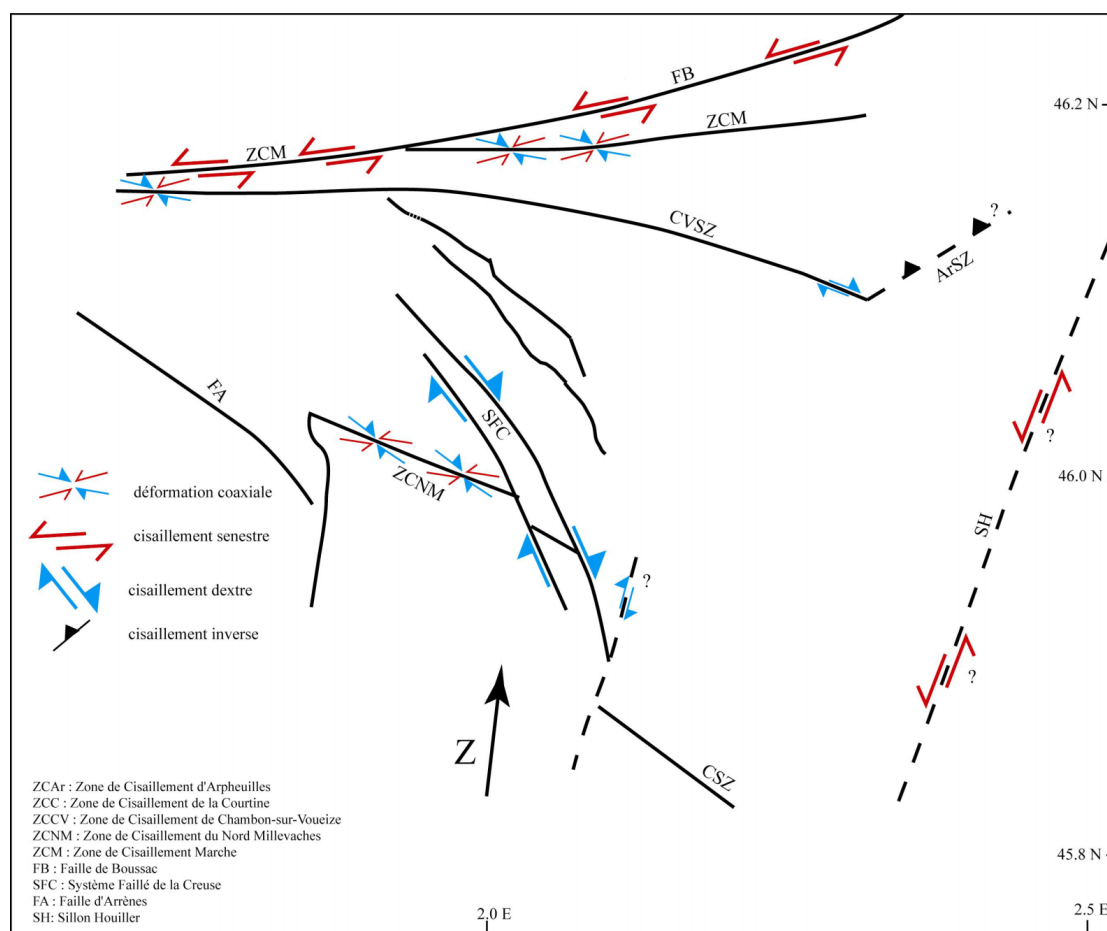


Fig.V.9. Carte structurale des éléments structuraux régis suivant un ellipsoïde de déformation coaxial.

Le second régime de déformation est extensif (axe Z de l'ellipsoïde de déformation vertical). Ce contexte tectonique est prouvé par la mise en place des leucogranites de Bourgneuf le long de la faille normale d'Argentat (Faure, 1995 ; Roig et al., 1997), par la mise en place des filons hypovolcaniques de Sannat, et le massif de Crocq qui est indemne de toute déformation post-solidus (Fig V.10).

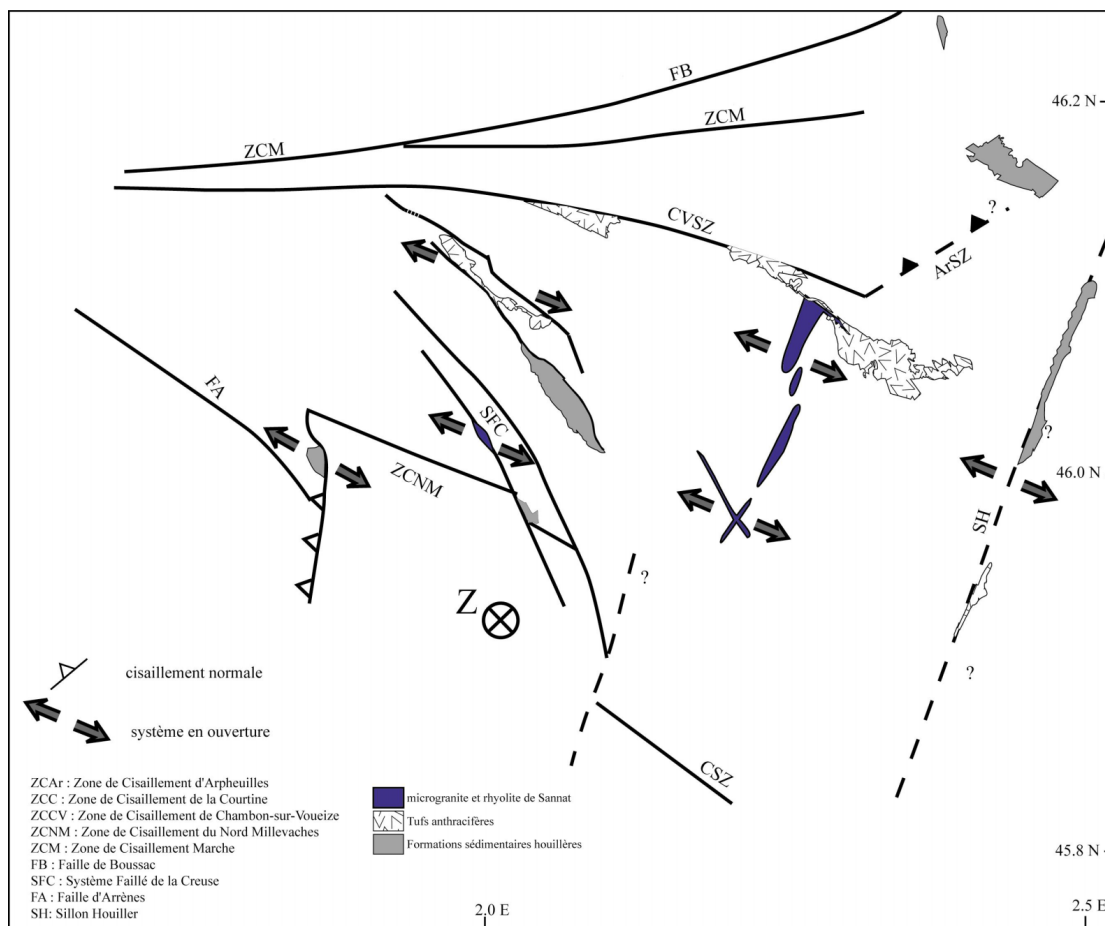


Fig.V.10. Carte structurale des éléments structuraux régionaux suivant un régime extensif.

Durant la même époque (dans la limite des fourchettes d'erreur des âges), la région connaît donc deux régimes de déformation différents. Pour expliquer ce paradoxe, un partitionnement de la déformation avec deux niveaux structuraux étagés est proposé (Fig. V.11). Une partie supérieure caractérisée par un axe de raccourcissement Z vertical et une partie inférieure avec un axe de raccourcissement Z horizontal. La permutation entre les axes Y et Z est expliquée par une variation entre la composante de la force verticale (poids) et de la force horizontale (convergence). Le moteur de la force horizontale est dû à la convergence des continents. Cette force horizontale qui est faible à la surface permet à la force verticale (poids) d'être plus importante et provoque ainsi un axe de raccourcissement Z vertical (Fig. V.11).

La jonction entre les deux domaines structuraux est définie par un ellipsoïde de déformation en constriction. Les marques sur le terrain de cette déformation en constriction sont rares mais peuvent être observées dans le leucogranite à sillimanite de Chavanat qui présente un débit en « frite » dû à l'intersection d'une foliation verticale et horizontale (Rolin, 2005).

Un contexte géodynamique de délaminage lithosphérique (Faure et al., 2002) ou un détachement de la plaque subductée (Brugier et al., 2003) permet d'expliquer la source de chaleur responsable de la fusion des matériaux. Une remontée asthénosphérique apporte vraisemblablement la composante mantellique enregistrée dans les Tufs anthracifères, le monzogranite de Crocq et les intrusions calco-alcalines potassiques. Ce découplage entre la croûte et le manteau entraînerait un bombement superficiel responsable du contexte extensif local. Des bassins extensifs se créent alors pour permettre les dépôts volcano-sédimentaires.

La fin de ce système extensif syn-convergent se place avant la mise en place du monzogranite de Montjourde daté sur monazite à 330 Ma et dont la mise en place superficielle enregistre un axe de raccourcissement Z orienté 22,N212. De même, l'arrêt de

sédimentation dans le bassin de Bosmoreau-les-mines, un peu avant 330 Ma, argumente une reprise de l'érosion mécanique due vraisemblablement à un soulèvement de la région provoqué par la convergence encore active des continents Gondwana et Laurussia.

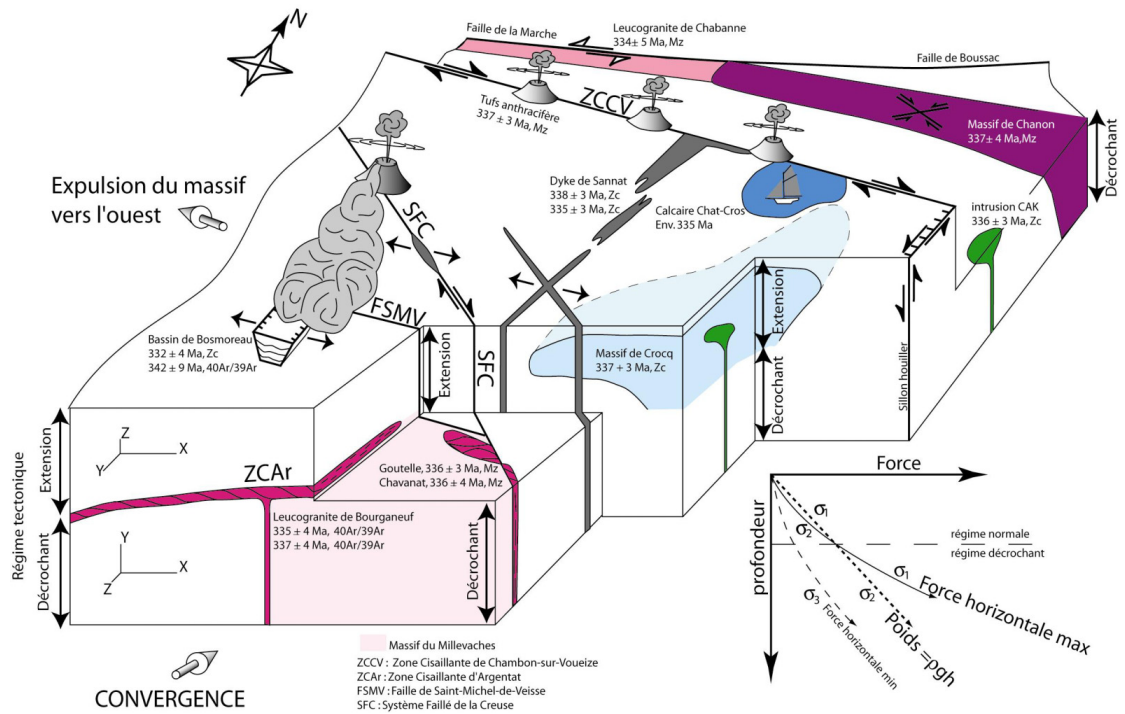


Fig. V.11. Contexte tectonique du Massif de Guéret et du nord Milleval vers 335/340 Ma avec partitionnement du champ de déformation suivant deux niveaux structuraux.

Conclusion

L'objectif de ce travail était d'étudier le Massif de Guéret et de comprendre le contexte tectonique et géodynamique de la genèse et de la mise en place des magmas qui le composent. Le premier travail fut de compléter les levés cartographiques du Massif de Guéret afin de réaliser une carte synthétique de ce Massif (Fig. 1).

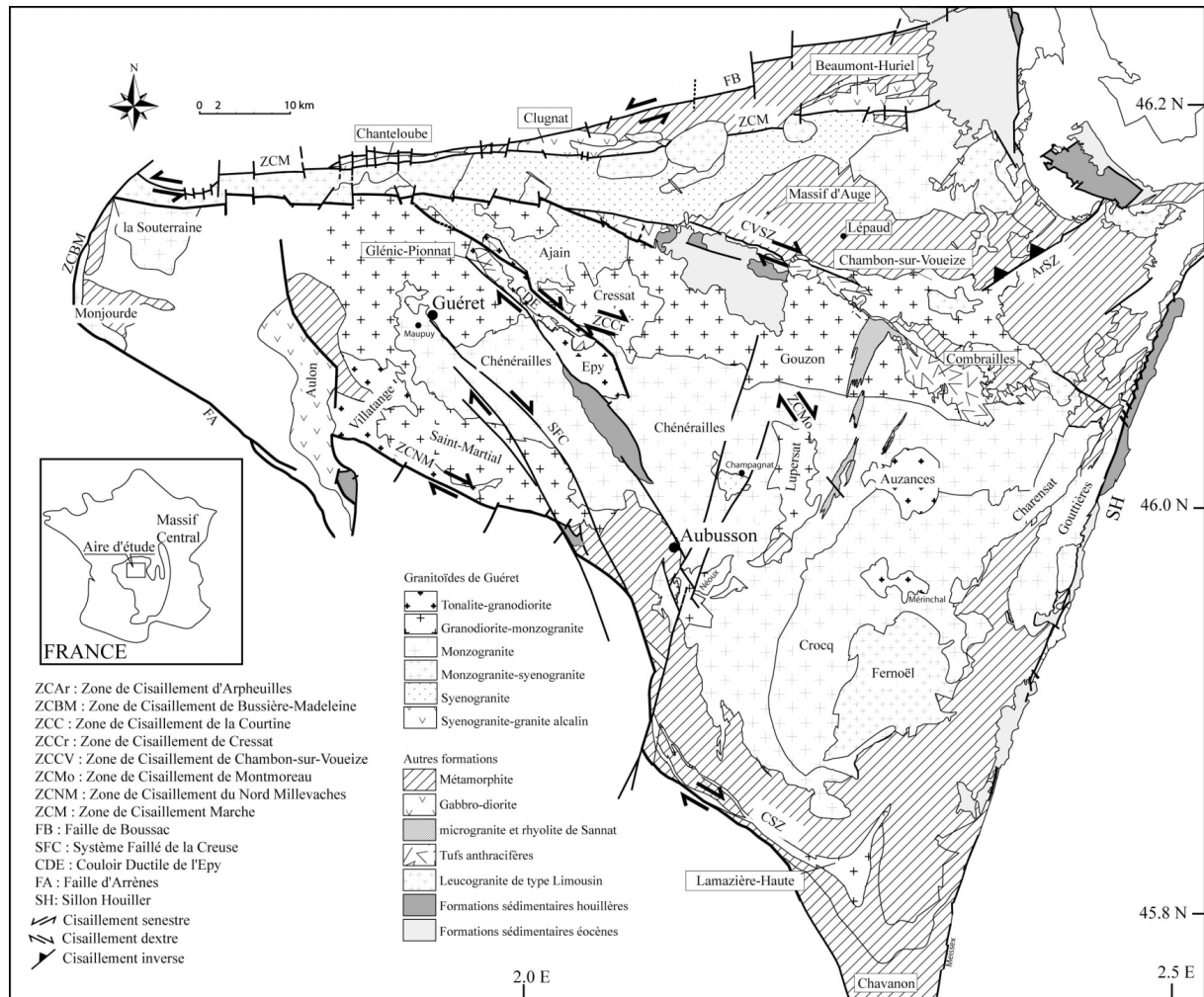


Fig. 1. Carte synthétique du Massif de Guéret.

Ce mémoire a été subdivisé en cinq grands chapitres.

Le chapitre I consiste en un rappel bibliographique de la chaîne varisque ouest européenne, du Massif Central et du Massif de Guéret. Un synthèse, non exhaustive, des âges bibliographiques permet de caler chronologiquement les événements tectoniques, métamorphiques, magmatiques et sédimentaires du Massif Central (Fig. V.1).

Le chapitre II dédié aux décrochements et aux roches métamorphiques du Massif de Guéret met en évidence les points suivants :

Pour les aubussonites :

- Les aubussonites sont datées autour de 375 Ma sur monazite.
- Un important couloir ultramylonitique vertical dextre (ZCC) orienté N110 affecte les aubussonites.
- La déformation s'effectue sous haute température en contexte amphibolitique.

- La foliation magnétique est en générale sub-horizontale (N155, 13SW) et porte une linéation magnétique majoritairement orientée vers l'W-NW (18, N304).
- La foliation magnétique est localement réorientée par la mise en place forcée des intrusions du complexe magmatique de Guéret.
- Les aubussonites présentent les mêmes caractéristiques texturales qu'un magma granitique.
- Le protolithe des aubussonites est constitué des roches parasédimentaires probablement issues de la croûte inférieure.
- Les aubussonites ne constituent pas le protolithe des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret.

Pour les Métatexites de Guéret :

- L'anatexie de ces roches est vraisemblablement rattachée avec les premières intrusions granitiques du Massif de Guéret autour de 355 Ma.
- La déformation protomylonitique s'effectue en contexte amphibolitique à l'intérieur de la ZCC.

Pour les métamorphites Nord Millevaches :

- Un important couloir ultramytonitique vertical dextre (ZCNM) orientée N110 affecte les métamorphites nord Millevaches.
- Une déformation affecte ces roches en contexte amphibolitique (haute température : > 500°C).

Le chapitre III présente les granitoïdes peralumineux de type Guéret qui ont été regroupés dans une entité géologique appelée « complexe magmatique de Guéret ». Le point majeur de cette étude est l'individualisation de plusieurs massifs granitoïdes à l'intérieur de ce complexe grâce aux études pétrographiques, géochimiques, structurales et géochronologiques. Un tableau synthétique présenté ci-après résume ces différentes caractéristiques (Fig. 2).

L'analyse structurale de la déformation ductile dans les granitoïdes du complexe magmatique de Guéret fait apparaître les points suivants :

- Deux orientations principales des zones de cisaillement dominant, la première est orientée N110 et la seconde N150.
- Les couloirs de cisaillements affectent certains massifs du complexe magmatique de Guéret.
- La déformation des granitoïdes est enregistrée au cours de leurs refroidissements. Elle a commencée à l'état sub-magmatique et s'est poursuivie dans un contexte de haute température puis de basse température.
- Les températures de déformation argumentent une mise en place syn-tectonique des granitoïdes déformés dans un encaissant qui se trouvait en contexte de faciès des schistes verts.
- Les datations sur les massifs déformés argumentent un fonctionnement des failles vers 355 Ma pour la ZCNM, vers 337 Ma pour la ZCCV et 345 Ma pour le CDE.
- Des massifs qui ne sont pas affectés par les zones de cisaillements recoupent ces couloirs et attestent de la fin de l'activité cisailante de ces accidents.
- Les datations sur ces massifs non déformés argumentent une fin d'activité vers 355 Ma pour la ZCNM et vers 345 Ma pour la ZCCr.
- Cette organisation entre des massifs déformés et non déformés met en évidence le caractère composite du complexe magmatique de Guéret avec une mise en place diachrone (de 360 Ma à 330 Ma. Fig. 3) des intrusions par rapport aux cisaillements.

Massifs	Types pétrographiques	Taille moyenne du grain en mm	Co	Fkp	Mu	Am	Tou	Microstructures		Age Absolu	Rb/Sr, roche totale
								magmatique	post-solidus		
1 Villatange	tonalite-granodiorite	2 / 5						M	S	P	353+-6 Ma (1)
2 Cressat	granodiorite - monzogranite	2 / 5		(x)				M	S	P	
3 Ajain-Ladapeyre	syenogranite	1 / 5	x	(x)	x			M	S	P	
4 Lamazière-Haute	granodiorite - monzogranite	2 / 5	(x)	(x)				M	S	P	
5 Chambon-sur-Voueize	granodiorite - monzogranite	2 / 5	(x)	(x)				M	S	P	
6 Saint-Martial	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S	S	
7 Néoux	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S	S	
8 Maupuy	monzogranite - syenogranite	2 / 4	(x)					M	S	S	349+-3 Ma (1) 360+-4 Ma (1) 356+-10 Ma (2)
9 Chénérailles	monzogranite	2 / 6	x	x				M	S	(P)	
10 Aulon	syenogranite - granite alcalin	4 / 8	xx	x				M	S	S	351+-5 Ma (1) 352+-5 Ma (1)
11 Souterraine	pas d'analyse chimique	2 / 5	(x)	xx				M	S	S	env. 350 Ma (4)
12 Epy	tonalite-granodiorite	2 / 5	xx	(x)				M	S	S	346+-6 Ma (1)
13 Lupersat	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S	S	
14 Gouzou	granodiorite - monzogranite	2 / 5	x	(x)				M	S	S	
15 Gouttières	pas d'analyse chimique	2 / 5	x	(x)				M	S	S	
16 Meissex	monzogranite	2 / 5						M	S	S	
17 Auzances	tonalite-granodiorite	2 / 4	x	(x)				M	S	S	
18 Crocq	monzogranite	2 / 7	(x)	x	x			M	S	S	337+-3 Ma (3)
19 Charensat	pas d'analyse chimique	2 / 9	(x)	xx				M	S	S	
20 Fernoel	monzogranite - syenogranite	1 / 4	xx	xx	x			M	S	S	
21 Champagnat	syenogranite	2 / 4	xx	xx	x			M	S	S	
22 Tours de Crocq	syenogranite - granite alcalin	1 / 3	x	x	x			M	S	S	
23 Montfouarde	monzogranite	2 / 6	x	x	x	(x)		M	S	S	330+-3 Ma (3)

xx : présent en grande quantité, x : présent, (x) : parfois présent

La gamme de composition pour chaque massif est déterminée à l'aide du diagramme Q'/ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979).

(1) Cartannaz et al., 2005 ; Rolin et al., sous press (2) Berthier et al., 1979 (3) Cartannaz et al., accepté (4) Vauchelle, 1988.

Fig. 2. Compilation des massifs du complexe magmatique de Guéret.

L'étude sur les minéraux des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret montre que :

- Les magmas n'ont pas tous la même origine génétique. Il est possible de distinguer deux ensembles : le premier réunit la majorité des corps granitoïdes de Guéret et montre une source purement peralumineuse, le second représenté par les granitoïdes de Crocq (et pour une part de Cressat et de Gouzou) dérive d'une source mixte symbolisée par un magma peralumineux contaminé par un magma métalumineux de type calco-alcalin fortement potassique.
- Le magma initial du monzogranite de Crocq était à tendance métalumineux ($ASI < 1$) ou faiblement peralumineux. Il a évolué vers un magma peralumineux lors de sa cristallisation.
- Les cordiérites analysées dans les granitoïdes de Guéret n'appartiennent pas à l'encaissant et ne sont donc pas des xénocristaux.

D'après l'étude géochimique des granitoïdes du complexe magmatique de Guéret, il ressort que :

- le fractionnement des compositions chimiques n'est pas le même d'un massif à un autre,
- une carence ou un surplus d'un élément majeur ou en trace permet le plus souvent de distinguer les massifs,
- le processus de cristallisation fractionnée semble être argumenté à l'intérieur des massifs du complexe magmatique de Guéret.
- Le lien génétique qui relie l'ensemble des massifs du complexe magmatique de Guéret consiste majoritairement en un modèle de mélange entre les matériaux de la croûte inférieure (roches para-sédimentaires, méta-ignées acides et basiques). Ces protolithes montrent néanmoins des hétérogénéité isotopiques responsables de l'étalement des valeurs isotopiques au sein des granitoïdes de Guéret. Un scénario de mélange de magmas issus de plusieurs sources aux caractéristiques distinctes (paragneiss et roches méta-ignées de la croûte inférieure) et produits avec différents taux de fusion partielle, peut également être impliqué avec différents cycles de fusion dus à la mise en place successive de magmas calco-alcalins dans la croûte inférieure.

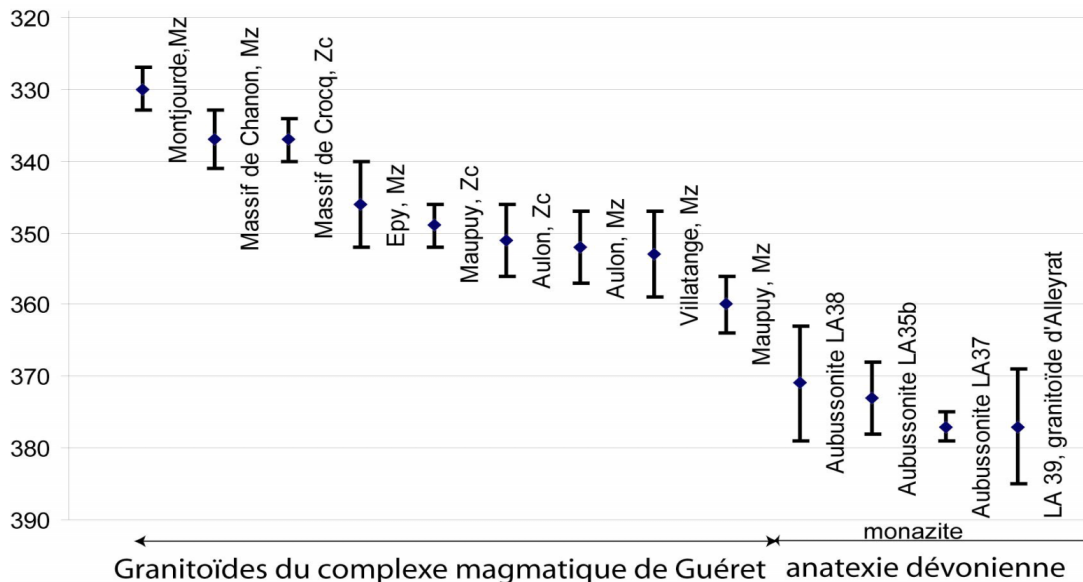


Fig.3. Compilation des âges nouveaux obtenus sur les granitoïdes de Guéret et les aubussonites.

Le chapitre IV tente de comprendre le nœud tectonique du Massif de Guéret qui est entouré par des failles d'orientation différentes en mettant l'accent sur les structures et le magmatisme post-350 Ma.

Pour la Zone de Cisaillement de la Marche-Combraille, trois styles de déformation se dégagent néanmoins et argumentent un axe Z horizontal NS à N20 :

- une déformation non-coaxiale dextre orientée N120 90 et N150 90 dans les granitoïdes de Guéret et N120 90 dans les Tufs anthracifères le long de la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize,
- une déformation coaxiale avec un axe de raccourcissement Z horizontale et de direction NS à N20 dans la partie nord du granite de Chanon (ZCM) et la partie sud du leucogranite de St-Agnant de Versignat (ZCCV),
- une déformation non-coaxiale senestre principalement orientée N90 90 en bordure nord des leucogranites de la Marche le long de la Zone de Cisaillement de la Marche (ZCM).

Pour la Zone de Cisaillement d'Arrènes – la Courtine :

- Le massif de Chavanat enregistre une déformation coaxiale le long de la ZCNM.
- Le massif de Goutelle enregistre un axe de raccourcissement Z orienté 20/N201 qui est perpendiculaire à la ZCNM.
- Le complexe de Pontarion-Royère, dans le massif du Millevaches, enregistre également une déformation coaxiale perpendiculaire à la ZCNM.
- Les déplacements horizontaux le long de la ZCNM sont donc minimales lors de la mise en place de ces intrusions déformées et datées du Viséen (Fig. 4).
- Les déplacements dextres s'effectuent plutôt sur les failles orientées N150 du SFC et du CDE.

Pour la Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine et de la faille d'Arrènes :

- Le monzogranite de Montjourde est un pluton syn-cinématique de forme arquée, qui enregistre une déformation coaxiale.
- Ce pluton enregistre un raccourcissement NS (Z = 22/N212 et X = 33/N107) vers le Viséen Supérieur (330 ± 3 Ma).
- Cette intrusion n'argumente donc pas un régime extensif lors de sa mise en place comme précédemment exposé (Rolin, 1987, Faure, 1995 ; Rolin et Colchen, 2001).

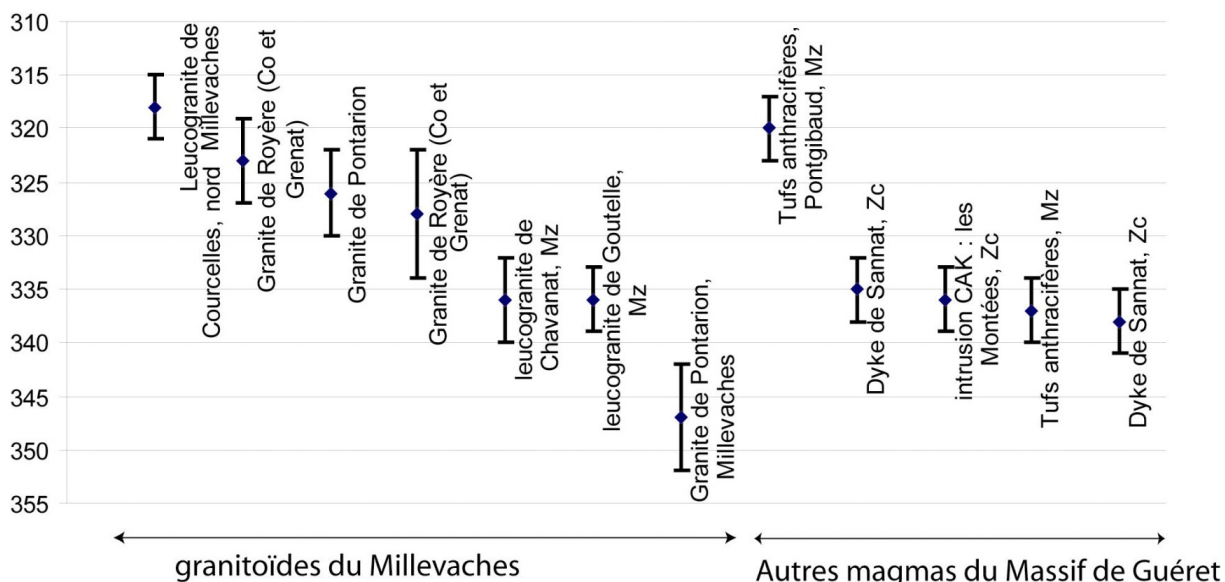


Fig.4. Compilation des âges nouveaux obtenus sur les granitoïdes du Millevaches et autres magmas du Massif de Guéret.

Pour les intrusions métallumineuses :

- Du point de vue typologique, ce magmatisme appartient essentiellement à la lignée calco-alcaline potassique ou à une série shoshonitique à hautement potassique.
- L'âges de ces intrusions autour de 335-340 Ma (Fig. 4), contemporains des Tufs anthracifères et de la mise en place du massif de Crocq permettraient d'expliquer l'apport mantellique dans

le monzogranite de Crocq dont la composante mantellique est représentée par les amphiboles reliques observées en lame mince, les biotites moins aluminées et la typologie calco-alcaline et calco-alcaline potassique des zircons (Pupin, 1980).

Pour les Tufs anthracifères :

- Ils sont datés autour de 337 Ma le long de la ZCCV, et autour de 320 Ma le long du Sillon Houiller (Fig. 4).
- La géochimie révèle un magmatisme peralumineux.
- Les observations de terrain montrent un contact progressif entre les granitoïdes de Guéret et les Tufs anthracifères.
- Les éléments en traces permettent de distinguer les Tufs anthracifères des granitoïdes de Guéret.
- Les sources impliquées pour la genèse des Tufs anthracifères sont donc différentes de celles des granitoïdes de Guéret qui se mettent en place à la même époque.

Pour le magmatisme hypovolcanique :

- Il est daté autour de 337 Ma (Fig. 4).
- Il est peralumineux mais ne présente pas de lien de parenté avec celui du complexe magmatique de Guéret à cause de son anomalie en europium plus marquée.

Le chapitre V a pour vocation d'intégrer les résultats acquis dans des scénarios géodynamiques et tectoniques. Il ressort les différents points suivants :

- Pour les aubussonites, l'hypothèse de leur comportement comme un magma est avancée. Un magma qui aurait été transporté depuis la croûte inférieure jusqu'à son lieu de mise en place.
- Le moteur de fusion invoqué de la croûte inférieure est la relaxation thermique.
- Les foliations magnétiques plates et les linéations magnétiques horizontales orientées W-NW des aubussonites argumentent un contexte en extension avec échappement latéral du matériel vers l'W-NW.
- Un modèle géodynamique de mise en place des aubussonites lors d'un effondrement gravitaire permet de rendre compte de la foliation plate et de la linéation W-NW.
- Les grands décrochements famenno-tournaisiens qui affectent ces migmatites sont probablement contemporains de cet effondrement.
- Ce contexte géodynamique d'effondrement gravitaire provoque la fusion du manteau lithosphérique dont les produits sont les intrusions calco-alcalines (Beaumont-Huriel).
- La chaleur apportée par ces intrusions calco-alcalines fait fondre à son tour la croûte inférieure dont les produits sont les granitoïdes peralumineux du complexe magmatique de Guéret.
- Les premières intrusions laccolithiques du complexe magmatique de Guéret enregistrent également une foliation plate et une linéation W-NW vraisemblablement dues au dernier soubresaut de l'effondrement gravitaire.
- Le contexte géodynamique de l'effondrement gravitaire dure environ 20 Ma (375 / 355Ma).
- Après 355 Ma, les granitoïdes du complexe magmatique de Guéret enregistrent un raccourcissement NS compatible avec un contexte en convergence NS de la chaîne varisque.
- La convergence est encore active jusqu'au moins 325 Ma.
- Entre 340 et 335 Ma, il existe deux régimes de déformation différents. Le premier argumente un axe Z horizontal et le second un axe Z vertical.
- Ces deux régimes de déformation s'intègrent dans un contexte d'extension syn-convergent (340 / 335 Ma).

Bibliographie

- Abs-Würmbach, I. & Bobersky, C. 1989. Fe³⁺ in cordierite: a spectroscopic study on synthetic samples. *EUG V*, Strasbourg. *Terra Abstr.* 1, 137.
- Alexandrov, P. 2000. Géochronologie U/Pb at 40Ar/39Ar de deux segments Calédoniens et Hercyniens de la chaîne Varisque: Haut limousin et Pyrénées Orientales. Thèse, INPL Nancy.
- Alexandrov, P., Cheilletz, A., Deloule, E. & Cuney, M. 2000. 319 +/- 7 Ma crystallization age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons: Age de cristallisation a 319 +/- 7 Ma du granite de Blond (NW Limousin, Massif central français) obtenu par datation U/Pb a la microsonde ionique sur zircons. *C. R. Acad. Sci.* 330(9), 617-622.
- Alexandrov, P., Floc'h, J.-P., Cuney, M. & Cheilletz, A. 2001. Datation U-Pb a la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure de gneiss dans le Sud Limousin, Massif central: Ionic microprobe dating of zircons from the Upper Gneiss Unit (South Limousin, Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci.* 332(10), 625-632.
- Arène, J., Autran, A., Labernardière, H. & Burnol, L. 1972. Notice explicative de la carte géologique de Bourgneuf (n° 665) au 1/50.000. Éditions BRGM, Orléans, 50p.
- Arène, J., Delfour J., Clozier, L., Feys R. & J.H., D. 1991. Carte géologique. France (1/50 000), feuille Autun (551) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Delfour J., Arène J., Clozier L., Carroue J.P., Cornet J. Delance J.H, Feys R., Lemièrre B. (1991), 88 p.
- Arnold, M., Kurtbas, K. & Ranchin, G. 1968. Différenciations pétrographiques et géochimiques dans la partie Ouest du Massif granitique de Guéret (Massif Central français). *Sc. de la Terre*, Nancy XIII(4), 323-358.
- Autran, A., Lefort, J.-P., Debeglia, N., Edel, J.-B. & Vignerresse, J. L. 1994. Gravity and magnetic expression of Terranes and their correlation beneath overstep sequences. In: "Pre-mesozoic geology in France and related area" Keppie J.D. (Eds) SpringerVerlag, 49-74.
- Bagnold, R. A. 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. *Proceeding of the Royal Society*, London 225, 49-63.
- Ballevre, M., Capdevila, R., Guerrot, C. & Peucat, J.-J. 2002. Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier Unit (Champtoceaux Complex, Armorican Massif): a new witness of the Ordovician rifting. *C. R. Geoscience* 334(5), 303-311.
- Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24(4), 295-298.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46(3), 605-626.
- Barbarin, B. & Belin, J.-M. 1982. Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien "St-Gervais - l'Hermitage" (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.* 294, 1377-1380.
- Barbero, L. & Villaseca, C. 1992. The Layos Granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): An example of parautochthonous restit-rich granite in a granulite area. *Royal Society of Edinburg Transactions, Earth Sciences* 83, 127-138.
- Barbey, P., Marignac, C., Montel, J. M., Gasquet, D. & Jabori, J. 1999. Cordierite Growth Textures and the Conditions of Genesis and Emplacement of Crustal Granitic Magmas: the Velay Granite Complex (Massif Central, France). *Journal of Petrology* vol. 40(iss. 9), pp. 1425-1441(17).
- Barbier, J. 1970. Zonalités géochimiques et métallogéniques dans le massif de Saint-Sylvestre (Limousin-France). *Mineralium Deposita* 5(2), 145-156.
- Barbier, J. & Ranchin, G. 1969. Influence de l'altération météorique sur l'uranium à l'état de traces dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33(1), 39-47.
- Bazot, G. 1970. L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français. Thèse 3ème Cycle université de Clermont-Ferrand, 178p.
- Be Mezème, E. 2005. Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique, Thèse Orléans, 185p.

- Becq-Giraudon, J. F. 1985. Synthèse des nouvelles données sur le Stéphanien de Bosmoreau-les-Mines (Creuse) et ses relations avec les témoins de même âge au sud de Bourganeuf. *géologie de la France* 4, 365-380.
- Bernard-Griffiths, J. 1975. Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas Limousin, Massif-Central français. *Ann. Sci. Univ. Clermont*.
- Bernard-Griffiths, J., Gebauer, D., Grünenfelder, M. & Piboule, M. 1985. The tonalite belt of Limousin (French Central Massif) : U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. Géol. France* 4(8), 523-529.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear zone (France). *Journal of Structural geology* 1, 31-42.
- 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. B.R.G.M.* 2(I, 2.), 60-71.
- Bertrand, J. M., Leterrier, J., Delapierre, E., Brouand, M., Cuney, M., Stussi, J. M. & Virlogeux, D. 2001. Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *géologie de la France* 1(2), 167-189.
- Besse, D., Fabre, A., Ponsignon, D. & Goujou, J. C. 2004. Le granite orbiculaire de Janailat (Creuse). *le Règne Minéral* 58, 37-43.
- Bitri, A., Balleve, M., Brun, J.-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C. & Truffert, C. 2003. Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme Geofrance 3D): Seismic imaging of the Hercynian collision zone in the south-eastern Armorican Massif (Armor 2 project/Geofrance 3D Program). *Comptes Rendus Geosciences* 335(13), 969-979.
- Bitri, A., Truffert, C., Bellot, J.-P., Bouchot, V., Ledru, P., Milesi, J.-P. & Roig, J.-Y. 1999. Imagery of crustal-scale As-Au-Sb hydrothermal palaeofields in the Variscan belt: vertical seismic reflection (GeoFrance 3D: French Massif Central): Imagerie des paleochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GeoFrance3D : Massif central français). *C. R. Acad. Sci.* 329(11), 771-777.
- Bogdanoff, S., Cohen-Julien, M., Boësse, J. M. & al. 1989. Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Saint Sulpice-les-Feuilles (615). Orléans : BRGM, 34p. Carte géologique par S. Bogdanoff et al. (1988).
- Bois, C., Cazes, M., Choukroune, P., Gariel, O., Hirn, A., Le Gall, B., Lefort, J.-P., Matte, P. & Pinet, B. 1994. Seismic reflexion images of the Pre-Mesozoic crust in France and adjacent area. In: "Pre-mesozoic geology in France and related area" Keppie J.D. (Eds) SpringerVerlag(33-48).
- Bouchez, J. L. & Jover, O. 1985. Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques du massif de Guéret oriental. *B.R.G.M. Ed., C.P.F.2, Thème 3, Fasc. n°95-3*, 69-82.
- Bouchez, J. L. & Jover, O. 1986. Le Massif Central : un chevauchement de type Himalayen vers l'ouest - nord-ouest. *C. R. Acad. Sc.* 302(II), 675-680.
- Bouchez, J. L., Jover, O. & Diot, H. 1984. Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques des granitoïdes du massif de Guéret occidental. *B.R.G.M. Ed., C.P.F.1, Thème 3, Fasc. n°81-3*, 35-48.
- Bougnères, L. 1950. Le granite de l'extrémité orientale de la Chaîne de la Marche dans la Creuse et l'Allier. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne* 16(1-2-3-4).
- Boutin, R. & Montigny, R. 1993. Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar des amphibolites du complexe leptyno amphibolitique du Plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français. *C. R. Acad. Sci.* 316(II), 1391-1398.
- Bouvier, P. 1985. Les gabbrodiorites du domaine de Boussac. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Relations avec le magmatisme acide du domaine de la Marche-Guéret. Thèse de doctorat de 3ème cycle, université Paris-Sud, Orsay.
- Briand, B. G. & Piboule, M. 1979. Les metabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière-arc cambro-ordovicien ? *Bull. B.R.G.M.* 2ème série, sect. I(2), 131-171.

- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J. F., Bosh, D. & Lancelot, J. R. 1998. Late Visean hidden basins in the internal zones of the Variscan Belt: U-Pb zircon evidence from the French Massif Central. *Geology* 26, 627-630.
- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J. F., Clauer, N. & Maluski, H. 2003. From late Visean to Stephanian: pinpointing a two-stage basinal evolution in the Variscan belt. A case study from the Bosmoreau basin (French Massif Central) and its geodynamic implications. *International Journal of Earth Sciences* 92(3), 338-347.
- Brun, J. P. & Burg, J. P. 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* 61, 319-332.
- Burg, J. P., Bale, P., Brun, J. P. & Girardeau, J. 1987. Stretching lineation and transport direction in the iberico-armorican arc during the siluro-devonien collision. *Geodinamica Acta* 1(I), 71-87.
- Burg, J.-P. & Matte, P. 1978. A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 129, 429-460.
- Burg, J. P., Van den Driessche, J. & Brun, J. P. 1994. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *géologie de la France* 3, 33-51.
- Caen-Vachette, M., Couturié, J. P. & Didier, J. 1982. Age radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitique du Velay (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 294, 135-138.
- Cagnard, F., Gapais, D., Brun, J. P., Gumiaux, C. & Van den Driessche, J. 2004. Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendee, France). *Journal of Structural Geology* 26(3), 435-449.
- Carpenter, M. S. N., Peucat, J. J. & Pivette, B. 1982. Geochemical and geochronological characteristics of Paleozoic volcanism in the St-Georges-sur-Loire synclinorium (S. Armorican massif). Evidence for pre-Hercynian tectonic evolution. *Bull. B.R.G.M.* 2, 63-79.
- Carquille, C. 1971. Les "tufs anthracifères" de la région de Thury (Côte d'Or). *Ann. Sci. Univ. Besançon* 3(13), 27-42.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Henry, P. & Rossy, M. 2006a. Notice géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50.000. (Acceptée). Éditions BRGM, Orléans.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Marquer, D., Legendre, O., Fanning, C. M. & Rossi, P. 2006b. Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* preprint, 1-17.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Le Métour, J. & Fabbri, O. 2006c. Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. *C. R. Geoscience* 338(3), 214-221.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Marquer, D., Henry, P., Rossy, M., A., C., Fanning, M. & Rossi, P. 2005. Deformation and crustal shearing monitored by granite emplacements between 360-300 Ma. Guéret and Millevaches examples (Massif Central, France). 15th conference on Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics abstract volume, 61.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Marquer, D., Henry, P., Rossy, M., Cocherie, A., Fanning, M. & Rossi, P. 2004. Progressive crustal shortening recorded by viseo-namurian granitoid intrusions: example of Guéret and Millevaches massifs (French Massif Central). *Résumé de poster RST*.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Sonnet, R., Emonin, Y., Juillerat, M., Thiery, V., Deprez, J., Binetruy, J. C., Montaz, N. & Rot, J. 2006d. Carte géologique d'Aubusson (n° 667) au 1/50.000. (sous presse). Éditions BRGM, Orléans.
- Cartier, C. 2002. Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricaïn). Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne, Orléans.
- Cartier, C., Faure, M. & Lardeux, H. 2001. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (St-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. *Terra Nova* 13, 143-149.
- Chantraine, J., Autran, A. & Cavelier, C. 1996. Carte géologique de France à 1/1.000.000. 5ème Éditions, BRGM, Orléans.
- Chantraine, J., Autran, A. & Cavelier, C. 2003. Carte géologique de la France à l'échelle du millionieme. 6ème édition, Service Géologique National. BRGM éditions, Paris.

- Chappell, B. W. 1996a. Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its causes and implications for the physical state of granite magma. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 159-170.
- Chappell, B. W. 1996b. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology* 37, 449-470.
- Chappell, B. W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46(3), 535-551.
- Chappell, B. W. 2004. Causes of variation in granite suites. *The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogensis*, 27-34.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8, 172-174.
- Cheilletz, A., Archibald, D. A., Cuney, M. & Charoy, B. 1992. Ages [40]Ar/[39]Ar du leucogranite à topaze-lépidolite de Beauvoir et des pegmatites sodolithiques de Chédeville (Nord du Massif Central, France). Signification pétrologique et géodynamique ([40]Ar/[39]Ar ages of the Beauvoir topaze-lepidolite leucogranite and the Chédeville sodolithic pegmatite (North French Massif Central). Petrologic and geodynamic signification). *Comptes rendus de l'Académie des sciences* 315(3), 329-336.
- Chenevoy, M. 1953. Note préliminaire sur la présence de faciès granitiques orbiculaires dans les gneiss à cordiérites des environs de Guéret (Creuse). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.* 16, 332-334.
- Chenevoy, M. 1958. Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. Paris, Imprimerie Nationale.
- 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), 295-307.
- Chévremont, P., Constans, J., Ledru, P. & Ménéillet, F. 1992. Booklet of the 1/50000th Geological Map of Oradour. BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).
- Choukroune, P., Gapais, D. & Matte, P. 1983. Géologie structurale. Tectonique hercynienne et déformation cisailante : la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central Français). *C. R. Acad. Sci.* 296(II, n°11), 859-862.
- Clarke, D. B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: A review. *Can. Mineral* 19, 3-18.
- Clarke, D. B. 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine* 59, 311-325.
- Clemens, J. D. 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Sciences Reviews* 61(1-2), 1-18.
- Cogné, J. P. 2003. PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4(1), 1007, doi:10.1029/2001GC000227.
- Cohen-Julien, M., Quenardel, J. M., Freytet, P., Lemaire, D., Lerouge, G., Le Coeur, C., Delbos, R. & Vautrelle, C. 1991. Notice géologique de la feuille à 1/50 000 de Boussac. édition BRGM, Orléans.
- Colchen, M. & Rolin, P. 2001. La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France* 1-2, 53-86.
- Costa, S. 1989. Age radiométrique ³⁹Ar/⁴⁰Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Mavejols. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, 561-567.
- Costa, S. 1992. East-West diachronism of the collisional age in French Massif Central: implications for the European variscan orogen. *Geodinamica acta* 5, 51-68.
- Costa, S. & Maluski, H. 1988. Datations par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme G.P.F. *C. R. Acad. Sci.* 306(II), 351-356.
- Costa, S., Maluski, H. & Lardeau, J. M. 1993a. ⁴⁰Ar-³⁹Ar chronology of Variscan tectonometamorphic events in an exhumed crustal nappe: The Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France). *Chemical Geology* 105, 339-359.
- Costa, S., Rey, P. & Todt, W. 1993b. Late Carboniferous age of lower-crustal granulite-facies xenoliths in the eastern French Massif Central: Implications for post-thickening crustal processes. *Terra Abstr.* 5, 233.
- Couturié, J. P. 1977. Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français). Thèse, Université de Clermont-Ferrand.

- Couturier, M., Monchoux, P. & Santallier, D. 1994. Les méta-péridotites de La Bessenois (Massif central). Nature et signification géodynamique. *géologie de la France* 3, 53-70.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen et Unwin, Ed. London.
- Cuney, M., Alexandrov, P., Le Carlier de Veslud, C., Cheilletz, A., Raimbault, L., Ruffet, G. & Scaillet, S. 2002. The timing of W-Sn-rare metals mineral deposit formation in the Western Variscan chain in their orogenic setting: the case of the Limousin area (Massif Central, France). *Geological Society of London* 204, 213-228.
- Cuney, M., Brouand, M., Dautel, D., Stussi, J. M., Michard, A., Gros, Y., Poncet, D., Bouton, P., M., C. & Vervialle, J. P. 1993. Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncutant: nouveaux arguments pour une extension de la "Ligne Tonalitique Limousine" en Vendée. *C. R. Acad. Sci.* 316, 1383-1390.
- Cuney, M., Brouand, M. & Stussi, J. M. 2001a. Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou à l'ouest du Massif central français. *géologie de la France* 1-2, 117-142.
- Cuney, M., Brouand, M., stussi, J. M. & Virlogeux, D. 2001b. Le complexe plutonique de Charroux-Civray (Vienne) : témoin du magmatisme infra-carbonifère dans le segment occidental de la chaîne varisque européenne. *géologie de la France* 1-2, 143-166.
- Cuney, M., Friedrich, M., Leroy, J., Poty, B., Drin, N. & Sheppard, S. M. F. 1982. Petrology and Geochemistry of the Brame - St Sylvestre -St Goussaud granite complexe (Limousin, French, Massif Central). Résumé. *Coll. Géochimie et Pétrologie des granitoïdes, Clermont-Ferrand.*
- Davies, G. G. 1984. Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London* 141, 3-14.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analyses. It's relation ships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.
- De Launay, L. 1898. Feuille de Guéret et d'Aubusson. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* X, 499-502.
- De Launay, L. 1932. La zone granulitique du Millevaches. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* XXXV(183), 206-208.
- Debon, F., Enrique, P., Dreux, G., Boymond, E. & Desmidt, A. 1991. Composition chimique et nomenclature de 1724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des pyrénées (France, Espagne). *géologie de la France* 4, 39-70.
- 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(493-510).
- Delfour, J. 1989. Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif Central français). *Géologie de la France* 4, 49-77.
- Delfour, J., Alabouvette, B. & Clozier, L. 1992. Carte géologique France (1/50 000), feuille Fours (550) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Delfour J., Clozier L., Alabouvette B., Mercier-Batard F., Cornet J. (1992), 83 p.
- Delfour, J., Clozier, L., Feys, R. & Lablanche, G. 1993. Carte géologique France (1/50 000), feuille Lucenay-l'Evêque (524) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Delfour J., Clozier L., Cornet J., Lablanche G., Feys R. (1995), 100 p.
- Delfour, J. & Gigot, C. 1985. Données stratigraphiques apportées par l'étude des conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *géologie de la France* 4, 331-340.
- Demange, M. 1994. Antevvariscan evolution of the Montagne Noire (France) : from a passive margin to a foreland basin. *C. R. Acad. Sc.* 318(II), 921-933.
- Demange, M. 1998. Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne Noire. *géologie de la France* 4, 3-56.
- Demay, A. 1941. Sur les relations des granites , aplites, microgranites et rhyolites de l'extrémité Est du massif de Guéret et sur le problème de leur genèse. *C. R. Acad. Sc.* 213(455-457).
- Demay, A. 1948. Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mém. Serv. carte géol. Fr.*, 18-19.

- Depaolo, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189-202.
- Dhoste, M. 1983. Prolongement en Poitou de la ligne tonalitique limousin. *C. R. Acad. Sci.* 296(II), 1659-1662.
- Didier, J. 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier scientific publishing compagny.
- Didier, J. & Lameyre, J. 1969. Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contrib. Minéral. Petrol.* 24, 219-238.
- Didier, J. & Lameyre, J. 1971. Les roches granitiques du Massif central. In: *Symposium J. Jung : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français"*. Clermont-Ferrand, Plein Air Service, 17-32.
- Didier, J., Lameyre, J. & Vialette, Y. 1973. Les granitoïdes hercyniens du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. France* 7(15), 271-273.
- Downes, H., Dupuy, C. & Leyreloup, A. F. 1990. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). *Chemical Geology* 83, 209-231.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B. J. & Thirlwall, M. F. 1997a. Erratum to "Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France" [*Chem. Geol.* 136 (1997) 99-122]. *Chemical Geology* 140(3-4), 289.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B. J. & Thirlwall, M. F. 1997b. Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology* 136(1-2), 99-122.
- Dubreuil, M. 1986. *Evolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif Armoricaïn)*, Thèse Univ. Nantes.
- Dubuisson, G., Girardeau, J., Hirn, A. & Mercier, J.-C. 1984. caractérisation géophysique de la structure en nappe du limousin et mise en évidence de marqueurs ophiolitiques. In : *chevauchement varisque (Limousin)*. Document Bureau de recherches géologiques et minières 81(3), 25-34.
- Dubuisson, G., Mercier, J. C. C., Girardeau, J. & Frizon, J. Y. 1989. Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central (France). *Nature* 337(23), 729-732.
- Ducrot, J., Lancelot, J. R. & Marchand, J. 1983. Datation U-Pb sur zircon de l'éclotite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 385-394.
- Duguet, M. 2003. *Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Paysac dans la chaîne hercynienne française (Massif Central et Vendée)*, Univ. d'Orléans.
- Duguet, M. & Faure, M. 2004a. Granitoid emplacement during a thrusting event: structural analysis, microstructure and quartz c-axis patterns. An example from Hercynian plutons in the French Massif Central. *Journal of Structural Geology* 26(5), 927-945.
- Duguet, M. & Faure, M. 2004b. Successive shearing tectonics during the Hercynian collisional evolution of the southwestern French Massif Central. *Bull. Soc. Géol. France* 175, 49-59.
- Dumas, E., Faure, M. & Pons, J. 1990. L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi-varisque. *C. R. Acad. Sci. II*(310), 1533 - 1539.
- Dupis, A., Robin, G., Durandau, A., Lameyre, J. & Vauchelle, L. 1990. Etude géophysique de l'extrémité occidentale du granite de Guéret. *Bull. Soc. Géol. France* 4(VI), 683-691.
- Duthou, J. L. 1977. *Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne hercynienne varisque. Relations avec le métamorphisme. Le Nord Limousin (Massif Central français)*. Unpublished PhD thesis, Ann. Fac. Sci. Univ.
- Duthou, J. L. 1984. Âge dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson (Creuse). *Conséquences*. 10e Réun. ann. sci. Terre, Bordeaux.
- Duthou, J. L., Cantagrel, J. M., Didier, J. & Vialette, Y. 1984. Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb/87Sr system. *Phys. Earth Planet. Int.* 35, 131-144.
- Duthou, J. L., Chenevoy, M. & Gay, M. 1994. Age Rb/Sr Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 319, 791-796.
- Engel, W., Feist, R. & Franke, W. 1980. Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre la mise en place des nappes et la sédimentation. *Bull. B.R.G.M.* 4(I), 341-389.

- England & Thompson, A. B. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental zones. In : M.P. Coward & A.C. Rees, Eds., *Collision tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., London 19, 83-94.
- Evenson, N. M., Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1199-1212.
- Faure, M. 1989. L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C. R. Acad. Sci. II*(309), 1839 - 1845.
- Faure, M. 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. *Tectonics* 14, 132 - 153.
- Faure, M., Be Mezème, E., Duguet, M., Cartier, C. & Talbot, J. Y. 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the exemple of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *J. of the Virtual Explorer*.
- Faure, M. & Becq-Giraudon, J. F. 1993. Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaisissement carbonifère du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. II*(315), 967 - 973.
- Faure, M., Ledru, P., Lardeaux, J. M. & Matte, P. 2004. Paleozoic orogenies in the French Massif Central. A cross section from Bézier to Lyon. 15-19th August 2004. Pre-congress excursion, 24th International Geological Congress, Florence, Août 2004.
- Faure, M., Leloix, C. & Roig, J. Y. 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France* 168, 695-705.
- Faure, M., Monié, P., Pin, C., Maluski, H. & Leloix, C. 2002. Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* 91, 53-75.
- Faure, M. & Pons, J. 1991. Crustal thinning recorded by the shape of Namurian-Westphalien leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology* 19, 730-733.
- Faure, M., Prost, A. E. & Lasne, E. 1990. Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. Géol. France* 1(8), 189-197.
- Feist, R. & Ehtler, H. 1990. Biostratigraphy and sedimentary dynamics of southern Massif Central. In: "Pre-mesozoïc geology in France and related area" Keppie J.D. (Eds) SpringerVerlag.
- Feix, I. 1988. Etude géologique dans le Sud-Millevalles ; lithologie, géochimie, métamorphisme et structure des séries métamorphiques situées au Sud de la vallée de la Dordogne. Place dans le Massif Central français occidental. Thèse de 3 ème cycle. Univ. d'Orléans. 535p.
- Feybesse, J. L. 1981. Tectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif Central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 277p.
- Fleischer, M. & Altschuler, Z. S. 1969. The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 725-732.
- Floc'h, J. P. 1983. La série métamorphique du Limousin central, thèse d'état, univ. de limoges, 445 p.
- Floc'h, J. P., Joubert, J. M., Constans, J. & Maurin, G. 1993. Notice explicative de la feuille Bellac à 1/50 000. Edit. B.R.G.M., Orléans, 78.
- Floc'h, J. P., Santallier, D. & Henry, B. 1984. La série limousine : réflexion axée sur une synthèse géologique régionale et son utilisation pour la prospection de l'or. *Chron. Rech. Min.* 474, 5-10.
- Forestier, F. H. 1965. Carte géologique d'Aubusson au 1/80.000 (N°156, 2ème édition).
- Franke, W. 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geological Society of America, Spec. Paper* 230, 67-90.
- Galan, G., Corretge, L. G. & Laurent, O. 1997. Low-potassium vaugnerites from Guéret (Massif Central, France). Mafic magma evolution influenced by contemporaneous granitoids. *Mineralogy and Petrology* 59(3 - 4), 165-187.
- Gapais, D. & Barbarin, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics* 125(4), 357-370.
- Gauthier, J. C. 1973. Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale. Ire partie : l'évolution granitique. *Sci. de la terre, Nancy* XVIII(4), 318-351.

- Gébelin, A. 2004. Déformation et mise en place des granites (360-300Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central), Université Montpellier II.
- Gébelin, A., Martelet, G., Brunel, M., Faure, M. & Rossi, P. 2004. Late Hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data: the example of the Millevaches massif (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. France* 175(3), 239-248.
- Gébelin, A., Martelet, G., Chen, Y., Brunel, M. & Faure, M. 2006. Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif Central: AMS and gravity modelling results. *Journal of Structural Geology* 28(1), 148-169.
- Georget, Y. 1986. Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du massif armoricain (France). *Pétrologie et géochimie, Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*.
- 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), 849-860.
- Godard, G. 1990. Découverte d'éclotites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *C. R. Acad. Sci.* 310(II), 227-232.
- Grolier, J. 1955. Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la Chaîne de la Marche (Massif Central français). Les minéralisations. Unpublished Diplôme de Géologue Pétrographe thesis, Clermont-Ferrand.
- Grolier, J. 1965. Contribution à l'étude géologique du Sillon Houiller entre St Eloy-Les Mines et St Priest-des-Champs. 2ème thèse, Thèse Sci. Nat., univ. Clermont-Ferrand.
- Grolier, J. & Lacour, A. 1982. La naissance du concept de "Gneiss d'Aubusson". *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne* 48, 31-38.
- Grolier, J. & Letourneur, J. 1968. L'évolution tectonique du grand Sillon houiller du Massif Central français. *C. R. XXIII. Int. Géol. Cong.* 1, 107-116.
- Guérangé-Lozes, J. & Alsac, C. 1986. Les nappes Varisques de l'Albigeois cristallin ; lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France* 3, 309-337.
- Guillot, P. L. 1981. La série métamorphique du bas Limousin: de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du bassin Aquitain. Thèse Sci. Nat. Univ. Orléans.
- Guineberteau, B., Cuney, M. & Carre, J.-L. 1989. Structure magmatique et plastique des granites de Marche Occidentale : un couloir transformant hercynien dans le NW du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.* 309, 1695-1702.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J. P., Chantraine, J. & Ruffet, G. 2004. Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta* 17, 289-307.
- Hanmer, S. & Vignerresse, J. L. 1980. Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne : exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. Géol. France* XXII((7), n° 2), 193-202.
- Helz, R. T. 1976. Phase relations of basalts in their melting range at P(H₂O) = 25Kb. 2. Melt compositions. *Journal of Petrology* 17, 139-193.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 455-489.
- Holliger, P., Cuney, M., Friedrich, M. & Turpin, L. 1986. Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de St.-Sylvestre (N.O. Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci.* 303(44), 1309 - 1314.
- Hottin, A. M. & Berthier, F. 1993. Notice explicative de la carte géologique de Guéret (n° 642) au 1/50.000.
- Hottin, A. M., delbos, R., Pellaton, C., Dupuis, J. C., Usnarski, G., Marchiol, A. & Vecsei, A. 1995a. Carte géol. France (1/50 000), feuille Magnac Laval (640). Orléans : BRGM, 131p. Notice explicative par A. M. Hottin, J. M. Stussi, R. Delbos, P. Freytet, X. de Gramont (1995), 131p.
- Hottin, A. M., Marchand, G., Maurin, G., Debaque, G., Constans, J., Turland, M. & Freytet, P. 1991. Notice explicative de la carte géologique d'Evaux-Les-Bains au 1/50.000, n° 643. Éditions BRGM, Orléans.
- Hottin, A. M., Stussi, J. M., Delbos, R., Freytet, P. & Gramont, X. 1995b. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Magnac Laval (640). Orléans : BRGM, 131p. Carte

- géologique par A.M. Hottin, R.delbos, C. Pellaton, J.C. Dupuis, G. Usnarski, A. Marchiol, A. Vecsei (1995).
- Jegouzo, P. 1980. The South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 2(1-2), 39-47.
- Joly, A., Chen, Y., Faure, M., Martelet, G. & Truffert, C. 2006. A multidisciplinary study on the Carboniferous (Namurian) Montmarault granitic pluton and its tectonic bearings on the activity of the Sillon Houiller Fault (Variscan Massif Central, France). *Geophysical Research Abstracts* 8.
- Jover, O. 1986. Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Milleval (Massif central français) : analyse structurale et modèle de mise en place, thèse université de Nantes, 164p.
- Jover, O. & Bouchez, J. L. 1986. Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.* 303(II), 969-974.
- Kalt, A., Hanel, M., Schleicher, H. & Kramm, U. 1994. Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 287-302.
- Kieh, Y. 1932. Contribution à l'étude géologique de la Chaîne de la Marche et du Plateau d'Aigurande (Nord-Ouest du Massif Central Français). *Mém. de la Soc. Géol. de France, Nouvelle Série* VIII(19), 9-123.
- Kossmat, F. 1927. Gliederung des Varistisches Gebirgsbanes. *Abh. Sachs. Geol. Landesamtes* 39(1).
- Labernardière, H. 1967. Gisement, caractères et nature de quelques ultramytonites de la zone broyée d'Argentat (Corrèze). *C. R. Acad. Sci.* 264, 1829-1832.
- Labernardière, H. 1970. La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (Nord - Ouest du Massif Central français). *Bull. B.R.G.M.* 2(I, 1), 29 - 33.
- Lafon, J. M. 1986. Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français: le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Université de Montpellier II.
- Lafon, J. M. & Respaut, J. P. 1988. Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques: cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif Central français (U-Pb geochronology and Variscan leucogranites. Examples from the Grandrieu and La Porcherie leucogranites (French Massif Central)). *Bulletin de minéralogie* 111(2), 225-237.
- Lagarde, J.-L., Capdevila, R. & Fourcade, S. 1992. Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France* 5(597-610).
- Lameyre, J. 1966. Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Thèse fac. Sc., Univ. Clermont-Ferrand, 29. 260p.
- Lameyre, J. 1982. Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour les fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C. R. Acad. Sci.* t.294, série II., p.1237-1241.
- Lameyre, J. 1984. Contribution à la géologie du Limousin; (11), Les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. Contribution to the geology of Limousin, France; (11), The Upper Carboniferous leucogranites and the Himalayan model. *C. R. Acad. Sci.* 298, 895-900.
- Lameyre, J., Durandau, A., Laurent, O., Sagon, J. P., Vauchelle, L., Duzelier, D., Juteau, J., Leriche, A., Vuillemot, P. & Pocachard, J. 1988. Démonstration, par sondage, de la présence du gneiss d'Aubusson sous les granites du batholite de Guéret (Massif Central français) et de la nature tectonique du contact (Proof by drilling of the presence of the Aubusson gneisses beneath the granitoids of the Guéret batholith (French Massif Central) and nature of the tectonic contact). *C. R. Acad. Sci.* 307(20), 2077-2083.
- Lamouille, B. 1979. Géologie structurale et pétrologie de la région d'Urzerche (Correze), Orléans. 231p.
- Lardeaux, J. M. & Dufour, E. 1987. Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des monts du Lyonnais (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.* 305(II), 61-64.
- Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I. & Duchene, S. 2001. The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* 332(1-2), 143-167.
- Laurent, O. 1988. Le sondage de Créchiat-les Sibieux, apports à la connaissance géologique de l'ouest du Massif Central français, Thèse Nancy, 335 p.

- Le Breton, N., Duthou, J. L., Grolier, J., Lacour, A., Meyer, G. & Treuil, M. 1986. Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) : pétrographie, composition, âge. C. R. Acad. Sci. 303(II), 1557-1562.
- Le Gall, B., Loboziak, S. & Le Hérisse, A. 1992. Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décrochevauchant. Bull. Soc. Géol. France 163, 13-26.
- Le Métour, J., Blouin J.P., Chantraine, J., Clozier, L. & Etienne, H. 1989. Notice explicative, carte géologique (1/50000), feuille de Cholet. Edit. B.R.G.M., Orléans, 55.
- 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. B.R.G.M. 140, 51- 91.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J. M., Montel, J. M., Vanderhaeghe, O. & Vitel, G. 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. Tectonophysics 342(3-4), 207-237.
- Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J. M., Floc'h, J. P., Lerouge, G., Mailliet, N., Marchand, J. & Ploquin, A. 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français? Bull. Soc. Géol. France 8(V, 3), 605-618.
- Leloix, C., Faure, M. & Feybesse, J. L. 1997. La tectonique à vergence nord du Dévonien-Dinantien du nord-est du Massif central français et la fermeture de l'océan rhéique. C. R. Acad. Sci. 324(II a), 669-675.
- Leloix, C., Faure, M. & Feybesse, J. L. 1999. Hercynian polyphase tectonics in the Northeast French Massif Central; the closure of the Brevenne Devonian-Dinantian rift. Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch) 88(3), 409-421.
- Lerouge, G. 1987. Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif Central français septentrional et le sud du Massif Armoricain. Thèse d'Etat Univ. Paris-Sud Orsay. Mém. Géodiffusion, n°2, 363 p.
- Lerouge, G. & Quenardel, J. M. 1988. Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le nord- ouest du Massif Central français. Bull. Soc. Géol. France 8(IV, 5), 831 - 838.
- Lerouge, G., Quenardel, J. M. & Rolin, P. 1983. La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (NW du Massif Central français). In : " Le Maroc et l'orogène paléozoïque ", symposium de Rabat, projet 27 du PICG " Orologène calédonien ". Mém. Serv. Géol. Maroc 335, 261-270.
- Leroy, J. 1978. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille District (western Massif Central, France); geologic and fluid inclusion studies. Economic Geology 73(8), 1611-1634.
- Lespinasse, M., Mollier, B., Delair, J. & Bladier, Y. 1986. Structuration tangentielle et chevauchements carbonifères dans les leucogranites du NW du Massif Central français : l'exemple des failles de Bussiè-res-Madeleine et d'Arrènes-Ouzilly. C. R. Acad. Sci. t.303, Série II(n°17), 1575-1580.
- Letourneur, J. 1953. Le grand Sillon Houiller du Plateau Central français. Bull. Serv. Carte Géol. de France 238.
- Leyreloup, A. 1974. Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France: nature de la croûte inférieure. Contributions to Mineralogy and Petrology 46(1), 17-27.
- Leyreloup, A., Dupuy, C. & Andriambololona, R. 1977. Catazonal Xenoliths in French Neogene Volcanic Rocks: Constitution of the Lower Crust. Contrib. Mineral. Petrol. 62, 283-300.
- Leyreloup, A. F. 1992. La croûte métamorphique du sud de la France (Massif Central, Languedoc) — Géologie de surface et des enclaves remontées par les volcans cénozoïques: Le rôle des intrusions mafiques basi-crustales dans la croûte inférieure. Thèse, Dr. d'État, Université de Montpellier II.
- Malavieille, J. 1993. Late orogenic extension mountain belts: insights from the Basin and Range and the late paleozoic Variscan belt. Tectonics 12(5), 1115-1130.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. & Gardien, V. 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. Tectonophysics 177(1-3), 139-149.

- Maluski, H., Costa, S. & Echtler, H. 1991. Late variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France. *Lithos* 26(3-4), 287-304.
- Maluski, H. & Monié, P. 1988. ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France) (Multidatation avec une sonde laser ^{40}Ar - ^{39}Ar dans des monocristaux de biotite d'un orthogneiss varisque (Pinet, Massif Central, France)). *Chemical geology* 73(3), 245-263.
- Martin, D. 1980. Etude structurale, pétrologique et géotectonique de la série du Chavanon (Massif Central français). thèse Université de Clermont-Ferrand. 132p.
- Mattauer, M., Brunel, M. & Matte, P. 1988. Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. II*, 306, 671-676.
- Mattauer, M. & Etchécopar, A. 1976. Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central Français. In : *Ecologie et géologie de l'Himalaya*. Coll. Int. CNRS, 268.
- Matte, P. 1986a. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïque péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France* 8(11), 9-24.
- Matte, P. 1986b. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.
- Matte, P. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics* 196, 309-339.
- Matte, P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122-128.
- Matte, P. 2002. Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. In: J. R. Martínez Catalán, R. D. Hatcher, R. renas, F. Díaz García (eds.) *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*. Geological Society of America Special Paper 364, 239-251.
- Mercier, L., Lardeaux, J. M. & Davy, P. 1991. On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the french Massif Central. *Tectonics* 10, 131-140.
- Michel-Lévy, A. 1908. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull Serv Carte Géol France* 120, 1-297.
- Milesi, J. P. & Lescuyer, J. L. 1993. The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the Devonian Brévenne volcanosedimentary belt (eastern Massif Central, France). *Document Bureau de recherches géologiques et minières* 224, 249 pp.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. & Dollase, W. A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral* 19, 25-34.
- Mollier, B. & Bouchez, J. L. 1982. Déformation magmatique du complexe granitique de Brame - St Sylvestre-St Goussaud (Limousin, Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.* 294(II), 1329-1334.
- Monié, P., Respaut, J.-P., Brichaud, S., Bouchot, V., Faure, M. & Roig, J.-Y. 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb geochronology applied to Au-W-Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France). In: "Orogenic gold deposits in Europe", (V. Bouchot, Ed.), pp. 77-79. *Document BRGM 297*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Monier, G. 1980. Pétrologie des granitoïdes du sud Milleval (Massif Central français). *Minéralogie, géochimie, géochronologie*. Thèse 3ème cycle Univ. Clermont II. p288.
- Mouret, G. 1917. Sur l'existence d'une zone de roches écrasées, longue d'environ 200 km, dans la région Ouest du Plateau Central français. *C. R. Acad. Sc.* 164, 862W.
- Mouret, G. 1921. Feuille de Clermont-Ferrand au 1/320 000. *Bull. Serv. Carte Géol. de France* 25(II), 88-97.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. & Carron, J. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. t.301, Série II(n°11)*, 813-818.
- Odin, G. S. 1994. Geological time scale. *C. R. Acad. Sci.* 318(II), 59-71.

- Olivier, P. & Ameglio, L. 2002. Structure and emplacement in a transcurrent regime and late magmatic rotation of the Variscan granite plutons of Veinazes and Marcoles (Chataigneraie, French Massif Central). *Bull. Soc. Géol. France* 173(3), 207-218.
- Paquette, J. L. 1987. Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. *Mém. CAESS, Rennes* 14, 189p.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Micro-tectonics*. Springer Verlag.
- Paterson, S. R., Fowler Jr., T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S. & Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44(1-2), 53-82.
- Paterson, S. R. & Schmidt, K. L. 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons? *Journal of Structural Geology* 21(8-9), 1131-1142.
- Paterson, S. R. & Tobisch, O. T. 1988. Using pluton ages to date regional deformation: problems commonly used criteria. *Geology* 16, 1108-1111.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58(63-81).
- Peiffer, M. T. 1986. La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration Varisque du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.* 303, 305-310.
- Petitpierre, E. 1981. *Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte structural (Plateau d'Aigurande, Massif Central français)*. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 227p.
- Petitpierre, E. & Duthou, J. L. 1980. Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif Central français). *C. R. Acad. Sc.*
- Piboule, M. 1979. *L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français*. Thèse d'état, Lyon, 2 vol;.
- Pin, C. 1979. *Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central)*. Thèse 3° cycle, Univ. Montpellier, France, 220pp.
- Pin, C. 1981. Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "orthogneiss de Marvejols" (southern French Massif Central). *N. Jb. Miner. Abh.* 142, 27-48.
- Pin, C., Dupuy, C. & Peterlongo, J. M. 1982. Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévonodiniennes du NE du Massif-Central. *Bull. Soc. Géol. France* XXIV(7), 669-676.
- Pin, C. & Lancelot, J. 1982. U-Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79(1), 1-12.
- Pin, C. & Marini, F. 1993. Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe : Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos* 29, 177-196.
- Pin, C. & Paquette, J. L. 1998. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib Mineral Petrol* 129, 222-238.
- Pin, C. & Paquette, J.-L. 2002. Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge devono-dinancien du nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd: Sr-Nd isotope and trace element evidence for a Late Devonian active margin in northern Massif-Central (France). *Geodynamica Acta* 15(1), 63-77.
- Pin, C. & Peucat, J. J. 1986. Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. France* 8(II), 461-469.
- Pin, C. & Vielzeuf, D. 1988. Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8(4), 13-20.
- Pitcher, W. S. 1993. *THE NATURE AND ORIGIN OF GRANITE*. Blackie Academic & Professional.

- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J.-P. 2006. Development of igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* 413, 271-286.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Minéral. Petrol.* 73, 207-220.
- Quadt, A. & Gebauer, D. 1988. Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr dating of H-P ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and the Saxonian granulites (GDR). In: *Conf. Bohémian Massif Geol. Surv. Prague (Abstr.)*.
- Quenardel, J. M., Bouvier, P., Freytet, P., Lemaire, D., Lerouge G., Rolin, P. & Schmitt, P. 1991a. Carte géol. France (1/50.000), feuille d'Aigurande. Edit. B.R.G.M., Orléans.
- Quenardel, J. M., Cohen-Julien, M., Freytet, P., Lemaire, D., Lerouge, G., Peulvast, J. P., Constans, J. & Vautrelle, C. 1991b. Notice de la carte géologique d'Aigurande au 1/50.000. Edit. B.R.G.M., 100p.
- Quenardel, J. M. & Rolin, P. 1984. Paleozoic évolution of the plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). In Hutton D. et Sanderson D. ed.: "Variscan Tectonics of the North Atlantic Region". *Geol. Soc. London, Special Publication* 14, 63-70.
- Quenardel, J. M., Rolin, P., Cohen-Julien, M. & al., e. 1999. Carte géologique au 1/50.000 "Argenton sur Creuse" (partie socle). édit. B.R.G.M. Service géologique National, Orléans.
- Quenardel, J. M., Schmitt, P., Lerouge, G., Cohen-Julien, M., Bouvier, P., Lerebourg, P. & Rolin, P. 1988. Carte géol. France (1/50.000), feuille Dun-Le-Pallestel. Edit. B.R.G.M., Orléans.
- Ranchin, G. 1971. La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du nord-Limousin. Unpublished mém. 19 thesis, Sc. Terre Nancy.
- Ravier, J. & Chenevoy, M. 1979. Présence de formations granulitiques jalonnant un linéament crustal dans la série cristallophyllienne de la sioule (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.* t.288(série D), 1703-1706.
- Rayleigh, J. W. S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 77-107.
- Razafimahefa, N. 1987. Granites et leucogranites alumineux du Nord-Est du Massif de Millevaches (Massif Central français) : pétrologie, géochimie et synthèse cartographique, Thèse de l'université de Nancy.
- Remond C., Chevremont, P., Marteau P., Feys, R. & Clozier, L. 1999. Carte géologique France (1/50 000), feuille Epinac-Les-Mines (525) - Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par P. Chevremont, C. Rémond, P. Marteau, L. Clozier, D. Thieblemont, D. Jauffret, J.P. Thévenot, F. Bugnon, P. Buvot, L. Courel, D. Marchand, J. Salomon, P. Thierry, H. Tintant, H. Chrétien, G. Gand, P. Nectoux, G. Pacot.
- Rey, P. F., Fountain, D. M. & Clement, W. P. 1994. P wave velocity across a noncoaxial ductile shear zone and its associated strain gradient: Consequences for upper crustal reflectivity. *Journal of Geophysical Research* 99(B3), 4533-4548.
- Robardet, M., Verniers, J., Feist, R. & Paris, F. 1994. Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France* 3, 3-31.
- Roger, F. & Matte, P. 2005. Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal). *International Journal of Earth Sciences* 94(2), 173-179.
- Roger, F., Respaut, J.-P., Brunel, M., Matte, P. & Paquette, J.-L. 2004. Première datation U-Pb des orthogneiss oeilles de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque: U-Pb dating of Augen orthogneisses from the Axial Zone of the Montagne Noire (Southern of Massif Central): new witness of Ordovician magmatism into the Variscan Belt. *Comptes Rendus Geosciences* 336(1), 19-28.
- Roig, J. Y. 1997. Evolution 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, Univ. Orléans.
- Roig, J. Y. & Faure, M. 1996. La déformation du quartz dans un pluton syntectonique mis en place pendant l'extension Carbonifère supérieure du Massif Central français (le leucogranite de Chambles, Massif du Velay). *C. R. Acad. Sci.* 321, 789-796.

- Roig, J. Y. & Faure, M. 2000. La tectonique cisailante polyphasée du Sud Limousin (Massif Central Français) et son interprétation dans un modèle polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France* 171(3), 295-307.
- Roig, J. Y., Faure, M. & Ledru, P. 1996. Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch)* 85, 138-153.
- Roig, J. Y., Faure, M. & Maluski, H. 2002. Surimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic, extension in the Western French Massif Central: a structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova* 14, 25-32.
- Roig, J.-Y., Faure, M. & Truffert, C. 1998. Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analyses: the case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central. *Journal of Structural Geology* 20(9-10), 1169-1189.
- Rolet, J. 1994. The Variscan orogeny in the Armorican Massif. Structure and metamorphism: Introduction. In: Keppie JD. (ed) *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 177-178.
- Rolet, J. & Thonon, P. 1979. Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âge Dévonien inférieur à moyen, Strunien et Viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin (feuille Huelgoat 1/50000e, Finistère). Implications paléo-géographiques et tectoniques. *Bull. B.R.G.M. I*, 303-315.
- Rolin, P. & Quenardel, J.-M. 1980. Nouvelle interprétation renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (nord-ouest du Massif central, France). *C. R. Acad. Sc. Paris* 290d, 17-20.
- Rolin, P. 1981. Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif Central français). Thèse 3ème cycle. Univ. Paris Sud, Orsay. 229p.
- 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, 484p.
- Rolin, P. & Audru, J.-C. 2005. Carte géologique de Bressuire (n° 538) au 1/50.000. Éditions BRGM, Orléans.
- Rolin, P., Audru, J. C., Bouroulec, I. & Wyns, R. 1999a. Carte géol. France (1/50.000), feuille des Herbiers. Edit. B.R.G.M., Orléans.
- Rolin, P., Audru, J. C., Poncet, D., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., Farjanel, G., Fauconnier, D., Lemordant, Y. & Soyer, C. 2005a. Notice explicative de la carte géologique de Bressuire (n° 538) au 1/50.000. Éditions BRGM, Orléans.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Henry, P., Rossy, M., Cocherie, A., Salen, F. & Delwaille, B. 2005b. Notice explicative de la carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. (Sousw press). Éditions BRGM, Orléans.
- Rolin, P., Cartannaz, C., Salen, F., Thalouarn, N. & Delwaille, B. 2005c. Carte géologique de St-Sulpice-les-Champs (n° 666) au 1/50.000. (Sous press). Éditions BRGM, Orléans.
- Rolin, P. & Colchen, M. 2001a. Carte structurale du socle varisque Vendée-Seuil du poitou-Limousin. *Géologie de la France* 1-2, 3-6.
- Rolin, P. & Colchen, M. 2001b. Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France* 1-2, 87-116.
- Rolin, P., Duthou, J. L. & Quenardel, J. M. 1982. Datation (Rb/Sr) des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle sur le Plateau d'Aigurande (NW du Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.* 294, 799-802.
- Rolin, P. & Quenardel, J. M. 1980. Nouvelle interprétation renversement de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (nord-ouest du Massif central, France). *C. R. Acad. Sc. Paris* 290d, 17-20.
- Rolin, P. & Quenardel, J. M. 1982. Modèle de mise en place syntectonique d'un massif de leucogranite hercynien (Crozant-NW du Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.* 294, 463-466.
- Rolin, P. & Stussi, J. M. 1991. Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 162(8), 121-128.
- Rolin, P., Stussi, J. M., Colchen, M. & Cuney, M. 1999b. Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif Central français). *géologie de la France* 3, 11-31.

- Rossi, P. & Chevremont, P. 1987. Classification des associations granitoïdes. *Géochronique* 21, 225-237.
- Sabatier, H. 1991. Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology*, Elsevier, Amsterdam 13, 63-81.
- 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), 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), 1135-1138.
- Santallier, D. 1981. Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central (France), Thèse d' Univ. d'Orléans.
- Santallier, D. 1983. Les éclogites du Bas-Limousin, Massif Central français. Comportement des clinopyroxènes et des plagioclases antérieurement à l'amphibolisation (Eclogites in Bas-Limousin, French Massif Central. Clinopyroxene and plagioclase behavior before the amphibolitization). *Bulletin de minéralogie* 106(6), 691-707.
- Santallier, D., Briand, B., Menot, R. P. & Piboule, M. 1988. Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bulletin de la Société Géologique de France* 1, 3-12.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Shaw, D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- Shelley, D. & Bossiere, G. 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology* 22(6), 757-776.
- Shelley, D. & Bossiere, G. 2002. Reply to Discussion on "A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia". *Journal of Structural Geology* 24(10), 1665-1668.
- Soufi, M. 1988. Etude des magmatismes leucogranitique et ongonitique de Blond (Haut Limousin, Massif Central français). Relations avec une mise en place syntectonique du massif granitique. Thèse, Henri Poincaré University, Vandoeuvre-les-Nancy (France).
- Streckeisen, A. & Le Maitre, R. W. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral.* 136, 169-206.
- Stussi, J. M. & Cuney, M. 1993. Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. France* 164, 585-596.
- Stussi, J. M. & De la Roche, H. 1984. Le magmatisme orogénique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale (Granite orogenic magmatism along the French Hercynian. Chemical typology and spatial distribution). *C. R. Acad. Sc.* 298(2), 43-48.
- Sun, S. & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantles composition and processes. In A. D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Spec. Publ. 42, 313-345.
- Sylvester, P. J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45(1-4), 29-44.
- Talbot, J.-Y., Faure, M., Chen, Y. & Martelet, G. 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *Journal of Structural Geology* 27(9), 1610-1629.
- Talbot, J.-Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y. & Faure, M. 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozere-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology* 26(1), 11-28.
- Tanani, S. S., Cuney, M., Gasquet, D. & Gagny, C. 2001. Distribution typologique différentielle des enclaves et filons basiques dans les tonalites de Charroux-Civray (Vienne, France) : conséquences sur la dynamique de mise en place d'un pluton. *C. R. Acad. Sci.* 332, 425-430.
- Thieblemont, D. & Cabanis, J. 1986. Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C. R. Acad. Sci.* 311(II), 1221-1226.

- Thiery, V. 2006. Evaluation des risques géologiques à long terme sur le stockage des déchets nucléaires dans un site souterrain installé dans un granite : le granite de Crocq (Creuse). Master Sciences, santé, technologies, Université de Franche Comté.
- Turpin, L., Cuney, M., Friedrich, M., Bouchez, J. L. & Aubertin, M. 1990. Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N.W. French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 163-172.
- Vanderhaeghe, O. & Teyssier, C. 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342, 451-472.
- Vasseur, G., Dupis, A., Gallart, I. & Robin, G. 1990. Données géophysiques sur la structure du massif leucogranitique du Limousin. *Bull. Soc. Géol. France* 1(8), 3-11.
- Vauchelle, L. 1988. L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n°88, 12, 337p.
- 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), 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. 12e R.S.T., Lille. *Soc. Géol. Fr. Ed.*, 131.
- Vauchelle, L., Robin, G. & Lameyre, J. 1986. Niveaux structuraux du granite de Guéret. 11ème R.S.T. Clermont, 180.
- Vialette, Y. 1973. Âges des granites du Massif-Central. *Bull. Soc. Géol. France* 7(15), 260-270.
- Vialon, P. 1959. Etude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse, Massif Central Français). *Bull. Soc. Géol. France* 1(7), 857-861.
- Vidal, P. 1980. L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Rennes : Société géologique et minéralogique de Bretagne.
- Vidal, P. 1994. *Géochimie. Géosciences Dunod.*
- Vignerresse, J. L. 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249(3-4), 173-186.
- Vignerresse, J. L. 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics* 249(3-4), 187-202.
- Vignerresse, J.-L. 1999. Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? *Journal of Structural Geology* 21(8-9), 1125-1130.
- Vignerresse, J. L., Barbey, P. & Cuney, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37(6), 1579-1600.
- Vignerresse, J. L. & Tikoff, B. 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics* 312(2-4), 117-132.
- Vignerresse, J.-L., Tikoff, B. & Ameglio, L. 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302(3-4), 203-224.
- White, A. J. R. & Chappell, B. W. 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 169-181.
- Williamson, B. J., Shaw, A., Downes, H. & Thirlwall, M. F. 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. *Chemical Geology* 127(1-3), 25-42.
- Zappetini, E. 1984. Le gisement d'or du Châtelet. DES., Limoges.
- Zen, E.-a. 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, 21-51.

Liste des figures

Fig. I.1. Chaîne Varisque d'Europe de l'ouest et du nord de l'Afrique au Permien d'après MATTE (2002) laissant apparaître les zones de suture principales et l'extension des microplaques Avalonia et Armorica.

Fig. I.2. Organisation tectonique de la chaîne varisque selon Faure et al. (2006).

Fig. I.3. Le Massif Central français et ses grandes unités principales (modifié d'après Ledru et al. 1989).

Fig. I.4. Carte structurale du faisceau de la Marche (Rolin et Colchen, 2001).

Fig. I.5. Carte structurale des bassins stéphaniens et permien(d'après Becq-Giraudon, 1985).

Fig. I.6.a. Ages liés au magmatisme cambro-ordovicien.

Fig. I.6.b. Datations sur des éclogites.

Fig. I.6.c. Datations sur des minéraux orientés NS.

Fig. I.6.d. Datations sur des migmatites et granitoïdes dévono-tournaisiens.

Fig. I.6.e. Datations sur des séries sédimentaires dévono-carbonifères.

Fig. I.6.f. Datations sur des minéraux alignés NW.

Fig. I.6.g. Datations sur le magmatisme métalumineux.

Fig. I.6.h. Datations sur le magmatisme peralumineux.

Fig. I.6.i. Datations sur des granitoïdes métalumineux.

Fig. I.6.j. Datations sur la mise en place des granitoïdes peralumineux à deux micas.

Fig. I.6.k. Datations sur des migmatites viséo-namuriennes.

Fig. I.6.l. Datations sur des volcanites et calcaires.

Fig. I.6.m. Datations sur le magmatisme peralumineux à cordiérite ou à biotite.

Fig. I.7. Carte géologique du Massif de Guéret.

Fig. I.8. Évolution du chemin PT du massif d'Auge.

Fig. I.9. Carte structurale de la zone de Cisaillement de Marche-Combraille.

Fig. I.10. Schéma synthétique et conceptuel du faisceau de la Marche avec la chronologie des différents cisaillements.

Fig. I.11. Evolution tectonique du Sillon Houiller.

Fig. I.12. Répartition des « faciès » pétrographiques au sein du Massif de Guéret (Arnold et al., 1968).

Fig. I.13. Evolution de quelques associations typiques de granitoïde peralumineux et place de l'association peralumineuse type Guéret dans le diagramme AB (Barbarin, 1996 et référence à l'intérieur), modifié d'après Debon et Le Fort (1983).

Fig. I.14. Répartition des types pétrographiques dans la partie occidentale du Massif de Guéret (Vauchelle, 1983).

Fig. I.15. Disposition et limite des cartes géologiques à 1/50 000 qui couvrent le Massif de Guéret (Hottin et al., 1986).

Fig. I.16. Stratégie d'acquisition des données géologiques sur les granitoïdes de Guéret.

Fig. II.1.1. Localisation des formations métamorphiques du Massif de Guéret et du nord Millevaches, avec la position des roches analysées effectuées dans ce mémoire.

Fig. II.1.2. Aspect macroscopique des anatexites grenues hétérogènes à cordiérite ou aubussonites.

Fig. II.1.3. photographies au microscope des différents minéraux constitutifs de l'aubussonite. a : déformation ductile du feldspath potassique. b : quartz avec limite de joint en damier. c : cordiérite métamorphique avec présence de sillimanite et cristaux de biotite. d : cordiérite métamorphique avec présence de sillimanite. e : cordiérite magmatique automorphe. cordiérite métasomatique interstitielle.

Fig. II.1.4. Position des analyses chimiques sur roches totales des aubussonites, des métamorphites du nord Millevaches et des métatexites du Massif de Guéret dans le diagramme chimico-minéralogique $(Al/3 - K) = f(Al/3 - Na)$.

Fig. II.1.5. Position des analyses chimiques sur roches totales des aubussonites, des métamorphites du nord Millevaches et des métatexites du Massif de Guéret dans le diagramme AB de Debon et Le Fort (1983).

Fig. II.1.6. Aspect macroscopique des métatexites du Massif de Guéret et d'une métatexite de Lépaud.

Fig. II.1.7. Comparaison des analyses sur roches totales des granitoïdes de Guéret et des migmatites (Aubussonites et métatexites) d'après les pourcentages en alcalins et en CaO.

Fig. II.1.8. Spiders diagrammes des métatexites du Massif de Guéret, des métamorphites du nord Millevaches et des aubussonites comparés avec les spiders diagrammes des granitoïdes de Guéret. Normalisation aux chondrites selon Vidal (1994).

Fig. II.1.9. Localisation des métamorphites nord Millevaches sur la feuille de Saint-Sulpice-les-Champs (Rolin et al., 2006).

Fig. II.1.10. Diagrammes des terres rares étendues pour les aubussonites, les métatexites du Massif de Guéret et les métamorphites du nord Millevaches. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

Fig. II.2.1. Projection stéréographique sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieure) des mesures de foliations et linéations magnétiques réalisées dans les aubussonites par Jover (1986).

Fig. II.2.2. Structurogramme des mesures de plans de foliation S1-2, de linéations minérales Lm1 et d'axes de microplis P2 relevées dans les gneiss de la Pouge et de St-Hilaire-le-Château - Banize en bordure nord du Millevaches. Les plis P2, anisopaques et sub isoclinaux, replissent des veines de leucosomes des gneiss métatectiques. On constate que les surfaces de foliation S1, d'attitude fortement pentée, présentent une légère dispersion autour d'un axe de direction N115E qui peut-être mis en relation avec la phase de plissement D4. D'autre part, les linéations minérales Lm1 et les axes de plis P2 sont bien groupés et homoaxiaux. Ils pourraient résulter de la même phase de déformation. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

Fig. II.2.3. Observation microscopique des micaschistes de Villesourde. a : structure anastomosée ou « en poisson » de la roche mylonitique. b : mica fish dextre.

Fig. II.2.4. Structurogramme des mesures de bandes de cisaillement "C1" et de linéation minérale relevées dans les métamorphites nord Millevaches. On constate que les pôles des bandes de cisaillement sont beaucoup plus dispersés dans les micaschistes de Villesourde que dans les gneiss de St-Hilaire-le-Château - Banize, la dispersion se faisant autour d'un axe moyen 10/N115° qui peut-être mis en relation avec la phase de déformation D4. Projection sur canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

Fig. III.1.1. Répartition géographique des différents massifs qui composent le complexe magmatique de Guéret.

Fig. III.1.2. Aspect macroscopique de la granodiorite-tonalitique de Villatange. a et b : roche non déformée. c : aspect orthogneissique de la granodiorite-tonalite de Villatange le long de la Zone de Cisaillement du Nord Millevache.

Fig. III.1.3. Aspect macroscopique de la tonalite-granodiorite de Cressat non affectée par la Zone de Cisaillement de Cressat (ZCCr).

Fig. III.1.4. Aspect macroscopique de la syenogranite de Ladapeyre à l'état déformé.

Fig. III.1.5. Aspect macroscopique de la granodiorite de Chambon-sur-Voueize non affectée par la Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize (ZCCV).

Fig. III.1.6.a et b : aspect macroscopique de la granodiorite-monzogranite avec une cordiérite du massif de Saint-Martial. c et d : structure magmatique et cordiérite automorphe magmatique dans la granodiorite-monzogranite du massif de Saint-Martial.

Fig. III.1.7. Contact franc entre le massif de Chénérailles et de Néoux.

Fig. III.1.8. Aspect macroscopique du monzogranite-syenogranite de Maupuy.

Fig. III.1.9.a et b. aspect macroscopique du monzogranite de Chénéraillles (Chénéraillle 1).
c et d : microstructures magmatiques (points triples, limites de grain rectilignes) du monzogranite de Chénéraillles.
e : cordiérite magmatique automorphe fraîche avec cristallisation secondaire de biotite dans le monzogranite de Chénéraillles.

Fig. III.1.10. Aspect macroscopique de la syenogranite - granite alcalin d'Aulon.

Fig. III.1.11. détail macroscopique d'une cordiérite entourée de biotite dans une tonalite de l'Epy (carrière de l'Epy). Aspect macroscopique de la tonalite-granodiorite de l'Epy.

Fig. III.1.12.a : aspect automorphe des plagioclases et feldspaths potassiques de la monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat.

b et c : litage magmatique ou limite d'intrusion dans le monzogranite à tendance granodioritique de Lupersat.

d : aspect microscopique de la texture hypidiomorphe des roches du massif de Lupersat.

e : cordiérite automorphe (monzogranite à tendance granodioritique du massif de Lupersat).

f : gouttelette de quartz dans un feldspath potassique (granodiorite à tendance monzogranite du massif de Lupersat).

Fig. III.1.13. Aspect macroscopique du monzogranite de Gouttières

Fig. III.1.14. photographies de lames minces de la tonalite-granodiorite d'Auzances.

a. accolement des plagioclases automorphes séricitisés et des cristaux de biotites chloritisés.

b. cordiérite automorphe entièrement pinnitisée avec cristallisation secondaire de cristaux de biotite dans la cordiérite.

c. feldspath potassique interstitiel englobant du quartz automorphe, de la biotite et du plagioclase.

Fig. III.1.15.a. Aspect macroscopique du monzogranite de Crocq, roche rouge.

c. microstructure magmatique du monzogranite de Crocq (Automorphie des minéraux et limites de grain rectilignes).

d. biotite automorphe dans le monzogranite de Crocq. .

e. allanite dans le monzogranite de Crocq.

f. amphibole relictuelle contenue dans un plagioclase automorphe dans le monzogranite de Crocq.

Fig. III.1.16. Aspect macroscopique du monzogranite de charensat, largeur de la photo 7 cm.

Fig. III.1.17.a. aspect macroscopique du contact tranché entre le monzogranite-syenogranite de Fernoël (à droite) et le monzogranite de Crocq (à gauche).

b. Cordiérite automorphe magmatique entièrement pinnitisée dans le monzogranite-syenogranite de Fernoël.

Fig. III.1.18. Texture granophyrique dans les leucogranites des Tours de Crocq.

Fig. III.1.19. Aspect de la tourmaline au microscope dans le monzogranite de Montjourde.

Fig. III.1.20. Tableau synthétique des caractéristiques des différents massifs du complexe magmatique de Guéret.

Fig. III.2.1. Localisation des différentes zones de cisaillement ductile qui affectent les plutons peralumineux type Guéret.

Fig. III.2.2. Schéma structural simplifié du massif de Lamazière-Haute et de la ZCC avec la représentation stéréographique des plans de cisaillement mesurés sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

Fig. III.2.3. Observations microscopiques et macroscopiques des mylonites présentes dans le massif de Lamazière-Haute (ZCC). a : plaque sciée de l'intrusion de la Courtine suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation. b : aspect à l'affleurement de l'intrusion de la Courtine. c : plan de cisaillement senestre porteur d'une linéation d'extension X (intrusion de la Courtine). d : plaque sciée de l'ultramylonite de Clairavaux suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de la courtine. e : ombre de pression d'un porphyroclaste de feldspath avec cristallisation secondaire de quartz, biotite, muscovite et chlorite (Clairavaux). f : rubans de quartz avec alignement des grains de quartz recristallisés suivant la schistosité tectonique (ultramylonite de Clairavaux). g et h : ocelles feldspathiques avec sigmoïdes dextres de cristaux de muscovite.

Fig. III.2.4. Schéma structural simplifié de la ZCNM avec la représentation stéréographique des plans C de cisaillement mesurés sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

Fig. III.2.5. Observations microscopiques et macroscopiques de la tonalite-granodiorite de Villatange affectée par la ZCNM. a : feldspath potassique déformé ductilement (extinction ondulante), b : déformation ductile du plagioclase, c : ombre de pression de part et d'autre d'un plagioclase, d : plagioclase arrondi avec recristallisation de biotite, muscovite, quartz dans les plans de cisaillements, e : aspect macroscopique qui tend vers le micaschiste du granitoïde déformé, f : fracture submagmatique dans un plagioclase.

Fig. III.2.6. Schéma structural simplifié du massif de Chambon-sur-Voueize et de la ZCCV avec la représentation stéréographique des bandes de cisaillement mesurées sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

Fig. III.2.7. Observations macroscopiques et microstructurales de la Zone de Cisaillement d'Arpheuilles. a : plaque sciée suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie, b : queue de cristallisation de type sigma, c : feldspath potassique déformé de manière ductile, d : tuilage antagoniste des plagioclases. Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase, Qtz : quartz,

Fig. III.2.8. Schéma structural simplifié du couloir ductile de l'Epy et de la ZCCr avec la représentation stéréographique des bandes de cisaillement mesurées sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

Fig. III.2.9. Observations macroscopiques et microstructurales des roches déformées par la ZCCr. a, b : plaques sciées suivant le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation qui montrent une enclave à grain plus fin décalée en droite, un microfilon également décalé en droite et un plagioclase recoupé par un plan C'.

Fig. III.2.10. Schéma structural simplifié du couloir mylonitique de Montmoreau avec la représentation stéréographique des bandes de cisaillement mesurées sur le terrain (Canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

Fig. III.2.11. Observations microstructurales de l'impact de la déformation de SFC sur le massif de Chénérailles

Fig. III.2.12. Observations macroscopiques et microstructurales des bandes de cisaillements avec une linéation d'extension NS. a : plaque sciée suivant le plan XZ de la déformation, déplacement de la matière positionnée en haut vers le sud, b : limite de grain perpendiculaire dans le quartz, c : feldspath potassique déformé de manière ductile avec présence de myrmérite.

Fig. III.3.1. Position des analyses de biotite pour les différents massifs de Guéret dans le diagramme de Deer et al.

Fig. III.3.2. projections des analyses chimiques des granitoïdes de Guéret comparées avec les analyses chimiques des biotites dans le diagramme Mg* - B

Fig. III.3.3. Comparaison du XMg des biotites avec le XMg de leur roche hôtes.

Fig. III.3.4. Distribution des analyses sur biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Nachit et al. (1985).

Fig. III.3.5. Position des biotites des granitoïdes de Guéret dans le diagramme de Rossi et Chevremont (1987)

Fig. III.3.6. Analyses des muscovites des massifs de Montjourde, Crocq et Villatange reportées dans le diagramme de Miller et al. (1981).

Fig. III.3.7. Disposition des analyses de cordiérite des granitoïdes de Guéret et des Aubussonites dans le diagramme Si - XFe.

Fig. III.3.8. Distribution des analyses des plagioclases pour les différents massifs de Guéret, des enclaves et de l'encaissant dans le triangle Or - Ab - An.

Fig. III.4.1. Localisation des analyses chimiques prélevées dans le complexe magmatique de Guéret pour cette étude. Les différents groupes au sein de ce complexe sont définis principalement selon des critères structuraux.

Fig. III.4.2. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme Q'/ANOR (Streckeisen et Le Maitre, 1979). (2) granite alcalin, (3a) syenogranite, (3b) monzogranite, (4) granodiorite, (5a et b) tonalite.

Fig. III.4.3. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret dans le diagramme B-SiO₂.

Fig. III.4.4. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des principaux massifs du complexe magmatique de Guéret dans les diagrammes de Harker.

Fig. III.4.5. Diagrammes des terres rares pour les différents massifs du complexe magmatique de Guéret.

Fig. III.4.6. Schéma conceptuel de la cristallisation fractionnée.

Fig. III.4.7. Diagramme d'un élément compatible (C) en fonction d'un élément incompatible (I). L'évolution de la composition chimique du liquide résiduel est modélisée suivant les processus de la cristallisation fractionnée et de la fusion partielle.

Fig. III.4.8. Modèle de cristallisation fractionnée et de fusion partielle pour le massif de Maupuy, de Crocq, de Fernoël et de Lupersat.

Fig. III.4.9. Place des analyses géochimiques effectuées sur les roches des différents massifs du complexe magmatique de Guéret et des migmatites du Massif de Guéret dans le diagramme AB (Debon et Le Fort, 1983).

Fig. III.4.10. Lignée évolutive des compositions géochimiques pour chaque massif du complexe magmatique de Guéret et des migmatite du Massif de Guéret.

Fig. III.4.11. hypothèses sur les différents scénarios responsables du lien génétique entre les massifs du complexe magmatique de Guéret.

Fig. III.4.12. Projection des analyses isotopiques en fonction de SiO_2 pour chaque massif du complexe magmatique de Guéret. Les valeurs isotopiques initiales sont recalculées à partir des nouveaux âges obtenus dans ce mémoire.

Fig. III.4.13. Modèle de mélange pour le complexe magmatique de Guéret. Les aires de compositions pour chaque candidat au mélange sont tirées de Downes et al. (1997).

Fig. III.4.14. Evolution de la concentration en SiO_2 et du paramètre A en fonction du temps exprimée à partir de la chronologie relative (chapitre III.2) et absolue des massifs du complexe magmatique de Guéret.

Fig. III.5.1. Répartition relative des inclusions dans chaque massif du complexe magmatique de Guéret.

Fig. III.5.2. Enclaves microgrenues peralumineuses sombres contenues dans les granitoïdes de Guéret.

Fig. III.5.3. Enclaves d'origines diverses contenues dans les granitoïdes de Guéret.

Fig. III.5.4. Place des analyses chimiques des enclaves microgrenues peralumineuses sombres dans le diagramme de Shand (1943).

Fig. III.5.5. Place des analyses chimiques des enclaves microgrenues peralumineuses sombres dans le diagramme $Q'/ANOR$ de Streckeisen et Le Maitre (1979).

Fig. III.5.6. Position dans les diagrammes de harker des analyses chimiques sur roche totale des enclaves microgrenues peralumineuses incluses dans les granitoïdes de Guéret.

Fig. III.5.7. Comparaison de la balance alumine des enclaves par rapport à la balance alumine des granitoïdes encaissants.

Fig. III.5.8. Position dans le diagramme AB de Debon et Le Fort (1983) des analyses chimiques sur roches totales des enclaves microgrenues peralumineuses incluses dans les granitoïdes de Guéret.

Fig. IV.1.1. Synthèse des mesures de bandes de cisaillement sur le faisceau de la Marche.

Fig. IV.1.2. Structures mylonitiques du faisceau de la Marche. a. Surfaces de bandes de Cisaillement senestre C2 à l'échelle de l'affleurement, carrière de St-Agnant de Versignat. b. Feldspath potassique tronçonné suivant un cisaillement dextre, monzogranite de Guéret. c et d. Leucogranites de la carrière de St-Agnant de Versignat cisailés en senestre.

Fig. VI.1.3. Localisation des différents bassins de Tufs anthracifères viséens.

Fig. IV.1.4. Déformation des Tufs anthracifères (type pétrographique rhyodacitique) : a. Mylonite dextre. b. Ultramylonite. c. Foliation tectonique anastomosée. d. ocelle quartzique avec queue de recristallisation de quartz en forme de sigmoïde dextre.

Fig. IV.1.5. Schéma structural du monzogranite de Montjourde. Les plans de cisaillements sont projetés dans le canevas de Wulff, hémisphère inférieur.

Fig. IV.1.6. Aspect des structures mylonitiques du monzogranite de Montjourde. a et b. Déformation coaxiale du monzogranite de Montjourde. c. Cisaillement inverse dans le monzogranite de Montjourde. d. Fracture sub-magmatique dans un feldspath potassique.

Fig. IV.2.1. Localisation des roches métalumineuses analysées pour la géochimie.

Fig. IV.2.2. Place des échantillons métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme PQ de Debon et Lefort (1983).

Fig. IV.2.3. Place des échantillons métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme de Shand (1943).

Fig. IV.2.4. Place des échantillons métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ de Peccerillo et Taylor (1976).

Fig. IV.2.5. Place des analyses chimiques des types pétrographiques métalumineux du Massif de Guéret dans le diagramme mg-K. Délimitation des zones à Appinites, Redwitzites, Vaugnérites et Durbachites d'après Sabatier (1991).

Fig. IV.2.6. Comparaison des spider diagrammes des granitoïdes de Guéret avec les roches métalumineuses. Normalisation par rapport aux chondrites selon Vidal (1994).

Fig. IV.2.7. Comparaison des diagrammes de terres rares étendues des roches métalumineuses avec les granitoïdes de Guéret. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

Fig. IV.2.8. Localisation des Tufs anthracifères du Massif de Guéret analysés dans ce mémoire.

Fig. IV.2.9. Place des échantillons des Tufs anthracifères du Massif de Guéret dans le diagramme Q'/ANOR de Streickeisen et Le Maitre (1979).

Fig. IV.2.10. Place des échantillons des Tufs anthracifères du Massif de Guéret dans le diagramme de Shand (1943).

Fig. IV.2.11. Comparaison des spider diagrammes des granitoïdes de Guéret avec les Tufs anthracifères. Normalisation par rapport aux chondrites selon Vidal (1994).

Fig. IV.2.12. Comparaison des diagrammes de terres rares étendues des roches métalumineuses avec les granitoïdes de Guéret. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

Fig. IV.2.13. Comparaison des spider diagrammes des granitoïdes de Guéret avec les roches hypovolcaniques de Sannat. Normalisation par rapport aux chondrites selon Vidal (1994).

Fig. IV.2.14. Comparaison des diagrammes de terres rares étendues des roches hypovolcaniques de Sannat avec les granitoïdes de Guéret. Normalisation par rapport au manteau primitif selon Sun et McDonough (1989).

Fig. V.1. Tableau synoptique des âges obtenus sur le Massif Central français et le Massif Armoricaïn français.

Fig. V.2. Contexte de genèse et de mise en place des aubussonites qui marque le début de l'amincissement crustal. L'initiation des grands décrochements dextres s'effectue soit en même temps que l'échappement latéral des nappes soit après la mise en place des aubussonites.

Fig. V.3. Evolution tectonique des accidents orientés N110/120.

Fig. V.4. Répartition cartographique des massifs suivant les groupes 1, 2 et 3 définis par les données de l'ASM (chapitre III.6).

Fig. V.5. Formes hypothétiques des massifs à partir des données ASM (Jover, 1986 ; Cartannaz et al., 2006) et gravimétrique (Gébelin, 2004).

Fig. V.6. Coupe hypothétique et conceptuelle orientée EW du complexe magmatique de Guéret avec l'allure géométrique des principaux massifs granitoïdes.

Fig. V.7. Contexte géodynamique de genèse et de mise en place des premières intrusions magmatiques de Guéret qui marquent la fin de l'amincissement crustal.

Fig. V.8. Compilation des âges viséens moyens disponibles sur les Massifs de Guéret et du Millevaches.

Fig. V.9. Carte structurale des éléments structuraux régis suivant un régime décrochant.

Fig. V.10. Carte structurale des éléments structuraux régis suivant un régime extensif.

Fig. V.11. Contexte tectonique du Massif de Guéret et du nord Millevaches avec partitionnement du champ de déformation suivant deux niveaux structuraux.

Fig. 1. Carte synthétique du Massif de Guéret.

Fig. 2. Compile des massifs du complexe magmatique de Guéret.

Fig. 3. Compile des âges nouveaux obtenus sur les granitoïdes de Guéret et les aubussonites.

Fig. 4. Compile des âges nouveaux obtenus sur les granitoïdes du Millevaches et autres magmas du Massif de Guéret.

Annexes

Annexe 1 : analyses géochimiques

Annexe 2 : analyses à la microsonde électronique

Annexe 3 : coordonnées géographiques des analyses géochimiques

Annexe 4a : carte du Massif de Guéret en noir en blanc

Annexe 4b : carte du Massif de Guéret en couleur

Annexe 4c : coupe NW-SE du Massif de Guéret

Annexe 1 : analyses géochimiques

	CH52	CJ 51	LB52	LB53	CM33	CM62	CJ97b	CK37	CK75c	CL26	LB37	LB38	LB51	P9	CM67	CL33b	CM71	CK50	CK52	CK56	CN38	CK17
Intrusion	Villatange n=4				Cressat n=2		Auzances n=4				Saint-Martial n=4		Lamazière-Haute =3			Lupersat n=6						
SiO2	62,81	60,26	61,38	59,18	65,44	63,83	62,18	64,57	62,73	66,14	66,59	66,43	66,92	66,37	68,97	67,96	63,30	66,78	64,92	67,31	65,34	68,22
Al2O3	16,80	17,76	17,73	18,18	16,03	16,01	15,93	16,31	17,18	15,59	16,67	16,85	16,14	16,11	15,55	15,69	17,45	15,79	15,62	16,03	16,54	15,88
Fe2O3	5,09	6,41	5,74	7	4,18	4,68	5,91	4,62	5,51	3,79	3,55	3,77	3,96	3,92	2,81	3,24	4,57	3,72	4,48	3,43	4,26	3,37
MnO	0,07	0,08	0,07	0,09	0,06	0,07	0,07	0,07	0,09	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05
MgO	2,53	3,02	2,77	3,39	2,12	2,28	2,79	2,61	2,69	1,87	1,75	1,74	1,95	1,7	1,30	1,39	1,95	1,89	1,83	1,78	2,05	1,73
CaO	3,82	3,1	3,04	3,54	2,60	3,18	3,13	2,54	3,22	2,41	2,31	2,51	2,47	2,3	1,88	2,19	3,17	2,11	1,61	1,68	2,41	1,97
Na2O	3,05	2,7	3,07	2,76	3,03	2,89	3,24	3,41	3,50	2,78	3,1	3,12	3,01	3,26	3,36	3,92	3,91	3,19	2,81	3,46	3,42	3,30
K2O	2,92	3,93	4,12	3,88	4,56	3,65	2,97	3,27	2,19	4,44	4,18	4,44	3,76	4,01	4,12	2,89	3,04	4,31	4,28	4,37	4,04	4,40
TiO2	0,72	0,88	0,8	0,97	0,67	0,65	0,94	0,65	0,80	0,56	0,5	0,52	0,52	0,55	0,42	0,53	0,62	0,56	0,63	0,52	0,67	0,51
P2O5	0,32	0,32	0,25	0,28	0,27	0,20	0,27	0,25	0,36	0,20	0,17	0,14	0,19	0,25	0,17	0,17	0,26	0,22	0,21	0,23	0,30	0,20
PF	1,53	1,47	0,95	1,02	1,16	1,45	1,52	2,12	2,69	2,17	1,02	0,85	0,92	1,37	1,96	2,01	1,83	2,08	2,35	2,04	1,56	1,36
Total	99,66	99,93	99,92	100,29	100,11	98,90	98,96	100,43	100,97	100,02	99,89	100,42	99,89	99,88	100,59	100,02	100,15	100,70	98,80	100,89	100,65	100,97
FeO+MgO+TiO2	8,34	10,31	9,31	11,36	6,96	7,62	9,64	7,88	9,00	6,23	5,80	6,03	6,43	6,17	4,53	5,15	7,15	6,17	6,93	5,73	6,98	5,60
Na2O+K2O	5,96	6,63	7,19	6,64	7,59	6,54	6,21	6,68	5,70	7,22	7,28	7,56	6,77	7,27	7,48	6,80	6,94	7,50	7,08	7,83	7,46	7,70
ASI	1,11	1,24	1,18	1,20	1,09	1,10	1,12	1,18	1,23	1,13	1,20	1,16	1,19	1,16	1,16	1,16	1,13	1,15	1,28	1,19	1,15	1,15
Q	143	127	118	115	138	146	140	149	150	154	153	144	165	151	164	163	123	151	159	149	138	155
P	-105	-59	-66	-70	-47	-72	-97	-86	-124	-38	-52	-51	-61	-61	-54	-104	-118	-49	-29	-49	-68	-48
A	33	67	53	59	27	30	33	50	63	36	56	46	52	44	42	42	39	40	67	50	42	41
B	136	166	151	184	113	123	155	131	146	101	94	97	104	98	73	82	113	100	109	94	113	92
F	277	262	287	256	304	286	260	276	259	300	308	314	286	306	318	310	319	304	286	312	305	308
(Na+K)	160	171	187	171	195	171	168	179	159	184	189	195	177	190	196	188	191	194	182	204	196	200
K/(Na+K)	0,39	0,49	0,47	0,48	0,50	0,45	0,38	0,39	0,29	0,51	0,47	0,48	0,45	0,45	0,45	0,33	0,34	0,47	0,50	0,45	0,44	0,47
Mg/(Fe+Mg)	0,50	0,48	0,49	0,49	0,50	0,49	0,48	0,53	0,49	0,49	0,49	0,48	0,49	0,46	0,48	0,46	0,46	0,50	0,45	0,51	0,49	0,50
Q(quartz)	25,7	22,9	21,2	20,7	24,8	26,2	25,2	26,8	27,1	27,8	27,6	25,9	29,7	27,1	29,6	29,4	22,1	27,2	28,7	26,8	24,8	28,0
B(dark m.)	24,4	30,0	27,1	33,1	20,4	22,2	27,9	23,6	26,3	18,2	17,0	17,5	18,8	17,7	13,1	14,7	20,4	18,1	19,7	16,9	20,3	16,5
F(feldsp)	49,9	47,2	51,6	46,2	54,8	51,6	46,8	49,7	46,7	54,0	55,4	56,6	51,5	55,2	57,3	55,9	57,5	54,7	51,6	56,3	54,9	55,6

paramètres Debon et Le Fort

	CL21	CF99 Chénérailles 1 n=12	LB36	LB1b	AS4	LB4	CJ80	CG6	LA98	LA94b	CL22	CK27	P5	AS63 Chénérailles 2 n=7	AS31	CG3	LB2b	CK19	AS24	AS78
Intrusion																				
SiO2	68,43	71,22	69,6	68,26	69,98	68,06	69,42	69,12	70,72	69,3	70,69	69,27	68,79	67,65	69,06	67,76	67,14	68,81	68,65	67,69
Al2O3	15,52	14,83	15,46	16,06	15,54	16,15	15,43	15,57	15,35	15,54	14,97	15,32	15,6	16,05	15,78	15,80	16,17	15,58	16,08	16,09
Fe2O3	3,07	2,08	2,74	2,96	2,65	3,23	2,74	2,77	2,36	2,89	2,72	2,65	2,95	3,44	2,99	3,22	3,61	3,00	3,06	3,35
MnO	0,05	0,04	0,05	0,05	0,047	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,064	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,052
MgO	1,53	0,84	1,21	1,27	1,24	1,39	1,21	1,24	0,92	1,25	1,21	1,22	1,26	1,79	1,51	1,51	1,77	1,51	1,52	1,87
CaO	2,15	1,34	1,13	1,64	1,72	1,44	1,95	1,85	1,42	1,76	1,63	1,58	1,57	2,23	1,85	2,19	1,55	1,82	1,98	1,83
Na2O	3,27	3,41	3,02	3,37	3,44	3,09	3,33	3,31	3,22	3,24	3,36	3,34	3,23	3,36	3,6	3,26	3,31	3,44	3,41	3,4
K2O	4,47	4,39	4,61	4,37	4,73	4,65	4,30	4,69	4,52	4,31	4,33	4,66	4,77	4,73	4,65	4,61	4,49	4,48	4,54	4,74
TiO2	0,47	0,29	0,35	0,41	0,411	0,42	0,43	0,43	0,32	0,4	0,42	0,40	0,4	0,561	0,44	0,50	0,5	0,45	0,474	0,499
P2O5	0,19	0,18	0,16	0,22	0,199	0,17	0,19	0,20	0,18	0,2	0,17	0,19	0,18	0,238	0,199	0,21	0,23	0,18	0,215	0,194
PF	1,18	1,22	1,7	1,06	1,11	1,23	1,13	1,09	1,17	0,92	1,12	1,29	1,08	1,64	1,26	1,02	1,04	1,39	1,11	1,24
Total	100,33	99,82	100,03	99,67	99,96	99,87	100,17	100,30	100,21	99,84	100,66	99,95	99,87	100,11	100,13	100,13	99,86	100,71	99,98	99,71
FeO+MgO+TiO2	5,06	3,20	4,30	4,64	4,30	5,04	4,38	4,44	3,60	4,54	4,35	4,26	4,61	5,79	4,94	5,23	5,88	4,96	5,05	5,72
Na2O+K2O	7,74	7,80	7,63	7,74	8,17	7,74	7,63	7,99	7,74	7,55	7,68	8,00	8,00	8,09	8,25	7,88	7,80	7,92	7,95	8,14
ASI	1,10	1,16	1,29	1,21	1,12	1,27	1,13	1,12	1,20	1,18	1,14	1,14	1,17	1,09	1,10	1,10	1,23	1,13	1,14	1,14
Q	154	176	177	158	156	162	163	155	176	167	172	159	157	140	146	147	152	154	151	143
P	-49	-41	-20	-45	-41	-27	-51	-40	-33	-44	-46	-37	-31	-48	-50	-46	-39	-48	-49	-42
A	27	40	68	55	32	67	34	33	51	46	35	37	44	26	29	29	60	35	38	40
B	82	51	69	74	69	80	70	71	56	72	69	68	73	95	80	84	95	81	82	95
F	319	329	309	324	330	313	322	329	323	315	313	328	324	321	328	324	308	320	322	317
(Na+K)	200	203	195	202	211	198	199	206	200	196	200	207	206	209	215	203	202	206	206	210
K/(Na+K)	0,47	0,46	0,50	0,46	0,47	0,50	0,46	0,48	0,48	0,47	0,46	0,48	0,49	0,48	0,46	0,48	0,47	0,46	0,47	0,48
Mg/(Fe+Mg)	0,50	0,44	0,47	0,46	0,48	0,46	0,47	0,47	0,44	0,46	0,47	0,48	0,46	0,51	0,50	0,48	0,49	0,50	0,50	0,53
Q(quartz)	27,7	31,7	32,0	28,4	28,2	29,2	29,4	27,9	31,6	30,2	31,1	28,6	28,4	25,2	26,3	26,5	27,4	27,7	27,2	25,8
B(dark m.)	14,8	9,1	12,4	13,3	12,5	14,5	12,6	12,8	10,2	13,0	12,5	12,3	13,2	17,0	14,5	15,1	17,2	14,5	14,8	17,0
F(feldsp)	57,5	59,2	55,7	58,3	59,4	56,4	58,0	59,3	58,2	56,8	56,4	59,1	58,4	57,8	59,2	58,4	55,4	57,7	58,0	57,1

paramètres Debon et Le Fort

	CL12	CL13	CL2a	CK32	CK48	CL28	CL30a	CL32	P19a	P20	DE75	DE28	DE20	DE3	DE92	DE97	DF19	DF21	CL59	CM9	CN11a
Intrusion	Chambon-sur-Voueize n=3			Croccq n=9			Fernoel n=6						Monjourde n=4								
SiO2	67,86	69,24	67,25	69,49	67,89	69,72	68,11	68,35	67,94	68,56	66,954	67,006	70,57	68,259	69,859	68,28	72,098	69,391	69,95	69,34	70,06
Al2O3	15,73	14,86	15,68	15,07	15,23	15,19	15,37	14,96	15,12	14,99	15,717	15,376	15,167	15,504	15,355	15,752	14,552	15,876	15,39	15,83	15,22
Fe2O3	3,21	3,45	3,47	2,73	3,63	2,74	3,32	3,34	3,41	3,11	2,907	3,343	1,936	2,763	2,151	2,524	1,897	2,207	2,82	2,67	2,65
MnO	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,049	0,051	0,031	0,039	0,031	0,032	0,025	0,032	0,05	0,05	0,04
MgO	1,70	1,61	1,73	1,23	1,93	1,43	1,77	1,93	1,77	1,44	1,729	1,845	0,754	1,068	0,796	1,072	0,591	0,811	1,16	1,16	1,07
CaO	2,44	2,03	2,51	2,08	1,75	1,94	1,98	1,99	1,7	2,28	2,17	1,333	0,698	1,083	1,032	1,634	0,765	0,965	1,58	1,53	1,73
Na2O	3,12	3,13	3,31	3,28	3,20	3,36	3,18	2,97	2,96	2,98	3,211	3,28	3,697	3,074	3,393	3,579	3,714	3,431	3,00	3,44	2,75
K2O	4,62	3,76	4,06	4,65	4,54	4,52	4,60	5,11	4,86	5,04	4,914	5,005	4,573	4,859	4,413	4,508	4,501	4,911	4,37	4,47	5,03
TiO2	0,52	0,48	0,56	0,45	0,58	0,44	0,51	0,56	0,52	0,46	0,468	0,533	0,29	0,439	0,309	0,382	0,281	0,32	0,40	0,39	0,36
P2O5	0,24	0,10	0,21	0,18	0,21	0,20	0,19	0,20	0,19	0,18	0,165	0,167	0,159	0,191	0,188	0,184	0,174	0,186	0,22	0,23	0,15
PF	1,16	1,81	1,27	1,15	1,44	1,19	1,18	1,50	1,4	0,81	1,103	2,009	1,593	2,293	1,523	1,13	1,534	1,771	1,47	1,49	1,27
Total	100,63	100,52	100,11	100,36	100,44	100,78	100,25	100,96	99,91	99,89	99,39	99,948	99,466	99,571	99,05	99,077	100,134	99,901	100,39	100,60	100,33
FeO+MgO+TiO2	5,42	5,54	5,76	4,41	6,13	4,61	5,59	5,83	5,70	5,01	5,10	5,72	2,98	4,27	3,26	3,98	2,77	3,34	4,38	4,22	4,08
Na2O+K2O	7,74	6,89	7,38	7,94	7,74	7,88	7,79	8,08	7,82	8,02	8,13	8,29	8,27	7,93	7,81	8,09	8,22	8,34	7,37	7,91	7,78
ASI	1,08	1,15	1,09	1,06	1,14	1,09	1,11	1,06	1,14	1,03	1,08	1,16	1,23	1,26	1,25	1,15	1,17	1,25	1,23	1,19	1,16
Q	149	179	150	156	156	159	154	151	158	150	138	144	167	163	172	148	175	159	180	161	173
P	-46	-57	-65	-44	-38	-47	-40	-23	-23	-30	-38	-23	-35	-15	-34	-49	-38	-24	-32	-43	-13
A	23	38	25	17	37	24	31	18	37	10	23	42	56	63	61	39	43	62	56	50	41
B	89	89	93	70	101	75	92	97	93	80	85	94	47	67	51	63	42	52	69	67	64
F	317	287	311	328	298	320	309	307	304	324	332	317	342	325	332	344	338	345	306	327	318
(Na+K)	199	181	193	205	200	204	200	204	199	203	208	212	216	202	203	211	215	215	190	206	196
K/(Na+K)	0,49	0,44	0,45	0,48	0,48	0,47	0,49	0,53	0,52	0,53	0,50	0,50	0,45	0,51	0,46	0,45	0,44	0,49	0,49	0,46	0,55
Mg/(Fe+Mg)	0,51	0,48	0,50	0,47	0,51	0,51	0,51	0,53	0,51	0,48	0,54	0,52	0,44	0,43	0,42	0,46	0,38	0,42	0,45	0,46	0,44
Q(quartz)	26,8	32,3	27,1	28,1	28,1	28,7	27,8	27,2	28,5	27,0	24,8	25,9	30,1	29,4	31,0	26,7	31,6	28,6	32,4	28,9	31,1
B(dark m.)	16,0	16,1	16,8	12,7	18,1	13,6	16,6	17,4	16,8	14,5	15,3	17,0	8,4	12,0	9,1	11,3	7,6	9,3	12,5	12,1	11,6
F(feldsp)	57,2	51,7	56,1	59,2	53,7	57,7	55,7	55,3	54,8	58,5	59,8	57,1	61,6	58,6	59,9	62,0	60,8	62,1	55,2	59,0	57,3

paramètres Debon et Le Fort

	CN11b	CM98	H216	CM99	CN1	LB 92	AS19	AS2	AS21	CH 45	DE57	CN86	CN17	CN87	CN41	DE63	DE72	AS68	CH 43	CN27	CN44	CL43b	CK87
Intrusion	Aulon n=5						Maupuy n=4				leucogranite ou granite à deux micas n=7							Epy n=2		Messeix n=2		Gouzon n=2	
SiO2	71,41	71,12	74	70,89	71,05	70,16	71,43	71,72	71,69	71,12	72,396	73,18	73,14	70,58	73,21	70,13	69,57	63,52	63	66,39	66,44	70,13	69,29
Al2O3	15,175	15,72	14,3	15,75	14,73	15,7	15,19	15,11	15,33	15,35	14,525	14,88	14,69	15,22	14,77	15,198	15,181	16,44	16,52	15,54	15,30	15,40	15,26
Fe2O3	2,132	2,17	1,38	2,11	2,25	2,46	2,38	1,97	2,33	2,4	2,026	1,60	1,59	2,79	1,29	2,427	2,274	4,98	5,09	3,86	4,15	2,84	3,84
MnO	0,028	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,058	0,055	0,067	0,05	0,042	0,05	0,03	0,03	0,02	0,032	0,03	0,075	0,09	0,07	0,07	0,05	0,05
MgO	0,906	0,81	0,54	0,75	0,85	0,83	0,86	0,83	0,92	1,02	0,571	0,46	0,42	1,21	0,29	0,861	0,93	2,85	2,76	1,87	2,05	1,35	1,80
CaO	1,759	0,38	0,34	1,00	0,34	0,98	1,22	1,01	1,21	1,2	0,787	0,79	0,86	1,02	0,70	0,878	1,095	3,31	3,14	1,81	1,43	2,09	1,29
Na2O	3,129	3,39	3,5	3,29	2,92	3,11	3,32	3,41	3,4	3,21	3,026	3,49	3,26	2,74	3,28	2,933	3,022	3,06	2,94	2,96	3,54	3,23	2,69
K2O	4,761	4,91	4,34	4,87	4,25	4,55	4,6	4,66	4,61	4,41	4,512	4,17	4,56	4,59	4,96	4,699	4,932	4,45	3,01	4,39	4,09	3,84	3,96
TiO2	0,285	0,33	0,14	0,32	0,33	0,32	0,288	0,278	0,294	0,29	0,242	0,20	0,20	0,39	0,14	0,312	0,295	0,753	0,66	0,59	0,63	0,42	0,52
P2O5	0,114	0,22	0	0,23	0,18	0,19	0,267	0,264	0,264	0,25	0,158	0,23	0,16	0,25	0,37	0,305	0,24	0,256	0,21	0,22	0,26	0,07	0,08
PF	0,726	1,58	1,36	1,51	2,20	1,5	0,89	1,17	1	0,7	1,306	1,29	0,90	1,93	1,38	2,017	1,656	1,58	2,44	2,71	2,80	1,19	1,98
Total	100,427	100,66	99,92	100,74	99,14	99,83	99,61	99,3	100,11	100	99,592	100,34	99,81	100,75	100,39	99,793	99,225	99,68	99,86	100,40	100,77	100,61	100,76
FeO+MgO+TiO2	3,32	3,30	2,06	3,17	3,43	3,61	3,53	3,08	3,54	3,71	2,84	2,26	2,21	4,39	1,72	3,60	3,50	8,58	8,51	6,33	6,83	4,61	6,16
Na2O+K2O	7,89	8,30	7,84	8,15	7,18	7,66	7,92	8,07	8,01	7,62	7,54	7,66	7,82	7,33	8,24	7,63	7,95	7,51	5,95	7,34	7,63	7,07	6,65
ASI	1,12	1,36	1,29	1,26	1,47	1,33	1,20	1,21	1,20	1,25	1,28	1,27	1,24	1,34	1,23	1,32	1,23	1,03	1,20	1,20	1,19	1,16	1,38
Q	173	176	201	172	206	181	177	177	176	183	199	195	194	194	187	184	171	120	153	158	151	178	198
P	-31	-12	-27	-21	-10	-21	-31	-29	-33	-31	-16	-38	-24	-9	-13	-11	-12	-63	-87	-35	-53	-60	-26
A	33	81	63	64	92	76	50	51	50	61	63	63	55	76	54	72	56	11	53	52	48	42	82
B	53	51	32	49	53	55	55	49	56	59	43	34	33	70	25	56	55	143	140	102	111	74	99
F	329	327	321	334	296	319	323	329	324	313	314	326	329	292	343	315	329	293	261	295	294	302	258
(Na+K)	202	214	205	210	184	197	205	209	208	197	193	201	202	186	211	194	202	193	159	189	201	186	171
K/(Na+K)	0,50	0,49	0,45	0,49	0,49	0,49	0,48	0,47	0,47	0,47	0,50	0,44	0,48	0,52	0,50	0,51	0,52	0,49	0,40	0,49	0,43	0,44	0,49
Mg/(Fe+Mg)	0,46	0,43	0,44	0,41	0,43	0,40	0,42	0,45	0,44	0,46	0,36	0,36	0,34	0,46	0,31	0,41	0,45	0,53	0,52	0,49	0,49	0,48	0,48
Q(quartz)	31,2	31,8	36,3	31,0	37,1	32,5	31,9	31,9	31,7	33,0	35,8	35,2	34,9	34,9	33,6	33,2	30,8	21,6	27,6	28,5	27,1	32,2	35,7
B(dark m.)	9,5	9,3	5,8	8,8	9,6	10,0	9,9	8,8	10,0	10,6	7,7	6,1	5,9	12,6	4,5	10,0	10,0	25,7	25,3	18,4	20,0	13,4	17,9
F(feldsp)	59,3	59,0	57,9	60,2	53,3	57,5	58,2	59,3	58,3	56,4	56,5	58,7	59,2	52,5	61,8	56,8	59,3	52,7	47,0	53,1	52,9	54,5	46,4

paramètres Debon et Le Fort

Ref Echantillon	Villatange				Cressat		Auzances				Saint-Martial				Lamazière-Haute		
	CH52	CJ 51	LB52	LB53	CM33	CM62	CJ97b	CK37	CK75c	CL26	LB37	LB38	LB51	P9	CM67	CL33b	CM71
Be	2,61	2,02	3,29	2,27	4,60	4,97	2,04	3,89	4,03	1,51	7,44	2,44	4,19	2,81	4,97	3,01	6,55
Rb	156	165	206	174	202	163	199	181	158	169	141	172	160	204	164	97	189
Cs	5,64	8,47	12,66	7,08	13,83	13,15	10,64	19,14	18,60	8,17	8,11	7,41	9,35	15,49	11,33	15,23	25,65
Sr	417	379	331	374	360	336	278	361	258	358	308	339	264	332	302	268	310
Ba	559	996	826	927	1039	680	251	807	195	1129	837	954	600	662	781	597	652
Th	17	19	19	22	21	18	18	14	9	15	15	20	14	19	11	12	25
U	3,81	2,90	6,68	2,78	5,60	5,38	4,33	6,07	7,58	5,64	3,74	4,19	3,71	7,93	4,74	4,87	4,88
Zr	209	274	237	278	243	222	269	225	268	203	164	185	138	211	133	157	246
Hf	5,78	7,16	6,46	7,16	6,46	5,98	7,56	6,01	7,24	5,59	4,74	5,33	4,21	5,35	3,83	4,31	6,80
V	93	108	84	113	69	80	75	63	84	62	50	57	51	58	39	46	60
Nb	12	15	15	17	13	12	15	14	17	11	11	11	11	14	10	10	15
Ta	1,30	1,47	1,75	1,52	1,38	1,55	1,51	2,07	2,23	1,28	0,98	1,11	1,32	1,65	1,37	1,24	1,67
Cr	44	81	62	91	52	49	65	82	74	45	34	40	42	47	30	15	32
Co	13	17	12	17	11	12	14	12	13	10	7	9	8	9	6	6	10
Ni	20	30	23	33	19	20	29	32	32	23	14	16	16	17	12	9	15
Cu	6,99	23,21	21,98	31,07	16,46	17,48	13,14	8,96	19,81	11,89	15,73	19,04	12,46	16,69	4,23	22,48	8,41
Zn	82	120	89	102	81	75	101	82	87	63	67	64	61	79	55	63	90
Ga	24	25	25	26	25	23	26	23	27	21	22	23	20	24	21	21	29
In	0,07	0,10	< L.D.	0,11	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,08	0,08
Mo	0,58	0,70	1,87	4,83	0,68	0,68	0,60	< L.D.	< L.D.	0,61	0,82	1,07	1,28	0,88	< L.D.	< L.D.	< L.D.
W	0,77	1,49	1,38	1,39	1,13	1,20	0,91	1,11	2,10	2,04	1,22	0,94	1,03	1,49	2,11	1,30	1,23
Ge	1,34	1,47	1,37	1,50	1,43	1,50	1,37	1,50	1,48	1,38	1,33	1,31	1,49	1,45	1,59	1,80	1,49
Sn	3,60	3,93	7,00	3,58	6,26	7,40	6,33	9,99	9,56	7,27	5,55	5,04	4,79	8,50	7,13	6,61	8,18
Pb	31	31	35	31	41	37	21	36	40	33	50	44	35	40	49	33	41
As	1,05	9,56	2,96	2,56	3,79	1,94	1,89	4,15	5,24	9,01	0,86	2,24	3,02	1,75	21,50	2,77	5,47
Sb	0,12	< L.D.	0,19	0,23	0,30	0,13	0,14	0,83	8,39	0,17	0,20	0,27	0,21	0,57	0,53	0,42	0,11
Bi	< L.D.	0,33	0,26	0,17	0,24	0,23	< L.D.	0,25	0,54	0,20	0,32	0,22	0,16	0,26	0,44	0,42	0,25
Y	23	25	18	24	19	24	25	18	27	11	14	13	21	19	16	19	25
La	34	60	45	54	48	43	45	35	27	38	33	43	32	47	30	35	55
Ce	67	117	95	116	93	84	92	67	54	75	66	92	63	96	58	71	103
Pr	8	14	11	13	11	10	11	8	6	9	8	11	8	10	7	8	12
Nd	32	50	40	49	39	36	43	29	24	32	30	39	29	39	25	31	42
Sm	6,45	8,81	6,98	8,39	7,18	6,79	8,30	5,35	5,11	5,87	5,58	6,98	5,31	6,58	5,13	5,89	7,94
Eu	1,42	1,70	1,39	1,57	1,43	1,30	1,16	1,24	1,28	1,44	1,20	1,33	1,05	1,28	1,18	1,15	1,45
Gd	4,73	6,47	5,12	6,36	5,01	5,21	5,87	4,28	4,40	4,22	4,19	4,72	4,15	4,93	3,82	4,27	5,83
Tb	0,69	0,87	0,69	0,90	0,70	0,78	0,85	0,64	0,74	0,51	0,58	0,62	0,64	0,65	0,56	0,63	0,86
Dy	3,86	4,70	3,48	4,76	3,70	4,36	4,68	3,57	4,63	2,35	2,96	2,95	3,80	3,57	3,05	3,44	4,69
Ho	0,74	0,83	0,59	0,85	0,66	0,80	0,84	0,64	0,90	0,38	0,47	0,45	0,71	0,59	0,53	0,63	0,86
Er	2,20	2,30	1,61	2,13	1,77	2,27	2,25	1,72	2,58	0,98	1,28	1,11	1,99	1,52	1,41	1,78	2,30
Tm	0,34	0,32	0,22	0,28	0,26	0,35	0,29	0,24	0,39	0,14	0,17	0,16	0,31	0,23	0,20	0,27	0,28
Yb	2,30	1,97	1,48	1,86	1,76	2,33	1,71	1,59	2,59	0,88	0,96	1,06	2,05	1,67	1,34	1,84	1,75
Lu	0,34	0,30	0,23	0,30	0,26	0,36	0,24	0,24	0,39	0,14	0,16	0,17	0,31	0,25	0,21	0,28	0,27
LaN/SmN	3,27	4,30	4,02	4,06	4,18	3,98	3,44	4,12	3,36	4,12	3,75	3,90	3,84	4,46	3,65	3,76	4,34
GdN/YbN	1,67	2,66	2,81	2,77	2,31	1,82	2,77	2,19	1,37	3,87	3,52	3,60	1,64	2,40	2,30	1,88	2,70
LaN/YbN	9,86	20,64	20,39	19,66	18,29	12,49	17,88	14,91	7,11	29,36	23,32	27,56	10,69	18,92	14,96	12,91	21,18
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,75	0,66	0,68	0,63	0,69	0,64	0,48	0,77	0,81	0,85	0,73	0,67	0,66	0,66	0,78	0,67	0,62
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,77	0,78	0,84	0,84	0,79	0,79	0,78	0,78	0,78	0,79	0,78	0,84	0,77	0,82	0,78	0,79	0,77
LREE	139,18	235,11	185,72	228,10	187,67	169,70	187,84	136,33	110,32	151,98	134,51	181,39	130,11	187,87	118,45	142,88	207,31
HREE	13,09	15,44	11,68	15,11	12,23	14,16	14,51	11,15	14,20	8,43	9,38	9,84	11,98	11,69	9,62	11,33	14,56
REE	85,18	133,95	102,76	126,91	106,48	99,83	110,81	80,10	70,75	84,96	77,84	98,73	78,86	104,02	69,75	83,51	119,17

Ref Echantillon	Lupersat						Chénérailles 1												
	CK50	CK52	CK56	CN38	CK17	CL21	CF99	LB36	LB1b	AS4	LB4	CJ80	CG6	LA98	LA94b	CL22	CK27	P5	
Be	4,36	4,85	2,78	2,03	4,77	5,52	5,32	5,98	7,58		8,58	5,92	4,36	4,37	4,48	5,00	4,94	6,48	
Rb	193	202	194	201	214	214	210	185	211	214	202	211	218	193	218	220	241	224	
Cs	12,79	16,81	15,10	18,54	18,37	12,05	11,32	4,95	16,53		13,74	16,69	16,83	11,35	20,45	14,74	21,97	16,77	
Sr	316	246	290	330	255	264	169	217	220	247	251	228	230	196	208	205	210	258	
Ba	927	896	931	837	854	652	466	560	512	634	779	597	689	601	491	548	635	692	
Th	17	16	18	21	17	18	8	12	16	13	14	15	14	14	17	14	14	15	
U	4,58	7,22	3,78	6,31	3,38	3,57	3,60	9,71	9,30		3,64	6,93	3,33	2,92	3,71	4,66	6,98	6,09	
Zr	210	222	194	249	190	176	113	118	138	136	140	156	147	119	145	154	157	154	
Hf	5,81	5,88	5,38	6,63	5,25	4,96	3,40	3,57	4,17		4,15	4,54	4,30	3,58	4,29	4,47	4,60	4,67	
V	56	66	51	62	45	43	25	34	35	42	40	38	40	29	37	39	38	45	
Nb	12	13	11	14	12	10	9	10	10	12	9	9	9	8	10	10	11	11	
Ta	1,51	1,54	1,43	1,55	1,83	1,50	1,54	1,15	1,62		1,13	1,45	1,45	1,04	1,66	1,47	1,96	1,76	
Cr	55	57	53	63	54	42	22	24	29	39	31	26	26	22	29	34	34	34	
Co	9	11	8	10	8	8	4	5	6		6	5	6	5	6	6	6	7	
Ni	26	24	24	25	23	19	11	9	10	15	12	12	13	8	16	15	15	12	
Cu	19,95	25,28	12,54	11,42	8,38	6,24	4,66	6,26	7,37	6,00	11,67	6,71	6,11	5,44	7,06	5,72	4,38	18,67	
Zn	72	81	62	82	63	63	48	52	56	59	60	62	57	47	58	58	59	69	
Ga	24	24	23	26	22	22	21	20	22	21	23	22	22	20	22	23	24	25	
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,07	0,06	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.		< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	
Mo	< L.D.	0,72	< L.D.	0,87	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,55	0,73		< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,74	< L.D.	< L.D.	0,66	
W	1,46	2,85	2,26	1,12	1,36	0,87	0,81	1,87	0,82		1,18	1,32	0,92	1,01	1,95	1,39	18,28	0,84	
Ge	1,41	1,30	1,45	1,44	1,58	1,52	1,60	1,37	1,40		1,39	1,45	1,54	1,40	1,52	1,51	1,68	1,54	
Sn	8,12	7,59	8,62	6,92	8,95	7,41	8,16	5,68	8,44		5,51	9,61	8,53	5,93	9,21	8,95	11,72	9,15	
Pb	43	43	41	37	51	45	36	39	40	42	44	41	44	43	41	39	42	44	
As	3,22	5,62	3,04	3,13	< L.D.	1,39	2,91	3,77	2,42		1,25	3,46	3,66	1,33	0,76	2,66	23,63	2,27	
Sb	0,24	0,41	0,54	0,22	0,15	< L.D.	0,29	0,19	0,24		0,29	0,32	0,27	0,15	0,30	0,37	0,25	0,31	
Bi	0,39	0,44	0,45	< L.D.	0,30	< L.D.	0,58	0,40	0,41		0,99	0,51	0,45	0,13	0,67	< L.D.	0,67	0,44	
Y	17	19	16	21	15	16	12	15	16	17	17	15	14	13	15	14	14	15	
La	43	44	41	50	41	37	22	27	31	30	31	32	31	27	32	32	32	34	
Ce	84	85	84	102	82	73	45	55	61	60	61	63	64	54	63	65	66	73	
Pr	10	10	9	11	9	9	5	7	8		8	7	7	7	8	7	7	8	
Nd	36	37	34	42	33	31	19	24	28	25	28	27	27	25	28	27	27	29	
Sm	6,79	6,88	6,12	7,86	6,06	5,82	3,83	4,85	5,32	4,66	5,42	5,20	5,21	4,69	5,21	5,13	5,25	5,45	
Eu	1,19	1,28	1,21	1,33	1,14	1,04	0,75	0,84	0,85	0,89	1,07	0,95	0,96	0,88	0,87	0,85	0,93	0,97	
Gd	4,84	5,20	4,27	5,67	4,16	4,07	2,89	3,50	3,98	3,48	4,11	3,71	3,68	3,44	3,84	3,68	3,78	3,88	
Tb	0,66	0,75	0,59	0,78	0,57	0,58	0,43	0,51	0,55		0,61	0,54	0,52	0,48	0,55	0,51	0,54	0,56	
Dy	3,38	3,83	3,03	4,19	2,91	2,99	2,28	2,71	2,98	2,78	3,17	2,87	2,80	2,44	2,79	2,68	2,79	2,95	
Ho	0,59	0,65	0,53	0,72	0,50	0,52	0,40	0,47	0,52		0,54	0,50	0,48	0,43	0,49	0,47	0,48	0,46	
Er	1,58	1,68	1,49	1,97	1,32	1,41	1,10	1,39	1,47	1,43	1,43	1,38	1,29	1,11	1,29	1,30	1,28	1,28	
Tm	0,22	0,23	0,22	0,27	0,19	0,21	0,17	0,19	0,21		0,21	0,20	0,19	0,17	0,19	0,19	0,19	0,20	
Yb	1,48	1,52	1,45	1,76	1,29	1,36	1,16	1,35	1,49	1,36	1,37	1,34	1,29	1,11	1,28	1,28	1,26	1,32	
Lu	0,23	0,24	0,22	0,27	0,20	0,21	0,17	0,19	0,21	0,19	0,21	0,21	0,19	0,16	0,19	0,19	0,19	0,20	
LaN/SmN	3,96	4,03	4,19	4,04	4,28	4,02	3,62	3,53	3,65	4,02	3,62	3,92	3,77	3,64	3,81	3,87	3,79	3,94	
GdN/YbN	2,64	2,78	2,39	2,62	2,62	2,42	2,01	2,11	2,17	2,08	2,43	2,25	2,32	2,51	2,43	2,33	2,44	2,38	
LaN/YbN	19,46	19,65	19,01	19,39	21,62	18,45	12,81	13,65	14,00	14,77	15,34	16,34	16,42	16,52	16,62	16,66	17,01	17,39	
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,61	0,63	0,69	0,58	0,66	0,62	0,66	0,60	0,54	0,65	0,66	0,63	0,64	0,64	0,57	0,57	0,61	0,62	
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,79	0,78	0,82	0,81	0,81	0,79	0,81	0,79	0,78	0,81	0,77	0,78	0,82	0,78	0,79	0,82	0,84	0,86	
LREE	169,41	173,18	164,78	201,96	162,36	147,24	89,67	110,94	125,05	119,03	125,92	127,57	127,95	110,20	127,99	128,03	130,27	140,57	
HREE	11,28	12,23	10,24	13,59	9,68	9,83	7,44	8,94	9,93	9,05	10,08	9,30	9,05	8,10	9,20	8,93	9,10	9,43	
REE	96,79	100,01	91,30	113,75	90,24	83,71	52,40	65,29	73,69	68,38	74,73	74,16	72,61	64,55	74,20	72,15	73,01	77,47	

Ref Echantillon	Chénérailles 2							Chambon-sur-Voueize			Crocq							
	AS63	AS31	CG3	LB2b	CK19	AS24	AS78	CL12	CL13	CL2a	CK32	CK48	CL28	CL30a	CL32	P19a	P20	DE75
Be			4,38	6,06	4,71			6,53	1,56	5,55	5,29	4,69	5,63	4,92	4,70	7,12	6,21	5,82
Rb	191	236	204	236	232	203	212	197	167	199	218	212	230	213	233	224	242	232
Cs			9,19	25,37	19,69			14,58	12,09	16,60	13,25	15,44	12,21	14,70	13,52	17,64	11,56	15,55
Sr	513	220	290	217	259	274	303	400	174	328	280	186	199	216	344	320	345	383
Ba	926	622	813	515	812	737	798	1322	528	882	756	784	609	663	914	981	819	877
Th	19	20	16	20	17	17	18	12	40	19	20	21	18	19	28	26	24	34
U			7,51	3,88	3,52			4,79	13,71	7,71	7,19	6,07	3,29	3,39	6,53	5,29	6,73	8,29
Zr	194	167	180	161	171	169	172	198	176	204	182	204	179	193	241	229	219	214
Hf			5,01	4,97	4,95			5,48	4,85	5,62	5,50	5,92	5,10	5,58	6,81	6,97	5,35	6,06
V	59	43	50	48	45	49	51	51	47	57	36	48	38	44	48	56	45	43
Nb	15	13	11	12	11	13	13	11	13	12	12	13	11	12	14	19	16	14
Ta			1,44	1,81	2,28			1,61	1,55	1,52	1,71	1,67	1,42	1,53	1,63	2,57	2,05	1,80
Cr	54	46	37	42	49	39	51	44	45	45	31	67	39	52	55	59	50	51
Co			8	8	8			8	7	9	6	8	6	8	8	8	7	7
Ni	18	18	16	15	22	15	23	18	22	18	15	22	17	18	19	17	14	19
Cu	9,00	8,00	8,73	13,77	5,87	8,00	16,00	7,71	< L.D.	10,54	4,67	9,94	< L.D.	8,77	8,16	12,66	15,67	11,29
Zn	64	66	64	73	62	67	61	58	72	69	53	74	62	64	57	55	64	49
Ga	21	24	24	25	24	23	21	21	22	24	21	23	23	22	20	22	21	22
In			< L.D.	< L.D.	< L.D.			< L.D.	< L.D.	0,06	< L.D.	0,07	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Mo			0,72	< L.D.	< L.D.			< L.D.	< L.D.	0,62	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,52	< L.D.
W			0,91	1,68	1,67			1,09	1,83	1,12	1,02	0,68	1,04	0,99	0,46	0,47	1,29	0,84
Ge			1,48	1,50	1,56			1,53	1,64	1,54	1,43	1,33	1,48	1,51	1,38	1,72	1,37	1,54
Sn			6,64	9,02	9,62			10,16	7,77	7,39	9,50	7,26	7,97	8,85	6,24	6,78	7,47	9,43
Pb	41	39	45	39	47	44	46	45	38	43	47	77	39	47	44	47	51	45
As			3,12	3,47	1,25			13,31	2,15	1,72	1,49	1,40	1,41	2,03	1,85	2,06	2,37	1,18
Sb			0,14	0,32	0,13			0,17	0,11	< L.D.	0,12	1,00	0,14	0,16	0,57	0,59	0,13	0,20
Bi			0,27	0,51	0,38			0,64	0,36	0,34	< L.D.	0,62	< L.D.	0,34	< L.D.	< L.D.	0,25	< L.D.
Y	20	19	17	17	16	18	17	16	159	17	23	19	16	20	19	24	24	19
La	41	38	38	39	37	39	39	25	56	41	43	43	38	43	49	50	44	45
Ce	82	77	77	84	75	77	78	48	126	82	86	87	79	75	97	103	87	93
Pr			9	10	9			6	15	10	10	10	9	10	11	12	10	11
Nd	35	32	32	35	31	32	32	23	59	35	38	38	33	37	42	42	37	38
Sm	6,14	6,12	6,01	6,81	5,85	6,07	5,84	4,68	16,72	6,25	7,23	7,08	6,36	6,90	7,47	7,64	7,59	6,75
Eu	1,19	0,91	1,14	0,90	1,10	1,08	1,06	1,48	0,96	1,26	1,18	1,00	0,92	1,04	1,21	1,23	1,23	1,36
Gd	4,40	4,59	4,36	4,65	4,12	4,40	4,17	3,42	17,99	4,25	5,21	4,93	4,53	4,95	4,96	5,68	4,59	4,47
Tb			0,61	0,62	0,57			0,51	3,50	0,61	0,79	0,70	0,63	0,71	0,69	0,81	0,64	0,64
Dy	3,28	3,32	3,13	3,35	2,95	2,98	2,82	2,80	23,58	3,20	4,28	3,72	3,18	3,78	3,74	4,40	3,85	3,46
Ho			0,55	0,58	0,52			0,52	4,99	0,56	0,78	0,66	0,54	0,67	0,67	0,83	0,69	0,62
Er	1,73	1,59	1,50	1,59	1,39	1,45	1,34	1,47	14,88	1,53	2,25	1,81	1,47	1,86	1,86	2,50	1,87	1,80
Tm			0,21	0,22	0,20			0,21	2,28	0,23	0,33	0,26	0,21	0,27	0,27	0,38	0,29	0,26
Yb	1,56	1,43	1,41	1,44	1,35	1,29	1,25	1,34	14,55	1,49	2,29	1,76	1,39	1,77	1,83	2,31	1,91	1,75
Lu		0,20	0,21	0,22	0,20	0,19	0,18	0,20	2,13	0,22	0,34	0,27	0,20	0,27	0,27	0,35	0,33	0,28
LaN/SmN	4,18	3,92	3,97	3,61	3,96	3,99	4,21	3,43	2,12	4,14	3,72	3,81	3,78	3,90	4,11	4,13	3,67	
GdN/YbN	2,29	2,61	2,51	2,61	2,47	2,77	2,70	2,07	1,00	2,32	1,84	2,27	2,64	2,27	2,20	1,99	1,94	
LaN/YbN	17,72	18,03	18,20	18,29	18,38	20,18	21,12	12,85	2,62	18,66	12,63	16,41	18,56	16,30	18,00	14,64	15,64	
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,67	0,50	0,65	0,46	0,65	0,61	0,63	1,08	0,17	0,71	0,56	0,49	0,50	0,52	0,57	0,55	0,59	
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,81	0,81	0,81	0,84	0,81	0,81	0,81	0,74	0,84	0,80	0,80	0,80	0,82	0,70	0,80	0,83	0,79	
LREE	163,67	153,23	153,05	164,59	148,34	154,17	155,57	101,29	257,83	164,09	174,44	175,10	156,15	161,52	195,11	202,68	176,25	183,59
HREE	10,97	10,93	10,39	11,03	9,80	10,11	9,58	9,03	71,00	10,47	14,02	12,23	10,57	12,36	12,39	14,89	12,23	11,48
REE	92,44	87,16	86,47	92,02	83,51	86,98	86,86	62,24	202,73	92,51	102,06	100,09	88,19	98,65	110,11	114,36	101,00	101,72

Ref Echantillon	Crocq	Fernoel						Monjourde				Aulon				
	DE28	DE20	DE3	DE92	DE97	DF19	DF21	CL59	CM9	CN11	CN11	CM98	H216	CM99	CN1	LB 92
Be	5,54	6,89	4,06	5,29	3,16	3,37	5,37	6,95	6,69	11,28	12,48	4,56		4,64	5,08	5,32
Rb	227	214	220	228	210	215	241	192	267	199	181	230	214	251	214	221
Cs	13,89	16,32	18,78	14,14	16,03	9,19	21,21	6,53	8,94	10,66	8,62	8,41		16,80	10,61	12,92
Sr	315	210	236	205	270	146	254	130	140	150	158	159	117	163	160	180
Ba	855	558	654	647	814	518	740	445	508	522	492	551		499	552	517
Th	24	10	12	11	13	9	11	19	21	17	14	9		8	10	10
U	4,39	7,36	3,51	2,88	3,65	2,47	3,54	4,17	5,43	3,27	2,93	3,16		4,26	4,35	4,11
Zr	219	105	139	114	140	95	113	153	154	148	107	111		105	120	122
Hf	6,17	3,13	3,94	3,44	3,99	2,86	3,27	4,31	4,66	4,01	3,05	3,36		3,23	3,65	3,65
V	48	23	39	27	36	21	28	26	26	26	21	27		26	29	33
Nb	14	9	10	9	10	9	9	9	11	8	6	10		11	11	10
Ta	1,74	1,39	1,29	1,50	1,36	1,48	1,51	1,09	1,65	0,91	0,65	1,60		1,78	1,84	1,33
Cr	56	16	24	17	24	14	16	23	31	23	24	23		23	26	33
Co	8	3	5	4	5	3	4	5	5	5	5	4		4	4	5
Ni	20	9	18	8	13	10	8	11	14	12	11	9		10	12	12
Cu	12,66	53,90	3,76	3,01	< L.D.	5,03	6,57	6,05	5,27	3,30	4,30	7,25		7,36	9,11	7,82
Zn	59	30	63	58	51	38	59	59	67	53	42	44		54	48	61
Ga	22	23	22	23	23	20	23	23	23	22	19	21		23	22	24
In	0,07	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,06	< L.D.	0,06	0,09	< L.D.	0,05	< L.D.		< L.D.	< L.D.	0,07
Mo	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.		< L.D.	< L.D.	< L.D.
W	3,09	2,09	1,35	0,61	1,13	5,10	1,50	1,41	1,41	1,60	1,02	3,49		1,19	2,24	0,90
Ge	1,51	1,64	1,64	1,77	1,57	1,36	1,67	1,40	1,32	1,50	1,39	1,43		1,90	1,56	1,59
Sn	9,27	10,52	11,54	8,37	7,57	8,79	11,10	7,58	7,78	6,16	4,25	8,85		11,80	11,40	7,80
Pb	51	45	47	44	51	34	46	45	44	53	55	38		37	34	38
As	2,21	25,60	3,59	4,02	5,03	11,69	13,89	8,92	< L.D.	2,53	3,02	3,12		2,18	5,35	1,97
Sb	0,53	2,34	0,86	0,74	0,66	3,62	2,12	0,14	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,46		0,37	1,46	0,43
Bi	0,64	0,62	0,15	0,78	0,32	0,70	0,34	0,74	0,86	0,49	0,59	0,72		0,80	0,93	0,63
Y	24	18	16	13	15	12	13	20	12	24	20	18		13	15	17
La	46	28	27	25	33	19	27	34	40	33	25	28		22	27	27
Ce	92	51	55	52	67	40	52	69	81	66	53	51		43	53	54
Pr	11	6	7	6	8	5	6	8	10	8	6	7		5	6	6
Nd	40	23	26	21	29	17	23	30	35	29	22	24	15	19	23	23
Sm	7,40	4,93	5,50	4,38	5,70	3,58	4,58	6,10	6,40	5,89	4,54	4,86	2,70	3,96	4,80	4,71
Eu	1,13	0,99	1,12	0,86	1,22	0,77	0,99	0,91	1,12	0,98	1,05	1,00		0,78	0,90	0,87
Gd	5,25	3,80	4,06	3,22	4,07	2,71	3,33	4,52	4,24	4,59	3,63	3,82		3,07	3,66	3,69
Tb	0,78	0,57	0,59	0,47	0,57	0,40	0,49	0,68	0,56	0,72	0,57	0,58		0,46	0,55	0,56
Dy	4,34	3,04	3,12	2,55	2,94	2,21	2,59	3,66	2,70	4,00	3,26	3,06		2,44	2,87	3,00
Ho	0,79	0,55	0,54	0,44	0,49	0,39	0,45	0,63	0,43	0,73	0,62	0,53		0,42	0,50	0,53
Er	2,21	1,45	1,48	1,20	1,29	1,08	1,20	1,67	1,09	1,98	1,77	1,37		1,12	1,30	1,37
Tm	0,34	0,21	0,21	0,17	0,18	0,16	0,17	0,24	0,16	0,30	0,25	0,19		0,16	0,19	0,21
Yb	2,19	1,40	1,37	1,18	1,22	1,07	1,15	1,54	1,05	1,90	1,63	1,19		1,10	1,20	1,34
Lu	0,34	0,21	0,20	0,18	0,19	0,16	0,17	0,23	0,16	0,28	0,24	0,17		0,17	0,18	0,20
LaN/SmN	3,90	3,53	3,13	3,57	3,66	3,36	3,66	3,49	3,92	3,51	3,46	3,57		3,49	3,54	3,57
GdN/YbN	1,94	2,20	2,40	2,21	2,71	2,05	2,35	2,37	3,26	1,96	1,80	2,59		2,25	2,47	2,23
LaN/YbN	14,14	13,34	13,51	14,15	18,35	12,08	15,64	14,78	25,62	11,71	10,34	15,60		13,45	15,20	13,48
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,53	0,67	0,69	0,67	0,74	0,72	0,74	0,51	0,62	0,56	0,77	0,68		0,66	0,64	0,61
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,80	0,73	0,77	0,83	0,81	0,82	0,78	0,81	0,80	0,80	0,84	0,73		0,78	0,78	0,80
LREE	185,14	106,81	114,28	102,38	135,01	79,35	106,26	139,54	161,72	133,91	104,49	107,43	17,23	88,36	108,03	107,89
HREE	13,99	9,69	10,03	8,16	9,52	7,08	8,26	11,39	9,08	12,47	10,28	9,44	0,00	7,74	9,03	9,40
REE	106,73	65,78	69,26	58,83	77,21	46,84	62,39	81,62	90,20	80,15	61,81	66,16	17,23	52,96	64,23	63,65

Maupuy			Maupuy		leucogranite								Epy		Messeix		Gouzon Chat Cros	
AS19	AS2	Ref Echantillon	AS21	CH 45	DE57	CN86	CN17	CN87	CN41	DE63	DE72	AS68	CH 43	CN27	CN44	CL43b	CK87	
		Be		6,65	3,56	6,16	6,13	3,83	6,15	6,03	8,57		3,07	5,08	4,34	2,74	4,05	
204	211	Rb	206	201	200	193	210	215	230	244	255	184	140	197	162	179	181	
		Cs		15,16	10,70	18,18	12,29	18,45	12,10	14,38	15,45		11,88	11,26	7,62	11,37	12,66	
179	160	Sr	174	166	100	124	175	149	73	133	157	419	274	345	265	238	214	
521	484	Ba	522	494	415	475	640	578	333	499	600	979	579	915	888	873	922	
9	9	Th	9	9	8	5	9	11	4	11	13	20	18	18	15	37	17	
		U		5,93	2,92	2,63	12,56	3,11	3,57	5,47	4,43		5,24	7,29	5,05	3,63	6,10	
106	90	Zr	101	118	82	70	85	131	67	136	141	242	205	204	198	118	201	
		Hf		3,53	2,50	2,17	2,69	3,74	2,18	3,85	3,95		5,74	5,63	5,26	3,61	5,31	
30	23	V	29	27	19	15	13	35	6	27	24	92	86	55	60	38	71	
13	11	Nb	12	10	9	9	9	12	11	14	13	18	14	13	14	10	12	
		Ta		1,83	1,31	2,13	1,59	1,83	2,28	2,48	1,83		1,63	1,62	1,47	1,64	1,43	
37	25	Cr	35	38	18	18	11	37	5	28	31	88	77	51	58	39	59	
		Co		5	3	3	2	6	1	4	5		13	9	9	7	9	
14	11	Ni	12	12	8	9	8	16	5	14	14	40	27	20	21	19	25	
7,00	5,00	Cu	8,00	9,95	< L.D.	5,20	3,93	5,00	3,37	10,17	3,74	17,00	21,50	15,26	15,60	7,31	14,29	
49	51	Zn	49	47	52	40	55	61	23	33	54	78	78	67	83	55	72	
18	18	Ga	18	19	18	17	21	21	20	21	22	22	24	21	20	20	23	
		In		0,06	0,08	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,08		0,08	0,07	0,07	< L.D.	0,07	
		Mo		0,74	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,28	< L.D.		0,83	0,84	0,76	< L.D.	< L.D.	
		W		1,62	2,36	2,63	1,07	1,19	6,13	2,05	1,34		1,82	1,48	2,42	2,01	1,65	
		Ge		2,03	2,16	2,30	1,54	1,54	1,77	2,01	1,68		1,50	1,49	1,10	1,72	1,66	
		Sn		10,55	12,14	13,18	9,79	9,21	10,75	8,84	11,39		5,81	8,31	7,23	7,41	10,09	
38	41	Pb	38	34	36	40	45	40	35	49	41	39	31	35	36	40	42	
		As		9,16	5,45	8,64	5,48	2,76	3,87	7,56	16,17		16,56	6,62	2,40	4,33	16,42	
		Sb		0,41	0,80	0,27	0,87	0,32	0,13	5,21	0,44		0,51	2,28	1,89	0,13	5,16	
		Bi		0,76	0,79	1,46	0,68	0,34	0,30	0,25	0,70		0,41	0,34	< L.D.	0,39	0,52	
20	15	Y	20	18	26	17	12	16	13	20	16	21	25	27	20	12	28	
21	19	La	21	23	19	14	23	28	11	26	28	50	43	42	34	60	40	
42	38	Ce	42	47	39	27	44	55	23	50	58	98	86	83	62	128	80	
		Pr		5	5	3	5	7	3	6	7		10	10	8	15	10	
18	16	Nd	18	20	17	12	19	24	10	23	24	40	37	37	29	53	35	
3,46	3,31	Sm	3,51	3,90	3,76	2,59	3,80	4,68	2,60	4,71	5,08	6,58	6,85	7,21	5,88	9,70	6,68	
0,76	0,69	Eu	0,77	0,80	0,72	0,65	0,74	0,86	0,45	0,88	0,89	1,36	1,18	1,19	1,19	1,21	1,37	
2,94	2,72	Gd	3,01	3,01	3,52	2,32	2,86	3,72	2,61	3,93	4,13	4,75	5,26	5,70	4,70	6,38	5,08	
		Tb		0,50	0,64	0,43	0,44	0,58	0,48	0,65	0,64		0,78	0,86	0,69	0,75	0,77	
3,03	2,44	Dy	3,05	2,96	4,11	2,73	2,25	3,12	2,61	3,76	3,37	3,46	4,33	4,83	3,72	3,19	4,46	
		Ho		0,56	0,84	0,55	0,36	0,52	0,39	0,64	0,54		0,82	0,89	0,66	0,45	0,85	
1,63	1,20	Er	1,62	1,51	2,54	1,59	0,93	1,31	0,88	1,63	1,33	1,98	2,23	2,46	1,81	0,99	2,46	
		Tm		0,22	0,41	0,26	0,13	0,19	0,11	0,23	0,18		0,34	0,37	0,28	0,11	0,38	
1,40	1,09	Yb	1,44	1,45	3,00	1,77	0,80	1,21	0,67	1,44	1,13	1,68	2,33	2,50	2,00	0,64	2,54	
0,19	0,15	Lu	0,20	0,21	0,49	0,26	0,12	0,18	0,09	0,21	0,17	0,25	0,35	0,39	0,32	0,09	0,40	
3,82	3,54	LaN/SmN	3,73	3,75	3,21	3,34	3,77	3,78	2,70	3,50	3,49	4,81	3,92	3,69	3,62	3,93	3,81	
1,70	2,03	GdN/YbN	1,70	1,68	0,95	1,06	2,90	2,48	3,18	2,21	2,95	2,29	1,83	1,85	1,91	8,08	1,62	
10,14	11,56	LaN/YbN	9,77	10,79	4,32	5,27	19,30	15,62	11,32	12,28	16,78	20,22	12,34	11,42	11,44	63,85	10,74	
0,71	0,68	Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,71	0,69	0,60	0,80	0,66	0,61	0,52	0,61	0,58	0,71	0,58	0,55	0,67	0,44	0,69	
0,81	0,82	Ce*=3Ce/2La+Nd	0,81	0,80	0,81	0,78	0,79	0,78	0,80	0,76	0,82	0,80	0,81	0,78	0,73	0,84	0,79	
84,12	76,10	LREE	83,96	93,34	79,00	55,04	89,65	111,27	47,12	104,59	115,54	194,65	172,26	168,96	131,36	251,17	161,73	
9,00	7,45	HREE	9,12	8,92	13,17	8,41	6,83	9,37	6,77	10,76	9,96	11,87	14,15	15,49	12,23	11,20	14,54	
51,02	45,35	REE	51,08	55,72	53,04	36,56	52,11	65,86	30,88	64,87	67,66	108,32	100,24	101,60	81,16	134,46	96,42	

enclaves Downes		encl. AS24 AS23	encl. AS25 AS26	encl. AS28 AS29	encl. AS63 AS64	encl. AS67	encl. AS68 AS69	encl. AS74 AS75	encl. AS78 AS79	encl. AS81
SiO2	%	67,07	67,92	65,70	67,07	64,03	66,43	67,23	65,93	66,10
Al2O3	%	16,49	16,07	15,85	16,23	16,73	16,24	16,46	16,26	16,40
Fe2O3	%	3,78	4,17	5,32	4,00	4,92	3,78	3,64	4,26	4,75
MnO	%	0,06	0,08	0,08	0,08	0,10	0,07	0,06	0,07	0,07
MgO	%	1,70	2,40	3,35	1,76	2,71	2,17	1,90	2,57	2,75
CaO	%	2,77	2,62	2,40	2,29	2,54	3,05	2,56	2,47	2,59
Na2O	%	3,57	3,42	3,37	3,22	2,66	3,38	3,46	3,56	3,59
K2O	%	3,45	2,83	3,09	4,51	4,77	4,20	3,84	3,61	3,02
TiO2	%	0,56	0,50	0,58	0,06	0,66	0,54	0,67	0,59	0,56
P2O5	%	0,26	0,26	0,23	0,23	0,21	0,26	0,25	0,26	0,21
PF	%	1,08	1,37	1,69	2,12	1,54	1,30	1,36	2,04	1,50
Total	%	99,69	100,26	99,97	100,00	99,33	100,12	100,07	99,59	100,04
FeO+MgO+TiO2		6,04	7,07	9,25	5,82	8,29	6,49	6,21	7,42	8,06
Na2O+K2O		7,02	6,25	6,46	7,73	7,43	7,58	7,3	7,17	6,61
ASI		1,13	1,19	1,20	1,13	1,18	1,04	1,13	1,14	1,18
Q		151	175	162	145	138	134	149	145	156
P		-91	-97	-86	-49	-30	-74	-76	-82	-98
A		36	51	51	37	50	12	38	39	49
B		97	118	157	95	137	108	101	125	135
F		308	262	236	315	280	313	305	286	264
(Na+K)		188	170	174	200	187	198	193	192	180
K/(Na+K)		0,39	0,35	0,38	0,48	0,54	0,45	0,42	0,40	0,36
Mg/(Fe+Mg)		0,47	0,53	0,56	0,47	0,52	0,53	0,51	0,54	0,53
Q(quartz)		27	32	29	26	25	24	27	26	28
B(dark m.)		17	21	28	17	25	19	18	22	24
F(feldsp)		55	47	43	57	50	56	55	51	48
Be	ppm									
Rb	ppm	194,00	148,00	231,00	203,00	232,00	163,00	205,00	228,00	219,00
Cs	ppm									
Sr	ppm	338,00	324,00	207,00	490,00	389,00	306,00	328,00	332,00	230,00
Ba	ppm	468,00	464,00	313,00	992,00	958,00	758,00	528,00	697,00	212,00
Th	ppm	13,00	18,00	20,00	18,00	20,00	11,00	23,00	18,00	17,00
U	ppm									
Zr	ppm	153,00	217,00	234,00	220,00	226,00	160,00	272,00	211,00	180,00
Hf	ppm									
V	ppm	75,00	55,00	63,00	70,00	85,00	69,00	52,00	58,00	63,00
Nb	ppm	12,90	16,10	15,30	14,50	16,70	15,00	13,30	15,00	15,00
Ta	ppm									
Cr	ppm	34,00	84,00	183,00	58,00	80,00	55,00	36,00	87,00	106,00
Co	ppm									
Ni	ppm	12,00	43,00	92,00	21,00	27,00	16,00	20,00	38,00	54,00
Cu	ppm	46,00	3,00	10,00	44,00	27,00	3,00	13,00	11,00	12,00
Zn	ppm	75,00	75,00	105,00	72,00	75,00	58,00	70,00	81,00	97,00
Cd	ppm									
Ga	ppm	23,00	22,00	22,00	22,00	21,00	19,00	23,00	24,00	23,00
In	ppm									
Mo	ppm									
W	ppm									
Ge	ppm									
Sn	ppm									
Pb	ppm	38,00	30,00	33,00	33,00	43,00	47,00	41,00	36,00	30,00
As	ppm									
Sb	ppm									
Bi	ppm									
Y	ppm	20,40	20,40	20,50	19,50	26,90	23,10	22,10	19,10	19,90
La	ppm	43,10	41,00	42,00	47,40	47,00	32,00	52,00	42,80	35,00
Ce	ppm	84,80	80,00	82,00	94,00	85,00	62,00	104,00	85,70	69,00
Pr	ppm									
Nd	ppm	34,39	32,00	33,00	38,22	38,00	26,00	45,00	35,35	29,00
Sm	ppm	5,88			6,42				6,32	
Eu	ppm	1,08			1,25				1,06	
Gd	ppm	4,30			4,47				4,50	
Tb	ppm									
Dy	ppm	3,15			3,24				3,19	
Ho	ppm									
Er	ppm	1,70			1,56				1,58	
Tm	ppm									
Yb	ppm	1,43			1,46				1,31	
Lu	ppm								0,18	
LaN/SmN		4,61			4,65				4,26	
GdN/YbN		2,44			2,48				2,78	
LaN/YbN		20,37			21,92				22,04	
Eu*=2Eu/Sm+Gd		0,63			0,68				0,58	
Ce*=3Ce/2La+Nd		0,80	0,80	0,80	0,81	0,73	0,79	0,80	0,81	0,79

enclaves	enc A CL30b	enc A CN39	enc A LA94a	enc A LB1a	enc A LB2a
SiO2	66,46	62,76	66,80	63,68	65,99
Al2O3	16,19	15,43	15,55	16,19	16,21
Fe2O3	3,65	5,35	4,57	5,34	4,69
MnO	0,05	0,08	0,05	0,06	0,06
MgO	2,08	3,81	2,97	4,05	2,76
CaO	2,11	2,89	2,43	2,30	2,39
Na2O	3,50	2,16	2,95	2,96	3,43
K2O	4,07	2,40	2,32	2,59	2,26
TiO2	0,63	0,59	0,46	0,60	0,53
P2O5	0,25	0,15	0,16	0,18	0,19
PF	1,66	4,14	1,56	1,90	1,30
Total	100,65	99,76	99,82	99,85	99,81
FeO+MgO+TiO2	6,35	9,75	8,00	9,99	7,98
Na2O+K2O	7,566	4,563	5,27	5,55	5,69
ASI	1,16	1,35	1,32	1,37	1,30
Q	144	193	197	175	179
P	-64	-70	-89	-82	-105
A	43	79	74	85	74
B	105	169	137	175	134
F	306	193	221	205	242
(Na+K)	199	121	144	151	159
K/(Na+K)	0,43	0,42	0,34	0,37	0,30
Mg/(Fe+Mg)	0,53	0,59	0,56	0,60	0,54
Q(quartz)	26	35	36	32	32
B(dark m.)	19	30	25	32	24
F(feldsp)	55	35	40	37	44
Be	5,73	5,68	5,40	11,28	11,08
Rb	220,50	168,60	197,10	246,60	202,80
Cs	17,27	27,91	14,17	20,28	17,69
Sr	366,30	184,80	196,50	218,10	189,20
Ba	1032,00	272,10	165,70	225,50	103,60
Th	24,94	12,87	15,70	14,92	16,46
U	4,55	6,56	4,85	5,24	4,87
Zr	255,00	166,40	150,70	170,10	172,60
Hf	6,58	4,88	4,48	5,10	5,07
V	50,20	117,40	56,48	79,01	54,95
Nb	13,52	8,39	9,90	10,54	11,74
Ta	1,46	1,19	1,48	1,42	1,54
Cr	69,29	186,30	171,80	215,00	97,68
Co	9,63	18,44	11,86	15,90	11,38
Ni	36,27	38,23	35,75	72,69	37,61
Cu	9,09	20,01	13,64	22,98	< L.D.
Zn	63,35	77,66	85,82	103,90	90,79
Cd	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ga	21,30	21,07	22,07	23,24	24,93
In	< L.D.	0,07	< L.D.	0,12	< L.D.
Mo	< L.D.	0,74	1,40	0,56	2,02
W	0,80	2,89	1,06	1,11	1,11
Ge	1,36	1,32	1,44	1,48	1,43
Sn	8,66	3,75	4,73	5,24	7,15
Pb	40,09	13,28	22,28	14,96	21,40
As	1,49	19,03	0,82	3,54	3,11
Sb	0,23	0,79	0,59	0,93	0,30
Bi	< L.D.	< L.D.	0,16	0,21	0,19
Y	16,12	19,29	15,14	19,43	14,40
La	45,46	31,41	31,01	32,08	32,85
Ce	92,10	62,59	61,65	64,76	65,64
Pr	10,13	7,49	7,65	8,16	8,38
Nd	36,27	27,22	27,35	29,78	29,95
Sm	6,03	5,24	4,93	5,58	5,52
Eu	1,14	0,86	0,77	0,89	0,73
Gd	4,08	4,24	3,76	4,22	3,84
Tb	0,58	0,63	0,50	0,64	0,54
Dy	3,13	3,52	2,89	3,45	2,84
Ho	0,56	0,67	0,52	0,66	0,48
Er	1,55	1,88	1,41	1,73	1,27
Tm	0,22	0,28	0,20	0,26	0,19
Yb	1,48	1,93	1,35	1,75	1,13
Lu	0,23	0,30	0,21	0,27	0,17
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

	Aubussonite (8 analyses)									Gneiss de Banize (5)					Gneiss de Villesourde (2)			moy
	DE36	CL33a	LA38	LA35d	DF25	LA35c	LA35b	LA37	moy	LA49	CN46	CN45	LA16b	LA47a	CF82	CJ45		
SiO2	72,80	67,99	67,99	67,95	67,90	65,40	65,22	64,13	67,42	76,46	74,81	73,44	65,14	52,87	72,13	65,87	68,67	
Al2O3	12,95	15,48	15,62	15,83	15,54	17,06	16,52	17,11	15,76	11,52	12,91	12,76	17,42	23,81	14,11	16,49	15,57	
Fe2O3	3,85	5,31	4,69	4,04	5,19	7,14	6,51	5,75	5,31	2,92	2,36	3,86	5,94	8,02	3,96	5,50	4,65	
MnO	0,04	0,10	0,05	0,04	0,05	0,11	0,06	0,06	0,06	< L.D.	0,03	0,06	0,06	0,13	0,05	0,05	0,06	
MgO	1,40	1,93	1,80	1,35	1,60	2,96	2,11	2,21	1,92	1,06	0,93	1,48	1,64	1,97	1,49	2,16	1,53	
CaO	1,04	1,07	0,73	0,79	0,50	0,55	1,11	0,60	0,80	0,95	0,73	1,52	0,61	0,00	0,91	0,36	0,73	
Na2O	2,45	2,16	2,20	2,09	1,94	1,02	2,17	2,03	2,01	2,00	2,16	2,40	1,96	0,88	2,02	2,03	1,92	
K2O	3,27	3,01	3,59	4,73	3,40	2,37	3,45	4,19	3,50	3,08	4,44	2,88	3,09	4,98	3,19	3,59	3,61	
TiO2	0,61	0,55	0,59	0,51	0,69	0,52	0,83	0,58	0,61	0,52	0,29	0,56	0,78	1,02	0,60	0,75	0,65	
P2O5	0,12	0,22	0,16	0,16	0,09	0,21	0,19	0,14	0,16	0,12	0,13	0,13	0,12	0,15	0,13	0,15	0,13	
PF	1,53	2,84	2,46	2,39	3,76	2,49	1,71	3,08	2,53	1,21	1,69	1,57	3,10	6,01	1,76	3,66	2,71	
Total	100,06	100,65	99,88	99,88	100,66	99,83	99,88	99,88	100,09	99,84	100,48	100,63	99,86	99,84	100,34	100,61	100,23	
FeO+MgO+TiO2	5,85	7,78	7,08	5,90	7,48	10,62	9,45	8,54	7,84	4,50	3,57	5,89	8,36	11,01	6,05	8,42	6,83	
Na2O+K2O	5,73	5,18	5,79	6,82	5,34	3,39	5,62	6,22	5,51	5,08	6,60	5,28	5,05	5,86	5,20	5,62	5,53	
ASI	1,37	1,76	1,77	1,58	2,00	3,25	1,77	1,91	1,92	1,38	1,33	1,30	2,27	3,48	1,67	2,09	1,93	
Q	243	231	221	200	236	273	205	194	225,42	283	242	251	225	159	256	219	233,77	
P	-28	-25	-8	19	1	8	-17	13	-4,68	-16	12	-43	-9	77	-14	4	1,64	
A	68	132	133	114	152	232	141	160	141,60	62	63	57	191	333	111	169	141,02	
B	91	121	111	90	113	169	144	134	121,78	69	56	92	125	162	94	132	104,37	
F	221	203	223	265	206	113	205	227	207,80	203	256	212	205	234	205	204	216,86	
(Na+K)	148	134	147	168	135	83	143	154	139,12	130	164	139	129	134	133	142	138,59	
K/(Na+K)	0,47	0,48	0,52	0,60	0,54	0,60	0,51	0,58	0,54	0,50	0,57	0,44	0,51	0,79	0,51	0,54	0,55	
Mg/(Fe+Mg)	0,42	0,42	0,43	0,40	0,38	0,45	0,39	0,43	0,42	0,42	0,44	0,43	0,35	0,33	0,43	0,44	0,40	
Q(quartz)	44	42	40	36	43	49	37	35	40,62	51	44	45	41	29	46	40	42,12	
B(dark m.)	16	22	20	16	20	31	26	24	21,94	13	10	17	22	29	17	24	18,81	
F(feldsp)	40	37	40	48	37	20	37	41	37,44	37	46	38	37	42	37	37	39,07	

Métatexite du massif de Guéret (6 analyses)

	CM82	LC15	CN14b	CL43a	CN14a	CN16	moy
SiO ₂	74,70	74,44	71,36	71,12	68,33	68,21	71,36
Al ₂ O ₃	12,69	12,29	14,61	14,30	15,48	15,10	14,08
Fe ₂ O ₃	3,23	3,42	4,08	3,99	4,85	4,81	4,06
MnO	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,06
MgO	1,28	1,08	1,53	1,58	2,01	2,09	1,59
CaO	0,40	1,21	1,15	0,74	0,56	0,95	0,84
Na ₂ O	3,21	2,71	2,73	2,10	2,55	3,07	2,73
K ₂ O	2,33	1,95	3,20	3,96	3,45	2,90	2,96
TiO ₂	0,44	0,48	0,51	0,59	0,64	0,62	0,55
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,14	0,10	0,13	0,13	0,13
PF	2,25	1,92	1,43	1,85	2,53	2,50	2,08
Total	100,72	99,68	100,79	100,38	100,57	100,44	100,43
FeO+MgO+TiO ₂	4,95	4,98	6,12	6,16	7,49	7,51	6,20
Na ₂ O+K ₂ O	5,54	4,66	5,92	6,06	6,00	5,97	5,69
ASI	1,49	1,40	1,45	1,57	1,73	1,52	1,53
Q	257	270	226	234	217	206	234,96
P	-61	-68	-41	3	-19	-54	-39,98
A	82	69	90	102	128	102	95,38
B	78	76	95	97	119	120	97,31
F	221	210	233	225	219	229	222,73
(Na+K)	153	129	156	152	156	161	150,99
K/(Na+K)	0,32	0,32	0,44	0,55	0,47	0,38	0,41
Mg/(Fe+Mg)	0,44	0,38	0,43	0,44	0,45	0,46	0,43
Q(quartz)	46	49	41	42	39	37	42,34
B(dark m.)	14	14	17	17	21	22	17,53
F(feldsp)	40	38	42	40	40	41	40,13

	Aubussonite								Gneiss de Villesourde			gneiss de Banize				
	DE36	DF25	CL33a	LA35b	LA35c	LA35d	LA37	LA38	CF82	CJ45		CN45	CN46	LA16b	LA47a	LA49
Be	1,6	1,9	3,4	2,8	8,3	2,9	3,0	3,9	3,3	2,7		2,2	2,9	3,5	5,3	< L.D.
Sn	5,6	9,5	7,1	5,5	5,4	7,6	4,5	4,4	10,1	4,0		4,7	5,2	6,9	8,1	2,6
Cu	5,3	10,5	28,3	41,5	54,6	44,4	48,0	33,2	11,1	26,9		12,6	4,2	20,9	69,9	10,5
Th	17,7	14,0	10,6	16,3	14,4	13,8	12,3	11,7	11,9	12,6		11,7	8,2	16,5	24,7	14,0
Ba	748,2	672,6	517,4	592,1	326,5	831,9	882,6	752,7	773,4	953,1		555,8	867,7	606,1	1205,1	731,3
V	60,9	81,4	73,1	112,9	76,6	56,8	103,0	77,0	70,5	93,4		49,6	26,0	81,6	153,5	46,6
Y	33,4	25,1	26,8	38,6	29,5	29,4	28,9	28,4	25,4	34,7		22,3	18,5	28,4	48,9	24,8
Ho	1,1	0,9	0,9	1,2	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	1,1		0,8	0,6	0,9	1,5	0,8
Yb	3,1	2,4	2,8	3,6	2,8	3,1	2,9	2,5	2,5	2,9		2,4	1,7	2,6	4,2	2,4
Pb	20,8	20,3	19,9	18,8	12,0	28,3	19,0	22,9	23,5	18,5		43,3	59,6	23,7	31,1	25,7
Tm	0,5	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5		0,4	0,3	0,4	0,6	0,3
Cs	8,1	15,0	26,2	16,8	22,3	13,6	10,0	10,1	28,4	9,0		4,6	3,9	3,0	7,5	6,0
Cr	63,1	81,7	60,2	94,1	67,9	64,5	78,6	64,8	71,5	80,1		48,9	28,1	78,3	124,4	39,8
Rb	128,8	147,3	134,0	163,5	113,8	153,6	170,3	141,9	132,7	139,0		123,0	138,8	128,1	233,7	158,2
Dy	5,6	4,5	4,8	5,9	5,2	4,7	4,9	5,0	4,5	5,8		3,9	3,1	4,7	8,5	4,1
Ce	94,0	81,3	63,4	93,2	86,6	66,1	73,0	69,4	72,9	84,3		68,9	45,8	97,3	183,3	79,6
Gd	6,2	5,4	5,0	5,9	6,5	4,7	5,2	5,0	5,0	6,6		4,2	3,1	4,9	11,0	4,6
Lu	0,5	0,4	0,4	0,6	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4		0,4	0,2	0,4	0,6	0,4
Ni	26,5	42,4	33,9	44,3	34,0	27,2	41,2	32,1	20,9	26,8		20,7	14,2	28,0	34,6	19,2
Zn	73,9	82,3	90,5	112,2	112,5	72,9	98,4	89,4	168,5	93,9		64,0	39,3	56,2	162,4	60,1
Hf	8,8	6,5	4,8	6,7	5,4	4,6	4,2	5,5	6,7	5,4		6,4	4,2	6,4	4,8	8,1
Tb	1,0	0,8	0,8	1,0	1,0	0,8	0,8	0,8	0,8	1,0		0,7	0,5	0,7	1,6	0,7
Sb	0,5	7,4	0,4	0,2	0,3	1,1	< L.D.	0,3	< L.D.	< L.D.		< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
As	27,2	3,5	13,5	3,1	3,8	6,9	1,1	3,7	28,8	2,7		2,6	1,5	16,1	12,5	1,6
Sr	191,9	141,5	159,7	182,0	77,8	193,5	140,7	168,9	208,9	135,9		132,0	139,2	111,7	50,1	137,9
Bi	0,2	< L.D.	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,2	< L.D.	0,2		2,0	0,5	0,7	0,2	0,3
Zr	340,8	255,9	181,9	254,0	212,0	165,5	164,3	204,1	263,3	199,2		241,8	161,1	271,1	191,3	326,4
Nb	11,6	12,6	11,2	16,7	10,5	10,6	12,0	12,0	11,2	12,3		11,5	5,9	16,7	21,6	10,5
Co	7,7	12,4	13,1	16,8	15,7	9,1	17,5	11,9	5,1	6,9		6,7	4,5	10,5	31,1	7,5
Sm	7,3	6,7	5,9	8,1	7,2	5,6	5,9	5,9	6,2	7,6		5,4	3,7	7,0	13,5	6,2
Pr	10,7	9,4	7,5	10,8	10,0	7,8	8,6	8,1	8,8	10,2		7,9	5,3	10,0	21,4	9,1
Ta	1,1	1,1	1,0	1,6	1,0	1,1	1,1	1,2	1,0	1,1		1,0	0,6	1,4	1,6	1,1
Ga	18,4	21,3	21,8	24,5	26,6	22,2	24,5	21,9	20,1	23,2		16,6	14,3	26,0	37,8	15,3
Ge	1,5	1,8	1,5	1,9	1,6	1,7	1,8	1,7	1,8	1,5		1,3	1,4	1,8	2,0	1,3
U	3,2	3,4	3,9	3,9	3,9	3,4	3,2	3,4	3,1	3,3		3,2	3,4	7,0	4,8	3,8
Er	3,3	2,4	2,6	3,4	2,7	2,8	2,6	2,5	2,4	3,1		2,2	1,7	2,4	4,3	2,1
La	47,2	40,7	32,1	45,4	40,9	32,7	35,8	34,0	37,9	43,9		35,1	23,7	47,6	95,2	40,8
Eu	1,5	1,4	1,2	1,3	0,8	1,5	1,3	1,4	1,3	1,5		1,0	1,1	1,3	2,9	1,3
W	1,2	2,0	1,9	1,9	2,7	2,1	0,7	1,5	6,1	2,7		1,2	0,6	2,7	15,8	0,8
Nd	39,2	35,0	28,6	40,3	37,1	28,0	29,8	29,4	32,5	38,1		28,4	19,2	37,3	80,3	32,7
LaN/SmN	4,0	3,8	3,4	3,5	3,6	3,7	3,8	3,6	3,9	3,6		4,1	4,0	4,3	4,4	4,1
GdN/YbN	1,6	1,8	1,5	1,3	1,9	1,2	1,5	1,6	1,6	1,9		1,4	1,5	1,5	2,1	1,6
LaN/YbN	10,2	11,4	7,8	8,5	10,0	7,1	8,4	9,0	10,1	10,4		10,0	9,7	12,2	15,4	11,7
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,7	0,7	0,7	0,6	0,3	0,9	0,7	0,8	0,7	0,7		0,6	1,0	0,6	0,7	0,7
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8		0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
S REE 3+	112	97	82	113	102	82	87	84	91	108	0	82	56	107	217	93
S LREE	188	164	130	187	172	132	145	139	149	174	0	138	92	189	372	159
S HREE	18	15	15	19	17	15	15	15	14	18	0	13	10	15	28	13

métatexite du massif de Guéret

	CL43a	CM82	CN14a	CN14b	CN16	LC15
Be	3,2	1,9	2,2	1,7	2,4	2,5
Sn	5,8	3,5	3,7	6,2	3,9	3,6
Cu	16,0	5,9	35,7	< L.D.	3,7	4,1
Th	11,5	8,1	10,6	11,3	13,6	10,3
Ba	445,2	564,4	675,3	646,1	568,3	363,7
V	64,8	46,5	73,3	58,7	61,5	42,2
Y	26,8	17,8	25,0	22,4	23,7	20,5
Ho	0,9	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7
Yb	2,6	1,9	2,6	2,3	2,0	2,0
Pb	34,4	12,7	22,4	21,3	21,2	18,8
Tm	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
Cs	16,1	6,6	11,0	10,0	9,1	4,9
Cr	54,1	42,4	62,4	49,8	51,6	45,3
Rb	153,2	86,4	127,2	117,1	119,3	83,2
Dy	4,6	3,2	4,3	3,9	4,2	3,7
Ce	59,1	55,0	67,4	70,0	84,8	56,8
Gd	4,9	3,3	4,6	4,3	5,3	4,1
Lu	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3
Ni	28,3	22,5	31,3	22,9	28,2	22,0
Zn	70,4	34,7	84,0	61,7	86,4	49,5
Hf	5,0	4,4	5,1	5,4	4,7	8,2
Tb	0,8	0,5	0,7	0,7	0,8	0,6
Sb	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3
As	4,1	6,0	2,1	2,1	3,7	1,6
Sr	121,7	195,2	100,1	192,4	275,1	234,6
Bi	0,3	< L.D.	0,3	0,2	0,2	< L.D.
Zr	175,9	178,6	190,0	203,5	175,5	312,7
Nb	9,9	8,3	11,4	10,3	13,9	7,9
Co	8,4	7,7	11,1	9,8	11,8	7,2
Sm	5,7	4,0	5,7	5,5	6,7	4,9
Pr	7,1	5,5	8,0	8,1	10,5	6,7
Ta	1,4	0,7	1,2	1,1	1,2	0,8
Ga	17,8	15,7	19,7	18,5	20,3	13,8
Ge	1,5	1,0	1,6	1,6	1,4	1,5
U	7,2	1,5	3,0	2,6	2,7	2,5
Er	2,5	1,8	2,4	2,1	2,1	1,9
La	28,7	23,0	34,3	36,0	47,9	28,5
Eu	1,0	0,9	1,3	1,2	1,6	1,2
W	1,8	1,8	2,4	1,2	1,7	0,9
Nd	26,7	20,1	29,3	29,3	38,1	24,8
LaN/SmN	3,2	3,6	3,8	4,1	4,5	3,6
GdN/YbN	1,5	1,4	1,4	1,6	2,1	1,7
LaN/YbN	7,4	8,2	8,9	10,8	15,8	9,8
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,5	0,8	0,7	0,7	0,8	0,8
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,8	0,9	0,8	0,8	0,7	0,8
S REE 3+	76	57	83	83	106	70
S LREE	120	102	137	141	177	115
S HREE	15	10	14	13	14	12

Roches métallumineuses présentent en enclaves ou en intrusions dans le massif de Guère!

	CK88	CK93	CK95	CK96	CL20a	CL9	CN77	CJ 32	CJ 35	CK75a
SiO2	% 55,96	51,95	59,69	54,18	53,39	56,58	56,12	54,66	56,11	48,43
Al2O3	% 16,22	18,51	16,63	14,54	14,20	13,64	15,32	15,24	16,55	14,17
Fe2O3	% 6,78	7,96	6,12	7,56	7,16	6,91	6,69	7,17	7,49	7,00
MnO	% 0,11	0,16	0,09	0,12	0,11	0,11	0,11	0,13	0,11	0,10
MgO	% 6,49	4,07	3,97	6,23	7,32	8,50	6,43	7,08	4,28	6,35
CaO	% 5,55	6,85	4,60	6,71	6,39	6,15	4,84	8,98	5,69	6,09
Na2O	% 2,97	3,35	3,11	2,08	2,40	2,64	2,43	2,68	3,25	0,97
K2O	% 2,83	4,16	3,64	4,94	5,48	2,95	5,21	1,54	3,72	5,62
TiO2	% 0,78	1,07	0,82	1,08	1,38	0,95	1,01	0,80	1,08	1,21
P2O5	% 0,17	0,47	0,34	0,57	1,09	0,21	0,37	0,15	0,45	0,62
PF	% 2,08	1,71	1,61	2,28	1,53	2,20	1,64	1,48	1,29	8,08
Total	% 99,94	100,27	100,61	100,30	100,46	100,84	100,17	99,91	100,02	98,65
FeOt+MgO+TiO2	14,05	13,10	10,91	14,87	15,86	16,36	14,13	15,05	12,85	14,56
Na2O+K2O	5,80	7,51	6,75	7,02	7,88	5,59	7,63	4,22	6,97	6,59
ASI	0,90	0,82	0,95	0,69	0,66	0,73	0,83	0,68	0,84	0,76
Q	89	10	99	49	26	93	65	77	60	46
P	-135	-142	-105	-82	-75	-132	-54	-214	-127	-21
A	-36	-78	-15	-126	-143	-100	-61	-141	-62	-90
B	256	214	185	263	289	309	256	275	214	260
F	211	331	271	243	240	153	234	202	282	249
(Na+K)	156	196	178	172	194	148	189	119	184	151
K/(Na+K)	0,39	0,45	0,44	0,61	0,60	0,42	0,59	0,27	0,43	0,79
Mg/(Fe+Mg)	0,65	0,50	0,56	0,62	0,67	0,71	0,66	0,66	0,53	0,64
Q(quartz)	16	2	18	9	5	17	12	14	11	8
B(dark m.)	46	39	33	47	52	56	46	50	38	47
F(feldsp)	38	60	49	44	43	28	42	36	51	45
Be	ppm 4,33	4,50	4,45	6,04	5,86	3,06	4,20	3,08	3,04	6,25
Rb	ppm 138	176	174	200	232	105	228	51	120	289
Cs	ppm 19,91	6,13	14,93	12,28	17,33	7,76	17,25	11,14	11,45	6,85
Sr	ppm 499	531	494	684	739	408	445	381	649	321
Ba	ppm 628	1339	1102	3268	1406	725	1301	204	1356	1714
Th	ppm 9,73	19,96	15,96	30,51	39,67	8,53	22,79	5,78	19,07	44,10
U	ppm 4,00	3,20	4,82	9,34	14,43	2,94	4,82	3,00	4,56	12,75
Zr	ppm 162	259	271	250	320	168	292	96	200	439
Hf	ppm 4,37	6,32	6,87	6,78	7,89	4,74	8,38	3,23	5,32	11,28
V	ppm 121	182	121	195	148	152	112	173	151	148
Nb	ppm 8,77	13,85	13,27	14,92	34,78	9,06	16,50	6,83	11,31	20,32
Ta	ppm 1,12	1,19	1,48	1,30	3,87	1,26	1,86	1,01	1,15	1,68
Cr	ppm 266	82	115	337	488	405	280	658	94	567
Co	ppm 28	23	21	30	32	35	25	26	22	31
Ni	ppm 79,96	38	86	64	110	170	112	46	20	94
Cu	ppm 21,62	38,09	34,98	28,38	42,79	31,09	26,44	11,94	39,83	18,52
Zn	ppm 102,70	114,50	88,91	90,38	98,16	81,54	76,31	69,74	87,96	103,10
Cd	ppm < L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ga	ppm 21,02	28,27	22,03	21,38	23,77	19,36	20,18	17,79	21,63	25,66
In	ppm 0,07	0,15	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,10	0,09	0,07
Mo	ppm < L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,59	0,43	< L.D.
W	ppm 0,73	0,38	0,70	0,81	0,73	0,36	0,49	1,24	0,58	7,55
Ge	ppm 1,58	1,97	1,46	1,96	2,05	1,57	1,61	2,07	1,70	0,97
Sn	ppm 5,05	3,81	8,62	8,28	18,57	4,88	7,11	12,03	13,76	11,14
Pb	ppm 25,95	31,19	29,77	61,26	33,74	26,72	46,01	18,30	32,16	15,62
As	ppm < L.D.	1,76	2,39	2,05	1,96	1,45	4,26	42,72	< L.D.	33,19
Sb	ppm 0,23	< L.D.	0,19	0,54	0,30	0,11	0,49	0,56	< L.D.	15,81
Bi	ppm 0,76	0,24	0,24	0,62	0,42	< L.D.	1,69	0,16	0,16	0,40
Y	ppm 16,97	44,30	19,07	22,96	28,43	17,73	26,33	21,05	29,92	23,62
La	ppm 28,63	64,46	69,02	55,23	61,10	28,39	57,44	17,91	48,14	52,76
Ce	ppm 56,82	143	121	120	140	60	118	43	108	129
Pr	ppm 6,94	18,00	14,53	14,79	18,22	7,78	14,20	5,59	13,36	17,17
Nd	ppm 26,69	73,69	50,86	59,98	77,37	30,33	53,36	22,55	53,81	72,03
Sm	ppm 5,33	16,21	8,16	11,47	16,53	5,91	9,65	4,79	10,59	13,23
Eu	ppm 1,30	2,05	1,71	2,34	3,04	1,39	1,57	1,21	2,42	2,51
Gd	ppm 4,12	13,02	5,50	7,44	9,42	4,54	6,67	4,19	7,68	7,72
Tb	ppm 0,59	1,87	0,74	0,93	1,13	0,64	0,93	0,66	1,06	0,96
Dy	ppm 3,25	10,00	3,78	4,63	5,57	3,48	5,15	3,81	5,59	4,85
Ho	ppm 0,60	1,70	0,66	0,79	0,92	0,62	0,92	0,75	1,03	0,84
Er	ppm 1,65	4,18	1,76	2,11	2,52	1,67	2,50	2,05	2,76	2,29
Tm	ppm 0,24	0,50	0,24	0,29	0,36	0,23	0,37	0,30	0,40	0,32
Yb	ppm 1,55	2,94	1,58	1,88	2,33	1,52	2,49	2,02	2,62	2,10
Lu	ppm 0,24	0,42	0,24	0,29	0,36	0,23	0,37	0,30	0,39	0,32
LaN/SmN	3,38	2,50	5,32	3,03	2,33	3,02	3,75	2,36	2,86	2,51
GdN/YbN	2,15	3,59	2,82	3,20	3,27	2,43	2,17	1,68	2,38	2,97
LaN/YbN	12,46	14,81	29,54	19,82	17,71	12,65	15,57	5,99	12,41	16,95
Eu*=2Eu/Sm+Gd	0,82	0,42	0,74	0,73	0,68	0,79	0,57	0,81	0,78	0,70
Ce*=3Ce/2La+Nd	0,77	0,80	0,73	0,80	0,80	0,78	0,80	0,85	0,82	0,82

Tufs anthracifères

		CH44	CK85	CL34	CL35	CL35b	CL4	CL8b	CN4
SiO2	%	67,16	62,19	63,57	64,79	65,32	65,19	65,60	74,80
Al2O3	%	16,12	15,16	16,10	16,17	16,41	15,75	15,03	14,71
Fe2O3	%	4,07	4,43	4,19	4,03	3,80	3,08	3,31	1,00
MnO	%	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,03	0,05	0,04
MgO	%	1,86	2,05	2,32	2,36	2,21	0,29	1,91	0,19
CaO	%	1,37	3,66	1,90	1,58	1,34	2,53	2,15	0,29
Na2O	%	3,14	2,89	3,77	3,99	4,19	3,27	3,42	3,33
K2O	%	3,79	4,06	3,81	4,18	4,56	4,89	4,35	4,39
TiO2	%	0,57	0,60	0,60	0,58	0,52	0,56	0,59	0,13
P2O5	%	0,19	0,19	0,17	0,17	0,17	0,22	0,27	0,15
PF	%	2,39	4,89	3,96	2,76	2,04	4,06	3,90	1,31
Total	%	100,70	100,20	100,45	100,67	100,63	99,87	100,56	100,32
Fet+MgO+TiO2	%	6,51	7,09	7,11	6,97	6,53	3,94	5,80	1,31
Na2O+K2O		6,92	6,95	7,58	8,17	8,76	8,16	7,77	7,73
ASI		1,37	0,96	1,17	1,15	1,16	1,03	1,06	1,37
Q		175	122	128	114	123	122	136	211
P		-45	-72	-75	-62	-68	-47	-56	-20
A		86	-13	45	42	43	9	15	77
B		104	114	118	109	116	53	96	19
F		276	319	310	332	316	380	323	326
(Na+K)		182	179	203	232	218	209	203	201
K/(Na+K)		0,44	0,48	0,40	0,42	0,41	0,50	0,46	0,46
Mg/(Fe+Mg)		0,48	0,48	0,52	0,54	0,54	0,16	0,53	0,27
Q(quartz)		31	22	23	21	22	22	24	38
B(dark m.)		19	21	21	20	21	10	17	3
F(feldsp)		50	57	56	60	57	68	58	59
Be	ppm	4,53	3,20	5,94	6,50	6,83	4,52	4,68	4,53
Rb	ppm	150	180	168	184	202	200	178	182
Cs	ppm	20	10,57	15,13	11,91	12,65	18,31	9,02	8,07
Sr	ppm	276,50	319	172	259	263	277	283	97
Ba	ppm	692,60	976	566	596	637	999	1136	497
Th	ppm	12,71	15,17	15,18	15,83	17,63	15,64	22,12	4,06
U	ppm	5,42	4,82	6,48	6,72	6,79	6,02	9,69	4,50
Zr	ppm	171,70	185	163	176	167	193	210	48
Hf	ppm	4,86	5,04	4,73	4,86	4,59	5,46	5,50	1,65
V	ppm	59,30	67,86	49,43	49,56	48,59	42,76	47,33	9,08
Nb	ppm	11,72	11,09	9,54	9,49	8,96	10,79	11,78	5,78
Ta	ppm	1,48	1,26	1,20	1,20	1,18	1,41	1,39	1,29
Cr	ppm	41,21	46,34	61,42	63,89	61,96	42,85	53,80	9,02
Co	ppm	8,95	7,20	10,00	11,08	10,64	5,31	7,04	1,06
Ni	ppm	17,32	31,26	27,48	27,78	27,82	12,28	15,97	< L.D.
Cu	ppm	17,30	17,71	10,72	13,37	12,71	9,55	10,48	5,59
Zn	ppm	65,63	107,40	55,71	66,70	65,97	45,95	53,59	10,87
Cd	ppm	< L.D.	0,63	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ga	ppm	21,81	19,19	20,98	23,00	22,39	20,37	20,86	17,41
In	ppm	0,06	0,06	< L.D.	< L.D.	0,06	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Mo	ppm	0,71	< L.D.	0,50	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,54	1,45
W	ppm	4,03	2,52	2,52	1,49	1,41	1,92	2,13	4,85
Ge	ppm	1,28	0,74	1,33	1,49	1,73	1,20	1,21	1,43
Sn	ppm	7,24	6,91	7,87	10,22	6,65	7,52	6,31	13,96
Pb	ppm	34,52	37,19	40,47	49,50	48,44	30,71	33,41	34,26
As	ppm	11,61	15,21	7,23	10,02	10,79	5,16	7,88	2,46
Sb	ppm	2,08	1,35	0,62	0,83	0,76	1,15	6,29	10,56
Bi	ppm	0,24	< L.D.	0,26	< L.D.	0,17	< L.D.	0,32	1,55
Y	ppm	19,92	22,57	16,91	17,94	18,10	12,76	14,53	10,79
La	ppm	36,56	39,14	32,13	33,85	33,39	36,02	38,07	11,60
Ce	ppm	71,52	76,00	62,62	65,87	69,16	70,06	75,52	24,37
Pr	ppm	8,33	8,91	7,40	7,68	7,62	8,16	9,01	2,78
Nd	ppm	30,08	32,12	26,75	27,54	27,50	29,62	33,13	10,25
Sm	ppm	5,60	5,99	5,13	5,23	5,25	5,24	6,04	2,29
Eu	ppm	1,14	1,33	1,16	1,19	1,15	1,23	1,22	0,60
Gd	ppm	4,28	4,54	3,98	4,09	3,99	3,41	3,93	1,87
Tb	ppm	0,65	0,70	0,59	0,60	0,59	0,47	0,53	0,31
Dy	ppm	3,62	3,96	3,26	3,33	3,30	2,49	2,74	1,84
Ho	ppm	0,68	0,75	0,59	0,61	0,62	0,44	0,47	0,33
Er	ppm	1,90	2,15	1,66	1,74	1,74	1,20	1,30	0,91
Tm	ppm	0,28	0,32	0,24	0,25	0,26	0,18	0,19	0,13
Yb	ppm	1,91	2,14	1,65	1,73	1,72	1,18	1,24	0,86
Lu	ppm	0,29	0,33	0,24	0,26	0,26	0,18	0,18	0,13
LaN/SmN		4,11	4,11	3,94	4,08	4,00	4,33	3,97	3,19
GdN/YbN		1,81	1,72	1,96	1,91	1,88	2,34	2,56	1,76
LaN/YbN		12,93	12,37	13,17	13,21	13,13	20,63	20,68	9,14
Eu*=2Eu/Sm+Gd		0,69	0,75	0,76	0,76	0,74	0,83	0,72	0,85
Ce*=3Ce/2La+Nd		0,79	0,78	0,78	0,79	0,84	0,79	0,79	0,83

microgranite du complexe filonien de Sannat

	microgranite			rhyolite									
	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							
Na2O	3,17	3,16	2,79	2,90	3,66	1,43	S REE 3+	43	47	77	88	48	58
K2O	4,73	4,95	5,14	4,81	4,56	5,34	S HREE	8	12	9	11	7	12
TiO2	0,14	0,10	0,42	0,33	0,21	0,18	S LREE	68	73	139	149	84	91
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							
Be	7,66	9,54	4,77	5,34	9,08	3,65							
Rb	303	312	254	253	256	310							
Cs	13,56	13,05	11,50	9,25	20,75	8,33							
Sr	83,93	30,52	187,60	127,90	112,30	75,58							
Ba	290	63	630	586	500	289							
Th	12,41	36,73	17,40	18,27	8,85	29,62							
U	9,39	13,14	6,11	6,19	5,75	4,08							
Zr	84	86	159	164	89	113							
Hf	2,98	3,96	4,50	4,82	2,84	4,49							
V	10,25	2,14	42,69	30,61	14,97	11,65							
Nb	10,35	22,67	11,91	11,65	8,29	22,94							
Ta	2,22	3,63	1,62	1,86	1,51	2,87							
Cr	6,75	5,51	29,19	20,27	10,01	6,97							
Co	1,50	0,40	6,29	4,56	1,94	1,12							
Ni	4,33		13,68	13,45	6,59	6,24							
Zn	43,42	46,97	64,13	49,96	48,47	12,78							
Ga	20,68	18,14	20,07	20,42	25,94	15,93							
W	3,37	4,51	2,10	3,18	3,66	5,29							
Ge	1,64	1,55	1,35	1,50	1,42	1,36							
Sn	11,47	7,46	7,45	11,47	11,17	10,13							
Pb	45,77	35,98	47,81	48,96	42,90	22,48							
Sb	0,54	1,42	2,58	24,76	0,35	1,89							
Y	14,94	23,02	13,88	19,78	11,00	23,48							
La	16,17	15,34	36,12	39,03	20,67	25,98							
Ce	33,70	36,84	70,81	72,39	42,76	45,03							
Pr	4,13	4,54	7,77	8,81	4,73	5,14							
Nd	14,84	16,43	26,94	31,21	17,11	17,06							
Sm	3,39	4,05	4,80	5,91	3,77	3,32							
Eu	0,42	0,24	0,80	0,90	0,73	0,42							
Gd	2,69	3,14	3,45	4,36	2,72	2,89							
Tb	0,45	0,58	0,50	0,66	0,39	0,55							
Dy	2,64	3,66	2,62	3,55	2,05	3,71							
Ho	0,48	0,75	0,47	0,64	0,35	0,76							
Er	1,41	2,25	1,30	1,75	0,96	2,40							
Tm	0,23	0,37	0,19	0,26	0,14	0,42							
Yb	1,54	2,60	1,29	1,76	0,93	3,09							
Lu	0,23	0,38	0,19	0,26	0,14	0,50							

Annexe 2 : analyses à la microsonde électronique

Analyses à la microsonde électronique sur les biotites

	Ajain		Alleyrat				Aubussonite										Aulon														
	CN17	CN17	CN17	CN17	CN17	LA39	LA39	LA39	LA39	LA39	LA39	LA35b	LA35b	LA35b	LA35b	LA35b	LA35b	LA37	LA37	LA37	LA37	LA37	LA37	LA38	LA38	LA38	LA38	CM99	CM99	CM99	
SiO2	34,11	34,13	34,72	34,59	34,90	35,61	35,14	35,43	35,57	35,10	34,62	34,25	34,70	34,30	34,38	34,21	34,64	33,32	34,59	34,69	34,72	34,14	34,81	34,46	33,49	34,08	35,77	34,57	34,44	34,73	
Al2O3	18,94	19,51	18,69	18,06	19,08	18,98	17,57	17,81	18,34	18,13	19,10	19,13	18,65	18,99	18,60	18,58	19,15	17,77	18,29	18,58	18,04	18,21	18,06	17,94	18,00	17,53	18,12	18,79	19,29	18,93	
TiO2	3,86	3,21	2,85	3,52	2,87	3,31	3,01	3,42	3,54	3,57	4,39	4,48	4,32	4,42	4,46	4,15	4,25	4,20	4,46	4,39	4,24	4,44	4,57	4,26	4,09	4,40	4,56	3,45	3,06	3,27	
FeO	22,73	22,32	22,79	21,67	20,59	17,42	18,01	17,28	17,16	17,53	22,49	22,79	20,67	21,55	22,24	22,92	21,24	19,53	20,23	19,00	21,63	19,95	21,13	20,78	20,82	20,12	20,49	20,24	20,22	19,58	
MnO	0,45	0,36	0,34	0,38	0,46	0,31	0,00	0,30	0,24	0,22	0,06	0,27	0,04	0,15	0,10	0,06	0,07	0,19	0,17	0,00	0,14	0,20	0,27	0,00	0,19	0,01	0,00	0,23	0,09	0,31	
MgO	5,98	5,99	6,27	6,23	6,97	9,51	9,47	9,30	9,53	9,64	6,16	6,49	6,39	6,46	6,59	6,41	5,93	7,77	7,86	7,45	8,01	7,63	7,76	7,51	7,42	6,94	7,40	7,10	7,27	7,13	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,06	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	
Cr2O3	0,06	0,03	0,00	0,11	0,09	0,00	0,06	0,04	0,09	0,06	0,08	0,12	0,00	0,02	0,12	0,18	0,06	0,21	0,02	0,16	0,11	0,09	0,23	0,00	0,15	0,08	0,04	0,09	0,01	0,00	
Na2O	0,14	0,13	0,18	0,19	0,14	0,24	0,15	0,17	0,22	0,23	0,14	0,17	0,14	0,17	0,10	0,08	0,16	0,16	0,23	0,17	0,15	0,24	0,22	0,15	0,15	0,17	0,25	0,17	0,18	0,11	
K2O	9,27	9,46	9,13	9,35	9,79	9,57	9,44	9,14	9,21	9,37	9,24	9,40	9,49	9,49	9,56	9,60	9,63	9,10	9,36	9,44	9,51	9,62	9,64	9,14	9,40	9,44	9,65	8,93	9,65	9,87	
Total	95,54	95,16	94,99	94,09	94,89	94,95	92,85	92,90	93,95	93,93	96,28	97,10	94,39	95,56	96,17	96,26	95,12	92,29	95,21	93,91	96,56	94,52	96,69	94,24	93,71	92,77	96,33	93,57	94,20	93,93	
Si	5,29	5,30	5,40	5,42	5,39	5,40	5,47	5,49	5,44	5,39	5,30	5,22	5,38	5,28	5,28	5,27	5,35	5,28	5,31	5,37	5,30	5,29	5,30	5,36	5,27	5,39	5,42	5,39	5,35	5,40	
Al IV	2,71	2,70	2,60	2,58	2,61	2,60	2,53	2,51	2,56	2,61	2,70	2,78	2,62	2,72	2,72	2,73	2,65	2,72	2,69	2,63	2,70	2,71	2,70	2,64	2,73	2,61	2,58	2,61	2,65	2,60	
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	0,75	0,87	0,83	0,76	0,87	0,79	0,70	0,73	0,74	0,68	0,74	0,66	0,79	0,73	0,65	0,65	0,83	0,61	0,62	0,75	0,54	0,62	0,54	0,64	0,60	0,65	0,66	0,84	0,88	0,87	
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	
Fe	2,95	2,90	2,96	2,84	2,66	2,21	2,35	2,24	2,19	2,25	2,88	2,90	2,68	2,78	2,86	2,95	2,74	2,59	2,60	2,46	2,76	2,59	2,69	2,70	2,74	2,66	2,60	2,64	2,62	2,55	
Mg	1,38	1,39	1,45	1,45	1,61	2,15	2,20	2,15	2,17	2,21	1,41	1,48	1,48	1,48	1,51	1,47	1,36	1,84	1,80	1,72	1,82	1,76	1,76	1,74	1,74	1,63	1,67	1,65	1,68	1,65	
Mn	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	
Ti	0,45	0,38	0,33	0,41	0,33	0,38	0,35	0,40	0,41	0,41	0,50	0,51	0,50	0,51	0,52	0,48	0,49	0,50	0,51	0,51	0,49	0,52	0,52	0,50	0,48	0,52	0,52	0,40	0,36	0,38	
Y	5,59	5,58	5,62	5,53	5,54	5,57	5,60	5,56	5,56	5,59	5,55	5,60	5,45	5,52	5,56	5,58	5,44	5,58	5,56	5,46	5,64	5,53	5,58	5,58	5,61	5,48	5,46	5,57	5,55	5,49	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Na	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,07	0,05	0,05	0,07	0,07	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,07	0,05	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,07	0,05	0,05	0,03	
K	1,83	1,87	1,81	1,87	1,93	1,85	1,87	1,81	1,80	1,84	1,80	1,83	1,88	1,87	1,87	1,89	1,90	1,84	1,83	1,86	1,85	1,90	1,87	1,81	1,89	1,90	1,87	1,78	1,91	1,96	
X	1,87	1,91	1,87	1,92	1,97	1,92	1,92	1,86	1,87	1,92	1,85	1,88	1,92	1,92	1,91	1,92	1,94	1,90	1,90	1,92	1,90	1,98	1,94	1,86	1,93	1,96	1,95	1,83	1,96	1,99	
XYZ	15,47	15,50	15,49	15,45	15,52	15,49	15,52	15,42	15,43	15,50	15,39	15,48	15,37	15,44	15,46	15,51	15,39	15,48	15,46	15,37	15,54	15,51	15,51	15,44	15,54	15,43	15,41	15,40	15,52	15,48	
XFe	0,68	0,68	0,67	0,66	0,62	0,51	0,52	0,51	0,50	0,51	0,67	0,66	0,64	0,65	0,65	0,67	0,67	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,60	0,61	0,61	0,62	0,61	0,62	0,61	0,61	
XMg	0,32	0,32	0,33	0,34	0,38	0,49	0,48	0,49	0,50	0,49	0,33	0,34	0,36	0,35	0,35	0,33	0,33	0,41	0,41	0,41	0,40	0,41	0,40	0,39	0,39	0,38	0,39	0,38	0,39	0,39	

Analyses à la microsonde électronique sur les biotites

		Chénéraillles																													
	CN1	P5	P5	P5	P8	P8	P8	P8	P8	P8	LB1b	LB1b	LB1b	LB1b	LB1b	LB1b	LB1b'	LB1b'	LA98	LA98	LA98	LA98	LA98	LA98	LA98	LA98	LA94a	LA94a	LA94a	LB1a	LB1a
SiO2	34,15	35,44	35,32	35,69	34,38	34,58	35,26	35,60	35,21	35,50	35,31	35,44	35,49	35,96	35,53	35,41	35,37	35,44	36,24	35,33	36,23	34,68	34,90	35,34	34,62	34,02	34,37	36,85	37,43		
Al2O3	18,78	18,37	18,21	18,09	18,85	18,22	18,48	18,55	18,28	18,05	18,08	18,50	18,24	17,91	18,27	17,83	18,13	17,92	18,39	18,64	17,90	18,99	18,35	18,21	18,93	18,98	18,70	16,89	17,39		
TiO2	3,40	3,79	3,52	3,60	3,56	2,97	3,13	3,45	3,65	3,70	3,68	3,59	3,73	3,56	3,66	3,75	3,58	3,68	3,14	3,21	3,61	3,49	3,76	3,44	3,22	3,15	3,16	2,08	1,85		
FeO	20,33	19,78	19,02	18,80	18,61	18,51	19,67	19,14	19,23	18,42	18,17	18,66	19,32	18,68	19,27	19,42	18,23	19,90	19,45	19,40	19,64	19,10	19,03	19,50	18,28	18,19	18,45	14,01	14,94		
MnO	0,31	0,22	0,31	0,36	0,32	0,31	0,26	0,46	0,22	0,25	0,33	0,17	0,30	0,25	0,15	0,32	0,23	0,09	0,21	0,22	0,22	0,21	0,31	0,29	0,25	0,27	0,19	0,10	0,17		
MgO	7,97	8,71	8,83	8,81	7,97	8,50	8,53	8,53	8,29	8,43	8,61	8,37	8,51	8,69	8,50	8,72	9,00	8,91	8,71	8,70	8,68	8,80	8,24	8,11	8,82	9,09	9,13	13,29	13,29		
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,05	0,07	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00		
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,05	0,14	0,06	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,11	0,02	0,03	0,00	0,05	0,00	0,10	0,18	0,07	0,00	0,05		
Na2O	0,15	0,25	0,23	0,18	0,08	0,12	0,12	0,12	0,12	0,28	0,21	0,15	0,28	0,26	0,23	0,21	0,29	0,26	0,15	0,14	0,17	0,22	0,21	0,17	0,14	0,21	0,15	0,28	0,18		
K2O	8,98	9,41	9,34	9,21	9,67	9,34	9,61	9,49	9,50	9,32	9,13	8,90	9,14	9,18	9,06	9,11	9,23	9,33	9,72	7,63	9,23	8,28	9,41	9,45	9,70	9,78	9,57	8,99	8,89		
Total	94,08	95,98	94,79	94,79	93,59	92,62	95,13	95,33	94,51	93,96	93,57	93,84	95,04	94,50	94,76	94,80	94,05	95,54	96,17	93,27	95,71	93,76	94,24	94,55	94,06	93,86	93,79	92,52	94,18		
Si	5,30	5,38	5,41	5,45	5,34	5,42	5,40	5,42	5,42	5,47	5,45	5,45	5,42	5,50	5,43	5,43	5,43	5,40	5,47	5,44	5,49	5,34	5,38	5,44	5,34	5,27	5,32	5,62	5,61		
Al IV	2,70	2,62	2,59	2,55	2,66	2,58	2,60	2,58	2,58	2,53	2,55	2,55	2,58	2,50	2,57	2,57	2,57	2,60	2,53	2,56	2,51	2,66	2,62	2,56	2,66	2,73	2,68	2,38	2,39		
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00		
Al VI	0,74	0,66	0,70	0,71	0,79	0,78	0,74	0,75	0,73	0,74	0,74	0,80	0,70	0,73	0,72	0,65	0,72	0,62	0,75	0,83	0,69	0,78	0,72	0,74	0,78	0,74	0,73	0,65	0,69		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01		
Fe	2,64	2,51	2,44	2,40	2,42	2,43	2,52	2,44	2,47	2,37	2,35	2,40	2,47	2,39	2,46	2,49	2,34	2,54	2,46	2,50	2,49	2,46	2,46	2,51	2,36	2,36	2,39	1,79	1,87		
Mg	1,84	1,97	2,02	2,01	1,85	1,99	1,95	1,94	1,90	1,93	1,98	1,92	1,94	1,98	1,94	1,99	2,06	2,02	1,96	2,00	1,96	2,02	1,89	1,86	2,03	2,10	2,11	3,02	2,97		
Mn	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02		
Ti	0,40	0,43	0,41	0,41	0,42	0,35	0,36	0,39	0,42	0,43	0,43	0,41	0,43	0,41	0,42	0,43	0,41	0,42	0,36	0,37	0,41	0,40	0,44	0,40	0,37	0,37	0,37	0,24	0,21		
Y	5,66	5,60	5,59	5,58	5,54	5,59	5,60	5,58	5,56	5,51	5,54	5,55	5,58	5,54	5,58	5,60	5,56	5,62	5,56	5,73	5,58	5,69	5,55	5,55	5,58	5,62	5,63	5,71	5,76		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00		
Na	0,05	0,07	0,07	0,05	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,08	0,06	0,05	0,08	0,07	0,06	0,09	0,08	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,08	0,05	
K	1,78	1,82	1,83	1,79	1,92	1,87	1,88	1,84	1,86	1,83	1,80	1,75	1,78	1,79	1,77	1,78	1,81	1,81	1,87	1,50	1,78	1,63	1,85	1,86	1,91	1,93	1,89	1,75	1,70		
X	1,83	1,89	1,89	1,85	1,94	1,90	1,92	1,88	1,90	1,91	1,87	1,80	1,86	1,87	1,84	1,85	1,89	1,89	1,92	1,54	1,84	1,69	1,91	1,91	1,95	2,00	1,94	1,84	1,75		
XYZ	15,49	15,50	15,49	15,43	15,48	15,50	15,52	15,46	15,45	15,42	15,41	15,36	15,44	15,41	15,41	15,45	15,46	15,51	15,48	15,26	15,42	15,38	15,47	15,47	15,53	15,61	15,57	15,54	15,52		
XFe	0,59	0,56	0,55	0,54	0,57	0,55	0,56	0,56	0,57	0,55	0,54	0,56	0,56	0,55	0,56	0,56	0,53	0,56	0,56	0,56	0,56	0,55	0,56	0,57	0,54	0,53	0,53	0,37	0,39		
XMg	0,41	0,44	0,45	0,46	0,43	0,45	0,44	0,44	0,43	0,45	0,46	0,44	0,44	0,45	0,44	0,44	0,47	0,44	0,44	0,44	0,44	0,45	0,44	0,43	0,46	0,47	0,47	0,63	0,61		

Analyses à la microsonde électronique sur les biotites

	Crocq																			Epy					Lupersat					
	LB1a	LA94a	LA94a	LA94a	LA94a	CK32	CK32	CK32	CK32	CK32	P19a	P19a	P19a	P19a	P19a	P19a	P20	P20	P20	P20	P20	P20	CH43	CH43	CH43	P9	P9	P9		
SiO2	36,57	35,79	35,58	34,93	35,26	35,64	35,84	35,95	35,60	35,76	36,09	36,36	35,50	36,63	36,72	36,71	36,64	37,40	36,13	36,57	36,72	36,56	37,82	35,33	34,63	34,90	35,84	35,48	35,85	
Al2O3	17,69	18,43	18,27	17,89	18,49	14,91	14,43	15,00	15,11	15,45	13,43	13,36	12,95	13,17	13,50	13,37	13,02	13,24	13,43	13,52	13,06	13,68	13,24	18,51	17,79	18,38	18,71	18,38	18,51	
TiO2	1,67	3,25	3,62	3,78	3,94	4,79	5,41	4,81	4,94	5,18	4,71	4,64	5,02	4,46	4,53	4,24	3,52	3,39	3,18	3,08	3,34	3,47	3,26	2,93	3,01	3,07	3,70	3,50	3,42	
FeO	14,06	17,57	18,52	19,34	18,49	18,94	19,25	19,42	19,25	18,79	20,19	19,83	19,79	19,93	20,06	19,33	19,75	19,89	19,47	19,05	19,74	19,56	19,76	18,17	18,22	17,49	17,91	17,80	19,12	
MnO	0,22	0,32	0,21	0,31	0,30	0,31	0,28	0,23	0,30	0,38	0,28	0,30	0,24	0,55	0,30	0,31	0,31	0,29	0,44	0,28	0,52	0,35	0,28	0,34	0,24	0,27	0,31	0,19	0,32	
MgO	13,09	8,44	8,50	8,16	8,52	9,47	9,27	9,32	8,93	9,07	10,22	10,39	10,00	10,96	10,91	11,20	11,19	10,90	11,41	11,94	11,42	11,64	11,57	9,76	9,72	9,97	8,68	9,31	8,87	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,19	0,17	0,00	0,00	0,00	0,01	
Cr2O3	0,21	0,05	0,04	0,09	0,06	0,08	0,08	0,05	0,11	0,00	0,01	0,11	0,03	0,08	0,00	0,09	0,02	0,07	0,01	0,10	0,04	0,14	0,22	0,05	0,15	0,00	0,23	0,00	0,00	
Na2O	0,26	0,18	0,17	0,05	0,14	0,19	0,21	0,21	0,21	0,19	0,19	0,19	0,17	0,21	0,20	0,14	0,17	0,11	0,17	0,19	0,10	0,18	0,08	0,12	0,27	0,14	0,21	0,16	0,15	
K2O	9,06	9,70	9,40	9,37	9,26	9,26	8,77	8,55	8,99	8,60	9,10	9,05	8,61	8,95	9,04	9,01	9,22	9,24	9,00	9,06	9,34	9,62	9,32	6,91	8,65	9,50	9,43	9,66	9,30	
Total	92,84	93,72	94,31	93,99	94,48	93,59	93,58	93,55	93,47	93,43	94,27	94,22	92,33	94,93	95,28	94,45	93,86	94,53	93,25	93,85	94,28	95,20	95,55	92,32	92,85	93,72	95,01	94,48	95,56	
Si	5,56	5,51	5,46	5,41	5,40	5,55	5,58	5,58	5,55	5,55	5,62	5,64	5,63	5,65	5,63	5,66	5,71	5,77	5,66	5,67	5,70	5,62	5,77	5,45	5,39	5,38	5,44	5,42	5,43	
Al IV	2,44	2,49	2,54	2,59	2,60	2,45	2,42	2,42	2,45	2,45	2,38	2,36	2,37	2,35	2,37	2,34	2,29	2,23	2,34	2,33	2,30	2,38	2,23	2,55	2,61	2,62	2,56	2,58	2,57	
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Al VI	0,73	0,85	0,76	0,68	0,74	0,29	0,22	0,32	0,33	0,37	0,08	0,09	0,05	0,04	0,08	0,10	0,10	0,18	0,14	0,15	0,09	0,10	0,15	0,81	0,66	0,71	0,78	0,73	0,74	
Cr	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	
Fe	1,79	2,26	2,37	2,51	2,37	2,47	2,50	2,52	2,51	2,44	2,63	2,57	2,62	2,57	2,57	2,49	2,57	2,57	2,55	2,47	2,56	2,52	2,52	2,34	2,37	2,25	2,27	2,27	2,42	
Mg	2,97	1,94	1,94	1,89	1,94	2,20	2,15	2,16	2,08	2,10	2,37	2,40	2,36	2,52	2,50	2,58	2,60	2,51	2,67	2,76	2,64	2,67	2,63	2,24	2,26	2,29	1,96	2,12	2,00	
Mn	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	
Ti	0,19	0,38	0,42	0,44	0,45	0,56	0,63	0,56	0,58	0,60	0,55	0,54	0,60	0,52	0,52	0,49	0,41	0,39	0,38	0,36	0,39	0,40	0,37	0,34	0,35	0,36	0,42	0,40	0,39	
Y	5,73	5,47	5,52	5,56	5,55	5,57	5,56	5,60	5,55	5,56	5,66	5,66	5,67	5,73	5,71	5,71	5,74	5,70	5,80	5,79	5,76	5,75	5,74	5,79	5,69	5,65	5,51	5,55	5,60	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,08	0,05	0,05	0,02	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03	0,05	0,06	0,03	0,05	0,02	0,04	0,08	0,04	0,06	0,05	0,04	
K	1,76	1,90	1,84	1,85	1,81	1,84	1,74	1,69	1,79	1,70	1,81	1,79	1,74	1,76	1,77	1,77	1,83	1,82	1,80	1,79	1,85	1,89	1,81	1,36	1,72	1,87	1,83	1,88	1,80	
X	1,84	1,96	1,89	1,88	1,86	1,90	1,81	1,76	1,85	1,76	1,87	1,85	1,80	1,82	1,83	1,82	1,89	1,85	1,85	1,86	1,88	1,94	1,84	1,43	1,83	1,91	1,89	1,93	1,84	
XYZ	15,57	15,42	15,41	15,44	15,40	15,46	15,37	15,36	15,40	15,32	15,53	15,51	15,46	15,55	15,54	15,53	15,62	15,55	15,65	15,65	15,65	15,65	15,70	15,57	15,22	15,51	15,56	15,40	15,48	15,44
XFe	0,38	0,54	0,55	0,57	0,55	0,53	0,54	0,54	0,55	0,54	0,53	0,52	0,53	0,51	0,51	0,49	0,50	0,51	0,49	0,47	0,49	0,49	0,49	0,51	0,51	0,50	0,54	0,52	0,55	
XMg	0,62	0,46	0,45	0,43	0,45	0,47	0,46	0,46	0,45	0,46	0,47	0,48	0,47	0,49	0,49	0,51	0,50	0,49	0,51	0,53	0,51	0,51	0,51	0,49	0,49	0,50	0,46	0,48	0,45	

Analyses à la microsonde électronique sur les biotites

	Auzances						Gouzon						Maupuy				Monjourdes					Saint-Martial							
	P9	CJ97	CJ97	CJ97	CJ97	CJ97	CK37	CK37	CK37	CK37	CK87	CK87	CK87	CH45	CH45	CH45	CH45	CH45	CN11	CN11	CN11	CL58	CL58	CL58	CL58	LB38	LB38	LB38	
SiO2	35,68	34,77	34,87	34,91	35,30	35,02	34,32	35,88	36,19	36,04	35,67	35,78	35,78	35,16	35,34	35,30	35,63	35,39	34,71	34,16	35,50	36,12	35,01	35,87	35,13	35,48	35,09	34,54	
Al2O3	18,62	18,16	18,26	18,16	18,51	18,57	17,41	17,27	17,53	17,35	18,84	18,60	19,54	18,78	18,93	18,20	18,04	18,40	18,70	17,90	18,61	18,39	18,16	17,92	17,75	18,16	18,09	17,89	
TiO2	3,49	3,35	3,46	3,46	3,53	3,37	3,26	3,30	3,09	3,10	3,05	3,26	3,28	3,52	3,28	2,90	3,08	2,77	3,02	3,18	2,85	1,72	2,49	2,54	2,95	3,35	3,08	3,30	
FeO	18,88	18,51	18,28	18,22	17,98	17,83	19,38	17,16	16,29	16,40	17,80	17,50	16,95	19,35	21,03	21,26	20,26	19,41	19,67	20,24	19,22	18,99	20,10	19,88	20,81	18,38	18,30	18,11	
MnO	0,22	0,15	0,02	0,20	0,06	0,15	0,19	0,28	0,14	0,21	0,36	0,37	0,23	0,18	0,55	0,17	0,41	0,24	0,27	0,22	0,32	0,37	0,18	0,15	0,28	0,17	0,34	0,06	
MgO	8,75	8,94	9,02	8,78	8,82	9,01	9,50	10,60	10,55	10,31	9,72	9,36	9,40	7,69	7,31	7,29	7,47	8,17	8,14	7,73	8,09	8,76	8,17	8,11	7,89	8,40	9,19	8,81	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,10	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,03	0,05	
Cr2O3	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,18	0,04	0,03	0,09	0,00	0,20	0,11	0,13	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	
Na2O	0,15	0,26	0,23	0,21	0,26	0,22	0,23	0,23	0,15	0,21	0,19	0,11	0,11	0,11	0,10	0,06	0,05	0,12	0,13	0,08	0,08	0,09	0,11	0,09	0,06	0,16	0,01	0,13	
K2O	9,73	9,27	9,48	9,69	9,75	9,87	8,65	9,04	9,41	9,46	9,42	9,64	9,67	9,83	9,57	9,73	9,68	9,66	9,52	9,53	9,76	9,13	9,67	9,69	9,76	9,56	9,58	9,12	
Total	95,53	93,44	93,63	93,67	94,33	94,12	93,17	93,81	93,37	93,18	95,07	94,83	95,07	94,74	96,14	94,90	94,61	94,23	94,26	93,04	94,56	93,64	93,92	94,29	94,64	93,75	93,74	92,01	
Si	5,42	5,39	5,39	5,41	5,41	5,39	5,36	5,49	5,54	5,54	5,41	5,44	5,40	5,40	5,39	5,46	5,50	5,47	5,37	5,39	5,46	5,57	5,45	5,54	5,45	5,48	5,43	5,43	
Al IV	2,58	2,61	2,61	2,59	2,59	2,61	2,64	2,51	2,46	2,46	2,59	2,56	2,60	2,60	2,61	2,54	2,50	2,53	2,63	2,61	2,54	2,43	2,55	2,46	2,55	2,52	2,57	2,57	
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	0,75	0,71	0,72	0,72	0,76	0,76	0,56	0,61	0,71	0,69	0,77	0,77	0,87	0,81	0,79	0,78	0,79	0,81	0,78	0,71	0,83	0,92	0,78	0,80	0,70	0,78	0,72	0,74	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,40	2,40	2,36	2,36	2,31	2,29	2,53	2,20	2,09	2,11	2,26	2,22	2,14	2,49	2,68	2,75	2,62	2,51	2,55	2,67	2,47	2,45	2,62	2,57	2,70	2,37	2,37	2,38	
Mg	1,98	2,07	2,08	2,03	2,01	2,07	2,21	2,42	2,41	2,36	2,20	2,12	2,11	1,76	1,66	1,68	1,72	1,88	1,88	1,82	1,85	2,01	1,89	1,87	1,82	1,93	2,12	2,06	
Mn	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05	0,05	0,03	0,02	0,07	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,01	
Ti	0,40	0,39	0,40	0,40	0,41	0,39	0,38	0,38	0,36	0,36	0,35	0,37	0,37	0,41	0,38	0,34	0,36	0,32	0,35	0,38	0,33	0,20	0,29	0,30	0,34	0,39	0,36	0,39	
Y	5,56	5,60	5,57	5,54	5,50	5,53	5,74	5,65	5,58	5,56	5,62	5,56	5,54	5,50	5,58	5,57	5,54	5,56	5,60	5,60	5,54	5,64	5,61	5,56	5,60	5,50	5,61	5,58	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	
Na	0,04	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,04	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,00	0,04	
K	1,88	1,84	1,87	1,91	1,91	1,94	1,72	1,77	1,84	1,86	1,82	1,87	1,86	1,93	1,86	1,92	1,91	1,90	1,88	1,92	1,91	1,80	1,92	1,91	1,93	1,88	1,89	1,83	
X	1,93	1,91	1,94	1,98	2,00	2,01	1,81	1,83	1,88	1,92	1,88	1,90	1,89	1,96	1,90	1,94	1,92	1,94	1,93	1,95	1,95	1,82	1,95	1,94	1,95	1,95	1,90	1,88	
XYZ	15,48	15,51	15,51	15,52	15,50	15,54	15,54	15,48	15,46	15,48	15,50	15,46	15,43	15,46	15,48	15,51	15,46	15,50	15,53	15,55	15,49	15,46	15,57	15,50	15,55	15,45	15,51	15,46	
XFe	0,55	0,54	0,53	0,54	0,53	0,53	0,53	0,48	0,46	0,47	0,51	0,51	0,50	0,59	0,62	0,62	0,60	0,57	0,58	0,59	0,57	0,55	0,58	0,58	0,60	0,55	0,53	0,54	
XMg	0,45	0,46	0,47	0,46	0,47	0,47	0,47	0,52	0,54	0,53	0,49	0,49	0,50	0,41	0,38	0,38	0,40	0,43	0,42	0,41	0,43	0,45	0,42	0,42	0,40	0,45	0,47	0,46	

Analyses à la microsonde électronique sur les biotites

	Villatange																								
	LB38	LB38	LB38	LB38	LB37	LB37	LB37	LB37	LB37	LB51	LB51	LB51	LB51	LB50	LB50	LB50	LB52	LB52	LB52	LB53	LB53	LB53	LB53	LB53	
SiO2	35,47	35,31	35,08	35,41	35,38	35,50	34,89	33,36	35,46	35,85	34,70	35,23	35,52	34,51	33,88	34,35	34,89	35,92	35,76	35,29	35,83	35,63	35,22	35,38	
Al2O3	17,99	18,03	18,43	18,29	18,93	18,18	18,38	17,09	17,05	18,09	18,46	18,17	18,38	17,82	17,61	17,62	17,34	17,12	18,24	17,13	17,31	17,44	17,41	18,16	
TiO2	3,16	3,12	3,04	3,03	3,28	3,38	3,00	2,87	3,04	2,02	2,56	2,57	2,51	3,16	3,84	4,00	2,82	3,17	3,09	1,55	2,16	2,07	2,52	2,89	
FeO	18,16	18,63	19,17	18,67	17,86	18,78	17,82	19,10	19,91	17,34	18,21	17,99	17,66	20,98	21,74	21,82	19,53	18,93	18,43	18,36	18,45	18,04	19,82	19,41	
MnO	0,15	0,19	0,27	0,14	0,25	0,21	0,34	0,38	0,49	0,12	0,32	0,13	0,23	0,14	0,16	0,22	0,40	0,37	0,14	0,20	0,17	0,34	0,23	0,19	
MgO	9,15	9,13	9,24	9,12	8,70	8,81	8,60	9,42	9,37	9,98	9,61	9,84	9,65	7,78	7,54	7,80	9,56	9,27	9,34	10,78	10,16	9,84	9,85	9,47	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,06	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,01	
Cr2O3	0,02	0,09	0,13	0,00	0,05	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,09	0,08	0,18	0,12	0,00	0,16	0,02	0,00	0,07	
Na2O	0,08	0,12	0,02	0,07	0,10	0,10	0,15	0,09	0,06	0,16	0,11	0,12	0,19	0,08	0,14	0,11	0,07	0,05	0,10	0,09	0,10	0,03	0,09	0,09	
K2O	9,66	9,75	9,70	9,34	9,53	9,61	9,57	8,12	9,47	9,64	9,55	9,11	9,83	9,65	9,66	9,90	9,52	9,61	9,89	9,23	9,48	9,68	9,99	10,02	
Total	93,83	94,36	95,07	94,06	94,08	94,61	92,82	90,51	94,85	93,20	93,53	93,21	94,00	94,20	94,58	95,91	94,31	94,61	95,10	92,69	93,84	93,10	95,11	95,68	
Si	5,47	5,43	5,37	5,45	5,42	5,44	5,44	5,36	5,46	5,53	5,38	5,45	5,46	5,39	5,30	5,30	5,41	5,52	5,45	5,51	5,53	5,54	5,42	5,39	
Al IV	2,53	2,57	2,63	2,55	2,58	2,56	2,56	2,64	2,54	2,47	2,62	2,55	2,54	2,61	2,70	2,70	2,59	2,48	2,55	2,49	2,47	2,46	2,58	2,61	
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Al VI	0,74	0,70	0,69	0,76	0,84	0,73	0,82	0,60	0,56	0,83	0,75	0,76	0,79	0,67	0,55	0,51	0,58	0,62	0,72	0,67	0,68	0,74	0,58	0,66	
Cr	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	
Fe	2,34	2,40	2,46	2,40	2,29	2,41	2,32	2,57	2,57	2,24	2,36	2,33	2,27	2,74	2,85	2,82	2,53	2,43	2,35	2,40	2,38	2,35	2,55	2,48	
Mg	2,10	2,09	2,11	2,09	1,99	2,01	2,00	2,25	2,15	2,30	2,22	2,27	2,21	1,81	1,76	1,80	2,21	2,12	2,12	2,51	2,34	2,28	2,26	2,15	
Mn	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	
Ti	0,37	0,36	0,35	0,35	0,38	0,39	0,35	0,35	0,35	0,23	0,30	0,30	0,29	0,37	0,45	0,46	0,33	0,37	0,35	0,18	0,25	0,24	0,29	0,33	
Y	5,57	5,59	5,66	5,62	5,54	5,57	5,54	5,81	5,69	5,61	5,67	5,67	5,60	5,61	5,63	5,63	5,71	5,61	5,58	5,78	5,69	5,65	5,71	5,65	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,02	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,05	0,03	0,04	0,06	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	
K	1,90	1,91	1,89	1,83	1,86	1,88	1,90	1,66	1,86	1,90	1,89	1,80	1,93	1,92	1,93	1,95	1,88	1,88	1,92	1,84	1,87	1,92	1,96	1,95	
X	1,92	1,95	1,90	1,85	1,90	1,91	1,95	1,71	1,88	1,95	1,92	1,84	1,98	1,96	1,97	1,99	1,92	1,90	1,95	1,88	1,90	1,93	1,99	1,98	
XYZ	15,49	15,54	15,56	15,47	15,43	15,48	15,49	15,52	15,57	15,56	15,59	15,51	15,58	15,57	15,61	15,61	15,63	15,51	15,53	15,66	15,58	15,58	15,70	15,62	
XFe	0,53	0,53	0,54	0,53	0,54	0,54	0,54	0,53	0,54	0,49	0,52	0,51	0,51	0,60	0,62	0,61	0,53	0,53	0,53	0,49	0,50	0,51	0,53	0,54	
XMg	0,47	0,47	0,46	0,47	0,46	0,46	0,46	0,47	0,46	0,51	0,48	0,49	0,49	0,40	0,38	0,39	0,47	0,47	0,47	0,51	0,50	0,49	0,47	0,46	

Analyses à la microsonde électronique sur les plagioclases

	Epy CH43								Maupuy CH45								Aulon CH99				Auzances CJ97				Crocq CK32				Auzances CK37			
	149	143	147	148	150	144	227	229	226	235	228	236	238	237	76	79	78	25	19	20	18	181	192	183	195	184	182	193	194	155	156	
Pt:	59,94	59,69	58,67	57,80	57,07	58,06	64,86	64,29	64,15	61,42	60,67	60,47	58,86	59,33	62,40	60,79	59,05	60,99	60,89	59,93	60,98	65,41	61,89	60,29	60,36	60,55	59,13	57,87	57,55	63,23	62,05	
SiO2	23,73	24,10	24,52	24,92	25,24	25,37	21,97	22,40	23,06	24,80	24,77	25,05	25,91	26,07	22,24	24,03	24,43	22,21	23,72	23,31	23,66	21,25	24,35	24,13	24,63	24,34	25,33	26,42	26,51	22,75	23,68	
Al2O3	0,00	0,05	0,02	0,02	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,04	0,00	0,02	0,15	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10	0,01	0,12	0,17	0,11	0,00	0,00	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,03	
MgO	0,01	0,14	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,05	0,15	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,03	0,00	0,18	0,08	0,00	0,17	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,03	
MnO	5,96	6,33	7,14	7,55	7,90	7,95	3,47	3,48	3,63	6,33	6,59	6,70	7,90	8,14	3,86	5,54	6,78	4,77	5,59	5,74	6,03	2,35	5,64	6,28	6,43	6,83	7,01	8,52	9,15	3,99	5,22	
CaO	7,82	7,55	7,28	7,10	6,76	6,60	10,05	10,06	9,49	8,19	7,91	7,92	7,39	7,26	9,16	7,96	7,66	8,46	8,08	7,98	7,86	9,87	8,27	7,70	7,53	7,48	7,34	6,64	6,56	9,14	8,34	
Na2O	0,29	0,27	0,24	0,26	0,32	0,16	0,19	0,15	0,11	0,32	0,28	0,24	0,19	0,22	0,38	0,27	0,15	0,40	0,49	0,39	0,43	0,57	0,40	0,71	0,42	0,55	0,48	0,38	0,44	0,36	0,28	
K2O	0,00	0,03	0,06	0,00	0,10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,02	
TiO2	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,11	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	
Cr2O3	97,82	98,17	97,98	97,64	97,51	98,18	100,55	100,41	100,48	101,23	100,23	100,43	100,35	101,14	98,06	98,71	98,24	96,82	99,00	97,60	98,98	99,62	100,63	99,25	99,51	99,75	99,49	100,04	100,40	99,58	99,65	
Total																																
Formule structurale (8 oxygènes)																																
Si	2,72	2,71	2,67	2,65	2,62	2,64	2,85	2,83	2,82	2,70	2,70	2,68	2,63	2,63	2,81	2,73	2,68	2,79	2,74	2,73	2,74	2,89	2,73	2,71	2,70	2,71	2,66	2,59	2,58	2,81	2,76	
Al	1,27	1,29	1,32	1,34	1,37	1,36	1,14	1,16	1,19	1,29	1,30	1,31	1,36	1,36	1,18	1,27	1,31	1,20	1,26	1,25	1,25	1,11	1,27	1,28	1,30	1,28	1,34	1,40	1,40	1,19	1,24	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,29	0,31	0,35	0,37	0,39	0,39	0,16	0,16	0,17	0,30	0,31	0,32	0,38	0,39	0,19	0,27	0,33	0,23	0,27	0,28	0,29	0,11	0,27	0,30	0,31	0,33	0,34	0,41	0,44	0,19	0,25	
Na	0,69	0,66	0,64	0,63	0,60	0,58	0,86	0,86	0,81	0,70	0,68	0,68	0,64	0,62	0,80	0,69	0,67	0,75	0,70	0,71	0,68	0,85	0,71	0,67	0,65	0,65	0,64	0,58	0,57	0,79	0,72	
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	
SOMME	4,99	4,98	4,99	5,01	5,00	4,98	5,02	5,02	4,99	5,01	5,00	5,01	5,01	5,01	5,01	4,98	5,00	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	5,00	5,01	4,99	4,99	5,00	5,00	5,01	5,00	4,98	
KCaNa	0,98	0,97	0,99	1,00	0,99	0,97	1,02	1,02	0,98	1,00	1,00	1,00	1,02	1,01	0,99	0,96	1,00	0,98	0,97	0,99	0,97	0,96	0,97	0,97	0,96	0,98	0,98	0,99	1,01	0,98	0,97	
An	0,29	0,31	0,35	0,37	0,39	0,40	0,16	0,16	0,17	0,29	0,31	0,31	0,37	0,38	0,19	0,27	0,33	0,23	0,27	0,28	0,29	0,11	0,27	0,30	0,31	0,33	0,34	0,41	0,43	0,19	0,25	
Ab	0,69	0,67	0,64	0,62	0,60	0,60	0,83	0,83	0,82	0,69	0,67	0,67	0,62	0,61	0,79	0,71	0,67	0,75	0,70	0,70	0,69	0,86	0,71	0,66	0,66	0,64	0,64	0,57	0,55	0,79	0,73	
Ksp	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	

	Chénérailles LA98								enc LB1a				Chénérailles LB1b				Chénérailles LB1b'				Saint-Martial LB37											
	79	73	77	78	69	81	68	80	70	71	72	220	223	221	43	44	47	46	48	45	41	40	42	50	51	52	53	55	54	147	149	
Pt:	68,47	65,26	63,89	62,1	62,1	60,62	60,24	60,27	59,34	59,35	59,51	59,63	61,02	59,46	62,81	61,8	60,67	60,98	60,92	61,19	60,17	60,04	59,02	65,05	64,08	61,24	60,04	58,68	57,43	63,66	61,22	
SiO2	19,58	21,69	22,78	23,93	23,74	24,98	24,99	24,99	25,05	25,52	25,58	24,5	24,78	25,26	23,73	23,79	24,7	24,88	24,43	24,53	25	25,1	24,87	21,84	22,37	24,45	25,35	25,52	26,43	23,28	23,88	
Al2O3	0	0	0	0,06	0	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0,02	0,03	0	0,05	0,06	0,07	0	0	0	0	0,07	0,05	0,12	0	0,01	0,02	0,03	0	
FeO	0,01	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,02	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0,01	0	0	
MgO	0	0,05	0,07	0,06	0,05	0,04	0	0	0	0,05	0,03	0	0	0	0,09	0	0	0	0	0	0,01	0,04	0	0	0	0	0	0	0,07	0,02	0	
MnO	0,35	3,07	4,21	5,28	5,51	6,61	6,82	7,13	7,5	7,58	7,81	6,49	6,51	7,82	4,57	5,17	6,01	6,15	6,25	6,26	6,59	6,75	7,15	2,49	3,6	5,7	7,27	7,86	8,83	4,76	5,49	
CaO	11,48	10,12	9,17	8,51	8,61	7,99	7,63	7,57	7,56	7,35	7,71	7,91	8,01	7,6	9,08	8,87	8,31	8,16	7,87	8,37	8,06	8,25	7,46	10,14	9,73	8,46	7,48	7,24	6,65	8,9	8,49	
Na2O	0,04	0,47	0,34	0,47	0,51	0,31	0,29	0,35	0,53	0,37	0,32	0,2	0,17	0,12	0,38	0,42	0,32	0,38	0,3	0,31	0,38	0,32	0,34	0,38	0,52	0,32	0,35	0,36	0,22	0,11	0,14	
K2O	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,05	0	0	0	0	0,04	0	0	0,07	0,01	0	0	0,09	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO2	0,05	0	0,05	0,13	0,03	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0,03	0,1	0	0,04	0	0,08	0,02	0	0	0	0,04	0,08	0	0	0	0,07	0	0	0,06	
Cr2O3	99,97	100,7	100,5	100,5	100,6	100,6	100,01	100,33	100,01	100,26	100,98	98,74	100,52	100,4	100,7	100,1	100,1	100,75	99,88	100,7	100,2	100,59	98,88	100,1	100,4	100,3	100,5	99,79	99,67	100,76	99,28	
Total																																
Formule structurale (8 oxygènes)																																
Si	2,991	2,863	2,811	2,745	2,747	2,687	2,683	2,68	2,657	2,646	2,64	2,69	2,701	2,649	2,766	2,745	2,7	2,696	2,713	2,708	2,679	2,668	2,665	2,866	2,826	2,717	2,666	2,633	2,585	2,793	2,737	
Al	1,008	1,122	1,181	1,247	1,238	1,305	1,312	1,309	1,322	1,341	1,337	1,302	1,293	1,326	1,231	1,246	1,296	1,296	1,282	1,28	1,312	1,314	1,324	1,134	1,163	1,279	1,327	1,35	1,402	1,204	1,258	
Fe	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0,002	0,002	0,003	0	0	0	0	0,002	0,002	0,004	0	0,001	0,001	0,001	0	
Ca	0,016	0,144	0,199	0,25	0,261	0,314	0,325	0,34	0,36	0,362	0,371	0,314	0,309	0,373	0,216	0,246	0,286	0,291	0,298	0,297	0,314	0,321	0,346	0,117	0,17	0,271	0,346	0,378	0,426	0,224	0,263	
Na	0,972	0,861	0,782	0,73	0,738	0,687	0,659	0,653	0,656	0,635	0,663	0,692	0,687	0,657	0,775	0,764	0,717	0,699	0,679	0,718	0,696	0,711	0,653	0,866	0,832	0,727	0,644	0,63	0,581	0,757	0,736	
K	0,002	0,026	0,019	0,026	0,029	0,017	0,016																									

Analyses à la microsonde électronique sur les plagioclases

	Gouzou CK87								Crocq CL28								Aulon CN1		Montjourde CN11		Ajain CN17								Aubussonite LA35b					Aubussonite LA37			
Pt:	158	157	154	133	135	134	87	84	83	85	88	86	8	5	100	94	104	176	175	177	166	168	170	169	167	53	56	54	55	36							
SiO2	60,00	59,10	59,87	59,34	59,58	57,95	62,41	63,36	62,78	62,51	60,67	60,08	65,65	64,33	60,83	61,33	60,56	63,15	61,64	59,85	60,38	60,35	59,92	59,04	58,41	62,28	60,82	59,64	59,63	62,35							
Al2O3	24,83	24,95	25,38	24,23	24,23	24,80	22,52	22,86	22,99	22,61	22,74	24,19	21,10	20,82	23,07	23,48	24,35	23,09	23,71	25,29	24,58	25,11	25,01	25,22	25,95	22,98	24,46	24,52	24,56	23,01							
FeO	0,09	0,00	0,05	0,05	0,13	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,10	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00							
MgO	0,05	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,04							
MnO	0,00	0,04	0,06	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00							
CaO	6,68	7,23	7,28	5,82	6,27	7,08	4,11	4,12	4,14	4,54	5,25	6,65	2,23	2,25	5,30	5,48	6,19	3,88	4,95	6,20	6,70	7,01	7,18	7,82	7,97	4,65	5,82	6,39	6,45	2,56							
Na2O	7,38	7,49	7,30	7,54	8,06	7,32	8,81	9,17	8,94	8,84	7,73	7,58	10,12	9,96	7,98	8,53	7,93	9,42	8,85	7,92	8,09	7,98	7,84	7,11	7,44	8,65	8,00	7,62	7,64	8,73							
K2O	0,28	0,38	0,25	0,31	0,30	0,23	0,37	0,09	0,16	0,22	0,96	0,17	0,17	0,33	0,34	0,17	0,22	0,31	0,51	0,18	0,24	0,23	0,30	0,20	0,21	0,60	0,37	0,38	0,40	0,19							
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00							
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,04	0,03	0,11	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,08	0,00	0,12	0,06							
Total	99,31	99,20	100,22	97,42	98,67	97,45	98,22	99,64	99,06	98,77	97,38	98,74	99,40	97,69	97,65	99,18	99,33	99,94	99,72	99,63	100,07	100,86	100,25	99,52	100,03	99,22	99,60	98,58	98,83	96,96							
Formule structurale (8 oxygènes)																																					
Si	2,69	2,66	2,66	2,71	2,69	2,66	2,81	2,81	2,80	2,80	2,77	2,71	2,90	2,90	2,76	2,75	2,71	2,80	2,75	2,67	2,69	2,67	2,67	2,65	2,62	2,78	2,71	2,69	2,69	2,82							
Al	1,31	1,33	1,33	1,30	1,29	1,34	1,19	1,19	1,21	1,19	1,22	1,28	1,10	1,10	1,23	1,24	1,29	1,21	1,25	1,33	1,29	1,31	1,31	1,34	1,37	1,21	1,29	1,31	1,31	1,23							
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Ca	0,32	0,35	0,35	0,28	0,30	0,35	0,20	0,20	0,20	0,22	0,26	0,32	0,11	0,11	0,26	0,26	0,30	0,18	0,24	0,30	0,32	0,33	0,34	0,38	0,38	0,22	0,28	0,31	0,31	0,12							
Na	0,64	0,65	0,63	0,67	0,71	0,65	0,77	0,79	0,77	0,77	0,68	0,66	0,87	0,87	0,70	0,74	0,69	0,81	0,77	0,69	0,70	0,69	0,68	0,62	0,65	0,75	0,69	0,67	0,67	0,77							
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01							
SOMME	4,98	5,01	4,99	4,98	5,02	5,01	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,98	4,98	5,00	4,98	5,00	4,99	5,01	5,03	5,00	5,02	5,02	5,02	5,02	5,00	5,03	5,00	4,99	5,00	5,00	4,95						
KCaNa	0,96	1,00	0,98	0,95	1,01	1,00	0,97	0,98	0,97	0,99	0,94	0,98	0,97	0,98	0,96	1,00	0,99	0,99	1,00	0,98	1,02	1,02	1,02	1,00	1,03	0,97	0,97	0,98	0,98	0,89							
An	0,33	0,34	0,35	0,29	0,30	0,34	0,20	0,20	0,20	0,22	0,26	0,32	0,11	0,11	0,26	0,26	0,30	0,18	0,23	0,30	0,31	0,32	0,33	0,37	0,37	0,22	0,28	0,31	0,31	0,14							
Ab	0,66	0,64	0,64	0,69	0,69	0,64	0,78	0,80	0,79	0,77	0,69	0,67	0,88	0,87	0,72	0,73	0,69	0,80	0,74	0,69	0,68	0,66	0,65	0,62	0,62	0,75	0,70	0,67	0,67	0,85							
Ksp	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01							
Saint-Martial LB38																																					
Pt:	142	148	145	144	143	151	150	93	87	85	91	98	94	95	86	96	89	97	90	88	165	162	166	163	164	167	159	160	161	152							
SiO2	60,21	62,17	61,06	60,9	59,51	58	57,8	63,74	61,11	60,47	59,33	59,97	60,4	60,26	59,83	59,76	58,42	57,84	56,37	56,33	60,06	59,91	60,01	59,83	59,2	59,49	61,18	60,94	59,3	59,92							
Al2O3	24,17	23,61	24,5	23,83	24,87	25,83	25,58	22,41	23,67	24,6	24,96	25,05	24,75	24,83	25,06	24,98	26,14	25,62	27,18	27,13	24,3	24,33	24,8	24,43	25,24	25,43	23,97	24,41	25,4	25,28							
FeO	0,11	0	0	0,05	0,03	0	0,11	0,03	0,11	0,07	0,05	0,11	0	0,15	0,04	0	0,06	0	0	0	0	0,1	0,04	0	0	0,04	0,07	0,01	0	0,29							
MgO	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0,02	0	0	0,02							
MnO	0,13	0,08	0	0	0,05	0,09	0	0,04	0	0	0	0	0	0,05	0,08	0,01	0,18	0	0,11	0,07	0,09	0	0,08	0,2	0,05	0	0	0,1	0,08	0,08							
CaO	5,53	5,54	5,64	5,92	6,56	7,87	8,24	3,85	5,79	6,39	6,45	6,52	6,61	6,73	6,81	6,86	7,89	7,94	9,6	9,97	6,08	6,7	6,72	6,75	7,43	7,89	5,37	5,88	6,82	7,23							
Na2O	8,92	8,73	8,25	7,97	7,7	6,75	7,17	9,54	8,32	7,65	7,96	8,16	7,64	7,91	7,98	7,91	7,46	7,08	6,24	6,31	7,69	7,66	7,76	8,03	7,25	7,18	8,74	8,56	7,84	7,98							
K2O	0,12	0,17	0,34	0,33	0,18	0,2	0,07	0,1	0,17	0,31	0,24	0,33	0,2	0,32	0,18	0,24	0,12	0,24	0,09	0,12	0,25	0,16	0,17	0,19	0,2	0,26	0,13	0,11	0,14	0,16							
TiO2	0	0	0	0,05	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,08	0,02	0	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0	0	0							
Cr2O3	0	0,06	0	0	0,11	0	0,04	0	0	0,09	0	0	0,09	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0,01	0	0,05	0	0							
Total	99,2	100,4	99,79	99,05	99,02	98,74	99	99,71	99,18	99,56	98,99	100,1	99,69	100,3	100	99,77	100,3	98,8	99,61	99,93	98,52	98,86	99,59	99,43	99,4	100,34	99,47	100,1	99,6	100,96							
Formule structurale (8 oxygènes)																																					
Si	2,706	2,752	2,718	2,732	2,677	2,624	2,616	2,823	2,738	2,702	2,673	2,674	2,695	2,683	2,671	2,673	2,61	2,62	2,543	2,538	2,709	2,698	2,685	2,686	2,657	2,65	2,732	2,71	2,657	2,656							
Al	1,28	1,232	1,285	1,26	1,319	1,377	1,364	1,17	1,25	1,295	1,325	1,317	1,302	1,303	1,318	1,316	1,377	1,368	1,445	1,441	1,292	1,291	1,308	1,293	1,335	1,335	1,262	1,28	1,341	1,321							
Fe	0,004	0	0	0,002	0,001	0	0,004	0,001	0,004	0,003	0,002	0,004	0	0,006	0,001	0	0,002	0	0	0	0	0,004	0,002	0	0	0,002	0,003	0,001	0	0,011							
Ca	0,266	0,263	0,269	0,285	0,316	0,381	0,399	0,183	0,278	0,306	0,311	0,311	0,316	0,321	0,326	0,329	0,378	0,385	0,464	0,481	0,294	0,323	0,322	0,325	0,358	0,376	0,257	0,28	0,328	0,343							
Na	0,777	0,749	0,712	0,693	0,672	0,592	0,629	0,819	0,723	0,663	0,695	0,705	0,661	0,683	0,69	0,686	0,646	0,622	0,546	0,551	0,673	0,668	0,673	0,7	0,631	0,62	0,757	0,738	0,681	0,686							
K	0,007	0,01	0,019	0,019	0,01	0,011	0,004	0,006	0,01	0,017	0,014	0,019	0,011	0,018	0,01	0,014	0,007	0,014	0,005	0,007	0,015	0,009	0,009	0,011	0,011	0,015	0,007	0,006	0,008	0,009							
SOMME	5,04	5,006	5,003	4,991	4,995	4,985	5,016	5,002	5,003	4,986	5,02	5,03	4,985	5,014	5,016	5,018	5,02	5,009	5,003	5,018	4,983	4,993	4,999	5,015	4,992	4,998	5,018	5,015	5,015	5,026							
KCaNa	1,043	1,012	0,981	0,978	0,988	0,973	1,029	1,002	1,001	0,968	1,007	1,016	0,977	1,004	1,016	1,015																					

Analyses à la microsonde électronique sur les plagioclases

	Aubussonite LA38					Ché LA39					Chénéraillles LA94a					enc LA94ae														
	37	38	29	30	71	64	69	70	66	65	110	105	103	107	104	106	109	108	262	265	263	255	256							
Pt:	37	38	29	30	71	64	69	70	66	65	110	105	103	107	104	106	109	108	262	265	263	255	256							
SiO2	62,23	62,08	60,75	60,94	63,45	63,22	62,35	62,09	61,42	60,35	63,17	59,64	59,16	59,32	59,49	58,90	58,92	58,28	60,17	60,53	58,98	64,96	64,20							
Al2O3	23,34	23,04	23,85	23,90	21,50	22,62	22,31	22,71	24,22	24,70	22,68	24,43	25,68	25,37	25,92	25,72	25,46	25,84	24,20	24,81	25,43	21,83	22,31							
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,05	0,12	0,00	0,10	0,11	0,21	0,06	0,17	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02							
MgO	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00							
MnO	0,04	0,00	0,00	0,03	0,04	0,18	0,00	0,14	0,00	0,01	0,01	0,00	0,12	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00							
CaO	4,22	4,40	5,68	5,84	3,05	3,74	4,11	4,79	5,64	6,40	4,83	7,08	7,34	7,47	7,65	7,86	7,92	8,09	5,98	6,14	7,74	2,76	3,26							
Na2O	8,50	8,37	8,02	8,08	9,77	9,26	8,99	8,93	8,35	7,89	9,14	7,43	7,36	7,44	7,69	6,81	7,18	6,96	8,35	8,46	7,47	9,88	9,54							
K2O	0,39	0,46	0,27	0,36	0,40	0,31	0,38	0,35	0,51	0,33	0,18	0,35	0,25	0,42	0,26	0,33	0,23	0,31	0,23	0,10	0,14	0,38	0,55							
TiO2	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06							
Cr2O3	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00							
Total	98,73	98,42	98,62	99,20	98,35	99,38	98,33	99,01	100,26	99,82	100,30	99,06	100,09	100,11	101,14	99,63	99,77	99,54	98,94	100,12	99,86	99,83	99,95							
Formule structurale (8 oxygènes)																														
Si	2,78	2,79	2,73	2,73	2,85	2,81	2,81	2,78	2,73	2,69	2,79	2,69	2,64	2,65	2,63	2,64	2,64	2,62	2,71	2,69	2,64	2,87	2,84							
Al	1,23	1,22	1,27	1,26	1,14	1,19	1,18	1,20	1,27	1,30	1,18	1,30	1,35	1,34	1,35	1,36	1,35	1,37	1,28	1,30	1,34	1,14	1,16							
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Ca	0,20	0,21	0,27	0,28	0,15	0,18	0,20	0,23	0,27	0,31	0,23	0,34	0,35	0,36	0,36	0,38	0,38	0,39	0,29	0,29	0,37	0,13	0,15							
Na	0,74	0,73	0,70	0,70	0,85	0,80	0,79	0,78	0,72	0,68	0,78	0,65	0,64	0,64	0,66	0,59	0,62	0,61	0,73	0,73	0,65	0,85	0,82							
K	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03							
SOMME	4,98	4,98	4,99	4,99	5,02	5,00	5,00	5,01	5,01	5,01	5,01	5,00	5,00	5,02	5,02	4,99	5,00	5,00	5,02	5,02	5,01	5,00	5,00							
KCaNa	0,94	0,94	0,97	0,98	1,00	0,98	0,98	1,01	0,99	0,99	1,01	0,99	0,99	1,00	1,02	0,97	1,01	1,00	1,02	1,02	1,02	0,98	0,97							
An	0,21	0,22	0,28	0,28	0,14	0,18	0,20	0,22	0,26	0,30	0,22	0,34	0,35	0,35	0,35	0,38	0,37	0,38	0,28	0,29	0,36	0,13	0,15							
Ab	0,77	0,75	0,71	0,70	0,83	0,80	0,78	0,76	0,71	0,68	0,77	0,64	0,64	0,63	0,64	0,60	0,61	0,60	0,71	0,71	0,63	0,85	0,82							
Ksp	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03							
Villatange																														
	LB52				Villatange	Villatan			Villatange			Villatange			Crocq			Crocq												
Pt:	154	156	153	155	108	109	112	107	114	110	115	121	122	124	123	199	204	202	203	205	201	210	207	208	206	209	245	246	248	249
SiO2	58,74	57,66	57,64	57	61,39	59,21	59	59,47	57,57	57,68	56,83	58,46	58,32	57,85	57,81	61,08	59,18	58,64	59,41	58,92	58,74	57,4	57,88	57,37	56,89	54,97	62,15	57,88	57,61	56,65
Al2O3	26,55	26,79	26,69	27,11	23,9	24,14	25,32	24,7	24,72	23,91	25,4	24,98	25,32	25,46	25,43	24,47	25,52	25,36	25,49	26,17	25,82	26,19	26,61	26,37	27,3	28,09	23,64	26,09	26,75	27,04
FeO	0,11	0	0,04	0,12	0,17	0	0	0,02	0,02	0,09	0	0	0,07	0	0,02	0,08	0,1	0,14	0,17	0,04	0,05	0,24	0,21	0,16	0,2	0,07	0	0,26	0,12	0,17
MgO	0,01	0	0,01	0	0,04	0	0	0	0,02	0,02	0	0,02	0	0	0,03	0,03	0,03	0	0,02	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0	0	0
MnO	0	0,03	0,05	0	0,03	0	0	0	0	0,07	0,01	0	0	0,08	0	0	0	0	0	0,01	0	0,05	0,02	0	0,03	0,08	0,12	0,08	0,04	0
CaO	8,38	8,85	8,86	9,25	5,28	6,7	7,03	7,04	7,23	7,35	8,17	7,4	7,93	8,16	8,17	5,93	7,42	7,48	7,7	7,93	7,95	8,82	8,99	9,09	9,31	10,39	5,68	9,02	9,06	9,53
Na2O	7,2	6,66	6,82	6,57	7,82	7,33	7,21	7,34	7,2	7,29	6,82	7,31	6,83	6,86	6,53	8,25	6,91	7,13	7,01	6,92	7,11	6,47	6,5	6,56	6,04	5,78	8,33	6,6	6,55	6,09
K2O	0,2	0,17	0,16	0,1	0,27	0,29	0,09	0,17	0,29	0,14	0,21	0,21	0,15	0,25	0,34	0,47	0,71	0,47	0,74	0,43	0,23	0,42	0,29	0,52	0,25	0,25	0,45	0,37	0,25	0,32
TiO2	0,02	0	0,01	0	0	0	0,13	0,03	0,04	0,02	0	0	0	0,05	0,03	0,03	0,04	0	0,05	0,01	0	0,06	0,09	0,02	0,04	0	0,05	0	0,03	0
Cr2O3	0	0	0	0	0,02	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,05	0	0,03	0	0	0	0	0	0,02	0,08
Total	101,2	100,2	100,3	100,2	98,92	97,66	98,78	98,83	97,08	96,57	97,43	98,39	98,62	98,71	98,35	100,4	99,91	99,21	100,58	100,44	99,94	99,64	100,6	100,11	100,06	99,64	100,43	100,3	100,43	99,88
Formule structurale (8 oxygènes)																														
Si	2,601	2,581	2,579	2,556	2,748	2,698	2,659	2,68	2,649	2,669	2,612	2,653	2,641	2,623	2,628	2,711	2,648	2,644	2,646	2,624	2,628	2,588	2,583	2,579	2,553	2,49	2,751	2,595	2,576	2,551
Al	1,386	1,413	1,408	1,433	1,261	1,296	1,344	1,312	1,341	1,304	1,376	1,336	1,351	1,361	1,362	1,28	1,346	1,347	1,338	1,374	1,362	1,392	1,399	1,397	1,444	1,5	1,233	1,378	1,41	1,435
Fe	0,004	0	0,001	0,004	0,006	0	0	0,001	0,001	0,004	0	0	0,002	0	0,001	0,003	0,004	0,005	0,006	0,002	0,002	0,009	0,008	0,006	0,008	0,002	0	0,01	0,004	0,006
Ca	0,398	0,425	0,425	0,445	0,253	0,327	0,339	0,34	0,357	0,365	0,402	0,36	0,385	0,397	0,398	0,282	0,356	0,361	0,367	0,378	0,381	0,426	0,43	0,438	0,447	0,504	0,27	0,433	0,434	0,46
Na	0,618	0,578	0,592	0,571	0,679	0,648	0,63	0,642	0,642	0,654	0,607	0,644	0,6	0,603	0,576	0,71	0,6	0,623	0,605	0,598	0,617	0,565	0,562	0,572	0,525	0,507	0,715	0,574	0,568	0,532
K	0,012	0,01	0,009	0,006	0,016	0,017	0,005	0,01	0,017	0,008	0,012	0,012	0,009	0,014	0,019	0,027	0,041	0,027	0,042	0,024	0,013	0,024	0,017	0,03	0,014	0,015	0,026	0,021	0,014	0,018
SOMME	5,019	5,007	5,014	5,015	4,963	4,986	4,977	4,985	5,007	5,004	5,009	5,005	4,988	4,998	4,984	5,013	4,995	5,007	5,004	5	5,003	5,004	4,999	5,022	4,991	5,018	4,995	5,011	5,006	5,002
KCaNa	1,015	1,002	1,017	1,016	0,932	0,975	0,97	0,982	0,999	1,019	1,01	1,004	0,985	1	0,974	0,992	0,956	0,985	0,972	0,976	0,998	0,992	0,992	1,01	0,973	1,011	0,984	1,007	1,002	0,992
An	0,387	0,42	0,414	0,435	0,267	0,33	0,348	0,343	0,351	0,355	0,394	0,354	0,387	0,391	0,4	0,277	0,357	0,357	0,362	0,378	0,377	0,419	0,426	0,421	0,453	0,491	0,267	0,421	0,427	0,455
Ab	0,602	0,571	0,577	0,559	0,716	0,653	0,647	0,647	0,632	0,637	0,594	0,634	0,604	0,595	0,58	0,697	0,602	0,616	0,596	0,597	0,61	0,557	0,557	0,55	0,532	0,494	0,708	0,558	0,559	0,527
Ksp	0,011	0,01	0,009	0,006	0,016	0,017	0,005	0,01	0,017	0,008	0,012	0,012	0,009	0,014	0,02	0,026	0,041	0,026	0,042	0,024	0,013	0,024	0,017	0,029	0,014	0,014	0,025	0,021	0,014	0,018

Analyses à la microsonde électronique sur les plagioclases

	Chénéraillles P5								Chénéraillles P8								Lupersat ou Saint-Martial P9											
	247	9	3	7	2	4	6	8	5	25	21	16	23	22	24	17	18	20	19	123	133	121	128	122	131	129	130	132
Pt:	247	9	3	7	2	4	6	8	5	25	21	16	23	22	24	17	18	20	19	123	133	121	128	122	131	129	130	132
SiO2	57,31	65,76	63,44	63,08	61,71	61,24	61,01	60,5	60,57	63,45	60,85	60,22	60,08	59,74	59,03	58,85	58,53	58	58,05	62,35	62,52	60,03	61,48	58,72	60,32	58,98	59,39	58,87
Al2O3	27,04	20,93	23,14	23,37	23,74	24,32	24,42	24,59	24,41	22,44	24,21	24,58	25	25,78	25,6	25,66	26,1	26,29	26,56	23,84	23,54	25,2	24,48	24,95	24,99	25,75	25,41	25,92
FeO	0	0	0,02	0	0,04	0	0,11	0	0,03	0	0,02	0	0	0,03	0	0,01	0	0,01	0,02	0	0	0,11	0,03	0,09	0,08	0	0,01	0
MgO	0,04	0,02	0,01	0	0	0	0	0,02	0,03	0,01	0	0,01	0,05	0	0	0,03	0	0,04	0	0	0	0,01	0,01	0,03	0	0,01	0	0,01
MnO	0	0	0,04	0,02	0	0,1	0,01	0	0,06	0,02	0,11	0,09	0	0	0,01	0	0	0,03	0,1	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0,03
CaO	9,54	1,11	4,47	4,56	5,17	5,87	5,97	6,02	6,12	3,48	5,95	6,29	6,91	7,14	7,5	7,51	8,13	8,14	8,61	4,82	4,87	6,21	6,33	6,76	7,14	7,5	7,75	7,8
Na2O	5,95	10,76	9,21	9,11	8,22	8,52	8,18	8,47	8,22	9,59	8,53	8,02	7,93	7,51	7,52	7,3	7,07	6,75	6,85	8,88	9,13	8,26	8,21	7,75	7,77	7,06	7,11	7,2
K2O	0,45	0,13	0,31	0,39	0,55	0,37	0,51	0,49	0,5	0,14	0,25	0,13	0,17	0,17	0,17	0,25	0,16	0,26	0,32	0,13	0,23	0,28	0,33	0,42	0,4	0,35	0,2	0,32
TiO2	0	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,08	0,03	0,03	0,03	0	0,01	0,04	0	0	0	0	0,03	0	0,04	0,08	0	0,01	0,01	0,04
Cr2O3	0,07	0	0	0	0,02	0,06	0	0	0,06	0	0,06	0	0	0	0,04	0	0,06	0	0,06	0,1	0	0	0,03	0	0	0	0	0,08
Total	100,4	98,72	100,65	100,53	99,45	100,49	100,23	100,11	100	99,21	100,01	99,35	100,16	100,37	99,88	99,64	100,04	99,51	100,58	100,12	100,3	100,1	100,94	98,8	100,7	99,66	99,87	100,3
Formule structurale (8 oxygènes)																												
Si	2,564	2,918	2,792	2,781	2,753	2,716	2,712	2,696	2,702	2,822	2,711	2,697	2,675	2,653	2,641	2,638	2,617	2,607	2,59	2,758	2,764	2,675	2,713	2,657	2,676	2,642	2,654	2,626
Al	1,425	1,095	1,2	1,214	1,249	1,271	1,279	1,292	1,283	1,177	1,272	1,298	1,312	1,35	1,35	1,356	1,375	1,392	1,397	1,243	1,227	1,323	1,273	1,331	1,306	1,359	1,338	1,363
Fe	0	0	0,001	0	0,002	0	0,004	0	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0,004	0,001	0,004	0,003	0	0	0
Ca	0,457	0,053	0,211	0,215	0,247	0,279	0,284	0,288	0,292	0,166	0,284	0,302	0,33	0,34	0,359	0,361	0,389	0,392	0,412	0,228	0,231	0,297	0,299	0,328	0,339	0,36	0,371	0,373
Na	0,516	0,926	0,786	0,778	0,711	0,733	0,705	0,732	0,711	0,827	0,737	0,696	0,684	0,646	0,652	0,635	0,612	0,588	0,593	0,762	0,783	0,713	0,702	0,68	0,668	0,613	0,616	0,623
K	0,026	0,007	0,017	0,022	0,031	0,021	0,029	0,028	0,029	0,008	0,014	0,007	0,01	0,01	0,01	0,014	0,009	0,015	0,018	0,007	0,013	0,016	0,019	0,024	0,022	0,02	0,012	0,018
SOMME	4,988	4,999	5,007	5,01	4,993	5,02	5,013	5,036	5,018	5	5,019	5	5,011	5	5,012	5,004	5,002	4,994	5,011	4,998	5,018	5,028	5,007	5,024	5,014	4,994	4,991	5,003
KCaNa	0,973	0,979	0,997	0,994	0,958	1,011	0,99	1,019	1,003	0,993	1,022	0,998	1,014	0,986	1,012	0,995	1,002	0,98	1,004	0,99	1,013	1,01	1,002	1,008	1,008	0,973	0,986	0,996
An	0,458	0,054	0,208	0,212	0,25	0,27	0,279	0,275	0,283	0,166	0,275	0,3	0,322	0,341	0,352	0,357	0,385	0,394	0,403	0,229	0,225	0,289	0,293	0,318	0,329	0,363	0,372	0,368
Ab	0,517	0,939	0,775	0,766	0,719	0,71	0,692	0,699	0,689	0,826	0,712	0,693	0,668	0,649	0,639	0,629	0,606	0,591	0,58	0,764	0,763	0,695	0,688	0,659	0,649	0,617	0,617	0,614
Ksp	0,026	0,007	0,017	0,022	0,032	0,02	0,029	0,027	0,028	0,008	0,014	0,007	0,01	0,01	0,009	0,014	0,009	0,015	0,018	0,007	0,013	0,016	0,018	0,023	0,022	0,02	0,012	0,018

Analyses à la microsonde électronique sur les feldspaths potassiques

	Ajain	Alleyrat	Aubussonite			Aulon	Auzances			Chénéraillles		Crocq	Epy	Gouzon	Lupersat	Maupuy	Montjourde		Saint-Martial							
	CN17	LA39	LA35b	LA37	LA38	CH99	CN1	CN1	CN1	CJ97	CK37	LA98	LB1b'	CK32	P19a	CH43	CK87	P9	CH45	CL28	CN11	LB37	LB37	LB38	LB51	
SiO2	64,94	65,16	63,99	64,98	64,62	63,41	62,82	63,35	64,50	63,72	63,24	65,30	65,48	65,44	65,73	62,87	61,72	63,58	64,40	63,53	63,63	64,39	64,60	63,69	64,43	
Al2O3	18,52	18,39	18,17	18,52	19,08	18,22	18,29	18,47	18,57	18,21	17,96	18,36	18,58	18,56	18,19	18,07	17,82	18,77	18,13	18,09	18,48	17,93	18,21	18,65	18,70	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,06	0,10	0,00	0,03	0,04	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	
MnO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,03	0,03	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,03	0,02	0,12	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,09	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	
Na2O	2,14	1,96	4,02	2,54	3,95	1,00	0,92	0,31	2,60	0,58	1,80	1,84	2,89	2,29	2,89	0,41	0,70	1,15	1,03	1,41	0,72	0,04	1,04	1,02	1,07	
K2O	13,63	13,57	10,97	12,82	11,12	15,97	15,82	16,60	13,23	15,95	13,89	14,02	12,85	13,27	12,40	15,69	16,06	14,67	14,95	14,65	15,79	16,71	15,61	14,97	14,80	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,04	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	
Total	99,26	99,12	97,33	98,99	98,87	98,67	97,87	98,83	99,08	98,82	96,99	99,58	99,97	99,86	99,36	97,05	96,41	98,23	98,59	97,80	98,61	99,21	99,54	98,34	99,19	
Formule structurale (8 oxygènes)																										
Si	3,00	3,01	2,99	3,00	2,97	2,98	2,97	2,98	2,98	2,99	3,00	3,01	2,99	3,00	3,01	2,99	2,97	2,98	3,00	2,99	2,98	3,01	3,00	2,98	2,99	
Al	1,01	1,00	1,00	1,01	1,03	1,01	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	1,01	1,01	1,04	1,00	1,00	1,02	0,99	1,00	1,03	1,02	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Na	0,19	0,18	0,36	0,23	0,35	0,09	0,09	0,03	0,23	0,05	0,17	0,16	0,26	0,20	0,26	0,04	0,07	0,11	0,09	0,13	0,07	0,00	0,09	0,09	0,10	
K	0,80	0,80	0,65	0,75	0,65	0,96	0,96	1,00	0,78	0,95	0,84	0,82	0,75	0,78	0,73	0,95	0,99	0,88	0,89	0,88	0,94	1,00	0,92	0,89	0,88	
somme	5,00	4,98	5,02	4,98	5,01	5,04	5,03	5,02	5,01	5,00	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	5,04	4,99	4,99	4,99	5,01	5,01	5,00	5,01	5,00	4,99	
KCaNa	1,00	0,98	1,02	0,98	1,01	1,05	1,04	1,02	1,01	1,01	1,01	0,99	1,01	0,98	0,99	0,99	1,05	0,98	0,98	1,01	1,01	1,00	1,02	0,99	0,98	
An	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Ab	0,14	0,13	0,27	0,17	0,26	0,06	0,05	0,02	0,16	0,03	0,11	0,12	0,18	0,15	0,19	0,03	0,04	0,07	0,06	0,09	0,04	0,00	0,06	0,06	0,07	
Ksp	0,86	0,87	0,73	0,83	0,74	0,94	0,95	0,98	0,84	0,96	0,88	0,88	0,82	0,85	0,81	0,97	0,96	0,93	0,94	0,91	0,96	1,00	0,94	0,94	0,92	

Analyses à la microsonde électronique sur les muscovites

	Saint-Martial		Montjourde		Villatange		
	CL28	CN11	CN11	CN11	LB53	LB53	LB51
Pt	92	101	103	96	119	118	165
SiO2	45,7	45,23	45,52	45,15	47,37	44,74	46,05
Al2O3	34,84	34,5	33,68	34,11	31	32,74	35,07
FeO	0,99	0,92	1,12	1,13	1,81	1,21	1,03
MgO	0,77	0,62	0,85	0,88	1,63	0,87	0,7
MnO	0,01	0,01	0	0	0,05	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0,03	0
Na2O	0,54	0,44	0,55	0,42	0,19	0,25	0,37
K2O	10,32	10,59	10,82	11,02	10,46	10,9	10,77
TiO2	1,07	1,09	1,17	1,02	0	1,08	0,85
Cr2O3	0	0	0	0,07	0,02	0,02	0
Total	94,24	93,4	93,7	93,79	92,53	91,83	94,84
Formule structurale							
Si	3,071	3,072	3,091	3,067	3,248	3,104	3,079
Al	2,759	2,762	2,696	2,731	2,506	2,677	2,763
Fe	0,056	0,052	0,064	0,064	0,104	0,07	0,058
Mg	0,077	0,063	0,086	0,089	0,167	0,09	0,07
Na	0,071	0,058	0,072	0,055	0,026	0,033	0,048
K	0,884	0,918	0,937	0,955	0,915	0,965	0,919
Ti	0,054	0,055	0,06	0,052	0	0,056	0,043
somme	6,972	6,98	7,006	7,013	6,966	6,995	6,98

Analyses à la microsonde électronique sur les cordiérites

Ech.	Aubussonite				Aulon	Chénérailles			
	LA35b	LA35b	LA35b	LA35b	CM99	LB1b'	LB1b'	LB1b'	LB1b'
SiO2	48,20	47,76	47,61	47,23	48,14	48,37	48,04	48,78	48,56
TiO2	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04
Al2O3	32,27	31,71	32,13	31,36	31,68	32,30	31,91	31,99	31,74
FeO	10,25	10,96	10,71	9,20	8,77	8,56	8,92	8,18	8,48
MnO	0,35	0,37	0,32	0,23	0,40	0,37	0,57	0,28	0,37
MgO	7,07	6,20	6,20	7,44	7,19	7,90	7,64	7,95	7,75
CaO	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00
Na2O	0,18	0,17	0,12	0,15	0,64	0,41	0,53	0,39	0,44
K2O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
Cr2O3	0,08	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,44	97,21	97,16	95,63	96,89	97,94	97,66	97,60	97,39
Si	5,01	5,04	5,02	5,03	5,06	5,02	5,02	5,06	5,06
Al	3,95	3,95	3,99	3,94	3,92	3,95	3,93	3,91	3,90
ΣT	8,96	8,99	9,02	8,97	8,98	8,97	8,94	8,97	8,96
Fe	0,89	0,97	0,94	0,82	0,77	0,74	0,78	0,71	0,74
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03
Mg	1,10	0,98	0,98	1,18	1,13	1,22	1,19	1,23	1,21
Σ	2,02	1,98	1,95	2,02	1,93	2,00	2,02	1,97	1,98
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,03	0,03	0,13	0,08	0,11	0,08	0,09
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
XMg	0,54	0,49	0,50	0,58	0,58	0,61	0,59	0,63	0,61

Annexe 3 : coordonnées géographiques des analyses géochimiques

Localisation des roches prélevées et analysées dans ce mémoire (Lambert II).

feuille	x	y	Ech.	dénomination
BOURGANEUF	553,000	2114,350	CM98	Aulon
BOURGANEUF	550,000	2119,000	CM99	Aulon
BOURGANEUF	548,000	2116,575	CN1	Aulon
BOURGANEUF	552,212	2119,635	LB 92	Aulon
AUBUSSON	611,600	2114,400	CJ97b	Auzances
AUBUSSON	613,750	2110,330	CK37	Auzances
AUBUSSON	610,250	2112,450	CL26	Auzances
ST GERVAIX	614,400	2112,800	CK75c	Auzances
EVAUX LES BAINS	606,600	2133,200	CL12	Chambon
EVAUX LES BAINS	606,600	2132,900	CL13	Chambon
EVAUX LES BAINS	609,675	2131,700	CL2a	Chambon
AUBUSSON	598,330	2115,920	CK19	Chénérailles
AUBUSSON	593,275	2113,890	CK27	Chénérailles
AUBUSSON	591,400	2112,575	CL22	Chénérailles
AUBUSSON	588,250	2109,375	P5	Chénérailles
ST SULPICE	569,000	2119,000	CG3	Chénérailles
ST SULPICE	575,000	2119,000	CG6	Chénérailles
ST SULPICE	589,075	2116,150	LA94b	Chénérailles
ST SULPICE	588,937	2110,900	LA98	Chénérailles
ST SULPICE	588,250	2109,375	LB1b	Chénérailles
ST SULPICE	588,410	2108,400	LB2b	Chénérailles
ST SULPICE	584,685	2110,700	LB4	Chénérailles
AUBUSSON	612,560	2117,500	CJ80	Chénérailles
ST SULPICE	571,000	2115,000	CF99	Chénérailles
GUERET	579,400	2131,000	CM33	Cressat
GUERET	585,100	2133,000	CM62	Cressat
AUBUSSON	607,250	2108,400	CK32	Crocq
AUBUSSON	601,520	2101,100	CK48	Crocq
AUBUSSON	601,675	2104,480	CL28	Crocq
FELLETIN	601,900	2098,275	CL30a	Crocq
FELLETIN	605,300	2092,500	CL32	Crocq
FELLETIN	602,370	2097,470	P19a	Crocq
FELLETIN	602,370	2097,470	P20	Crocq
Felletin	602,825	2095,675	DE28	Crocq
Felletin	605,200	2095,250	DE75	Crocq
GUERET	578,820	2123,625	CH43	Epy
Felletin	612,050	2089,575	DE20	Fernoël
Felletin	606,950	2090,950	DE3	Fernoël
Felletin	606,800	2084,975	DE92	Fernoël
Felletin	613,300	2094,625	DE97	Fernoël
Felletin	611,200	2094,550	DF21	Fernoël
Pontgibaud	615,875	2099,575	DF19	Fernoël
MONTAIGUT	614,000	2127,300	CL43b	Gouzon
EVAUX LES BAINS	610,400	2127,900	CK87	Gouzon
FELLETIN	591,900	2080,300	CM67	Lamazière
FELLETIN	585,800	2087,700	CM71	Lamazière
FELLETIN	586,400	2086,000	CL33b	Lamazière
GUERET	581,500	2133,800	CN17	granitoïde à deux micas
AUBUSSON	595,450	2111,840	CN86	granitoïde à deux micas
AUBUSSON	596,820	2107,320	CN87	granitoïde à deux micas
AUBUSSON	607,470	2108,250	CN41	granitoïde à deux micas
Felletin	606,800	2084,750	DE57	granitoïde à deux micas
Felletin	607,525	2099,000	DE63	granitoïde à deux micas
Felletin	602,400	2096,525	DE72	granitoïde à deux micas

AUBUSSON	600,800	2109,675	CK50	Lupersat
AUBUSSON	599,600	2106,600	CK52	Lupersat
AUBUSSON	596,200	2104,030	CK56	Lupersat
AUBUSSON	599,500	2106,400	CN38	Lupersat
AUBUSSON	598,450	2114,350	CK17	Lupersat
AUBUSSON	598,300	2112,500	CL21	Lupersat
GUERET	561,120	2128,610	CH45	Maupuy
BOURG LASTIC	616,500	2065,500	CN27	Messeix
BOURG LASTIC	616,500	2065,500	CN44	Messeix
MAGNAC LAVAL	528,900	2136,600	CM9	Montjourde
MAGNAC LAVAL	527,900	2130,600	CN11	Montjourde
MAGNAC LAVAL	527,850	2130,600	CN11	Montjourde
MAGNAC LAVAL	528,950	2128,200	CL59	Montjourde
ST SULPICE	566,960	2112,612	LB37	Saint-Martial
ST SULPICE	565,950	2113,325	LB38	Saint-Martial
ST SULPICE	562,875	2114,350	LB51	Saint-Martial
AUBUSSON	586,850	2103,250	P9	Saint-Martial
ST SULPICE	577,000	2111,000	CH52	Villatange
ST SULPICE	554,950	2116,762	CJ51	Villatange
ST SULPICE	559,362	2116,575	LB52	Villatange
ST SULPICE	556,325	2117,025	LB53	Villatange
Felletin	607,950	2084,675	DE36	Aubussonite
Felletin	612,200	2082,125	DF25	Aubussonite
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
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	599,600	2106,640	CN39	Enclave microgrenue sombre
FELLETIN	601,900	2098,275	CL30b	Enclave microgrenue sombre
ST SULPICE	570,925	2104,925	LA47a	gneiss de Banize
ST SULPICE	567,775	2109,225	LA16b	gneiss de Banize
ST SULPICE	581,250	2103,050	CJ45	Gneiss de Villesourde
ST SULPICE	557,775	2110,325	CF82	Gneiss de Villesourde
ST SULPICE	559,550	2110,862	LA49	gneiss de Banize
AUBUSSON	613,650	2104,525	CN77	intrusion métallumineuse
EVAUX LES BAINS	609,750	2129,650	CK88	intrusion métallumineuse
EVAUX LES BAINS	600,450	2139,525	CL9	intrusion métallumineuse
GUERET	574,175	2138,700	CL20a	intrusion métallumineuse
MONTAIGUT	628,200	2123,275	CK93	intrusion métallumineuse
MONTAIGUT	623,800	2120,425	CK96	intrusion métallumineuse
MONTAIGUT	624,150	2120,420	CK95	intrusion métallumineuse
EVAUX LES BAINS	609,275	2146,850	CJ 32	intrusion métallumineuse
EVAUX LES BAINS	603,170	2140,960	CJ 35	intrusion métallumineuse
ST GERVAIX	614,300	2113,300	CK75a	intrusion métallumineuse
FELLETIN	587,550	2082,650	CN16	metatexite felletin
FELLETIN	587,550	2083,700	CN14a	metatexite felletin
FELLETIN	587,550	2083,700	CN14b	metatexite felletin
FELLETIN	587,150	2092,900	LC15	metatexite felletin
FELLETIN	586,900	2085,425	CM82	metatexite felletin
MONTAIGUT	614,000	2127,300	CL43a	métatexite nord guéret
ST SULPICE	565,750	2109,200	CN46	métatexite nord MV
AUBUSSON	608,700	2115,250	CN35	filon de Sannat

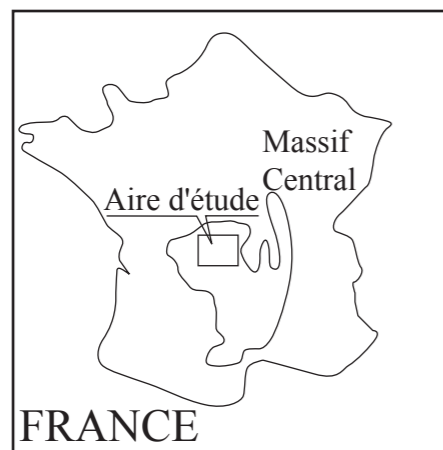
AUBUSSON	605,775	2114,375	CN37	filon de Sannat
AUBUSSON	610,300	2118,075	CJ81	filon de Sannat
AUBUSSON	599,325	2104,340	CN40	filon de Sannat
EVAUX LES BAINS	606,800	2123,050	CK84b	filon de sannat
EVAUX LES BAINS	606,800	2123,050	CK84a	filon de sannat
EVAUX LES BAINS	609,925	2127,425	CK85	Tufs antrhracifère
EVAUX LES BAINS	606,100	2132,450	CL4	Tufs antrhracifère
EVAUX LES BAINS	600,600	2133,700	CL8b	Tufs antrhracifère
GUERET	574,375	2138,175	CH44	Tufs antrhracifère
PONTAUMUR	626,000	2095,700	CL34	Tufs antrhracifère
PONTAUMUR	626,350	2096,600	CL35	Tufs antrhracifère
PONTAUMUR	626,350	2096,600	CL35	Tufs antrhracifère
PONTAUMUR	610,500	2131,625	CN4	Tufs antrhracifère

Annexe 4a : carte du Massif de Guéret en noir en blanc
Annexe 4b : carte du Massif de Guéret en couleur
Annexe 4c : coupe NW-SE du Massif de Guéret

Carte géologique simplifiée du Massif de Guéret et du complexe magmatique de Guéret.



0 2 10 km



- ZCAr : Zone de Cisaillement d'Arpheilles
 ZCBM : Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine
 ZCC : Zone de Cisaillement de la Courtine
 ZCCr : Zone de Cisaillement de Cressat
 ZCCV : Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize
 ZCMo : Zone de Cisaillement de Montmoreau
 ZCNM : Zone de Cisaillement du Nord Millevaches
 ZCM : Zone de Cisaillement de la Marche
 FB : Faille de Boussac
 SFC : Système Faillé de la Creuse
 CDE : Couloir Ductile de l'Epy
 FA : Faille d'Arrènes
 SH: Sillon Houiller
 ↙ ↘ Cisaillement senestre
 ↗ ↖ Cisaillement dextre
 ↗ ↘ Cisaillement inverse

Granitoïdes de Guéret

- Tonalite-granodiorite
- Granodiorite-monzogranite
- Monzogranite
- Monzogranite-syenogranite
- Syenogranite
- Syenogranite-granite alcalin

Autres formations

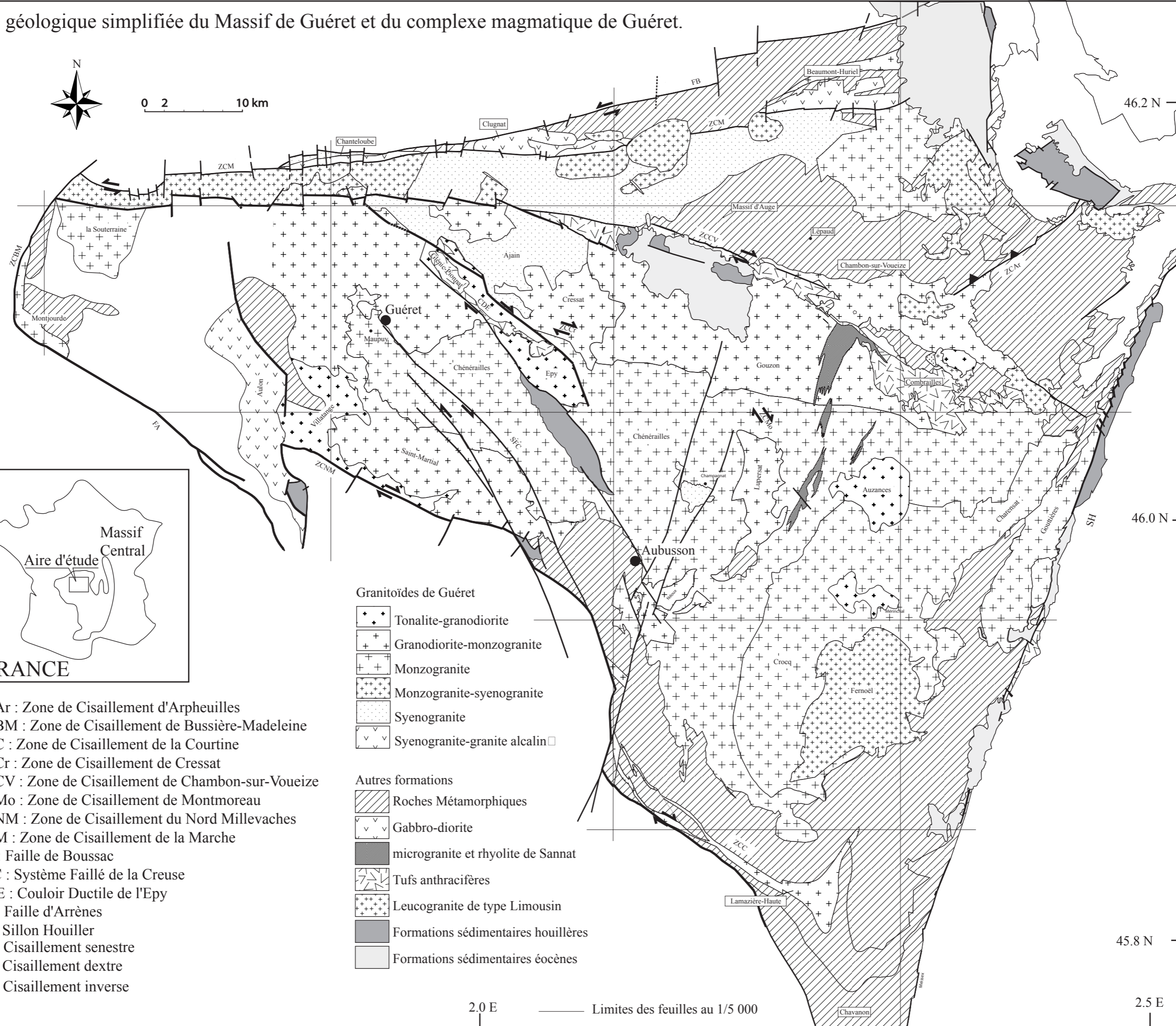
- Roches Métamorphiques
- Gabbro-diorite
- microgranite et rhyolite de Sannat
- Tufs anthracifères
- Leucogranite de type Limousin
- Formations sédimentaires houillères
- Formations sédimentaires éocènes

2.0 E

— Limites des feuilles au 1/5 000

45.8 N

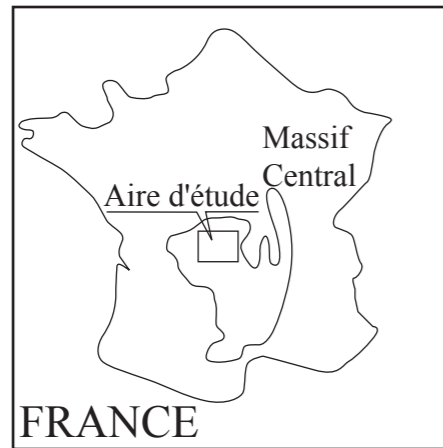
2.5 E



Carte géologique simplifiée du Massif de Guéret et du complexe magmatique de Guéret.



0 2 10 km



FRANCE

- ZCAr : Zone de Cisaillement d'Arpheilles
 ZCBM : Zone de Cisaillement de Bussière-Madeleine
 ZCC : Zone de Cisaillement de la Courtine
 ZCCr : Zone de Cisaillement de Cressat
 ZCCV : Zone de Cisaillement de Chambon-sur-Voueize
 ZCMo : Zone de Cisaillement de Montmoreau
 ZCNM : Zone de Cisaillement du Nord Millevaches
 ZCM : Zone de Cisaillement de la Marche
 FB : Faille de Boussac
 SFC : Système Faillé de la Creuse
 CDE : Couloir Ductile de l'Epy
 FA : Faille d'Arrènes
 SH: Sillon Houiller
 // Cisaillement senestre
 \ \ Cisaillement dextre
 ▲ Cisaillement inverse
 /²⁰ Foliation magnétique

Granitoïdes de Guéret

- Tonalite-granodiorite
- Granodiorite-monzogranite
- Monzogranite
- Monzogranite-syenogranite
- Syenogranite
- Syenogranite-granite alcalin □

Autres formations

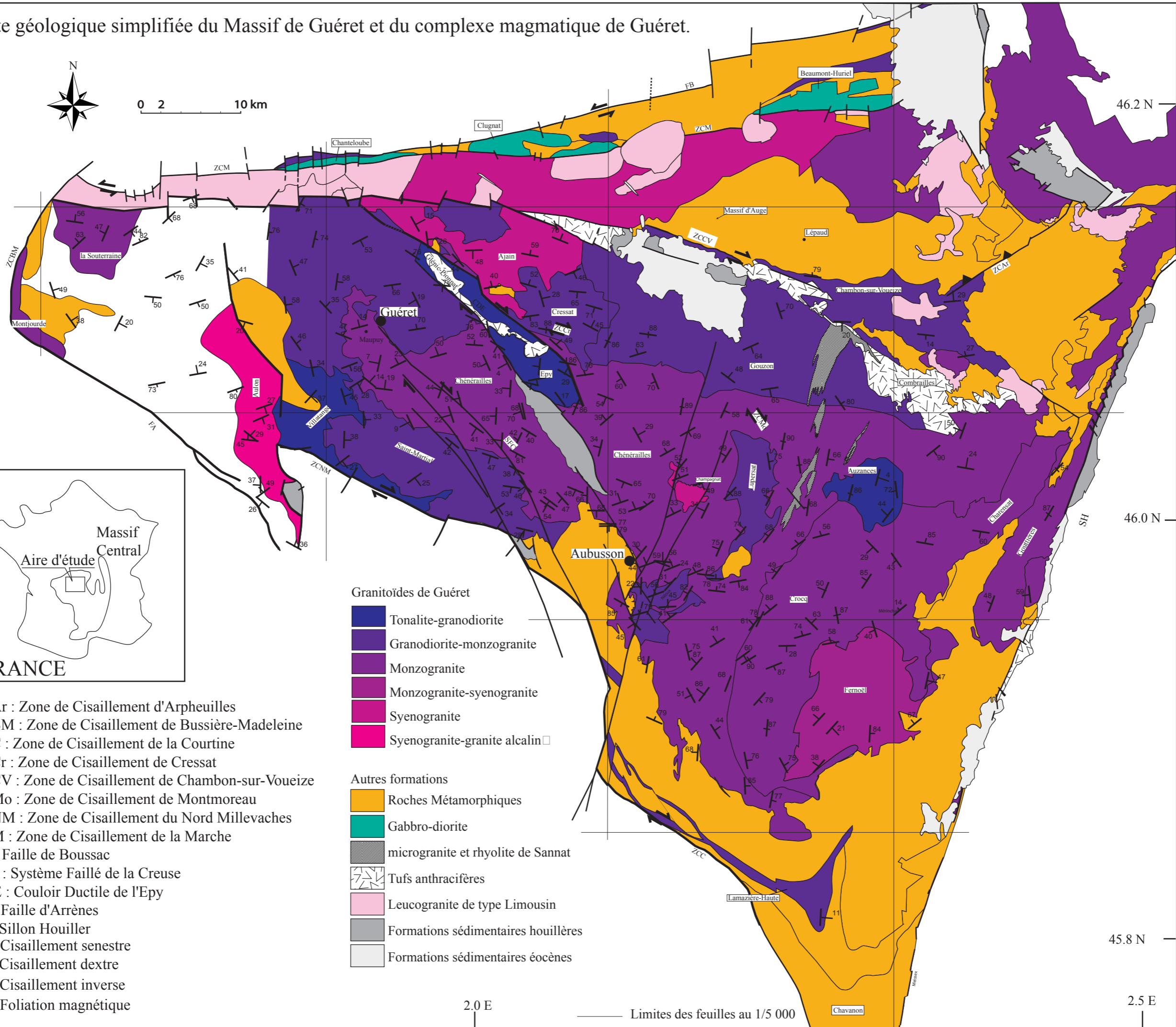
- Roches Métamorphiques
- Gabbro-diorite
- microgranite et rhyolite de Sannat
- Tufs anthracifères
- Leucogranite de type Limousin
- Formations sédimentaires houillères
- Formations sédimentaires éocènes

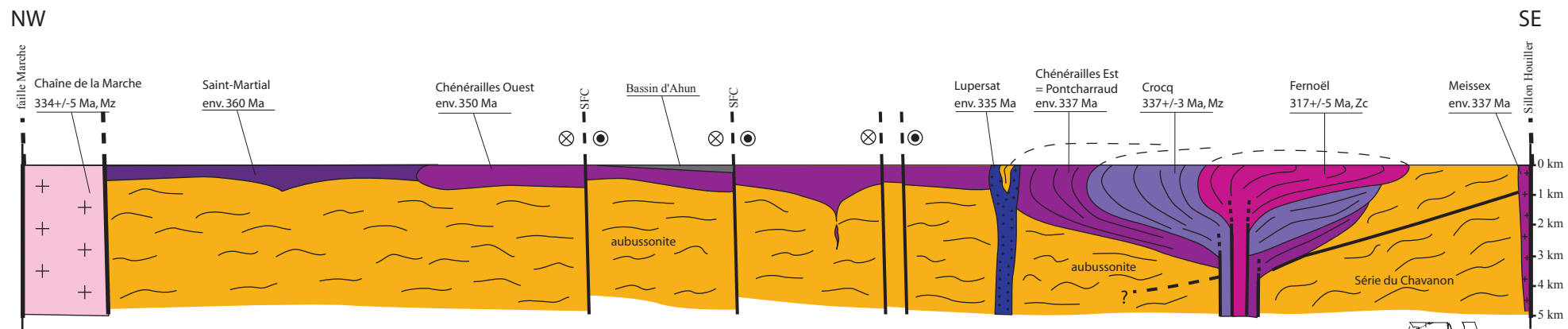
2.0 E

Limites des feuilles au 1/5 000

45.8 N

2.5 E





Coupe géologique synthétique NW-SE du Massif de Guéret.

