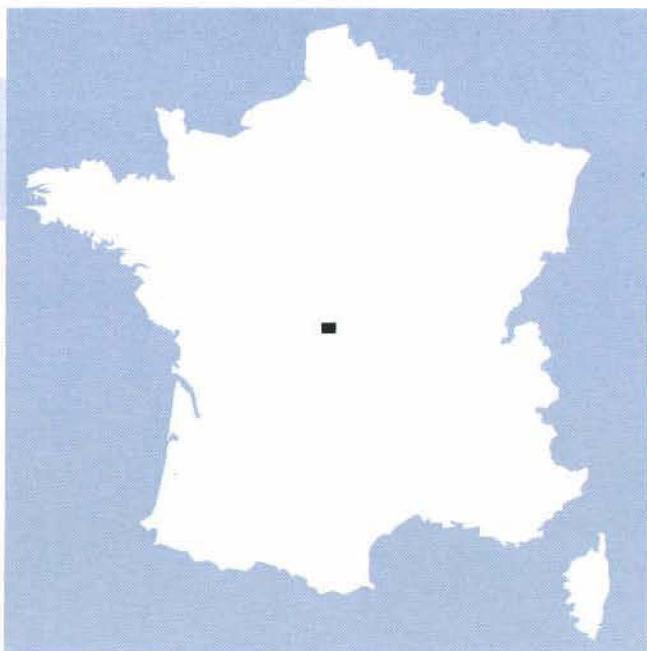


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000



BOUSSAC

par

M. COHEN-JULIEN, J.M. QUENARDEL, P. FREYTET,
D. LEMAIRE, G. LEROUGE, C. LE CŒUR,
R. DELBOS, C. VAUTRELLE

BOUSSAC

La carte géologique à 1/50 000
BOUSSAC est recouverte par la coupure
MONTLUÇON (N° 145)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

La Châtre	Château- meillant	Hérisson	
Aigurande	BOUSSAC	Montluçon	
Guéret	Évaux- les-Bains	Montaigut	



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

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

par

**M. COHEN-JULIEN, J.M. QUENARDEL, P. FREYTET,
D. LEMAIRE, G. LEROUGE, C. LE CŒUR,
R. DELBOS, C. VAUTRELLE**

1991

Éditions du BRGM — BP 6009 — 45060 ORLÉANS Cedex 2 — FRANCE.

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

– *pour la carte* : QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LANGANEY C., LE CŒUR C., SCHMITT P. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Boussac** (618) – Orléans : BRGM. Notice explicative par COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., LE CŒUR C., DELBOS R., VAUTRELLE C. (1991), 91 p.

– *pour la notice* : COHEN-JULIEN M., QUENARDEL J.M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., LE CŒUR C., DELBOS R., VAUTRELLE C. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Boussac** (618) – Orléans : BRGM, 91 p. Carte géologique par QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LANGANEY C., LE CŒUR C., SCHMITT P. (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1618-3

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES</i>	7
Domaine du plateau d'Aigurande	7
Domaine de Boussac	12
Domaine de la Marche—Guéret	21
<i>FORMATIONS POSTHERCYNiennes</i>	38
TECTONIQUE	40
MÉTAMORPHISME	46
MORPHOMÉTRIE ET NÉOTECTONIQUE	52
GÉOMORPHOLOGIE	55
GÉOPHYSIQUE	61
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	69
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	69
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	71
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	72
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	72
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	82
AUTEURS	83
ANNEXE 1: ANALYSES CHIMIQUES	84
ANNEXE 2: GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	89

INTRODUCTION

La carte géologique Boussac à 1/50 000 couvre un secteur constitué de formations cristallines et métamorphiques. Elle est située à l'extrémité nord-orientale de la Marche, aux confins du Berry et du Bourbonnais. Sur cette coupure, qui occupe le Nord-Est du département de la Creuse, on distingue deux domaines géographiques qui recouvrent, en fait, deux entités géologiques, le bas Berry et le plateau de Guéret.

PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE

La partie septentrionale de la carte, située au pied du ressaut topographique de la Marche, marque la limite entre la région berrichonne (située au Nord, en deçà des limites de la carte) et la « montagne de la Marche » qui occupe la majeure partie de cette coupure. Elle s'élève lentement depuis le bassin de Paris jusqu'à quelque 400 m d'altitude, alors que la montagne de la Marche culmine à 665 m à Toulx-Sainte-Croix. Cette dernière a toujours joué le rôle de barrière géographique, tant humaine et culturelle que climatique.

En effet, au Nord de ce ressaut topographique s'étend le bas Berry, valonné, région d'Oïl couverte de bocages et de cultures tournée vers le bassin de Paris, alors qu'au Sud du ressaut boisé de la Marche s'élèvent les plateaux de Guéret, plus austères et plus pauvres, déjà pays d'Oc où la lande est encore présente.

De part sa topographie, la montagne de la Marche joue le rôle de contrefort nord-occidental du Massif central, sur lequel les nuages viennent se délester de copieuses ondées. Cette position géographique explique la variété et l'abondance de la végétation qui couvre cette région. C'est un pays d'élevage et de petites exploitations agricoles, les bovins se sont presque partout substitués aux ovins.

Du point de vue orographique, le territoire couvert par la feuille se partage en trois bassins-versants : le bassin de l'Indre qui se poursuit vers le Nord, le bassin de la Petite-Creuse qui occupe la partie occidentale de la carte et le bassin du Cher qui s'étend vers l'Est. Le point triple de partage des eaux se situe dans la région de Saint-Sauvier.

PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE

Les terrains métamorphiques et cristallins se partagent le territoire de la feuille Boussac, située dans la partie nord-occidentale du Massif central.

L'évolution géodynamique de cette région (tabl. 1, en pages centrales) est marquée par plusieurs périodes orogéniques qui traduisent des phénomènes différents : sédimentaires et magmatiques pour les plus anciens, tectono-métamorphiques puis plutoniques pour les plus importants, magmatiques et tectoniques enfin pour les plus récents. Tous ces phénomènes ont

abouti à la structuration de cette région en trois unités principales, différentes tant par leur nature (lithologique) que par leur histoire (tectono-métamorphique). Ces trois unités sont séparées par des accidents majeurs qui se prolongent au-delà du cadre de la carte.

Aux deux principaux domaines géographiques définis plus haut, se superposent deux de ces unités géologiques :

— le *plateau d'Aigurande*, d'une part. Ce domaine est constitué d'une série cristallophyllienne qui occupe le tiers septentrional de la carte. Cette série est ployée en une vaste antiforme orientée E-W. L'axe de cette antiforme située plus à l'Est (sur les cartes Aigurande, Dun-le-Palestel et Argenton-sur-Creuse à 1/50 000), est jalonné par des leucogranites et des granites à deux micas ;

— le *domaine granitique et migmatitique de la Marche—Guéret*, d'autre part. Il constitue la barre de la Marche et les hauts plateaux de Guéret qui dominent le paysage dans la partie méridionale de la carte.

À ces deux ensembles s'ajoute le *domaine de Boussac*, troisième entité géologique, constituée de gneiss et migmatites, de granites et de roches basiques. Cet ensemble occupe sur le territoire de la feuille, une bande centrale sensiblement orientée ENE-WSW. Ce domaine est délimité par deux accidents majeurs qui séparent le plateau d'Aigurande du domaine de la Marche—Guéret : les failles de la Marche et de Boussac. Ces failles ne sont qu'une manifestation mineure d'un système cisailant et mylonitique qui a une ampleur régionale : la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles, prolongement oriental de la Zone de cisaillement sud-armoricaine.

Les domaines de Boussac et de la Marche—Guéret appartiennent au « pays de montagne » défini géographiquement plus haut, alors que les formations du plateau d'Aigurande correspondent à la limite méridionale du « pays bas ».

● Les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande et du domaine de Boussac témoignent d'une période précoce de l'histoire sédimentaire et magmatique de la région. Elles ont été structurées et métamorphisées par une phase majeure attribuée au *Dévonien* (par analogie avec le reste du domaine paléozoïque européen et particulièrement avec le Limousin ; Floch *et al.*, 1985).

Cette phase est en partie responsable de l'empilement tectonique des différentes nappes du plateau d'Aigurande ainsi que de certaines déformations et la migmatisation des formations métamorphiques de l'unité de Boussac. Elle a développé dans ces séries un métamorphisme de type barrovien.

Quelques reliques d'un métamorphisme haute pression, plus ancien, sont décelables dans ces formations. Elles sont datées, toujours par analogie avec l'histoire du Limousin, de l'*Ordovicien—Silurien*.

● Les granites de la Marche et de Guéret sont à rattacher à un épisode magmatique plus tardif, *dévono-carbonifère*. Cet épisode, reconnu dans tout le Nord-Ouest du Massif central, est initié ici par la mise en place du granite de Guéret à la limite dévono-carbonifère (Berthier *et al.*, 1979) et pourrait

correspondre à une réponse magmatique consécutive à l'épaississement crustal, résultat de la phase orogénique majeure dévonienne.

● La troisième grande période orogénique (*Carbonifère—infra-Permien*) s'exprime, d'une part, par des accidents aussi bien ductibles que cassants, verticaux que tangentiels (décrochevauchements *pro parte*) et, d'autre part, par des montées plutoniques. Les déformations correspondent à une succession de phases tectoniques dont les orientations varient au cours du Carbonifère (NW-SE au Carbonifère inférieur, NNE-SSW au Westphalien, N-S au Stéphalien). Ces mouvements se traduisent par des cisaillements, principalement le long d'accidents préexistants ou de zones fragilisées (Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles). Les blocs situés entre ces zones de cisaillement n'étant pratiquement pas déformés.

La mise en place des leucogranites du domaine de la Marche occidentale et centrale (bois de Chabannes, Jalesches,...), ainsi que celle des granites à deux micas du plateau d'Aigurande (Crozan, Crevant, Méasnes,...) sont à mettre en relation avec les phénomènes thermiques liés à ces différents jeux.

Dès la fin du Westphalien, l'action conjuguée des jeux induit, sur tous les accidents de direction armoricaine, un blocage. Ce phénomène est vraisemblablement responsable des ruptures de direction subméridienne, d'une part, et d'une remontée vers le Nord de l'ensemble Marche occidentale, d'autre part.

À la fin du Westphalien, les leucogranites de la Marche orientale (Saint-Silvain, Toulx,...) se mettent en place.

Après le Westphalien, les séries du plateau d'Aigurande sont intrudées par des magmas acides (microgranites, etc.) dont la mise en place est en grande partie contrôlée par des failles. Le bombement antiforme du plateau d'Aigurande s'intercale entre différents jeux de ces failles.

Enfin, au Stéphalien, l'agencement des grandes unités structurales de la région est tel qu'une nouvelle situation de blocage se crée, induisant alors des raccourcissements NW-SE et E-W. La structuration paléozoïque de la région, au sens large, se terminera avec les phases de distension N-S, au cours du Permien.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES

Domaine du plateau d'Aigurande

Les **formations métamorphiques** rattachées au plateau d'Aigurande occupent une large bande septentrionale, orientée ENE-WSW, et s'arrêtent, vers le Sud, contre la faille de Boussac.

Ce domaine contient quatre unités lithostructurales : l'unité micaschisteuse de Fougères à la base, surmontée par l'unité gneissique d'Éguzon, elle-même chevauchée par l'unité gneissique et magmatitique de Dun—Gargilisse. L'unité migmatitique du Pin—Villechiron—Chéniers forme le

sommet de cet édifice structural (voir cartes voisines à 1/50 000 : Aigurande, Argenton-sur-Creuse, Dun-le-palestel).

Sur la carte Boussac, seule l'unité d'Éguzon est représentée. Cette unité, très puissante dans la région d'Aigurande (2 000 à 3 000 m, voir feuille Aigurande), est ici moins développée et peu différenciée.

Unité d'Éguzon

La base géométrique de cette série correspond à des faciès de gneiss amygdalaires où sont intercalés des niveaux de leptynite dont les dimensions n'en permettent pas toujours le report cartographique. Cette formation est surmontée d'un ensemble lithologique gneissique plus ou moins micaschisteux : les gneiss gris.

$a\zeta^3$. **Gneiss amygdalaires indifférenciés, à quartz bleu.** Le terme de gneiss amygdalaires est utilisé dans un sens proche de celui donné par M. Chenevoy (1958) à des roches composées d'une trame phylliteuse à grain fin, plus au moins mésocrate et qui comprend des éléments figurés mono- ou polyminéaux.

En plus du faciès de gneiss amygdalaires « classique », on rencontre certains faciès très fins qui comportent une proportion réduite d'éléments figurés, et d'autres qui sont au contraire très grossiers et entrent dans la définition des métaconglomérats.

Les gneiss amygdalaires qui affleurent sur cette coupure sont difficiles à observer du fait de l'importance des formations superficielles. Les seuls affleurements reconnus présentent une grande uniformité dans les faciès.

Le faciès le plus répandu est un gneiss à trame lépidoblastique riche en biotite. Les amygdales polycristallines (quartz et feldspath essentiellement, et mica en petite quantité) sont le plus souvent fusiformes, parfois globulaires et rarement polygonales. Elles sont aplaties dans la foliation et étirées dans la linéation (N 50). Ces amygdales, qui mesurent entre 2 et 4 cm dans leur plus grande longueur, sont de teinte claire et ont une structure aplitique. Localement, on observe des porphyroclastes en quantité plus ou moins variable. Ce faciès contient aussi des nodules de quartz bleu, mono- ou polycristallins, dont la taille est généralement comprise entre 2 et 5 mm. Quelques uns sont globulaires, mais la plupart sont en forme d'ellipsoïde étirée dans la linéation (N 50) et parallèle à la foliation. Ces nodules sont moulés par les lits phylliteux et sont prolongés par de queues de cristallisation quartzeuse.

Origine des gneiss amygdalaires. E. Petitpierrre (1981), qui a étudié les gneiss amygdalaires qui affleurent sur la feuille voisine Aigurande, y distingue deux grands ensembles correspondant à deux origines différentes :

- un premier, dont les différents termes proviendraient du remaniement plus ou moins intense d'une arène granitique ;
- un deuxième regroupant les formations fines, d'origine vraisemblablement détritique, poly- ou monogénétiques.

Pour J. Bouloton (1974), les différents faciès de gneiss amygdalaires qui affleurent sur les cartes géologiques Argenton-sur-Creuse et Dun-le-Palestel à 1/50 000 (immédiatement à l'Ouest d'Aigurande), apparaissent comme un ensemble polygénique provenant de la désagrégation de granite porphyroïde et de matériel volcanique plus ou moins remanié.

P. Rolin (1981), pour sa part, avance deux hypothèses quant à l'origine de ces formations : origine détritique à partir d'arkoses remaniées d'un socle granitique, d'une part, et origine intrusive d'autre part, pour les faciès d'orthogneiss.

Ces différents auteurs s'accordent donc pour associer la diversité des faciès rencontrés aux différents stades d'un remaniement et/ou d'un transport de matériel soit granitique, soit volcanique.

Si l'on reporte sur le diagramme $Al/3 - K/Al/3 - Na$ (de La Roche, 1968) les points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur les gneiss amygdalaires, on remarque que ces faciès dérivent du secteur des roches ignées vers celui des roches sédimentaires, aucune relation ne pouvant être établie entre cette dérive et une quelconque évolution granulométrique des faciès considérés.

Mζ. Gneiss anatectiques (?). Au sein de la formation des gneiss amygdalaires, on remarque, le long de la faille de Boussac, une zone où les faciès sont plus proches de gneiss migmatitiques que de gneiss amygdalaires. L'individualisation de ces faciès peut être imputée à une déformation induite par la faille de Boussac. On peut envisager d'attribuer ces gneiss migmatitiques à l'unité de Dun-Gargillesse (voir figure 1 et cartes géologiques Aigurande, Dun-le-Palestel et Argenton-sur-Creuse à 1/50 000) qui montre souvent des faciès anatectiques. La rareté et la ponctualité des affleurements ne nous permet pas de trancher entre ces deux hypothèses. La seule observation tangible à avancer est que les faciès sont ici très mylonitisés et cataclasés.

λV. Leptynite du Moulin-de-Vost (La Forêt-du-Temple). On note, à l'Est de Saint-Pierre-le-Bost, un banc de leptynite interstratifié dans les gneiss amygdalaires. Son épaisseur est estimée à 500 m environ et son extension à 4 à 5 km. C'est une roche grise ou jaune à foliation peu accusée, mais très diacisée (la direction dominante des diaclasses est au N 10° - 0° W). Les micas, très rares, soulignent une foliation fruste, proche d'E-W, à pendage S.

Si, au vu de sa disposition lithostratigraphique, on rapporte ce niveau de leptynite à celui, plus important, qui affleure au sein des gneiss amygdalaires sur la carte Aigurande (leptynite du Moulin-de-Vost), on peut le considérer comme un terme orthodérivé qui montre à l'analyse un chimisme de roche acide granitique.

ζ¹. Gneiss gris, de grain fin à grossier, à sillimanite. On a regroupé sous ce terme (dû à J. Bouloton, 1974), les formations grésopélitiques (plus pélitiques à la base de la série qu'à son sommet) situées au-dessus des gneiss amygdalaires. Sur la feuille étudiée n'affleure que la partie sommitale de cette formation ; nous aurons donc ici une majorité de faciès gneissiques

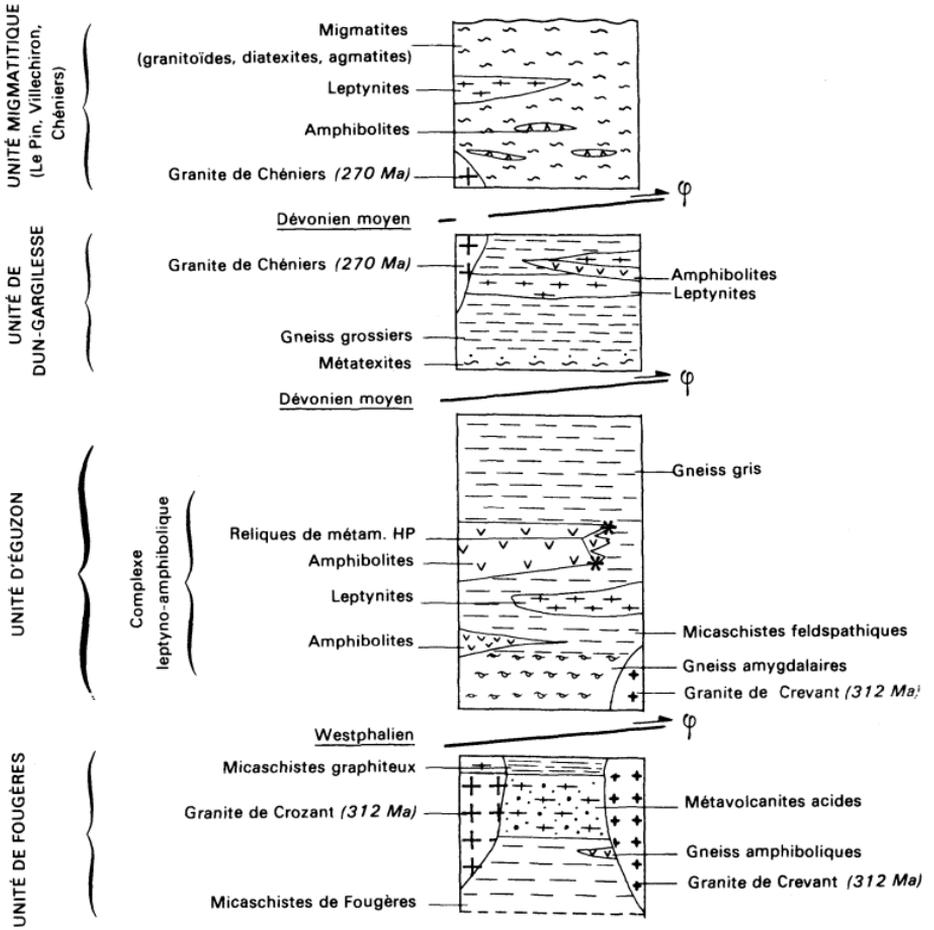


Fig. 1 - Colonne lithologique synthétique du plateau d'Aigurande (d'après J.-M. Quenardel, 1989)

(gneiss gris *s.s.*) où sont intercalées quelques passées micaschisteuses non cartographiables du fait de leurs dimensions réduites.

Le faciès le plus typique de cette formation est représenté par des roches homogènes bien indurées, à grain de dimension variable (fin à grossier). On observe assez rarement la présence d'ocelles feldspathiques. Ces roches se débitent en plaquettes plus ou moins fines et montrent une foliation planaire.

Pétrographie. Les gneiss gris *l.s.* regroupent les gneiss gris *s.s.* et les micaschistes qui leurs sont associés. Pour ces deux faciès, la minéralogie est sensiblement la même, seules les proportions varient. Ils présentent une structure granoblastique à granolépido-blastique.

Le quartz est très abondant, 40 à 50 % dans les gneiss massifs et jusqu'à 60 % dans les faciès micaschisteux. Il est toujours recristallisé et forme soit des « yeux », soit des rubans. Il est aussi en inclusions orientées dans le plagioclase.

Les feldspaths constituent 45 à 52 % des minéraux dans le faciès gneiss gris, 7 à 15 % dans les micaschistes, et moins de 7 % dans les passées franchement micaschisteuses. Ce sont surtout de l'oligoclase et du feldspath potassique qui forment les cristaux porphyroïdes anté-foliation, très déformés, moulés par la foliation.

La biotite et la chlorite forment jusqu'à 25 % de la roche dans les micaschistes feldspathiques. Ces phyllites sont moins abondantes dans les faciès gneissiques massifs où les cristaux de biotite sont en général petits. La biotite est toujours déformée (elle est soit disposée dans la foliation N50, soit dispersée dans la roche) et la chlorite n'est présente que dans les roches situées à proximité des leucogranites.

La muscovite est abondante dans les faciès massifs, elle peut être exceptionnellement absente. On note deux générations de ce minéral : la première, orientée N 30°-N 50°, apparaît comme synchrone de la foliation ; la seconde, non déformée, lui est postérieure.

Le grenat est toujours présent et, dans les faciès micaschisteux, il peut atteindre une grande taille (5 à 8 mm) ; il est anté-foliation.

La sillimanite est courante et toujours associée aux phyllites sous forme de fibrolite. Une muscovite non déformée, qui se présente en cristaux de plus ou moins faible dimension, vient souvent se surimposer à ce feuillage. Le disthène n'est guère abondant, il est plus ou moins déstabilisé quand il est présent. La staurotite est exceptionnelle.

Cette association minérale correspond à trois paragenèses qui traduisent trois stades différents de métamorphisme. P. Rolin (1981) propose la succession paragenétique suivante :

MINÉRAUX	stade 1	stade 2	stade 3
Quartz	-----	-----	
Feldspaths	-----		---
Biotite	-----		
Muscovite	-----		-----
Grenat	-----		
Disthène	-----		
Sillimanite	-----		
Staurotide	--- ? -----	---	
Chlorite			-----

Domaine de Boussac

Le domaine de Boussac couvre une grande superficie sur cette feuille. Il occupe une bande, de 15 km environ de puissance, orientée sensiblement ENE-WSW, et qui s'étend d'un bout à l'autre de la feuille.

Il est limitée au Nord par la faille de Boussac (elle-même hachée par des failles subméridiennes, tardives) et au Sud par la faille de la Marche occidentale qui le sépare des granites de la Marche et de Guéret. Dans sa partie orientale, le domaine de Boussac disparaît sous les formations tertiaires du bassin de Montluçon (en dehors des limites de la carte).

Ce domaine est essentiellement constitué de migmatites et gneiss où l'on observe des roches magmatiques acides (granites de Fareilles, de La Fayolle, de Telline et de La Vallade) et basiques (massifs de gabbro-diorites).

Formations métamorphiques

M. Migmatites (anatexites, gneiss métatectiques). Le groupe des migmatites de Boussac présente une très grande variété de faciès. On trouve de véritables migmatites associées à des faciès gneissiques où aucune trace de migmatisation n'est décelable. Il est impossible de différencier cartographiquement ces faciès tant le mélange en est intime et constant.

Aux environs de Telline (Aigurande à 1/50 000), à l'Ouest, on observe des faciès de migmatites très évolués. Les roches ont un aspect granitoïde, à gros grain (2 à 3 mm). Aucune foliation n'y est discernable.

Près de Boussac, deux faciès moins évolués s'individualisent, ce sont :
 — des gneiss très finement lités, ocre, biotitiques ;
 — des faciès plus grenus (2 à 3 mm) et plus riches en quartz et feldspath, mais toujours gneissiques.

Pétrographie. Du point de vue minéralogique ces roches sont des *diatexites* et des *métatexites*. La roche est grenue est le grain et moyen. Ces roches

ont une texture granoblastique hétérogranulaire, à structure parfois cataclastique. Le litage, souligné par les cristaux de biotite, est discret et moule localement quelques amygdales quartzo-feldspathiques. Les cristaux de quartz (25 à 30 % de la roche) se regroupent en plages xénomorphes à extinction roulante ou en rubans ; ces derniers montrent de nombreux sous-grains. Le feldspath potassique (25 %) est généralement très altéré (séricitisé et perthitique) ; le plagioclase (25 %), subautomorphe, est de l'oligoclase. La biotite, qui peut être abondante, se présente en cristaux subautomorphes, localement plus ou moins chloritisés. La muscovite, peu représentée, s'observe en inclusions. La cordiérite, qui n'est pas partout présente, est toujours presque entièrement pinnitisée.

Géochronologie. Les faciès les plus évolués rappellent les « gneiss d'Aubusson » et, en l'absence de datations absolues effectuées sur cette formation, nous pouvons considérer que l'âge des migmatites de Boussac peut être assimilé à celui des anatexites d'Aubusson (370 à 356 Ma ; Duthou, 1977, 1984).

ζ B. **Gneiss de La Borde et d'Huriel.** Sur la feuille Boussac, les gneiss de La Borde affleurent d'une manière discontinue le long d'une zone orientée sensiblement ENE-WSW, en bordure des massifs gabbro-dioritiques. Le faciès typique (faciès gneissique, fin, planaire) peut s'observer à l'Ouest de la feuille entre le massif granitique de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et le petit massif de Telline. Entre Treignat et la limite orientale de la feuille, les gneiss de La Borde montrent une puissance plus importante, ils ont un aspect plus grossier et sont plus ou moins migmatitiques.

● Le premier faciès est constitué de *gneiss fins, planaires*. La roche est massive et sombre mais, lorsqu'elle est altérée, elle prend une teinte ocre et se délite très facilement. Macroscopiquement, on distingue deux faciès : un faciès fin, « varvé », et un faciès massif.

Le faciès « varvé » montre une alternance très fine (inframillimétrique) de lits micacés noirs et de lits quartzo-feldspathiques, qui peuvent atteindre 1 à 2 mm d'épaisseur.

Le faciès massif se caractérise par un assombrissement de la roche dû à la réduction de la taille des filonnets quartzo-feldspathiques (peut être due à une homogénéisation tectonique).

● Le faciès de gneiss plus grossiers cité ci-dessus, appelé « *gneiss rubanés* » par P. Bouvier, 1985, correspond à une roche enrichie en lits quartzo-feldspathiques de couleur miel. Par augmentation de ce caractère, les gneiss prennent une allure migmatitique à l'Ouest du village d'Archignat ainsi qu'au Nord d'Huriel. La minéralogie de ce faciès est légèrement différente de celle du faciès classique des gneiss de La Borde (cf. *infra*). P. Bouvier (1985) assimile ce faciès à un terme de passage entre les gneiss de La Borde et les termes les plus évolués du groupe des migmatites de Boussac. Il y signale des reliques de disthène et des prismes de sillimanite déstabilisée en micas blancs, ainsi que de la cordiérite très altérée.

● Associées aux gneiss de La Borde, on rencontre des zones à *silicates caliques* soit individualisées au sein même des gneiss (filonnets centimétriques

à remplissage d'épidote ou amandes pluricentimétriques de pistachite), soit en affleurements métriques, qui sont alors très riches en pyroxènes, sulfures et oxydes. (Ce dernier type d'affleurement n'a pas été individualisé dans la formation des gneiss de La Borde affleurant sur la feuille Boussac, mais on l'observe, au sein de la même formation, sur la feuille Aigurande.)

Pétrographie. Au microscope, les gneiss de La Borde présentent généralement une structure planaire.

Le quartz est déformé, il présente toujours une extinction roulante, et dans les faciès les plus affectés par la déformation, il est granulé et forme des mosaïques.

Le feldspath potassique est en petits grains associés au quartz ou en plages plus grandes (1 à 2 mm) fracturées.

Le plagioclase (albite-oligoclase) est en cristaux souvent fracturés et disloqués.

La biotite brune est très pléochroïque. Saine au cœur de la série, elle se déstabilise en chlorite au contact avec les gabbro-diorites et il y a développement d'opagues.

Le grenat, généralement de petite taille (0,5 à 1 mm), est soit contourné par la foliation, soit pris dans cette dernière ; il contient souvent des cristaux de biotite.

δ. **Amphibolite des Boueix.** P. Bouvier (1985) signale la présence d'une amphibolite au lieu dit Les Boueix (Sud-Ouest de Boussac), au sein du groupe des migmatites de Boussac. C'est une roche massive au grain infra-millimétrique, foliée (N 110°).

Pétrographie. Ce faciès est constitué par :

- une amphibole vert clair qui présente un faible pléochroïsme et les caractères optiques d'une cummingtonite. Elle se présente en cristaux automorphes à subautomorphes ou en individus aciculaires groupés en amas radiés ;
- un plagioclase de type oligoclase-andésine en cristaux subautomorphes ;
- un feldspath potassique, en faibles proportions, rarement maclé ;
- du quartz qui se présente en cristaux à extinction roulante, groupés en petites plages ;
- des oxydes, très abondants, qui sont disséminés dans toute la roche et plus particulièrement sur l'amphibole ;
- des minéraux accessoires (apatite, zircon, épidote associée au plagioclase et à l'amphibole, séricite).

Ces roches peuvent provenir de la rétro-morphose des faciès à silicates calciques ou de l'enrichissement local en amphibole d'un faciès gneissique.

Formations éruptives

Les termes acides

Ils se présentent en lames orientées SW-NE ou E-W. Ce sont les granites de Telline, de Fareille, de La Chapelaude et de La Fayolle.

$\gamma^3\tau$. **Granite de Telline, à grain moyen.** Il affleure à l'Ouest de la carte, au Sud-Ouest de Boussac et se poursuit sur la carte Aigurande en une lentille allongée sur une dizaine de kilomètres et orientée E-W.

C'est une roche au grain plurimillimétrique, qui montre des cristaux de feldspath blancs et roses et des baguettes de biotite. Les phyllites peuvent localement être orientées au N 90° à N 110°.

La roche est constituée de 30 % de quartz, de 25 % d'oligoclase, de 25 à 30% de feldspath potassique. La biotite (15 %) est plus abondante que la muscovite qui est présente mais rare. L'apatite, le zircon et les oxydes forment les minéraux accessoires.

Le contact avec les migmatites encaissantes est, quand on peut l'observer, progressif sur quelques dizaines de mètres.

$my\gamma^3$. **Granite mylonitisé de La Chapelaude, à grain moyen.** Il peut être assimilé à une navette tectonique insérée entre les formations métamorphiques du domaine de Boussac et celles du plateau d'Aigurande. De dimensions réduites (à peine 1 km de puissance sur 5 à 10 de long), ce granite affleure près du bourg de La Chapelaude au Nord-Est de la carte. Il est très déformé (mylonite épizonale). De par sa position, il peut être considéré comme l'équivalent du granite mylonitisé de La Vallade qui affleure sur la carte Aigurande, située à l'Ouest immédiat de la feuille Boussac. C'est un granite clair, légèrement orienté, à grain moyen à gros (3 mm). La biotite (chloritisée) est verdâtre à l'œil nu et la muscovite est plus ou moins présente.

γ^{3-2F} . **Granite de La Fayolle, à deux micas.** C'est une lame granitique étroite, étirée le long de la zone cisailante de la Marche. C'est une roche équante, fortement altérée et mylonitisée aux abords des accidents. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz, albite, feldspath potassique montrant la macle du microcline, muscovite, biotite, apatite, zircon, opaques.

$\rho\gamma^3F$. **Granite de Fareille, sombre, porphyroïde à grain moyen.** De tous les massifs granitiques du domaine de Boussac, c'est le plus étendu. Il constitue une lame granitique allongée sur 15 km environ, suivant la direction NE-SW, depuis le village de Fareille jusqu'au moulin d'Herculat où il disparaît. On le retrouve en boule dans les champs et sur tout l'escarpement nord de la vallée de la Magieure (Montluçon à 1/50 000, plus à l'Est). On observe, par ailleurs, des enclaves du gneiss encaissant au sein du granite.

Bien que certains contacts de bordure avec l'encaissant soient d'origine tectonique, il semble, comme l'avait déjà décrit L. Bougnières (1950), que ce

granite soit intrusif dans les formations gneissiques et migmatitiques du domaine de Boussac.

L. Bougnières (1950) signale la présence de cornéenne à grenat et biotite au Sud du contact granite—formations encaissantes. P. Bouvier (1985) montre par contre que les minéraux attribués par L. Bougnières à un métamorphisme de contact, sont en fait omniprésents dans toute la série située au Sud de ce contact et ne sont pas seulement localisés à son voisinage. De plus, P. Bouvier établit, entre ces minéraux (biotite et grenat) et les éléments structuraux (linéation et foliation) de ces faciès, des relations qui montrent que leur cristallisation est antérieure à l'apparition de la foliation principale et *a fortiori* à l'intrusion du granite.

C'est une roche grenue, à grain moyen (2 à 3 mm), de teinte sombre, où se détachent des phénoclastes centimétriques de feldspath potassique blanc subautomorphes. La structure est généralement équante, mais localement, au voisinage des accidents, une orthogneissification peut affecter ces faciès en y développant une foliation. Le long de la faille d'Archignat qui sépare, au Nord, le granite de Fareille des migmatites de Boussac, on observe des plans de foliation phylliteux, brun sombre et orientés au N 70° à N 100°. Ces plans sont porteurs d'une linéation subhorizontale, ondulée et déformée par des plis centimétriques à décimétriques à axes verticaux.

Ce granite contient environ 25 % de quartz plus au moins laiteux, qui se présente en petites plages xénomorphes à extinction roulante ; 15 à 20 % de feldspath potassique qui montre la macle du microcline ; 30 à 35 % de plagioclase, parfois zoné à pourcentage d'anorthite variant de 10 à 25 ; et 15 % de biotite qui se présente en grandes plages. L'apatite, le leucoxène, le zircon et les minéraux opaques sont en quantité accessoire.

Ce granite est parfois recoupé par des filonnets d'aplite et on y observe aussi des exsudats décimétriques de quartz. Ces derniers sont, dans les faciès orthogneissifiés, soit accordants, soit discordants sur la foliation.

Pour P. Bouvier, ce granite peut être assimilé au microgranite de La Valade avec lequel il présente des similitudes pétrographiques et structurales.

Les termes basiques

θ-η. Gabbro-diorites. Dans le domaine de Boussac, les faciès basiques se regroupent en quatre massifs : les massifs de L'Age, de Blandat, de Clugnat et de Beaumont—Huriel. Sur la feuille Boussac, seul le massif de Beaumont—Huriel est représenté. À l'Ouest de la carte, on retrouve la terminaison orientale du massif de Clugnat qui affleure surtout sur la feuille Aiguande.

Le *massif de Beaumont—Huriel* est constitué d'un ensemble de blocs de 5 à 7 km de puissance, limités par des failles de direction méridienne. Il s'étend sur une longueur de 15 km environ, depuis la bourgade de Treignat, à l'Ouest, jusqu'aux limites de la feuille, à l'Est.

Les contacts avec l'encaissant sont difficiles à cerner : au Sud, c'est la faille de la Marche qui sépare les gabbro-diorites des granites de la Marche et du

granite de La Fayette ; au Nord, par contre, les contacts observés entre les gabbro-diorites du massif de Beaumont—Huriel et les séries métamorphiques du domaine de Boussac semblent être intrusifs.

P. Bouvier (1985) signale, au sein des gneiss intercalés entre les différents « blocs » de gabbro-diorite, une légère transformation des faciès qui peut être attribuée à une perturbation liée à la mise en place de ces massifs basiques. Il y décrit, aux abords immédiats des gabbro-diorites, une diminution de l'anisotropie planaire des gneiss, une « induration » des faciès et une cristallisation de grandes biotites amiboïbes, néoformées. Ce dernier phénomène restant très local et assez peu fréquent.

Le massif de Beaumont—Huriel est essentiellement constitué de diorite. On y rencontre quelquefois des gabbros à gros grains (surtout dans le cœur du massif) et un faciès très particulier de gabbro lité. En plus de ces faciès gabbro-dioritiques, on observe parfois des faciès particuliers qui leurs sont intimement liés : ce sont des filons granitiques, quartzo-feldspathiques, de couleur rose. Ce massif ne contient pas, à l'inverse des autres massifs de roches basiques du domaine de Boussac qui affleurent sur la feuille Aigurande, de filons granitiques ni de poches syénitiques.

Seule l'extrême pointe orientale du *massif de Clugnat* affleure sur la feuille Boussac. Large de 1 km environ, il s'allonge sur 5 km sur la carte située plus à l'Ouest (Aigurande à 1/50 000). Il est limité au Sud par la faille de la Marche et ses autres contacts avec les gneiss sont intrusifs. On y rencontre essentiellement des gabbros à gros grain, soit à amphibole seule, soit à amphibole et biotite. L'extrémité orientale du massif est surtout constituée de diorites. Aucun filon granitique ni aucune poche syénitique n'y ont été décrits.

La structuration est moins importante dans ce massif et les faciès équants y sont donc plus développés.

Ces massifs basiques ne sont donc pas homogènes, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la lame mince, ce qui rend impossible la cartographie précise des différents faciès qui les constituent et qui sont décrits ci-dessous.

Faciès principaux

— *Diorites*. Ce sont des roches à grain généralement grossier (mais toutes les tailles de grains sont présentes du millimètre au centimètre) et à foliation ténue. Elles constituent l'essentiel du massif de Beaumont—Huriel et l'extrémité orientale du massif de Clugnat. Elles contiennent :

- une amphibole verte (25 à 40 %) pœcilitique, qui renferme de nombreuses inclusions d'oxydes disposées le long des clivages, de calcite et de quartz ;
- du plagioclase (30 à 40 %) très altéré, qui se présente en cristaux subautomorphes parfois inclus dans l'amphibole. Sa teneur en anorthite est de l'ordre de 40 à 45 % et il est déformé ;
- de la biotite brune (15 %), très magnésienne, qui se présente en lattes étroites dont les clivages sont tordus ;
- de la muscovite (1 %) associée à la biotite ;
- du quartz (10 %) qui cristallise en petits grains intergranulaires ou en inclusion dans l'amphibole ; son extinction est toujours roulante ;
- de l'épidote, rare, qui se présente en petits grains ; c'est généralement de la pistachite ;

- des minéraux opaques qui sont soit des sulfures en petits cubes isolés (pyrite), soit des oxydes inclus au cœur des minéraux ferro-magnésiens ;
- des minéraux accessoires comme la calcite, l'apatite, le zircon et le sphène.

— *Gabbro-diorites*. Ce sont des roches plus ou moins claires (selon la taille du grain), qui occupent surtout le cœur des massifs. Leur structure est plus ou moins orientée. Les amphiboles peuvent atteindre 5 cm et les biotites sont parfois visibles à l'œil nu (millimétriques). On observe un mouchetis de pyrite sur la matrice claire feldspathique. Parfois, des petits grains de quartz sont rassemblés le long de fines cassures qui peuvent être remplies d'épidote.

Ces gabbro-diorites sont constituées par :

- du plagioclase (30 à 40 %) qui se présente en cristaux subautomorphes. À la microsonde on observe un zonage important, le cœur de cristaux est basique (80 à 90 % d'An) et les bords plus acides (jusqu'à 40 % d'An) ;
- de l'amphibole (40 %) qui paraît automorphe à l'œil nu, mais qui, au microscope, se révèle pœcilitique et très riche en inclusions (opaques le long des clivages, plagioclases, biotite, calcite et parfois gouttelettes de quartz). C'est une amphibole dont le cœur est brun-vert (actinote) et les bords vert foncé à pléochroïsme intense (hornblende tschermakitique). Pour P. Bouvier (1985), cette zonation serait à associer à la transformation des plagioclases basiques en plagioclases moins basiques. Ce même auteur décrit quelques rares plages de pyroxène reliques au sein des amphiboles et des oxydes (magnétite) qui proviendraient de cette transformation pyroxène/amphibole. Les amphiboles sont souvent déstabilisées en chlorite et épidote ;
- la biotite est souvent associée à l'amphibole et ne dépasse pas 5 % du volume de la roche. C'est une biotite brune pouvant être déstabilisée en biotite verte dans les zones cisailées ou aux abords des filons granitiques qui traversent les massifs ;
- l'épidote apparaît dans les faciès tectonisés. C'est une pistachite qui se présente en agrégats polycristallins légèrement verdâtres ou en filonnets millimétriques ;
- la chlorite est une ripidolite (déterminée à la microsonde ; Bouvier, 1985) associée à l'épidote. Elle se développe sur les amphiboles et sur la biotite verte ;
- la calcite est toujours présente, c'est un produit de déstabilisation de l'amphibole et du feldspath. Elle se présente en petits grains inclus dans les amphiboles, c'est alors une calcite pure, et pour P. Bouvier (1985) elle est à relier à la déstabilisation des pyroxènes qui présidaient peut-être à la cristallisation de ces amphiboles. On trouve aussi de la calcite en plages intergranulaires ou en filonnets, il s'agit alors d'une calcite contaminée par du fer et du magnésium (3 à 5 %) ; elle est plus tardive que la calcite en grains et se rencontre surtout dans les zones à circulation importante de fluides. On la trouve également en petits cristaux dans les plagioclases et elle proviendrait alors de la déstabilisation très tardive de ces minéraux ;
- la pyrite peut représenter jusqu'à 2 % de la roche. Elle cristallise en petits cubes isolés ou groupés en amas pluricentimétriques ; par altération elle se transforme en hématite ;
- l'ilménite est localisée le long des clivages des minéraux ferro-magnésiens ;

- l'apatite (en petits globules), le sphène (en cristaux parfois automorphes et de grande taille, 2 à 5 mm), le leucoxène et le zircon constituent le lot des minéraux accessoires.

— *Faciès lités de la carrière d'Huriel*. Dans la carrière d'Huriel et à proximité de celle-ci, on observe, sur une dizaine de kilomètres carrés, un faciès lité particulier qui passe en continuité à des gabbro-diorites à gros grain et à structure équante.

C'est une roche constituée par l'alternance de lits sombres (5 à 6 mm) et de lits blancs (2 à 3 mm). Les contacts entre les lits sont irréguliers et engrainés. Le rubanement ne montre pas d'orientation privilégiée mais les secteurs où ce rubanement est vertical sont prédominants.

Les lits noirs sont constitués par une amphibole vert-brun, pléochroïque, qui se présente en cristaux xénomorphes de 3 à 8 mm. Elle contient de nombreuses inclusions de plagioclase subautomorphe. Cette amphibole montre quelques clivages à 90° (reliques éventuelles d'un pyroxène) et elle est parsemée d'oxydes (magnétite et leucoxène) qui pourraient résulter d'une transformation pyroxène/amphibole.

Les lits blancs sont constitués de plagioclase qui se présente en cristaux de 1 à 2 mm, zonés. Le cœur, très basique (An : 70 à 80 %), est automorphe et il est entouré d'une couronne xénomorphe de plagioclase moins basique (60 à 70 %). Ces cristaux se rétrotransforment en séricite, calcite et épidote.

P. Bouvier (1985) associe ce rubanement à un litage magmatique. Ce faciès pourrait alors représenter une intrusion gabbro-dioritique à cumulat.

— « *Enclaves* » *mélanocrates* (le terme enclave est employé ici dans un sens purement descriptif). Dans tous les faciès déjà décrits on peut observer en enclave, soit à l'échelle de la lame mince, soit à l'échelle de l'affleurement, une roche sombre, massive, à grain inframillimétrique. Les contacts sont francs mais irréguliers. Ces faciès enclavés sont constitués par :

- une amphibole qui forme 70 % de la roche (dans le massif de Beaumont-Huriel, ce minéral peut former jusqu'à 90 % de la roche). C'est une amphibole verte qui se présente en cristaux inframillimétriques et xénomorphes, généralement limpides (dans les enclaves du massif de Beaumont-Huriel, les cristaux d'amphibole sont centimétriques, zonés : cœur vert clair actinolitique et couronne vert-bleu de hornblende tschermakitique) ;

- un plagioclase très basique (An 70 à 85 %), qui constitue le restant de la roche.

Pour P. Bouvier (1985), ces « enclaves » sont des reliques de cumulats amphiboliques.

Signalons ici la présence d'une roche semblable (pétrographiquement et chimiquement), probablement enclavée dans le granite de Guéret près du village des Montées. Cet affleurement sera décrit plus loin (enclaves basiques du domaine de Guéret).

Faciès associés. Un seul filon granitique, à structure aplitique, a été signalé par P. Bouvier (1985), au village des Boueix, dans le massif de Beaumont-Huriel. Ces filons, dont la puissance varie du centimètre au mètre, sont beaucoup plus fréquents dans les massifs basiques plus occidentaux (feuille Aigurande). Ils sont toujours circonscrits aux gabbro-diorites et n'ont jamais été signalés dans l'encaissant gneissique. Au contact des accidents, ils sont affectés par les mêmes déformations que les gabbro-diorites.

Au contact roche basique—filon, le feldspath de la gabbro-diorite se colore en rose (développement de feldspath potassique) mais cette transformation peut aussi s'observer localement, par ailleurs, dans les gabbro-diorites, sans qu'on puisse l'associer à la présence d'un filon granitique. Ce phénomène est vraisemblablement induit par des circulations de fluides favorisées par la mise en place des filons granitiques, ou par tout autres fissures ou cassures.

Au microscope ces filons montrent une structure cataclastique. Ils sont constitués par :

- du quartz (25 %) en petits grains, à extinction roulante ;
- du feldspath potassique (25 %), en grands cristaux qui présentent la macle du microcline et sont très altérés ;
- du plagioclase de type albite (25 %), en cristaux tordus et très altérés ;
- de la botite (5 à 10 %) intensément rétrotransformée en chlorite ;
- de l'épidote (pistachite) en petits grains ou en filonnets, surtout dans les faciès cataclastés ;
- des minéraux accessoires (apatite, sphène, zircon).

Si l'on compare la minéralogie des massifs de gabbro-diorite du domaine de Boussac, on voit que les massifs occidentaux (ceux qui apparaissent dans la partie la plus étroite de ce domaine : feuille Aigurande) contiennent de nombreux faciès associés (filons granitiques, poches syénitiques), montrent les amphiboles les plus homogénéisées (plus aucune zonation n'y est décrite) et ne révélant plus de reliques de pyroxènes. Les gabbro-diorites des massifs orientaux, qui affleurent sur la feuille Boussac, contiennent par contre des amphiboles zonées qui montrent encore des reliques de pyroxènes et on observe peu de faciès associés affleurant dans ces massifs.

Géochimie. Une étude géochimique très détaillée des faciès gabbro-dioritiques a été effectuée par P. Bouvier (1985). Il en a tiré les conclusions suivantes :

- la série basique est cumulative en plagioclases ;
- les teneurs assez faibles en nickel et en chrome confirment que ces roches ont subi une étape de différenciation en profondeur ;
- les gabbro-diorites se sont différenciées par cristallisation fractionnée à partir de liquides primaires issus de la fusion partielle, plus ou moins importante, de matériel mantellique géochimiquement homogène ;
- les gabbros montrent un chimisme calco-alkalin à affinité potassique ;
- le chimisme de certains faciès (surtout ceux des massifs occidentaux) est très perturbé par l'arrivée de fluides enrichis en potassium, baryum, strontium, terres rares, et thorium ;
- les constituants des poches syénitiques et des filons sont très difficiles à distinguer chimiquement, car certains filons appelés granites (d'après des critères de terrain) sont en fait constitués de roches à composition de syénite.

Une étude des zircons, effectuée par ce même auteur, confirme la typologie calco-alkaline et montre l'affinité potassique très nette de cette série.

Géochronologie Une datation U/Pb sur zircon est en cours.

Conclusion

Le domaine de Boussac est caractérisé par un magmatisme basique qui se met en place dans les séries métamorphiques dont l'évolution (voir ce chapitre) est semblable à celle des séries du plateau d'Aigurande. Pour P. Bouvier (1985), les massifs occidentaux représenteraient les faciès les plus superficiels, et les massifs orientaux, où l'on trouve les structures cumulatives, les niveaux les plus profonds de la chambre magmatique. La série calco-alcaline montre des affinités avec des lignées subalcalines potassiques, du fait de la contamination de ces roches par des circulations de fluides très riches en potassium et autres éléments. Ce phénomène est plus important dans les massifs occidentaux, superficiels, que dans les massifs orientaux.

Domaine de la Marche—Guéret

Ce domaine granito-gneissique occupe la moitié méridionale de la carte. Il est limité au Nord par la Zone de cisaillement de la Marche et comprend d'une part les granites et migmatites du domaine de Guéret, et d'autre part les granites et leucogranites de la Marche.

Domaine de la Marche

Il est constitué par plusieurs types de granites qui ont été étudiés par de nombreux auteurs (Bougnières, 1950 ; Dabrowski, 1952 ; Aubert, 1968, 1969 ; Isnard et de La Roche, 1968 ; Isnard, 1970 ; Johan et Vannier, 1971 ; Gauthier, 1973, 1974 ; de La Roche et Isnard, 1978 ; de La Roche *et al.*, 1980 ; Derré *et al.*, 1980). Ces auteurs établissent, au sein des granites de la Marche orientale, des classifications différentes basées sur des divers critères. Ils distinguent :

- le granite de Chanon, à biotite et cordiérite ;
- les granites à deux micas, qu'ils subdivisent au vu de critères chimico-minéralogiques en deux faciès : le faciès Jalesches (silico-potassique) et le faciès Saint-Silvain-Bas-le-Roc (silico-sodique) ;
- le leucogranite de Toulx-Sainte-Croix.

Pour présenter les granites et leucogranites du domaine de la Marche, nous privilégierons une classification basée sur des critères macroscopiques utilisables sur le terrain. Cette classification est sous-tendue par des données pétrographiques et géochimiques empruntées aux auteurs cités ci-dessus, et par des critères structuraux établis par P. Rolin (1981), G. Lerouge (1984) et P. Bouvier (1985). Nous distinguerons donc :

- les *granites tectonisés*, qui présentent des déformations plastiques, des orientations préférentielles de leurs minéraux, et une très forte fracturation (ce sont les granites de Chanon, à biotite et cordiérite, et de Jalesches, à deux micas) ;
- les *granites non tectonisés*, qui ne portent pas, ou peu, de traces de déformation (il s'agit des massifs leucogranitiques de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, Grand-Roche, Montebbras et de Toulx-Sainte-Croix).

Les granites tectonisés

Granite de Chanon. C'est le faciès prédominant dans le domaine de la Marche. Il constitue un massif qui s'allonge d'Est en Ouest sur une largeur de 5 à 7 km et est limité au Nord par la faille de la Marche. À l'Ouest, il jouxte le granite de Jalesches et, au Sud, ses contacts avec les migmatites et granites de Guéret, quand on peut les observer, sont faillés.

Ce granite est recoupé par plusieurs massifs granitiques plus tardifs : les massifs de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, de Grand-Roche, de Montebbras et de Toulx-Sainte-Croix.

Au contact avec la faille de la Marche, le granite est intensément déformé, ainsi que le long de couloirs de déformation répartis d'une manière hétérogène dans tout le massif. Le long de la faille de la Marche, ainsi que le long d'accidents plus tardifs orientés NW-SE, des figures de déformation fragile et de cataclase à grande échelle se superposent aux traces de déformation ductile, plus anciennes.

Les faciès déformés sont orthogneissifiés et présentent une recristallisation des minéraux (quartz et phyllites) selon des plans de foliation subverticaux (voir chapitre « Tectonique »). On note une mylonitisation et une fracturation fine des minéraux avec développement de zones broyées.

Le granite de Chanon est une roche leucocrate, de couleur orangée, à gros grain (0,5 à 1 cm), et à cordiérite généralement phyllitisée. Il est porphyroïde, la taille des phénocristaux de feldspath potassique pouvant atteindre 7 cm. La biotite prédomine toujours sur la muscovite, très généralement présente, et la structure est équate, sauf dans les faciès déformés.

À l'intérieur de ce faciès, on observe des variations portant sur l'importance relative des minéraux présents (Fk/Pl et B/Mu) d'une part, et sur la présence ou l'absence de minéraux plus tardifs (tourmaline, albite) d'autre part. Ces variations ont permis à J.C. Gauthier (1973) d'individualiser trois sous-faciès au sein de ce massif.

²/_ρ³C. **Faciès C1, à gros grain (cordiérite et biotite).** Il a une texture porphyroïde et grenue. Les phénocristaux de feldspath potassique, souvent colorés en rose, sont trapus (5 à 6 cm sur 2 à 3) et présentent la macle de Carlsbad. Ils peuvent former jusqu'à 30% de la roche. La biotite est le mica dominant. Elle se dispose en amas centimétriques, prismatiques, de couleur brun-vert : les gigantolites, où elle est associée à la cordiérite.

Le quartz se présente en petits cristaux xénomorphes ou en plages composites.

Le feldspath potassique est en grands phénocristaux automorphes (dans le détail, la bordure est cependant irrégulière et s'insinue entre les minéraux) et poëcilitiques. Il contient de nombreuses inclusions de biotite, de quartz, et surtout de plagioclase. Ce dernier est en petites lattes allongées, orientées parallèlement aux contours cristallographiques du phénocristal, et il a la même composition que le plagioclase extérieur au cristal. Les inclu-

sions peuvent aussi se présenter en cristaux de grande taille, de forme irrégulière, ne montrant pas d'orientation préférentielle.

Le feldspath potassique est souvent maclé Carlsbad et présente de nombreuses perthites fines et serrées. La macle albite-péricline (quadrillage du microcline) est pratiquement absente.

On retrouve du feldspath potassique en petits cristaux dans la mésostase.

Le plagioclase est en petits cristaux (2 à 5 mm) subautomorphes. Il est zoné, montrant un cœur d'oligoclase et des bords albitiques. Cette couronne d'albite est souvent myrmékitique quand elle est au contact d'un feldspath potassique. Le cœur d'oligoclase est souvent sain et maclé finement.

La biotite, en petits cristaux (2 à 5 mm), est brun rougeâtre à fort pléochroïsme. Elle est généralement saine, parfois légèrement chloritisée et contient de nombreuses inclusions de zircons et d'apatite, qui déterminent des halos pléochroïques. Les cristaux sont soit disséminés dans la roche, soit rassemblés en amas gigantolites où ils sont associés à la cordiérite.

La muscovite est souvent associée à la cordiérite qu'elle pseudomorphose, et au feldspath potassique. Elle forme parfois des intercroissances à clivages parallèles avec la biotite.

La cordiérite est en cristaux centimétriques presque totalement phyllitisés.

J.C. Gauthier mentionne des reliques de sillimanite et d'andalousite pseudomorphosées par la muscovite.

On trouve enfin du sphène et quelques rares oxydes.

${}^2\gamma_{m}^{3-2}$. **Faciès C2, à gros grain, à muscovite.** Il se différencie du faciès précédent par des proportions de muscovite et de feldspath potassique plus importantes. Le quartz est également plus abondant et forme de grandes plages globulaires ou des amas intergranulaires.

La muscovite se présente en lamelles centimétriques, soit associées à la biotite qui est alors décolorée, soit isolées dans la roche. Elle est secondaire.

Le feldspath potassique est toujours altéré et présente fréquemment la macle albite-péricline.

Le plagioclase devient, pour sa part, plus albitique, surtout dans les faciès où la muscovitisation est très poussée.

La cordiérite est encore présente mais beaucoup plus rare. Elle est phyllitisée.

${}^2\gamma_{t}^{3-2}$. **Faciès C3, à tourmaline.** Ce faciès s'observe autour du granite de Toulx-Sainte-Croix et semble simplement induit par l'intrusion de ce granite. Il se différencie, sur le terrain, par la présence de tourmaline en baguettes dont la taille varie de 0,1 à 1 cm. Elle apparaît en cristaux interstitiels ou associés à la biotite. Dans ce dernier cas, au microscope, on voit les cristaux de tourmaline venir se greffer sur la biotite qui se déstabilise. On peut retrouver, dans certains cristaux de tourmaline, des inclusions de zircon à halo pléochroïque, ainsi que des reliques de la structure de la biotite.

La mésostase de ce faciès peut se rapporter indifféremment au faciès C2 ou au faciès C1, elle présente cependant quelques particularités :

- présence de cristaux d'albite fraîche ;
- les perthites des feldspaths potassiques sont plus larges et maclées albite ;
- le quadrillage du microcline dans les feldspaths est plus fréquent ;
- la muscovite associée à la biotite peut former des plages (jusqu'à 5 mm).

Pour J.C. Gauthier, qui se base sur la pétrographie de ces faciès, il s'amorce dans ce massif une évolution minéralogique qui aboutit à la différenciation des faciès C1 et C2 à partir d'un granite à cordiérite et biotite. Cette évolution se traduit par un développement de feldspath potassique, une chloritisation de la biotite, une muscovitisation, et une large augmentation du taux de silice.

Géochimie. L'évolution minéralogique mise en évidence par J.C. Gauthier (1973) est confirmée par l'étude géochimique de ces faciès.

Pour cet auteur, le granite de Chanon, à tendance silico-potassique, résulterait de la maturation métasomatique d'un magma alumino-potassique.

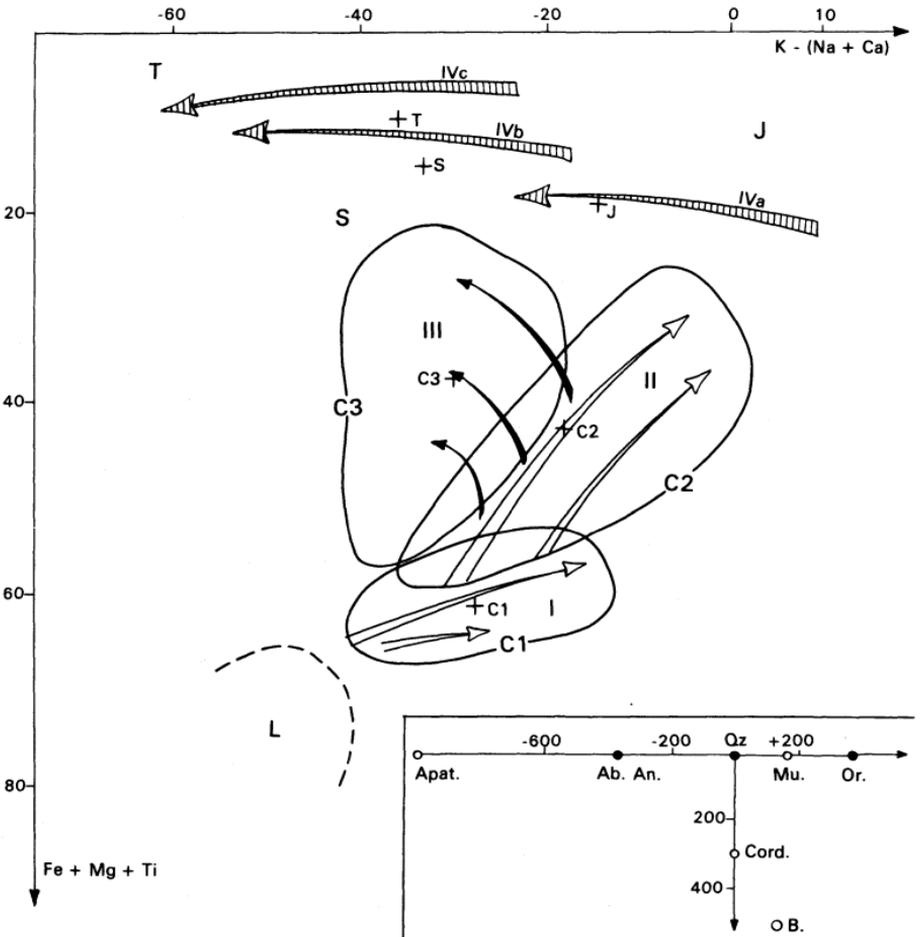
Cette évolution silico-potassique, qui est bien exprimée minéralogiquement par un développement de silice, de muscovite et d'albite, affecte un magma qui continue, pour sa part, d'évoluer, mais d'une manière plus discrète. Cette évolution magmatique, qui semble être dans la suite de celle du granite de Guéret, se manifeste par une diminution des minéraux colorés, ainsi que par réduction du nombre des plagioclases et de leur taux d'anorthite.

– *Faciès C1.* Ce faciès montre encore (sur les diagrammes Or/MM-x ; de La Roche *et al.*, 1980) une tendance cafémique (minéraux colorés en nombre important et présence de cordiérite) du fait de son évolution magmatique peu poussée. Le phénomène de maturation métasomatique est peu marqué dans ce faciès, qui serait un stade précoce de cette évolution ou peut-être même un stade primitif (Gauthier, 1973).

L'aire de répartition, définie par les points figuratifs de ce faciès portés sur le diagramme $Fe + Mg + Ti / K - (Na + Ca)$ (de La Roche, 1964), montre une tendance orientée vers le pôle orthose. Ceci correspond bien au développement de poëciliblastes xénomorphes d'orthose, observés dans la roche, et traduit bien la faible teneur en quartz et muscovite secondaire observée dans ce faciès.

– *Faciès C2.* Dans le faciès C2, plus évolué, les éléments colorés sont déjà en quantité moins importante ; sur le diagramme Or / MM-x, ce faciès se place dans le champ des granites alumineux (indice de coloration faible, proche des leucogranites). Si l'on place les points figuratifs de ce granite sur le diagramme $Fe + Mg + Ti / K - (Na + Ca)$ (fig. 2), on voit qu'il est beaucoup plus affecté que le faciès C1 par la métasomatose silico-potassique. En effet, l'aire de répartition des points représentatifs de ce faciès s'enracine dans le faciès C1, mais montre une tendance plus redressée vers les points figuratifs de la muscovite et du quartz, que ne le serait celle figurant une évolution magmatique seule.

Ce faciès C2 correspond, pour J.C. Gauthier, à l'expression-type de la tendance silico-potassique : cristallisation équilibrée de quartz, muscovite, et feldspath potassique.



Domaines (contours) et compositions moyennes (points moyens) par faciès

- Granodiorite de Ladapeyre : L
- Granites à biotite dominante et cordiérite : C1 - Chanon 1; C2 - Chanon 2; C3 - Chanon 3
- Leucogranites : J - Jalèches; S - Saint-Silvain-Bas-le-Roc; T - Toulx-Sainte-Croix

Axes évolutifs (flèches) et successions paragénétiques

- Granites à biotite dominante et cordiérite :
 - I - Evolution principalement potassique : paragenèse I à oligoclase, biotite I et cordiérite + feldspath potassique en quantité croissante
 - II - Evolution silico-potassique : développement de feldspath potassique et de quartz, première phase de muscovitisation, chloritisation de la biotite I
 - III - Evolution particulière au voisinage des leucogranites "filoniens" de Toulx-Sainte-Croix : développement d'albite, de tourmaline et de quartz

Fig. 2 - Schéma général d'évolution chimique et minéralogique dans les granites de la Marche orientale dans le diagramme K - (Na + Ca)/Fe + Mg + Ti (d'après J.-C. Gauthier, 1973)

L'action combinée de ces deux évolutions (magmatique et métasomatique) est soulignée par P. Bouvier (1985) qui suggère que l'axe de tendance du faciès C2 serait la « résultante entre une dérive hydrothermale responsable de la cristallisation de la muscovite et de l'albite et d'une différenciation magmatique responsable de la cristallisation du feldspath potassique ».

– **Faciès C3.** L'aire de répartition des points représentatifs de ce faciès, figurés sur le diagramme $Fe + Mg + Ti / K - (Na + Ca)$ (fig. 2) ne correspond pas au développement d'une tendance dérivant de C1, mais semble dériver de C2, avec une attirance vers le pôle albite.

La cartographie établie d'après les données de terrain (Bouvier, 1985) montre l'individualisation du faciès C3 indifféremment au sein de C1 ou de C2. On peut alors admettre, comme P. Bouvier, une éventuelle filiation entre C1 et C3, avec une tendance évolutive très redressée. Ceci s'expliquerait par une métasomatose plus marquée que dans l'individualisation de C3, à partir du faciès C2. Cette phase métasomatique serait, dans ce cas, plus albitique (tendance plus orientée vers le pôle albite), alors que la métasomatose qui affecterait C2 pour arriver à l'individualisation du faciès C3 serait plus potassique (dérive plus nette vers le pôle muscovite).

Dans une autre hypothèse, basée sur des travaux géochimiques (Gauthier, 1973), on peut admettre que le faciès C3 s'enracine dans le faciès C2 et s'individualise par métasomatose. Il reste donc, là, une légère indétermination quant à l'origine précise du faciès C3. Mais, que ce soit à partir de C1 ou à partir de C2, tous les auteurs s'entendent pour attribuer ce faciès à une métasomatose secondaire, due à l'intrusion du granite de Toulx-Sainte-Croix au sein du granite de Chanon.

Géochronologie. Seul, le faciès C2 a été daté par la méthode Rb/Sr. Le couple RT/Bi donne un âge de 323 ± 6 Ma. Le couple RT/Ms donne 242 ± 4 Ma.

Tout en sachant que la muscovite est secondaire dans ces faciès, il est toutefois difficile d'admettre un intervalle de 80 Ma entre le refroidissement du granite et le développement des muscovites. Il reste donc, ici, une indétermination à lever.

$^{27}Al / ^{29}Al$ (*). **Leucogranite de Jalesches, à gros grain, parfois porphyroïde, à 2 micas.** La définition du granite de Jalesches varie selon les auteurs :

– pour L. Bougnières (1950), le faciès Jalesches est un granite « schisteux » situé le long de l'accident de la Marche ;

– P. Isnard (1970) et J.C. Gauthier (1973) gardent l'appellation de granite pour ce faciès, l'élargissent à des faciès non déformés, et l'affinent en précisant la minéralogie : granite à deux micas sans cordiérite et à plagioclase homogène non albitisé.

J.C. Gauthier signale déjà l'ambiguïté du terme de granite à deux micas que certains auteurs appliquent aux faciès Jalesches et Saint-Silvain-Bas-le-Roc. En effet, comme le signale J. Lameyre (1966), la coupure entre les granites à biotite, qui contiennent de la muscovite, et les granites à deux micas est difficile à établir par la simple observation microscopique, et *a fortiori* sur le terrain. J. Lameyre préfère donc utiliser le terme de leucogranite pour désigner les roches caractérisées par une faible teneur en éléments colorés

(*) Pour des raisons de chronologie de mise en place, ce même granite est noté $^{27}Al / ^{29}Al$ sur la carte voisine Aigurande (Quenardel *et al.*, 1991).

et par une évolution chimique particulière. Cette définition englobe bien les granites à deux micas définis ici (Jalesches, Toulx-Sainte-Croix,...) ;

— H. de La Roche *et al.* (1980), se basant sur des critères de terrain et sur une étude chimico-minéralogique, considèrent le faciès Jalesches comme un leucogranite. Ils élargissent même cette appellation au faciès C2 du granite de Chanon.

Des observations effectuées sur le terrain et au microscope ont conduit J.C. Gauthier à préciser les critères qui permettent de bien individualiser ces faciès leucogranitiques (Jalesches, Toulx-Sainte-Croix et Saint-Silvain) par rapport aux faciès évolués (C2) du granite de Chanon. Ce sont :

- l'absence ou la présence de cordiérite (même en minéraux fantômes) ;
- l'acidification et l'homogénéisation des plagioclases ;
- le caractère globuleux du quartz qui donne des granules à l'altération.

Si l'on considère les travaux de P. Rolin (1981), G. Lerouge (1984), P. Bouvier (1985), et G. Lerouge et P. Rolin (1987), on remarque que si on utilise des critères structuraux, on peut regrouper le granite de Chanon et le leucogranite de Jalesches, tous deux déformés, alors que les leucogranites de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et de Toulx-Sainte-Croix (décrits plus bas) ne le sont pas.

On remarque donc que, lorsque l'on atteint les étapes terminales ou sub-terminales de lignées évolutives (ce qui est le cas du faciès Jalesches et de ceux qui sont décrits plus bas), les phénomènes de convergence viennent compliquer la nomenclature et le choix des critères de classification devient difficile et incohérent si l'on ne précise pas, à chaque niveau, à quel système on se réfère.

Nous voyons donc que plusieurs regroupements sont possibles et qu'ils sont tous aussi valables. Nous avons adopté ici une classification basée essentiellement sur des critères de reconnaissance de terrain qui regroupent les caractères pétrographiques et structuraux de ces faciès. Dans ce cadre, le granite de Jalesches reste associé au granite de Chanon dans les granites anté- à syncisaillement. La pétrographie et la géochimie de ces granites, développées plus bas, permettront au lecteur de choisir son système de référence quant à la classification et la nomenclature de ces faciès.

Si l'on se réfère à la nomenclature utilisée par le BRGM, le faciès Jalesches est à rattacher sans ambiguïté aux leucogranites.

Le leucogranite de Jalesches affleure sur un secteur restreint à la limite occidentale de la feuille. Il est séparé, au Nord, des faciès du domaine de Boussac par la faille de la Marche (ou apparaissent de faciès orientés et bréchifiés).

Pétrographie. Le faciès non déformé est un granite parfois légèrement porphyroïde, à grain centimétrique. Le feldspath est rose ou rouge, le quartz est globuleux et fumé, la biotite et la muscovite peuvent former des amas centimétriques. Bien que la structure soit en général équante, ce faciès montre parfois une légère orientation.

Le faciès orienté, que l'on rencontre au voisinage d'accidents, montre une foliation subverticale de direction N 80° à N 100°. Les minéraux les plus gros sont le feldspath rose et le quartz. Ils sont fracturés, moulés par les minéraux phylliteux, et montrent des queues de cristallisation.

Au microscope :

- le quartz (40 à 45 %) subautomorphe, globulaire, peut atteindre le centimètre. Il est déjà à extinction onduleuse dans les faciès peu déformés. Dans les faciès plus déformés, il est subdivisé en sous-grains à extinction onduleuse, associés en mosaïques et allongés dans la foliation ;
- le feldspath potassique, en cristaux parfois subrectangulaires, est souvent maclé Carlsbad et montre parfois un semblant de moirage. Il est perthitique et contient de nombreuses inclusions de biotite et de plagioclase ;
- le plagioclase a une composition d'albite-oligoclase. Certains cristaux sont homogènes, d'autres sont zonés avec des reliques de plagioclase plus basique au centre ; le zonage est souligné par la séricite. Dans les faciès orientés, le plagioclase est très fracturé et recristallisé. Les feldspaths constituent environ 40 à 45 % de la roche ;
- la biotite (3 à 5 %), de couleur brune, se présente soit en plages plus ou moins déformées, soit en cristaux disséminés dans la roche. Certaines sections contiennent de l'apatite et du zircon en grande quantité. La biotite est parfois rétomorphosée en chlorite dans les faciès équants et, plus souvent, dans les faciès orthogneissifiés ;
- la muscovite est en quantité notable (5 à 7 %). Elle cristallise soit en association avec la biotite, soit en plages isolées dans la roche, soit encore en inclusion dans le feldspath. Certaines sections ont leurs clivages soulignés par des oxydes, ceci témoigne du caractère ferrique de cette muscovite. Les minéraux phylliteux matérialisent le plan de foliation dans les faciès orientés.

Géochimie. Ce granite se caractérise tant par sa position de granite leucocrate évolué (dans le diagramme Or/MM-x ; de La Roche *et al.*, 1980) que par son évolution géochimique à caractère silico-sodique (diagramme Fe + Mg + Ti / K - (Na + Ca) ; de La Roche, 1964).

L'aire représentative du faciès Jalesches se trouve dans le prolongement de l'axe silico-potassique déterminé par l'aire du faciès C2 du granite de Chanon (fig. 2). Le recouvrement est faible mais pourrait toutefois correspondre (J.C. Gauthier) à une possibilité d'évolution entre ces deux faciès. Le granite de Jalesches est plus riche en feldspath potassique et en K₂O que le faciès C2 ; il peut constituer, à ce titre, l'étape suivant le sous-faciès C2 dans une évolution magmatique classique. Cette hypothèse cadre bien avec l'étude pétrographique car le granite de Jalesches montre des reliques d'oligoclase (éventuellement magmatiques, primaires, au cœur des plagioclases devenus plus acides et plus homogénéisés, du fait de la métasomatose secondaire qui oblitère alors l'évolution magmatique).

À l'intérieur du granite de Jalesches se dessine, en effet, une évolution silico-sodique qui se manifeste par une augmentation du sodium (albitisation) à teneur constante en ferro-magnésiens. Cette évolution est très marquée et peut oblitérer l'expression d'une quelconque évolution magmatique pouvant exister entre C2 et Jalesches. Cette évolution silico-sodique se suit bien depuis les faciès de Jalesches les moins albitisés jusqu'aux granites

complètement albitisés et de plus en plus leucocrates de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et de Toulx-Sainte-Croix.

J.C. Gauthier (1973) et H. de La Roche *et al.* (1980) suggèrent que le leucogranite de Jalesches, très alumineux, aurait une origine anatectique comparable à celle évoquée pour les modèles de magma leucogranitique anatectique établis par J. Cogné (1960) et J. Lameyre (1966). Cette réactivation magmatique de granites déjà cristallisés serait la conséquence de l'évolution métasomatique qui affecte ces roches.

Géochronologie. Ce granite n'a pas été daté par radiochronologie, mais les données de terrain peuvent apporter quelques précisions. L'étude de la déformation dans les faciès orthogneissifiés du granite de Jalesches (Lerouge, 1987), montre que ce granite est antérieur à la déformation senestre associée au cisaillement westphalien (puisque'il n'en porte pas les traces, voir chapitre « Tectonique »). Ces faciès ne sont, par contre, pas affectés par la déformation dextre qui s'observe dans le granite de Chanon et qui est attribuée à l'épisode tectonique carbonifère inférieur. Le granite de Jalesches lui est donc postérieur.

D'autre part, ce granite est recoupé par les granites tardifs de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et de Toulx-Sainte-Croix. Il leur est donc antérieur (mise en place située entre 330 et 310 Ma).

Les granites non tectonisés

γ^1 s. **Leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et de Grand-Roche.** Ce faciès constitue deux massifs circulaires (Saint-Silvain-Bas-le-Roc et Grand-Roche) qui scellent la faille de la Marche.

● **Le massif de Saint-Silvain-Bas-le-Roc** est un massif circonscrit bien visible dans la topographie et qui affleure souvent en grosses boules qui peuvent former de véritables chaos (Les Pierres-Jaumâtres).

Vers le Sud-Est, ce leucogranite recoupe les granites de Jalesches et de Chanon. Dans sa partie méridionale, il est recoupé par le leucogranite de Toulx-Sainte-Croix et au Nord il scelle la faille de la Marche. Il ne montre pas de faciès déformés : il est donc postérieur aux jeux décrochants de cet accident ; mais il est par contre affecté par de nombreuses diaclases orientées au N 80° qui pourraient correspondre au jeu en faille normale de la faille de la Marche.

C'est un leucogranite gris à rose, à structure équante, à grain de 2 à 5 mm et à phénocristaux de feldspath de 2 à 3 cm. Il se distingue du faciès Jalesches par l'albitisation intense du feldspath potassique qui est, de plus, moins abondant ici. Au microscope :

— le feldspath potassique renferme des perthites d'exsolution en larges taches coalescentes, il cristallise en phénocristaux automorphes maclés Carlsbad et renferme des inclusions de biotite et de plagioclase. Dans la mésostase, on observe des petits cristaux de feldspath potassique qui montrent la macle du microcline. Ces cristaux sont parfois entourés d'albite ;
— le plagioclase se présente en cristaux centimétriques, c'est une albite qui contient des inclusions de muscovite qui s'ordonnent parallèlement aux plans de macle ;

- le quartz est parfois bleuté, il est de forme globulaire, en grandes plages subautomorphes ;
- la biotite, peu abondante est une biotite de couleur brun clair, peu pléochroïque, qui se présente en grandes plages (jusqu'au centimètre) à clivages tordus. Elle est souvent entourée par de la muscovite ;
- la muscovite cristallise en lamelles associées à la biotite, en inclusions dans le feldspath ou en produit de déstabilisation. La muscovitisation du feldspath potassique est très intense dans ce faciès ;
- la tourmaline apparaît au contact avec le granite de Toulx, en cristaux xénomorphes interstitiels. Elle ne montre pas de relations avec la biotite ;
- les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les opaques ;

La géochimie de ce leucogranite a été étudiée par J.C. Gauthier (1973) et H. de La Roche *et al.*, (1980). Sur le diagramme Or/MM-x (de La Roche *et al.*, 1980), ce granite se situe dans le champ des granites leucocrates évolués. Sur le diagramme Fe + Me + Ti / K - (Na + Ca) (de La Roche, 1964), l'aire représentative de ce faciès se trouve dans le prolongement de l'axe silico-potassique et montre une augmentation en sodium pour une teneur constante en ferro-magnésiens (fig. 2). Cette évolution se suit depuis le granite de Jalesches, moins albitisé, et va vers le granite de Toulx-Sainte-Croix, plus albitisé encore et plus évolué.

Une étude radiochronologique (Rb/Sr) sur minéraux (feldspath potassique et sodique) et sur roche totale donne une erreur-chronologique probable à 294 ± 19 Ma (comm. orale J.C. Baubron).

● Le **massif de Grand-Roche**, circulaire (3 à 4 km de diamètre), vient comme le massif de Saint-Silvain-Bas-le-Roc cacheter la faille de la Marche. On note ici aussi des diaclases, de direction N 120°, qui seraient induites par le jeu en faille normale de cet accident.

Ce massif est constitué par un leucogranite équivalent dont le faciès est semblable à celui de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, du moins dans le centre du massif ; la bordure montre un faciès à grain plus fin. Au microscope :

- le quartz, subautomorphe, forme des plages de quelques millimètres ;
- le feldspath potassique cristallise en phénocristaux automorphes (2 à 3 mm), perthitiques, maclés Carlsbad ou en cristaux interstitiels plus petits. Dans les deux cas, il contient du plagioclase en inclusion ;
- le plagioclase (albite-oligoclase) cristallise autour du feldspath potassique ou en cristaux isolés ;
- la muscovite cristallise en grandes plages (0,5 à 1 cm) et entoure la biotite qui se décolore. Elle cristallise aussi au contact du plagioclase et du feldspath potassique.

La minéralogie du leucogranite qui affleure dans les massifs de Saint-Silvain et de Grand-Roche montre nettement que ce faciès a subi une albitisation et une muscovitisation par rapport au leucogranite de Jalesches avec lequel, on le verra plus bas, il constitue une tendance évolutive géochimique. Dans le granite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, on observe en plus le développement de tourmaline induit par l'intrusion du granite de Toulx-Sainte-Croix.

Y¹. **Leucogranite de Montebrias, à grain moyen (albitique à muscovite)**. Ce granite, albitique n'affleure qu'à la faveur d'une carrière ouverte au Sud-

Ouest de Montebbras, à mi-distance entre les massifs de Saint-Silvain et de Grand-Roche. Cette carrière est connue depuis fort longtemps, les premières exploitations (étain) remontant aux Gallo-Romains. Au 19^e siècle, cette exploitation aurait produit 60 tonnes d'étain. Les exploitants se sont ensuite intéressés au lithium (amblygonite : plus de 2 000 tonnes extraites). Actuellement on y exploite le kaolin.

D'après les sondages effectués dans la carrière, G. Aubert (1969) a montré que ce granite forme une mince lame insérée entre le granite porphyroïde de Chanon, au toit, et un microgranite, au mur. À l'affleurement, on observe le contact avec le granite de Chanon : il s'y développe, par endroit, une « couche » de type pegmatitique (*stocksheider*) et quelques filons aplitiques, d'épaisseur pluricentimétrique, sécants sur le granite de Chanon.

Le contact entre les deux granites est donc, soit souligné par le *stocksheider*, soit direct. Dans ce dernier cas, on observe alors dans le granite de Montebbras, des enclaves, de taille métrique, de granite porphyroïde de Chanon. Elles sont parfois bordées d'un fin liseré qui rappellerait le *stocksheider*.

Le *stocksheider* est constitué de cristaux pluridécimétriques d'orthose rose à rouge et de cristaux de quartz de même taille. Entre ces minéraux, se répartit une matrice aplitique à albite, biotite décolorée, muscovite et tourmaline.

Le *granite à albite*, qui affleure sous le *stocksheider*, est une roche de couleur blanc rosé, d'aspect saccharoïde, assez poreux, à grain moyen (0,5 à 1,5 mm).

Pétrographie. Ce granite à structure équante se compose d'une trame constituée de lattes d'albite (0,6 mm environ) et de mica blanc. Dans les interstices viennent se loger du feldspath potassique et du quartz :

- le quartz est interstitiel (1 mm) et est plus tardif que le feldspath potassique et la muscovite qu'il corrode ;
- le feldspath potassique, non maclé, renferme des inclusions d'albite en petites lattes ;
- la muscovite renferme en son centre des reliques de lépidolite ;
- les minéraux accessoires sont l'apatite, les opaques et des minéraux rares tels topaze, cassitérite et niobite. La topaze est rare et se présente en inclusions dans le quartz ou en gerbes, associée à la muscovite ; ce dernier habitus est vraisemblablement induit par des phénomènes tardifs hydrothermaux qui affectent ces faciès (greisenification). La cassitérite est soit disséminée dans le granite (elle est alors associée à la greisenification tardive), soit en inclusion dans les grands cristaux de quartz.

La structure de ce granite montre que la phase magmatique a débuté par la cristallisation de lattes d'albite et peut-être de lépidolite, entre lesquelles subsistait un liquide.

Une phase tardimagmatique, à caractère métasomatique et hydrothermal, est marquée par la cristallisation de muscovite, de séricite et de quartz qui corrodent les minéraux antérieurs. La muscovite, dans un premier temps, cristallise en grandes lamelles, puis en gerbes où elle est alors associée à la topaze.

À un stade plus avancé, les cristallisations deviennent essentiellement fissurales : muscovitisation et silicification aboutissent à la formation de greisens dispersés en amas dans ce leucogranite.

Sous ce granite à albite affleure un microgranite où se localisent les minéralisations stannifères jadis exploitées dans cette carrière.

Géochimie. Du point de vue de la géochimie (Derré *et al.*, 1980), ce faciès ne se place pas sur la lignée évolutive Jalesches–Toulx-Sainte-Croix. Il s'en éloigne de par sa richesse en Al_2O_3 et en CaO. L'étude pétrographique permet d'attribuer cette particularité à une métasomatose hydrothermale.

⁵ γ^1 7. **Leucogranite de Toulx-Sainte-Croix, à grain fin, parfois porphyroïde.** Ce granite constitue une lentille de quelques kilomètres carrés qui affleure au sein du granite de Chanon, à l'extrême Sud-Ouest de la feuille. Il recoupe ce granite ainsi que la partie méridionale du leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et il détermine au sein de ces deux faciès une auréole de tourmalinisation. Il est limité par failles et est tronçonné par des failles orientées NNW-SSE.

Pétrographie. C'est un leucogranite à albite, muscovite, et tourmaline. Il se distingue du faciès de Saint-Silvain par un grain plus fin, une albitisation du feldspath potassique plus poussée, la grande rareté de la biotite, et la présence de tourmaline :

– la biotite de ce faciès, qui apparaît à l'œil nu en taches millimétriques lie-de-vin, se différencie, par ses caractères optiques, de celle observée dans les faciès moins albitisés (Jalesches). Elle est plus claire, peu pléochroïque, et les inclusions y sont plus abondantes. Elle n'est jamais chloritisée et toujours accompagnée de muscovite qui cristallise en épitaxie parallèlement aux plans [001]. Cette association suggère une cristallisation simultanée de ces deux minéraux. Cette biotite de deuxième génération pourrait résulter d'une transformation de la biotite de première génération observée dans les faciès moins albitisés ;

– la tourmaline se présente, macroscopiquement, en petits cristaux striés noirs. Au microscope, on l'observe en plages xénomorphes, irrégulières, moulées sur les autres minéraux, s'insinuant même parfois à l'intérieur des feldspaths potassiques. J.C. Gauthier signale le fait qu'elle est, ici, indépendante de la biotite ;

– le plagioclase est nettement albitique ;

– le feldspath potassique renferme des perthites d'exsolution, en grandes taches coalescentes, qui fusionnent souvent avec des cristaux d'albite extérieurs au cristal. On observe aussi des reliques de feldspath potassique au sein des cristaux d'albite. À côté des cristaux d'orthose, on trouve des petits cristaux de microcline xénomorphes, pas ou peu perthitiques et finement quadrillés.

Géochimie. Si du point de vue pétrographique, le leucogranite de Toulx-Sainte-Croix est nettement différent du granite à deux micas de Jalesches, il en est proche par sa composition chimique. Il constitue, en effet, le terme ultime de l'évolution silico-sodique observée à partir du granite de Jalesches (fig. 2).

Ce leucogranite, hyperalumineux se situe dans le diagramme Or/MM-x (de La Roche *et al.*, 1980) dans l'aire des granites leucocrates très évolués.

Pour H. de La Roche *et al.* (1980), ce leucogranite proviendrait, comme le leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc d'un magma ultime hyperalumineux. Ce magma proviendrait de la refusion de granites déjà cristallisés, phénomène qui peut s'observer au-delà d'un certain seuil de maturation métasomatique.

Conclusion

En conclusion à l'étude géochimique des granites et leucogranites de la Marche, on peut déjà, à partir de l'analyse des éléments majeurs, signaler l'existence d'une discontinuité géochimique entre le granite de Chanon, à cordiérite, et les granites à deux micas ou leucogranites (Jalesches, Saint-Silvain, Toulx-Sainte-Croix et Montebbras). Cette coupure géochimique est cependant transgressée par les caractères minéralogiques. Si l'on se réfère à ces derniers, la coupure n'est pas à faire entre le granite de Chanon et les granites à deux micas, mais au sein même des granites à deux micas entre les faciès silico-potassiques, légèrement albitisés (Jalesches), et les faciès silico-sodiques, très albitisés (Saint-Silvain-Bas-le-Roc et Toulx-Sainte-Croix).

On peut remarquer que les classifications des granites et leucogranites établies à partir des critères pétrographiques correspondent à celles issues des données structurales.

L'étude des alcalins rares, menée par J.C. Gauthier sur ces faciès, montre un comportement différent de ces éléments, selon qu'on se réfère à l'étude de leur abondance ou à celle de leur fractionnement (K/Rb, K/Cs).

Si l'on considère l'abondance des alcalins rares, on remarque qu'elle évolue dans le même sens que les caractères minéralogiques de ces faciès. L'étude de leur fractionnement différentiel montre, par contre, une nette individualisation des leucogranites (ou granites à deux micas) par rapport au granite de Chanon.

J.C. Gauthier attribue ce comportement différentiel à des conditions différentes d'équilibre pour chacun des faciès pétrographiques.

Domaine de Guéret

Situé au Sud de la Marche, ce domaine est constitué de granites et de migmatites. Les granites, à tendance monzonitique, tonalitique et granodioritique, sont regroupés sous le terme de « granite de Guéret ». De nombreuses enclaves ont été décrites dans cet ensemble granito-migmatitique : ce sont des enclaves gneissiques, des corps surmicacés ou des enclaves basiques. Certains auteurs (Ranchin, 1971 ; Vauchelle, 1988) signalent, de plus, des leucogranites tardifs, intrusifs dans ce domaine guérétois.

Cet ensemble est limité au Sud, en deçà du territoire de la carte, par les failles de Saint-Michel-de-Weisse et d'Arrènes, au-delà desquelles débute le

plateau de Millevaches. À l'Est, le domaine de Guéret s'étend jusque Montluçon.

Granites et migmatites

γ^{3M} . **Granite de Guéret, monzonitique, à 2 micas et parfois cordiérite.** Des études détaillées (Grolier, 1955 ; Chenevoy, 1958 ; Faure, 1963 ; Arnold *et al.*, 1968 ; Kurtbas *et al.*, 1969 ; Ranchin, 1971 ; Berthier *et al.*, 1979 ; Bouvier, 1985 ; Vauchelle, 1988) ont été effectuées sur le granite de Guéret mais elles traitent surtout de secteurs situés plus à l'Ouest.

Les études pétrochimiques sur le faciès de Guéret sont nombreuses (Ranchin, 1971 ; de La Roche *et al.*, 1980 ; Vauchelle, 1988) et ont conduit à l'établissement de cartes géochimiques (voir annexe).

Sous le terme de granite de Guéret, on groupe des faciès très variés. Néanmoins, un type prédominant peut être distingué : c'est un granite gris-bleu, à grain moyen (quelques millimètres), riche en biotite et cordiérite. Le plagioclase peut avoir un taux d'anorthite allant jusqu'à 50 et il prédomine, le plus souvent, sur le feldspath potassique.

Le faciès le plus représenté sur la feuille Boussac est le faciès *Lamaids* (Bouvier, 1987). C'est un faciès de granite de Guéret qui est à gros grain, ocre-rose, rouille quand il est altéré. Il peut montrer des différenciations à grain plus fin, dans le Sud de la carte (Le Courret). Ce faciès contient de la biotite, parfois verdâtre, et de la muscovite (qui peut atteindre 5 mm).

Pétrographie. Le quartz est laiteux et globulaire. Le feldspath potassique rose ou blanc est maclé microcline et est souvent perthitique ; il peut atteindre le centimètre, conférant alors à la roche une structure porphyroïde. Le plagioclase est une andésine-oligoclase. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, le leucoxène et les opaques.

Signalons, aux environs de La Correspondance, un faciès à grain fin (1 à 2 mm), à structure équante et dont la minéralogie est sensiblement comparable à celle du faciès *Lamaids*. Ce faciès à grain fin contient des enclaves surmicacées pluricentimétriques et des enclaves migmatitiques en plus grand nombre que dans le faciès *Lamaids* typique. Les enclaves surmicacées semblent contenir de la cordiérite. Ce minéral ne peut être défini plus précisément du fait de son état d'altération.

Géochimie. Il n'a pas été effectué d'analyses chimiques sur les faciès de granite de Guéret représentés sur la feuille mais on peut signaler, pour mémoire, les résultats de G. Ranchin (1971), H. de La Roche *et al.*, (1980), et L. Vauchelle (1988) qui concernent la géochimie du granite de Guéret dans son ensemble.

Le diagramme Or/MM-x (de La Roche *et al.*, 1980) montre clairement le caractère cafémique des granites de Guéret et leur appartenance à l'arc alu-mino-potassique.

Le diagramme Fe + Mg + Ti/K - (Na + Ca) (de La Roche, 1964) montre une évolution silico-potassique qui se fait suivant une tendance

« monzonitique ». Le champ des granites de Guéret recoupe le champ des anatexites à cordiérite. Ce fait peut indiquer que le granite est issu pour une part de la remobilisation partielle de ces anatexites, mais sa richesse en CaO montre qu'une composante plus profonde est nécessaire.

L. Vauchelle (1988), pour sa part, propose une classification chimique des types pétrographiques déjà définis. Il individualise trois tendances chimiques : monzonitique, granodioritique et tonalitique.

Géochronologie. Du point de vue géochronologie et mise en place de ce granite, il n'a encore été donné aucun résultat sur les faciès rencontrés sur la feuille. Il faut signaler la datation par la méthode Rb/Sr effectuée par F. Berthier *et al.*, (1979) sur le faciès « Maupuy » situé plus à l'Est dans le domaine de Guéret. Il a obtenu une isochrone qui donne un âge de 356 ± 10 Ma : limite Dévonien supérieur—Carbonifère. Cet âge peut correspondre à une étape magmatique présente dans une partie du Massif central français (Duthou, 1978).

Le rapport isotopique initial du strontium initial du granite de Guéret, voisin de 0,710 (Berthier *et al.*, 1979), impliquerait une origine mixte pour le granite de Guéret : origine mantellique et fusion crustale.

μ^{3M} . **Microgranite rose à biotite.** On observe quelques rares affleurements de microgranite au sein du faciès Lamais. C'est un microgranite rose à biotite.

M^{1-2G}. Migmatites (diatexites et métatexites). La majeure partie des migmatites est localisée dans la partie méridionale de la carte. Un peu plus au Nord, on retrouve des migmatites, limitées par failles : les migmatites de Saint-Martinien.

Les migmatites sont proches des « aubussonites », ce sont des diatexites et métatexites à ocelles de quartz et de feldspath de 1 mm. La roche est grenue, à grain fin, à aspect rubané ou nébuleux. On y distingue des ocelles quartzofeldspathiques de taille millimétrique. La biotite est abondante, souvent concentrée en lits. On observe des cristaux de cordiérite parfois centimétriques.

Les migmatites de Saint-Martinien montrent un faciès intermédiaire entre les « aubussonites » typiques et les migmatites du domaine de Bousac.

Enclaves basiques

Elles se rencontrent rarement et se présentent sous la forme de petites boules dont la taille excède rarement la grosseur du poing. Le premier auteur à décrire de telles enclaves est J. Meloux (1955), puis J. Grolier (1955) en signale à son tour de semblables, J. Faure (1963) en observe aux environs de La Souterraine, P. Bouvier (1985) en décrit sur la carte Bousac à 1/50 000 et L. Vauchelle (1988) dans la partie occidentale du massif de Guéret.

Pour ces auteurs, ces enclaves sont soit des « restes » de petits massifs périclétiques mal assimilés par le granite de Guéret, soit une exsudation d'éléments caféiniques lors de la granitisation (Grolhier, 1955). Pour P. Bouvier (1985), l'origine de ces enclaves est plus proche de la première hypothèse : elles peuvent être des témoins de massifs de gabbro-diorites antérieurs à la mise en place du granite. Pour L. Vauchelle (1988), les enclaves présentes dans les faciès monzonitiques et granodioritiques sont de trois sortes : enclaves restitiques, enclaves microgrenues basiques, xénolites. La variété de ces enclaves serait pour cet auteur un argument supplémentaire pour étayer l'origine mixte du granite de Guéret. Les enclaves microgrenues, basiques, seraient les témoins d'un matériel mantellique ; les enclaves restitiques constitueraient le résidu de fusion du matériel métamorphique initial et impliqueraient une forte composante crustale dans la formation du magma origine de ce granite.

η^{1-2} . **Diorite quartzique de La Correspondance.** L. Bougnières (1950) avait déjà décrit des roches à amphiboles dans la région de Verneiges et de La Correspondance. P. Bouvier (1985) décrit de nouveaux affleurements de ce même faciès entre La Correspondance et Verneiges. Pour cet auteur, ces différents pointements ne sont pas des enclaves de roches basiques (comme le laissaient supposer les interprétations précédentes) mais un massif de diorite quartzique. Nous ne prendrons position (faute d'arguments) ni pour l'une ni pour l'autre de ces interprétations, mais nous remarquerons seulement que ces pointements sont alignés selon une direction privilégiée NE-SW que l'on retrouve, soulignée par d'autres pointements de diorite quartzique, sur la carte sous-jacente Évaux-les-Bains à 1/50 000.

Pétrographie. C'est une roche assez sombre, équante à grain moyen (2 mm). Les affleurements sont constitués de boules sombres où se détachent des plages plus claires à grain plus grossier quartzo-feldspathique, qui se révèlent être de la migmatite (Bouvier, 1985).

Cette roche est constituée de :

- 10 % de quartz interstitiel, xénomorphe, qui moule les autres minéraux ;
- 35 % de plagioclase type andésine, subautomorphe et zoné ;
- 15 à 20 % d'amphibole verte, faiblement pléochroïque (magnésio-hornblende), maclée, subautomorphe ;
- chlorite, épidote, opaques et minéraux accessoires (zircon, apatite, sphène, en assez grande quantité et de grande taille, leucoxène).

Du point de vue optique, ce faciès est comparable aux diorites à amphibole du massif de Beaumont-Huriel (domaine de Boussac). Ce faciès n'ayant pas fait l'objet d'analyse chimique, il est difficile de conclure objectivement sur l'appartenance de ce faciès à l'ensemble basique du domaine de Boussac.

L'enclave des Montées. C'est une diorite qui affleure sur quelques centaines de mètres carrés, près du village des Montées. Le faciès est en général mieux conservé au cœur de l'enclave.

C'est une roche gris verdâtre, à grain moyen (2 à 3 mm), à structure équante. Macroscopiquement, on distingue des feldspaths blancs et des

minéraux ferro-magnésiens trapus, de couleur noir verdâtre, ainsi que du sphène en taches brunes (1 mm).

Pétrographie. Le quartz (1 %) se présente en petits cristaux qui se localisent souvent au contact de l'amphibole. Le feldspath potassique est rare, il est très altéré et de forme trapue. Le plagioclase (oligoclase-andésine) est zoné, il cristallise en individus trapus, très altérés (l'altération souligne le zonage). L'amphibole (25 %) est une horblende actinolitique, subautomorphe ; on y observe optiquement un zonage qui, à la microsonde, ne correspond à aucune variation chimique ; le cœur des cristaux est envahi de chlorite brune associée à des oxydes. Le sphène, de grande taille (1 à 2 mm) est automorphe et tardif. Le zircon, l'apatite et les opaques sont en quantité accessoire.

On observe une déstabilisation générale de toutes les phases minérales dans la diorite des Montées, cette déstabilisation est plus importante au voisinage de la limite de ce faciès, en bordure du granite.

Géochimie. Vu l'état d'altération de ce faciès, un seul échantillon a pu être analysé. Il présente un chimisme identique (quant aux majeurs) à celui des roches basiques du domaine de Boussac.

Les teneurs en éléments en trace dans cette diorite sont comparables à celles observées dans le gabbro potassique des massifs de Blandat et de L'Age (voir Aigurande à 1/50 000).

Conclusions. Pour P. Bouvier (1985), l'étude pétrographique et géochimique de l'enclave des Montées indique clairement que celle-ci appartient à l'ensemble gabbro-dioritique du domaine de Boussac. Pour ce qui est de la diorite quartzique de La Correspondance et des enclaves basiques du granite de Guéret, leur appartenance à cet ensemble reste à prouver. Pour ce même auteur, la présence de ces roches basiques, et spécialement l'enclave des Montées, montre que l'ensemble gabbro-dioritique n'est pas localisé au domaine de Boussac seul, mais qu'il est présent dans le domaine de Guéret. Ce fait peut impliquer que, lors de la mise en place de ces roches basiques, ces deux domaines n'étaient pas séparés et que le fonctionnement de la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles n'a vraiment débuté qu'après l'intrusion de ces roches.

Conclusion

En conclusion à l'étude du domaine granitique de la Marche—Guéret, on peut assimiler ce domaine à une association spatio-temporelle de granites à biotite et de leucogranites. Les granites à biotite seraient à rattacher au massif de Guéret (356 Ma ; Berthier *et al.*, 1979). Les leucogranites ou granites à deux micas, postérieurs, se mettent en place au cours du Namuro-Westphalien (entre 320 et 300 Ma). Quant aux relations granites de Guéret—migmatite—enclaves, elles sont envisagées différemment selon les auteurs.

Sur le plan géochimique, les aires de répartition de ces différents faciès s'ordonnent sur une lignée évolutive continue, silico-potassique, déviée vers des pôles silico-sodiques par une importante métasomatose. Cette

interprétation ne tient pas compte des intervalles de temps évalués entre les mises en place des différents types de granites d'après les données structurales et les datations radiochronologiques. Si l'on considère ces facteurs, on peut avancer, plutôt qu'une suite magmatique continue, une suite de réactivations magmatiques et/ou une anatexie de faciès déjà existants. Quant à l'origine du granite de Guéret, dont l'aire géochimique jouxte celle des migmatites, les auteurs la rapportent à une anatexie crustale doublée d'un apport mantellique.

FORMATIONS POSTHERCYNINIENNES

Dépôts tertiaires

e. **Éocène—Oligocène inférieur (?) (« Sidérolitique »)**. Dans la région de La Chapelaude, on peut rapporter au Tertiaire, par comparaison avec les feuilles voisines Montluçon et Hérisson, des faciès détritiques variés, parfois avec des concrétions ferrugineuses « pisolitiques » (c'est le « Sidérolitique » des anciens auteurs). Ces faciès sont des argiles sableuses et des grès à matrice abondante, verts, gris ou marmorisés, des grès conglomératiques et conglomérats à galets de quartz peu émoussés et, très rarement, des galets de roches métamorphiques ou de grès à matrice argileuse silicifiée (Éocène—Oligocène, remanié).

La redistribution du fer, effectuée sous l'influence de phénomènes pédologiques d'hydromorphie, se manifeste d'abord par de simples taches de marmorisation (argiles sableuses, grès). Ensuite, la teneur en Fe augmentant, on passe à une roche entièrement rouge, mais qui reste meuble, le fer étant à l'état dispersé dans la matrice argileuse. Enfin, il se développe des **pisolites d'oxydes de fer**, à structure concentrique de quelques millimètres jusqu'à plus de 2 cm de diamètre (points notés Fe sur la carte). On ne connaît pas de véritable cuirasse continue, très indurée, dans cette région.

Le calcaire du Berry, signalé au Sud de La Chapelaude sur la carte géologique à 1/80 000, a une extension bien moindre, limitée à la feuille Montluçon. On trouve à sa place des argiles sableuses verdâtres.

Enfin, au Sud-Ouest de Boussac, en bordure du massif granitique de Toulx-Sainte-Croix, un petit affleurement de grès feldspathique à matrice argileuse fortement indurée occupe une ancienne topographie d'incision.

La feuille Montluçon à 1/80 000 indique de très nombreux placages de « Sidérolitique » sur toute la bordure septentrionale des massifs granitiques. Dans de nombreux cas, il y a eu confusion soit avec des formations de versant, soit avec des terrasses alluviales. Pour la région située au Nord de Lavaufanche, il est difficile de trancher en l'absence de sondages. Il n'est pas impossible qu'il existe ici un petit fossé d'effondrement à remplissage éocène actuellement recouvert par la terrasse de Lavaufanche (Fx-yL), (comparable au fossé de Genouillat, feuille Aigurande).

Formations superficielles

Comme sur la feuille voisine Aigurande, nous grouperons ici des formations d'épaisseur variable (10 cm à 2 m), en rapport étroit avec la topographie actuelle, celle-ci étant localement confondue avec la « basse surface ». Nous opposerons les formations de plateau, les formations de versant et de sommets arrondis de collines (colluvions), les terrasses alluviales et les alluvions actuelles.

B. Formations des plateaux. On les trouve sur les lanières témoins de l'extension de la basse surface, et sur les lignes de crêtes, très atténuées, qui séparent des grands bassins-versants : ligne Quinsaines—Lamaids—Le Boueix (empruntée par la N 145 entre Petite-Creuse et Tardes) ; ligne Treignat—Saint-Sauvier, entre Petite-Creuse et Cher ; ligne Saint-Sauvier—Saint-Marien—La Maison-Rouge, entre Petite-Creuse et Indre.

Sur les roches métamorphiques fortement micacées, cela donne des altérites argileuses épaisses, renfermant très souvent de nombreux éléments de quartz anguleux. Ces altérites portent des sols bruns acides à bruns lessivés, avec très souvent une hydromorphie temporaire de surface qui se manifeste par des taches de marmorisation à faible profondeur, des touffes de joncs dans les terrains non drainés artificiellement. Nous n'avons pas trouvé trace d'altérites rouges anciennes, comme sur la feuille voisine Aigurande.

Sur granites, les altérites sont sableuses, mais également avec des traces d'hydromorphie. L'épaisseur de l'arène est variable, de zéro à plusieurs mètres. Les chaos de boules de granite sont spectaculaires dans le massif de Toulx-Sainte-Croix (Les Pierres-Jaumâtres). Les altérites sont également bien développées sur les replats intermédiaires ceinturant les grands reliefs résiduels des Pierres-Jaumâtres et du Signal-de-l'Age (massif de Montbras).

Les galets de quartz sont rares, localisés en extrême base des lanières dans le bassin-versant de la Petite-Creuse. Ils sont interprétés, comme sur la feuille Aigurande, comme la formation corrélative du façonnement de cette basse surface, probablement vers la fin du Pliocène. Rappelons que ce type de dépôt est connu aussi, dans les mêmes conditions de gisement, sur les feuilles Guéret, Dun-le-Palestel, Argenton-sur-Creuse, Ambazac, Bourgneuf, etc.

Formations des versants (colluvions). Il n'a pas été possible de reporter les points d'observations d'arènes litées et de « formation à blocs », trop peu nombreux, sur les versants granitiques. Sur roches métamorphiques, les colluvions sont riches en matrice argileuse et en blocs de quartz anguleux.

On a tenté de faire quelques subdivisions d'une part d'après l'épaisseur mesurée ou estimée des colluvions, d'autre part d'après les roches fournissant le matériel : les dépôts sont plus argileux sur roches métamorphiques, plus sableux sur roches éruptives. Les soubassements éocènes, surtout argileux, donnent des versants très empâtés par des colluvions riches en maté-

riaux fins. Les sols sur versants sont de type brun acide avec souvent des traces d'hydromorphie.

Fw ; Fx-y. **Terrasses alluviales.** Plusieurs niveaux de terrasses jalonnent la Petite-Creuse et quelques uns de ses affluents, mais aussi les affluents du Cher, dans la partie est la carte. On passe progressivement des « replats » en contrebas de la basse surface (avec les alluvions de très haut niveau), aux terrasses alluviales irrégulièrement emboîtées et conservées. Ces étagements sont très probablement d'origine tectonique, et à mettre en rapport d'une part avec le soulèvement général de la région, d'autre part avec les effondrements du fossé du Cher.

Fx-yL. **Terrasse de Lavaufranche.** Au Nord de Lavaufranche, un très grand replat a été noté en terrasse alluviale. Il correspond à un épandage de matériaux fins, mais son soubassement est inconnu. Il n'est pas impossible qu'il existe là un petit bassin éocène.

Fz. **Alluvions récentes.** Ce sont des sables, galets, limons, et souvent de la tourbe, dont l'épaisseur dépasse souvent 75 cm.

TECTONIQUE

ZONE DE CISAILLEMENT DE LA MARCHE—COMBRAILLES (Z.C.M.C.)

Les accidents qui affectent toutes les formations du Sud de la carte Bousac appartiennent à la partie orientale de la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles.

Cette zone de déformation constitue l'une des structures majeures de cette portion de la chaîne hercynienne. Elle est formée par les accidents de la Marche, de Chambon-sur-Voueize (qui est localisé sur la feuille Aigurande) et de Boussac (Lerouge *et al.*, 1983).

Faille de la Marche

Cet accident est constitué d'une zone déformée d'une puissance de l'ordre du kilomètre. Il est sensiblement orienté E-W et se prolonge de part et d'autre, en dehors des limites de la carte, jusqu'au seuil du Poitou à l'Ouest, où il se raccorde à la Zone de cisaillement sud-armoricaine, et jusqu'au Nord de Montluçon, à l'Est, où il disparaît sous les sédiments de la vallée du Cher.

Plusieurs jeux successifs sont identifiables le long de cet accident. Jusqu'au Westphalien, les déformations enregistrées sont essentiellement ductiles ; postérieurement, l'accident de la Marche a joué de multiples fois en développant des structures fragiles.

Les déformations ductiles liées à l'accident de la Marche se manifestent par une orthogneissification dont la répartition, le style et l'intensité sont hétérogènes (Lerouge, 1984 ; Marckmann, 1984). La puissance de la zone orthogneissifiée peut atteindre 2,5 km vers l'Ouest (feuilles Aigurande et

Dun-le-Palestel) et la déformation y induit des faciès peu déformés, ainsi que tous les stades de déformation plus ou moins intense jusqu'à des ultramylonites. Dans cette zone déformée, aucun gradient de déformation n'a pu être mis en évidence selon des coupes perpendiculaires aux structures.

Les déformations cassantes développent des zones de brèches généralement rétro-morphosées dans la zone à chlorite.

● Le jeu le plus ancien, *Carbonifère inférieur*, induit dans le granite de Chanon des déformations ductiles. Des plans *C* généralement orientés N 95° à N 110° se sont développés. Ces plans verticaux sont porteurs d'une linéation plongeant de 20° maximum vers l'Ouest (ce plongement traduisant une faible composante verticale associée au cisaillement). L'orientation des plans de foliation mylonitique, *S*, généralement verticaux, varie de N 75° à N 95°. L'angle θ entre les deux discontinuités *S* et *C* est généralement voisin de 20°. Les relations entre ces microstructures permettent de montrer que cette déformation correspond à un décrochement dextre E-W (Lerouge *et al.*, 1983). La déformation s'est effectuée dans le domaine de stabilité de la biotite et est compatible avec un raccourcissement régional orienté NW-SE à NNW-SSE.

Un très bel exemple de faciès induits par cette déformation dextre peut être observé dans la carrière de Lavaufranche. Cette carrière est ouverte à la limite entre le granite de Chanon (domaine de la Marche) et les migmatites du domaine de Guéret, à 1 km au Nord-Ouest de Lavaufranche, sur la D67.

Cette carrière a été étudiée par L. Marckmann (1984) qui y décrit, dans la partie sud, une zone ultramylonitique d'une puissance de 10 à 20 m. Cette zone, sensiblement orientée E-W, est composée de roches aphanitiques présentant quelques phénoclastes dont la taille excède rarement 5 mm. Localement, la dissymétrie des queues de cristallisation autour de ces phénoclastes indique un cisaillement dextre E-W. Les plans *C* sont orientés N 90° et sont porteurs d'une linéation subhorizontale. La composante verticale associée au cisaillement est ici moins importante. L'ensemble est repris par une cataclase importante accompagnée de recristallisation de quartz.

L'étude géochimique détaillée effectuée par cet auteur n'a montré aucune évolution géochimique au cours de la déformation.

L'étude de la répartition des axes *C* du quartz montre l'activation du système basal, donc une déformation à basse température. Les sens de cisaillement indiqués par les pétrofabriques ne sont pas cohérents avec ceux observés en lame mince. Il s'agit probablement là d'une désorganisation des fabriques créées lors du cisaillement ductile principal. Ce phénomène est vraisemblablement dû à l'effet conjugué de la recristallisation du quartz lors de la circulation des fluides dans les diaclases tardives et de la rotation contemporaine de microblocs.

Aucune trace de cette déformation dextre n'a pu, par contre, être mise en évidence dans les leucogranites de la Marche, qui lui sont donc vraisemblablement postérieurs.

● Au *Namuro-Westphalien* on retrouve les traces d'un jeu senestre, ductile, dans les leucogranites du domaine de la Marche (Jalesches, bois de Chabannes et Saint-Jean) qui affleurent sur la feuille Aigurande (Lerouge *et*

al., 1983 ; Quenardel *et al.*, 1984 ; Lerouge, 1984). La déformation y développe des plans *C* subverticaux dont l'orientation varie de N 80° à N 110°. Ils sont porteurs d'une linéation de type « a » qui plonge de 10 à 20° vers l'Est, en général, et qui peut localement être plus inclinée, traduisant une composante verticale plus importante synchrone du décrochement. Entre les microcisaillements, les plans d'aplatissement des minéraux (plans *S*) sont sigmoïdes, leur orientation varie de N 110° à N 150°. La déformation s'est effectuée dans le domaine de stabilité de la biotite. L'analyse des microstructures permet de les interpréter comme le résultat d'un cisaillement senestre (Lerouge *et al.*, 1983) compatible avec un raccourcissement régional NE-SW à NNE-SSW. Ce sens de décrochement est confirmé par l'étude microscopique des axes *C* du quartz effectuée par L. Marckmann (1984) sur ces leucogranites (bois de Chabannes).

Les leucogranites de Toulx-Sainte-Croix, Grand-Roche et Saint-Silvain ne sont pas affectés par ces deux déformations ductiles, ils leurs sont donc postérieurs. Les massifs de Grand-Roche et de Saint-Silvain apparaissent d'ailleurs cartographiquement sécants sur les grands accidents associés à ces deux déformations.

Au Nord de l'accident de la Marche, lors des différents cisaillements, les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont mylonitisées avec développement d'une nouvelle foliation verticale et parallèle à la faille.

Dans le domaine de Boussac, dans les séries métamorphiques comme dans les gabbro-diorites, ce rejeu ductile de la faille de la Marche a engendré des foliations qui reprennent des déformations antérieures. Elles ont une direction voisine de N 70° à N 90° et sont à pendage vertical.

- Postérieurement aux déformations ductiles éowestphaliennes, l'accident de la Marche a pu rejouer de multiples fois en développant des structures fragiles (zones de brèches) et une rétomorphose dans la zone à chlorite, localisées au voisinage de la limite cartographique domaine de Boussac-domaine de la Marche.

À l'échelle régionale (Nord du Massif central, Bretagne), il est reconnu, au Westphalien supérieur, une phase de déformation à composante décrochante dextre sur les failles de direction sud-armoricaine, qui peut être soit ductile, soit fragile et que l'on peut, peut-être, rattacher à l'un de ces rejeux fragiles (Lerouge, 1987).

- Au *Permien*, cet accident a pu rejouer en faille normale, au cours de la distension N-S connue régionalement (Bonnion, 1983 ; Lerouge, 1984).

- Cette faille a ensuite joué au cours de déformations ultérieures. Elle est encore active, et l'étude de mécanismes au foyer des séismes récents indique un abaissement relatif du compartiment nord avec parfois une composante de coulissage dextre (Veinante-Delhayé *et al.*, 1980).

Cartographiquement, à l'échelle de la carte on remarque un effondrement de tout le compartiment nord ; l'ampleur de ce rejet, suggéré par la géophysique (Vignerresse, 1982 ; Lemaire, 1987), serait d'environ 2 km. Ce rejet peut être la conséquence de la distension permienne ou la résultante des déformations successives carbonifères et permienes.

Jusqu'à présent, le terme « faille de la Marche » a été restreint à la représentation cartographique des différents jeux fragiles (à la limite granite-formations métamorphiques) de cette faille. Dans ce texte, nous étendons le terme « faille de la Marche » à l'ensemble des déformations ductiles et fragiles qui correspondent en fait à une zone de déformation kilométrique à plurikilométrique. Cette zone de déformation constitue l'une des branches de la Zone de cisaillement de la Marche-Combrailles.

Faille de Boussac

La faille de Boussac est orientée E-W à NE-SW. Son tracé est reconnu depuis le Sud de Saint-Sulpice-le-Dunois (Dun-le-Palestel à 1/50 000) où il se raccorde à celui de la faille de la Marche pour former l'accident de la Marche centrale. Vers l'Est, cet accident se poursuit jusqu'en dehors des limites de la carte où il disparaît sous les sédiments de la vallée du Cher pour réapparaître au Nord-Est de Hérisson. La faille de Boussac, contrairement à celle de la Marche, ne se remarque pas dans la morphologie.

Au Nord de la faille, les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande sont déformées et présentent une foliation mylonitique verticale, orientée E-W à ENE-WSW. L'accident développe une zone de brèches d'une cinquantaine de mètres qui devient plus importante vers l'Est. Cette bréchification affecte aussi les migmatites et les roches magmatiques du domaine de Boussac.

Sur cet accident, plus à l'Est et en dehors des limites de la carte, G. Lerouge *et al.* (1983) ont mis en évidence des structures liées à un cisaillement senestre, compatible avec un raccourcissement régional NE-SW à NNE-SSW. Ce jeu senestre de la faille de Boussac peut correspondre au prolongement oriental du rejeu senestre, westphalien, de la faille de la Marche et s'accompagner de réajustements sur le plateau d'Aigurande. Ceux-ci pourraient correspondre au fonctionnement du chevauchement de Chambon, à la linéation NW-SE associée, et aux plis N 40° décrits par P. Rolin (1981) dans ces formations.

Ce jeu ductile a engendré, tant dans les gabbro-diorites que dans les séries métamorphiques du domaine de Boussac, de véritables foliations orientées N 70° à N 90° et à pendage vertical.

Chronologie des déformations de la Z.C.M.C.

La déformation la plus ancienne observée le long de la Z.C.M.C. est due à un raccourcissement NW-SE et induit un jeu cisailant ductile dextre le long des failles de la Marche et de Chambon-sur-Voueize, au Carbonifère inférieur.

Au Westphalien, la faille de Boussac et celle de la Marche occidentale qui la prolonge, ainsi que la portion centrale de la faille de la Marche, jouent en cisaillement senestre (raccourcissement NE-SW à NNE-SSW). Ce cisaillement est synchrone à postérieur de la mise en place des leucogranites de la chaîne de la Marche occidentale et centrale, où il imprime des traces de

déformation ductile, alors qu'il se manifeste par une déformation fragile dans le granite de Chanon, plus ancien. Cette déformation est synchrone du fonctionnement du chevauchement de Chambon.

Postérieurement, l'accident de la Marche a rejoué en régime fragile. Aucune cinématique correspondant à ce rejeu n'a pu être établie sur la faille de la Marche elle-même, en ce qui concerne la feuille Boussac. Elle a été définie par des corrélations à l'échelle régionale ; on peut, en effet, associer ce rejeu à un épisode tardi-westphalien, cisailant, à composante dextre, qui, en Bretagne méridionale, peut être soit ductile, soit fragile.

Dès la fin du Westphalien, des accidents subméridiens et NW-SE décrochent la Z.C.M.C. Enfin, à partir du Permien, les premiers rejeux en faille normale se produisent le long des accidents avec, en particulier, un effondrement relatif du plateau d'Aigurande par rapport à la chaîne de la Marche.

ACCIDENTS CHEVAUCHANTS

Ils sont essentiellement localisés sur le plateau d'Aigurande et dans le domaine de Boussac.

Plateau d'Aigurande

On y observe trois accidents chevauchants majeurs, qui traduisent des conditions et des âges de déformation différents. Ce sont les chevauchements des migmatites, de Gargillesse et de Chambon (voir cartes voisines à 1/50 000 : Aigurande, Argenton-sur-Creuse et Dun-le-Palestel).

Domaine de Boussac

P. Bouvier y décrit quelques cisaillements plats de faible amplitude dans les séries métamorphiques et magmatiques.

Dans les gneiss de La Borde, au Mazeau, on observe une foliation N 110° reprise dans des cisaillements plats. Ces cisaillements engendrent un poissonnement des gneiss et une mylonitisation non cartographiable.

Dans les gabbro-diorites, les cisaillements plats entraînent une granulation des cristaux de plagioclase et la flexion de la biotite et de l'amphibole. Macroscopiquement, le matériel présente des structures en poisson tectonique et une bréchification. Les cisaillements ont joué en régime cassant.

PRINCIPAUX ACCIDENTS CASSANTS CARTOGRAPHIÉS SUR LA FEUILLE

Ces accidents sont soit orientés NW-SE, soit d'orientation méridienne et sont alors très tardifs.

Failles méridiennes

Cette direction de fracturation est la plus tardive dans l'histoire tectonique paléozoïque de la région. Très nombreuses sur la feuille étudiée, ces failles hachent les grandes structures et découpent les gabbro-diorites en blocs. Les jeux et rejeux, sur cette direction, sont soit décrochants (de direction sud-armoricaine), soit normaux (Lerouge *et al.*, 1985).

Failles d'orientation NW-SE à WNW-ESE

Elles affectent surtout les granites dans la partie sud-occidentale de la carte et peuvent être rattachées à l'une des déformations tardives, fragiles, de la Z.C.M.C. (décrochement dextre tardi-westphalien). Ces accidents sub-verticaux correspondraient alors à des systèmes de Riedel associés à cette zone de failles. La répartition des pôles de fractures et l'asymétrie des lentilles de cisaillement indiquent un jeu en décrochement dextre avec une composante verticale importante.

Des phénomènes tardifs hydrothermaux, avec remplissage de quartz, viennent combler ces zones de fractures qui se seraient ouvertes lors du raccourcissement NW-SE, daté du Stéphanien. Ces zones filoniennes sont souvent associées à des minéralisations en uranium (voir feuille Aigurande).

Ces failles, avec celles d'orientation méridienne, ont vraisemblablement guidé le réseau hydrographique.

PLIS

Plateau d'Aigurande

Ce domaine n'étant représenté sur la feuille que par l'unité gneissique d'Éguzon, nous ne parlerons ici que des structures observées dans cette formation.

Quatre générations de plis y ont été identifiées :

— *les plis les plus anciens* sont rares ou difficiles à reconnaître ; il est cependant possible d'en observer dans les amphibolites du barrage d'Éguzon (voir Argenton-sur-Creuse à 1/50 000). Ce sont des plis synschisteux (première schistosité visible de l'unité d'Éguzon) ; la mesure des directions d'axe de pli indique une orientation E-W ;

— *la deuxième génération* correspond à des plis qui ont des axes orientés N 150°. Ce sont généralement des microplis synschisteux, à plan axial fortement déversé vers le Nord-Est, qui correspondent à la deuxième schistosité de l'unité d'Éguzon ;

— *la troisième génération* de plis est la plus importante et la plus visible dans l'unité d'Éguzon ; les plis, de dimension centimétrique à kilométrique, ont des axes orientés au N 40°. Ce sont soit des plis très ouverts à plan axial droit et axe horizontal, soit des plis très resserrés à plan axial fortement déversé

vers le Nord-Ouest. Les plis de petite dimension (inframétrique) sont associés à la troisième schistosité de l'unité d'Éguzon ;

— *la dernière génération* de plis est orientée N 80° ; elle correspond à des plis en chevrons, millimétriques à métriques, dont les plans axiaux sont droits ou légèrement déversés vers le Sud. La direction des axes de plis varie de $\pm 20^\circ$ autour de N 80° ; ces plis sont parfois accompagnés d'une schistosité de fracture de plan axial (quatrième schistosité de l'unité d'Éguzon) et déforment les linéations N 50° et N 310°.

Domaine de Boussac

Dans les migmatites, P. Bouvier (1985) signale quelques plis en chevrons d'amplitude décimétrique à décamétrique dont les axes plongent de 20° vers l'Ouest. Ces plis reprennent des structures définies par les cisaillements plats.

Dans les gneiss de La Borde, localement, la foliation et la schistosité sont microplissées ; les microplis sont soulignés par des filonnets quartzeux et quartzo-feldspathiques. Les axes de pli plongent de 45° au N 70°.

MÉTAMORPHISME

PLATEAU D'AIGURANDE

Évolution tectono-métamorphique

L'âge des événements majeurs (tectonique tangentielle et métamorphisme) antécarbonifères, qui ont structuré le plateau d'Aigurande, n'est établi qu'indirectement par analogie avec le reste du domaine calédonovarique européen, et particulièrement avec le Limousin.

Les grandes étapes de l'histoire tectono-métamorphique (*cf.* tabl. 1) peuvent se résumer à :

— *des épisodes précoces* de métamorphisme qui se traduisent par des reliques de haute et moyenne pression (éclogite et faciès à disthène et sillimanite prismatique). Il est possible (Lasnier, 1965 ; Schmitt, 1984) que cet épisode de haute pression soit contemporain d'un métamorphisme mésozonal qui aurait précédé l'anatexie qui affecte l'unité sommitale du domaine d'Aigurande. Ces épisodes pourraient être attribués, par analogie avec le Limousin (Floc'h *et al.*, 1983 ; Santallier, 1984), à l'Ordovicien terminal ou au Silurien ;

— *une phase majeure, de type barrovien*, essentiellement marquée par de la sillimanite, le disthène n'apparaissant que sous forme de reliques. Cette paragenèse est oblitérée dans l'unité sommitale par la mobilisation anactectique à feldspath potassique et cordiérite. Postérieurement à la migmatisation, les développements tangentiels se sont effectués dans des conditions métamorphiques permettant la (re-) cristallisation de la sillimanite et de la biotite. L'âge de ces événements est estimé dévonien moyen. Les associations minérales initiées par ces deux épisodes participent, dans l'unité d'Éguzon et dans les unités sus-jacentes, à la linéation N 50° ;

— une phase plus tardive de déformation et de métamorphisme (biotite-grenat) que l'on observe dans l'unité de Fougères—Culan et qui est à rattacher à l'histoire westphalienne du bâti. Dans les unités les plus élevées, cette phase se traduit par une rétromorphose et le développement des linéations (N 130°). La mise en place des leucogranites, dans l'axe du plateau d'Aigurande (voir cartes voisines à 1/50 000 : Aigurande, Argenton-sur-Creuse et Dun-le-Palestel), est synchronique de ces événements ;

— après le Westphalien, des magmas acides se mettent en place de façon intrusive dans les séries du plateau d'Aigurande (microgranites porphyroïdes, granites à biotite) ; ces mises en place sont en grandes parties guidées par des failles. Le bombement antiformal du plateau d'Aigurande s'intercale entre les différents rejeux des failles.

Sur la feuille Boussac, les formations métamorphiques du plateau d'Aigurande étant peu différenciées (seule l'unité d'Éguzon est représentée), il est difficile de trouver les traces de toutes les étapes tectono-métamorphiques citées plus haut.

On retrouve dans l'unité d'Éguzon des éclogites correspondant à la phase métamorphique précoce, mais elles sont très ponctuelles et n'ont pas été décrites sur cette feuille. La paragenèse associée à la phase barroviennienne majeure est, elle, très développée dans cette unité. La dernière phase, enfin, se manifeste par une rétromorphose à la base de l'unité d'Éguzon.

Schistosités

Quatre schistosités ont été individualisées :

— la plus ancienne visible est une schistosité de flux, synmétamorphe, contemporaine du métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite) ; elle est subhorizontale mais peut présenter des dispersions dues aux plis postérieurs ;

— la deuxième schistosité est de plan axial, associée aux plis de deuxième génération ; elle forme, avec la première schistosité, un angle faible ;

— la troisième schistosité est une schistosité de fracture, peu exprimée ; elle n'apparaît que dans les zones où la première schistosité est redressée. Elle forme, avec celle-ci, un angle de 20° et est généralement faiblement pentée. Cette troisième schistosité est postmétamorphe ; la muscovite tardive est le seul minéral qui a cristallisé sur ces surfaces ;

— la quatrième schistosité est également une schistosité de fracture ; elle est verticale et liée aux plis tardifs orientés N 80°. Généralement faiblement marquée, elle est exceptionnellement soulignée par des micas blancs déformés.

Linéations

Deux directions principales de linéation minérale ont été observées.

La linéation orientée N 50°-N 230°. Cette linéation est présente dans l'unité d'Éguzon et dans les unités sus-jacentes, elle n'est pas observable dans l'unité de Fougères—Culan ni dans les leucogranites du plateau d'Aigu-

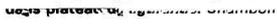
AGES	ÉVÈNEMENTS	METAMORPHISME
PERMIEN	Distension N-S (fragile normal)	
290 (+10 -5) Ma	<u>Sédimentation continentale</u>	
STÉPHANIEN SUP.	<u>Sédimentation limnique continentale</u>	
	Dextre et senestre fragile (surtout N-S)	
STÉPHANIEN MOY.	 <u>Erosion</u>	
STÉPHANIEN INF.	Leucogranites tardifs Marche orientale et centrale (Toulx-Ste-Croix, St-Silvain...)	<ul style="list-style-type: none"> - Dans leucogranites de la Marche - Développement d'une foliation : <ul style="list-style-type: none"> "C" subverticale au N 80 à N 110° "S" sigmoïde au N 110 à N 150° - Linéation "a" portée par "C" (pendage de 10 à 20°). Stries tardives
WESTPHALIEN SUP.	Ductile senestre sur les accidents N-S (Sillon houiller) avec rejeux fragiles dextres sur les accidents E-W (contemporains des rejeux ductiles dextres observés dans le Massif armoricain)	<ul style="list-style-type: none"> - Dans unité de Boussac (gabbro-diorites et gneiss) - Développement d'une foliation mylonitique verticale, parallèle aux failles de Boussac et de la Marche au N 70 à N 90°, portant une linéation et des stries tardives
WESTPHALIEN INF.	Ductile senestre (localement fragile dans les granites déjà consolidés) E-W	<ul style="list-style-type: none"> - Dans série métamorphique - Développement d'une foliation mylonitique et de zones de bréchification au voisinage des accidents
	Raccourcissement NE-SW à N NE-S SW	
	Faille de Boussac exprimée	<ul style="list-style-type: none"> - Les leucogranites du plateau d'Aigurande sont structurés à leur périphérie
	Chevauchements syn- à postmétamorphes	
		
NAMURIEN	Leucogranites et granites du plateau d'Aigurande	<ul style="list-style-type: none"> - Dans les formations métamorphiques - Développement d'une foliation au N 310 à N 130°, portant une linéation de rétro-morphose (biotite) + muscovite
320 (+10 -5) Ma	Leucogranites Marche centrale et occidentale	
	<u>Volcanisme et sédimentation</u>	
	 <u>Erosion</u>	
	Ductile dextre E-W (Raccourcissement N NW-S SE)	
	Magmatisme acide : granite de Chanon, granite de Guéret, granites de Boussac	
	Magmatisme basique de Boussac	
TOURNAISIEN		<ul style="list-style-type: none"> - Dans les granites de la Marche - Guéret - Développement d'une foliation subverticale "C" au N 95 à N 110° et "S" au N 75 à N 95° - Linéation "a" plongeant de 20° maximum portée par "C" (biotite et quartz)
360 (+5 -10) Ma	<u>Chevauchements ductiles (Migmatites-Gargilesse) syn- à tardimétamorphes</u>	
FAMENNIEN		
FRASNIEN	<u>Métamorphisme barrovien</u>	
375 (±5) Ma	Amphibolitisation-Métamorphisme de degré moyen-Amphibolites-Sillimanite	<ul style="list-style-type: none"> - Dans les formations métamorphiques - Développement d'une foliation mylonitique verticale sensiblement E-W, au voisinage de la zone de cisaillement
GIVÉTIEN		
EIFÉLIEN		
385 (±8) Ma		
DÉVONIEN INF.		
SILURIEN		
ORDOVICIEN	<u>Métamorphisme HP et/ou HT</u> reliques de faciès éclobite et de disthène	<ul style="list-style-type: none"> - Traces de plis intrafoliaux

Tableau 1 - Evolution géodynamique

rande (voir cartes géologiques voisines : Aigurande, Argenton-sur-Creuse et Dun-le-Palestel). C'est une linéation d'alignement et d'étirement de minéraux (linéation de type « a ») associée à des stries.

La linéation d'alignement minéral correspond au métamorphisme de degré moyen (faciès amphibolite). L'étirement des minéraux est marqué par des fuseaux de quartz et de feldspath dont l'axe *X* de la déformation est 15 à 20 fois supérieur à *Y* et *Z* (*Y* et *Z* étant sensiblement égaux).

Les stries, visibles sur les surfaces de schistosité, montrent l'existence de glissement plan sur plan, suivant la direction N 50°-N 230°.

Cette linéation est à mettre en relation avec le chevauchement des migmatites sur les unités de Gargillesse—Dun-le-Palestel et d'Éguzon.

Une linéation orientée N 130°-N 310°. Cette linéation est présente à la base de l'unité d'Éguzon et principalement dans l'unité de Fougères—Culan sous-jacente. Les stries ou les linéations d'alignement de minéraux sont moins marquées que la linéation N 50°. Elles sont même parfois difficiles à observer dans les micaschistes de l'unité de Fougères—Culan. Dans l'unité d'Éguzon, la linéation d'alignement minéral est synchrone de la rétro-morphose. Elle réoriente les minéraux préexistants et elle est soulignée par la cristallisation de la deuxième génération de muscovite. Dans l'unité de Fougères—Culan, cette linéation synmétamorphe de type « a » est contemporaine du chevauchement de Chambon.

DOMAINE DE BOUSSAC

Évolution tectono-métamorphique

La première phase tectono-métamorphique visible dans le domaine de Boussac se rencontre dans les gneiss sous la forme de reliques de disthène et de sillimanite prismatique. Ces reliques correspondent à la phase de haute et moyenne pression qui est aussi visible sur le plateau d'Aigurande. Cette phase n'est pas datée, mais elle est attribuée, par corrélation avec le Limousin (Santallier, 1981), au Siluro-Dévonien. On ne trouve pas de traces de cet épisode tectono-métamorphique dans les gabbro-diorites.

Les événements tectono-métamorphiques postérieurs à cette phase, se retrouvent dans tout le domaine de Boussac, tant dans l'encaissant que dans les roches magmatiques.

Le deuxième phénomène reconnu développe une paragenèse à biotite-sillimanite (fibrolite). Cet épisode métamorphique est observable dans tout le Massif central français et est attribué au Dévonien moyen.

Une étude détaillée des conditions de pression et de température, attribuées à cette phase métamorphique, a été effectuée par P. Bouvier (1985). Il a spécialement étudié le thermo-baromètre grenat/biotite dans les gneiss. Ces deux géothermo-baromètres traduisent des températures sensiblement égales, voisines de 600°C pour une pression allant de 3 à 4 kbar.

Le troisième épisode tectonique correspond au plissement du domaine de Boussac suivant une direction N-S, qui développe une « tectonique de couverture » dans les séries métamorphiques. C'est la phase qui réorganise les linéations des gneiss et des migmatites. Elle se traduit par une rétro-morphose générale (paragenèse à muscovite dans les gneiss, et à épidote et chlorite dans les faciès basiques).

Les événements tectoniques suivants correspondent au cisaillement ductile des failles de la Marche et de Boussac, au Carbonifère inférieur et moyen, et qui s'est poursuivi jusqu'au Westphalien (Lerouge, 1984). Postérieurement, ces failles ne jouent plus en décrochement et, à l'Autunien, l'accident de Boussac joue en faille normale, avec abaissement du compartiment nord (plateau d'Aigurande). Ce mouvement serait compatible avec la distention permienne N-S (Lerouge, 1984), connue régionalement.

Une phase postérieure, datée du Westphalien (aux environs de 312 Ma ; Rolin *et al.*, 1982) induit la formation de cisaillements plats qui affectent aussi bien les séries métamorphiques que les gabbro-diorites du domaine de Boussac. Cet événement, qui s'est produit en régime cassant, peut être associé au chevauchement de Chambon sur le plateau d'Aigurande.

Enfin, des failles subméridiennes tardives, postérieures aux mouvements décrochants de la Zone de cisaillement de la Marche-Combrailles, sont reconnues et attribuées au Namuro-Westphalien (Lerouge, 1984).

Pour P. Bouvier (1985), l'évolution métamorphique du domaine de Boussac est semblable à celle observée dans l'unité d'Éguzon, dans ses parties proches de la faille de Boussac.

Foliations et linéations

● **Gabbro-diorites.** Les déformations dans les gabbro-diorites sont généralement regroupées en bordure de massif, le cœur étant formé, le plus souvent, de roches équantes dont le caractère magmatique est bien conservé.

Les foliations sont plus groupées que celles des roches encaissantes. Les pôles des plans de foliation sont statistiquement orientés au N 30°-75° SW. Les linéations (alignement d'amphibole et de biotite) sont orientées au N 125°. Elles sont perpendiculaires au plan moyen porteur des plans des pôles de foliation, et peuvent être attribuées à la phase synchrone de la mise en place des gabbro-diorites.

● **Gneiss de La Borde et migmatites.** Les gneiss de La Borde ont des foliations dont la direction oscille entre N 45° et N 120°, et dont le plongement est assez redressé. Ces foliations sont souvent soulignées par des veines quartzo-feldspathiques. Les migmatites sont structurées suivant les mêmes directions ; les plans de foliation sont porteurs de linéations (alignement de minéraux) :

— une première linéation correspond à celle observée dans les massifs basiques ;

— un deuxième groupe de linéations est centré autour de la direction N 270° et est très dispersé. Cette dispersion a été interprétée (Bouvier, 1985) comme une désorganisation de linéation déjà présente, liée à un plissement postérieur. Dans les gneiss du Mazeau, on observe, en effet, des plis dont le plan axial est au N 80°-N 50°, et que l'on pourrait attribuer à cette phase plicative postérieure. On retrouve de tels plis dans les gneiss du plateau d'Aiguande. Les surfaces engendrées par ce plissement sont matérialisées par de la muscovite.

On ne retrouve pas cette dernière phase plicative dans les gabbro-diorites ; P. Bouvier (1985) envisage donc une tectonique de « couverture » qui aurait uniquement affecté les gneiss et les migmatites, représentant la « couverture », en épargnant les massifs basiques plus rigides. La paragenèse à muscovite serait, dans cette hypothèse, à corrélérer au développement de chlorite et d'épidote observé dans les intrusions basiques.

MORPHOMÉTRIE ET NÉOTECTONIQUE

On a reporté sur la figure 3 les courbes de niveau que l'on peut tracer à partir des lanières de la basse surface. Ces courbes présentent un certain nombre d'unités qui sont séparées par quelques discontinuités majeures.

En rive droite de la Petite-Creuse, le vaste glacis qui va s'appuyer sur les modestes reliefs de la ligne de partage des eaux avec l'Indre (Nord) et le Cher (Nord-Est et Est), présente une disposition divergente des lanières dans sa partie ouest (Sugères—Boussac-Bourg), et convergente dans sa partie est (Leyrat), avant de buter brutalement contre le relief de Montebas—Signal-de-l'Age (570 m). En rive gauche, un très étroit glacis est logé au pied du relief de Toulx-Sainte-Croix. Entre ces deux reliefs, celui de Toulx-Sainte-Croix et celui de Montebas, la haute Petite-Creuse a dégagé l'alvéole parfait de Soumans.

Dans l'extrême Nord de la feuille, on observe la terminaison des glacis de l'Indre, d'une part vers La Ville-aux-Moines, et d'autre part vers Prévéranges. Tout le quart nord-est est occupé par un glacis très régulier qui plonge vers la vallée du Cher et dans lequel se sont enfoncés deux affluents importants de ce cours d'eau : la Meuzelle et la Magieure.

Dans le Sud-Est, le relief du Signal-de-l'Age—Lamaids est régulièrement ceinturé par des courbes presque concentriques et s'étendant sur plus de 180° par un glacis descendant vers le Cher (vers l'Est) et la Tardes (Sud-Est). Plein Sud, quelques petits reliefs résiduels bouleversent quelque peu la belle disposition rayonnante des glacis et leurs courbes hypsométriques que l'on observe sur la feuille voisine Évaux-les-Bains à 1/50 000.

Deux discontinuités dans les isohypses des lanières de basse surface peuvent très probablement être expliquées par des rejeux tectoniques récents. La première discontinuité coïncide avec la faille de la Marche dans le tiers oriental de son parcours, de Treignat à Domérat, déterminant le fossé triangulaire d'Huriel ; l'autre ne fait qu'effleurer le Nord-Est de la feuille et prend un beau développement sur la feuille Montluçon, c'est la faille de La Chape-

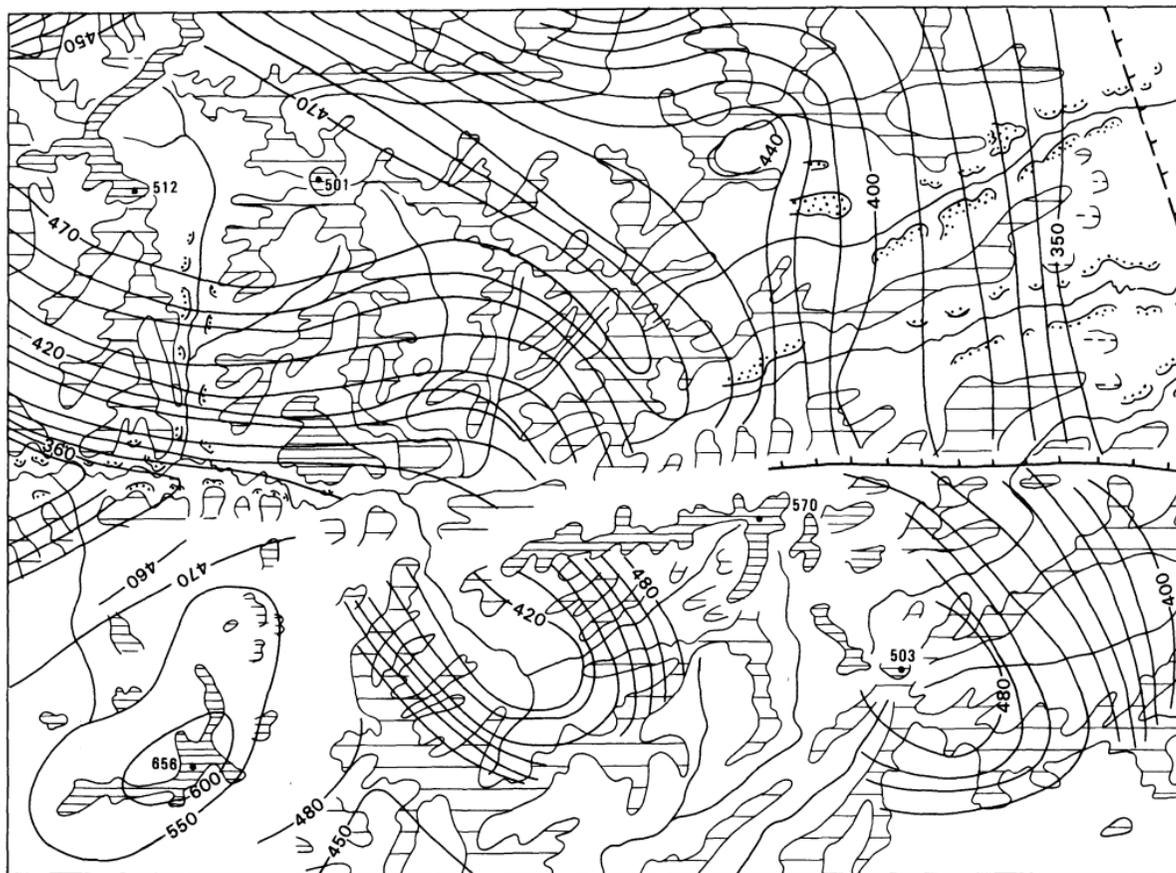
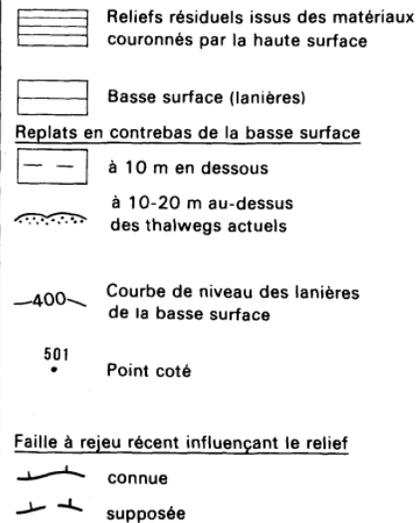
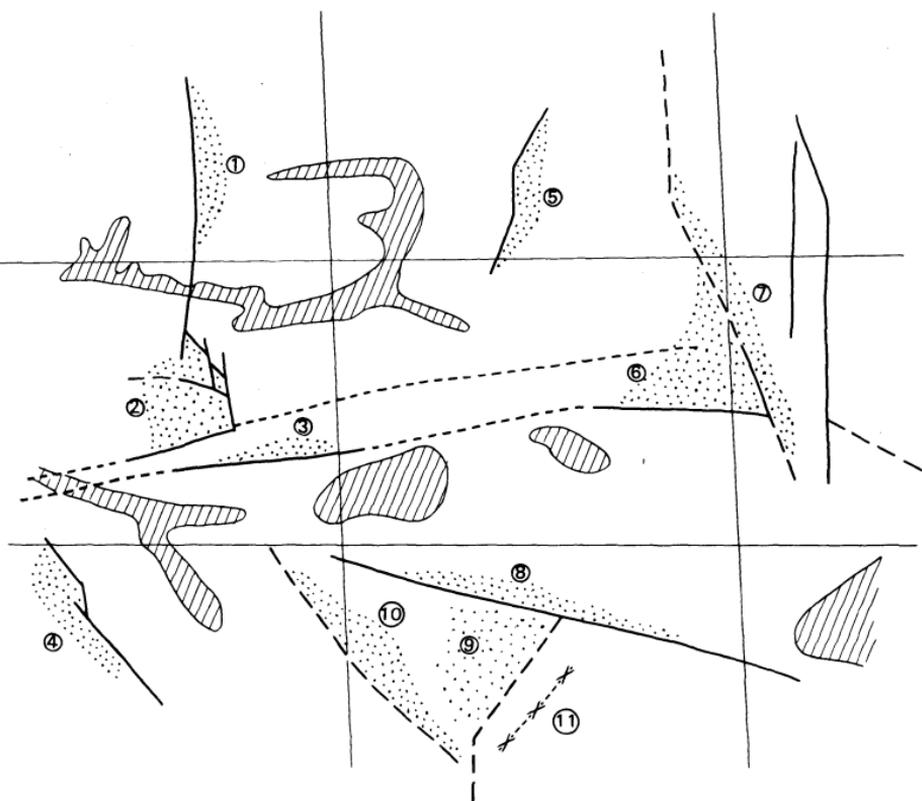


Fig. 3
Géomorphologie,
hypsométrie et néotectonique





-  Relief important
-  Zone effondrée
-  Faille reconnue à rejeu récent influençant le relief
-  Faille supposée
-  Faille reconnue sans rejeu récent
-  Zone flexurée (synclinal)

- 1 : demi-fossé de la Châtre (Feuille La Châtre)
- 2 : fossé triangulaire de Tournessac (Feuille Aigurande)
- 3 : demi-fossé de Treignat (Feuille Aigurande)
- 4 : demi-fossé de Pont-à-la-Dange (Feuille Guéret)
- 5 : demi-fossé de l'Arnon (Feuille Châteaumeillant)
- 6 : demi-fossé triangulaire d'Huriel (Feuille Boussac)
- 7 : demi-fossé de La Chapelaude (Feuille Montluçon)
- 8 : demi-fossé de Chambon-sur-Voueize (Feuille Evaux-les-Bains)
- 9 : fossé triangulaire de Gouzon (Feuille Evaux-les-Bains)
- 10 : demi-fossé de Lapadeyre (Feuilles Evaux-les-Bains et Guéret)
- 11 : synforme de la Tardes (Feuille Evaux-les-Bains)

Fig. 4 - Déformations autour de la feuille Boussac

laude et le demi-fossé du même nom. La figure 4 replace ces éléments dans leur contexte régional.

En ce qui concerne le fossé d'Huriel, il y a continuité presque parfaite entre l'allongement des lanières de la basse surface au Nord de la faille de la Marche, et les replats isodiamétriques ou le plus souvent également étirés bordant le flanc nord du relief du Signal-de-l'Age—Lamaids. Deux hypothèses sont possibles ici. Ces replats peuvent représenter des « gradins de piémont » perchés, peut être liés à une certaine érosion différentielle entre les amphibolites et les granites. Mais si on efface la faille de la Marche et les isohypses, la continuité des lanières est telle que l'hypothèse d'un effondrement tectonique récent semble beaucoup plus probable. Des accidents perpendiculaires ou obliques sur la pente générale de la basse surface sont bien connus dans la région (demi-fossés de La Châtre, de Lapadeyre, de l'Arnon ; fig. 4). L'effondrement est particulièrement important, atteignant jusqu'à 70 m.

Le demi-fossé de La Chapelaude empiète à peine sur la feuille Boussac, il se développe largement sur les feuilles voisines Montluçon et Château-meillant. Il se déduit là encore des isohypses, l'effondrement étant d'au moins 60 m. La partie frontale des lanières de la basse surface est jalonnée par des replats étagés (un seul a été dessiné sur la figure 4), et les cours d'eau qui se sont encaissés dans les terrains de la basse surface, déterminant ainsi les lanières, sont bordés de plusieurs niveaux de replats (un seul également a été dessiné sur la figure 3). Cette disposition indique une succession de reprises d'érosion pratiquement unique dans toute la région (sauf sur la feuille immédiatement au Sud, Évaux-les-Bains). Compte tenu du fait que le demi-fossé de La Chapelaude est occupé essentiellement par des terrains tertiaires, on pourrait penser à une simple érosion différentielle entre ces argiles et les grès d'une part, et les roches de socle d'autre part. Mais les replats frontaux et ceux le long de vallées, en plein socle, ne sauraient s'expliquer de cette manière. L'hypothèse néotectonique reste la seule possibilité.

En dernier lieu, le massif de Toulx-Sainte-Croix est limité sur son bord sud-est par une série de fractures qui coïncident en gros avec un talus de raccordement, garni de nombreux replats, entre le relief sommital et la basse surface. Mais il ne nous semble pas nécessaire de faire appel à la néotectonique pour expliquer cette disposition, du moins dans l'état actuel de nos observations.

GÉOMORPHOLOGIE

Les formes (fig. 5, en dépliant)

La carte Boussac présente deux ensembles de plateaux, séparés par une zone basse de Boussac—Huriel. Le relief est caractérisé par des formes douces et des dénivellations modestes : les plateaux qui tranchent indifféremment les unités lithologiques, sont découpés en longues lanières incisées par des vallées étroites qui s'encaissent vers l'aval ; le dispositif tabulaire est

dominé par quelques reliefs résiduels (Toulx-Sainte-Croix, Pierres-Jaumâtres, Signal-de-l'Age), et divisé par un escarpement discontinu de direction E-W, jalonnant la faille de la Marche.

La région de Boussac correspond à un secteur de divergence hydrographique remarquable entre le bassin de la Creuse et celui du Cher. Une longue échine (500 m), de direction NW-SE, constitue la ligne de partage des eaux entre le réseau de la Petite-Creuse supérieure, convergeant autour de Boussac, et les affluents du Cher, disposés dans des vallées parallèles (la Meuzelle, la Magieure, le ruisseau de Beaumont, et la Venaele). À ce seuil hydrographique s'ajoute la divergence des écoulements dirigés vers l'Indre au Nord-Ouest de la feuille, et du drainage vers le Sud, c'est-à-dire vers la Voueize et le Cher supérieur, sur la bordure méridionale.

Les paysages présentés par la feuille Boussac s'organisent en quatre éléments étagés.

● Les **hauteurs culminantes** (Toulx-Sainte-Croix, 656 m ; bois de Toulx, 627 m ; Pierres-Jaumâtres, 591 m ; Signal-de-l'Age, 570 m) forment de lourds reliefs résiduels façonnés dans divers granites du domaine de la Marche. Ce sont des buttes aux versants convexes, parfois tapissées sur leur flanc nord d'éboulis de blocs anguleux (d'origine périglaciaire) comme à Toulx-Sainte-Croix, ou coiffées par des chaos d'énormes boules dégagées de l'arène (Pierres-Jaumâtres). Elles reposent sur un piedestal vers 520-540 m, ou bien dominant directement l'alvéole du ruisseau de Champeix.

● Le **plateau supérieur** est clairement identifiable autour de 500 m. Il forme une banquette discontinue autour des reliefs résiduels du secteur de Toulx (replats du Monteil, 550 m ; Lavaud, 550 m ; Chantemille 530 m ; Le Gourmeix, 530 m ; Les Chaumes-de-Pradeau, 530 m), et butte isolée (Tureau-de-Charbrière 540 m). À l'Est de la Petite-Creuse supérieure, c'est une longue échine légèrement inclinée vers le Sud-Est, entre La Tanière (530 m), Le Puy-Chevrier (524 m) et le village des Lamais (503 m) ; tronquant indifféremment les granites et les migmatites, ce niveau porte la modeste bosse du Signal-de-l'Age, et s'interrompt brusquement vers le Nord par un grand talus qui suit la faille de la Marche. Au Nord de la feuille, ce plateau supérieur forme une échine continue entre 500 et 470 m, qui prolonge à l'Est le plateau d'Aigurande. Cette ligne de hauteur recoupe les séries métamorphiques ; elle s'allonge vers le Sud-Est entre Les Magnoux et Saint-Sauvier.

● Les **plateaux-glacis**, entre 470 et 320 m, forment des plans inclinés, découpés en lanières par des vallées encaissées. Ces lanières à allure de glacis sont disposées de part et d'autre de l'échine principale orientée NW-SE. Le raccord avec le haut niveau correspond en général à une convexité peu marquée où s'encaissent d'une dizaine de mètres les têtes de vallons : le manteau d'altérites épaisses et les formations fauchées sur les glacis sont responsables de l'empâtement de formes qui ne s'appuient pas sur des contrastes lithologiques ; cependant, dans les granites du Sud-Ouest de la feuille, où l'incision a été plus vigoureuse, on observe des formes d'emboîtement avec de beaux versants concaves.

Dans le granite de Toulx, ce niveau apparaît dans des replats au profil rigide, emboîtés dans les vestiges du plateau supérieur ; ce plan s'interrompt vers le Nord par un talus lobé qui suit le contact intrusif des granites, entre Le Theix et Saint-Silvain-Bas-le-Roc ; il est largement échancré à l'Est par la cuvette de la Petite-Creuse supérieure. La continuité du glacis est remarquable au Nord-Ouest de Boussac (plateau de Leyrat) et autour de Soumans (plateau de Lavaufanche—Bord-Saint-Georges, plateau de La Chassagne—Viersat) ; le sillon rectiligne du Beroux, qui suit une fracture méridienne, est encaissé de 30 à 40 m.

À l'Est de la feuille, les lanières présentent une pente régulière vers l'ENE, jusqu'à 310 m environ ; ce niveau se raccorde aux versants à replats du fossé du Cher (de La Chapelaude à Vignoux) par une convexité continue. Les vallées de l'Arnon et de la Meuzelle, alignées sur une direction structurale du socle, s'encaissent progressivement vers l'Est (40 à 60 m).

Un talus rectiligne, qui suit la faille de la Marche, dénivelée d'environ 30 m ce dispositif : la lanière qui s'allonge de Treignat à Huriel s'abaisse entre 420 et 305 m ; elle est nettement en contrebas du plan incliné situé au Sud de la faille (450, 390 m), qui est partiellement défoncé en alvéole autour de Saint-Martinien (ruisseau de Bartillat).

● La **dépression de Boussac** offre deux dispositifs. Dans sa partie ouest, elle forme un large replat emboîté de 15 à 20 m dans les glacis ; ce niveau compris entre 390 et 360 m, sur lequel quelques galets ont été observés, est développé dans les migmatites et correspond à la gouttière de la Petite-Creuse (feuilles Aigurande et Dun-le-Palestel). La rivière s'encaisse progressivement en gorge de 40 à 60 m en aval des Roudières. En amont de ce point, la Petite-Creuse traverse une dépression encombrée d'alluvions. Cette cuvette se raccorde vers l'Est au niveau des glacis par le seuil de Treignat.

Origine et interprétation des formes (fig. 6 et 7)

La disposition des ensembles de relief, et leurs relations avec le cadre géologique apportent des éléments d'interprétation géomorphologique. La présence d'arkoses éocènes au Sud-Ouest de Boussac (Champeix), et de dépôts « sidérolitiques » dans le secteur de La Chapelaude, n'apporte guère d'élément de datation, car il s'agit de dépôts ravinants qui sont recoupés par le plateau-glacis ; ils ne peuvent être considérés comme des sédiments corrélatifs.

Une chronologie relative découle de l'étagement des formes. On s'accorde à reconnaître que le plateau supérieur, portant les reliefs résiduels, s'est élaboré après le dépôt des arkoses dans des ravins étroits ; ensuite, les plateaux-glacis se sont inscrits en contrebas du plan supérieur sans doute au Pliocène ; enfin, l'incision de la Petite-Creuse, à la fin du Pliocène et au Quaternaire, a été précédée par l'aménagement d'une large gouttière (qui se raccorde vers l'Est au glacis de Treignat).

On peut considérer que les échines et replats élevés appartiennent au même aplanissement : l'uniformité des horizons tronquant des roches variées, la présence de reliefs résiduels, des systèmes de pentes et des

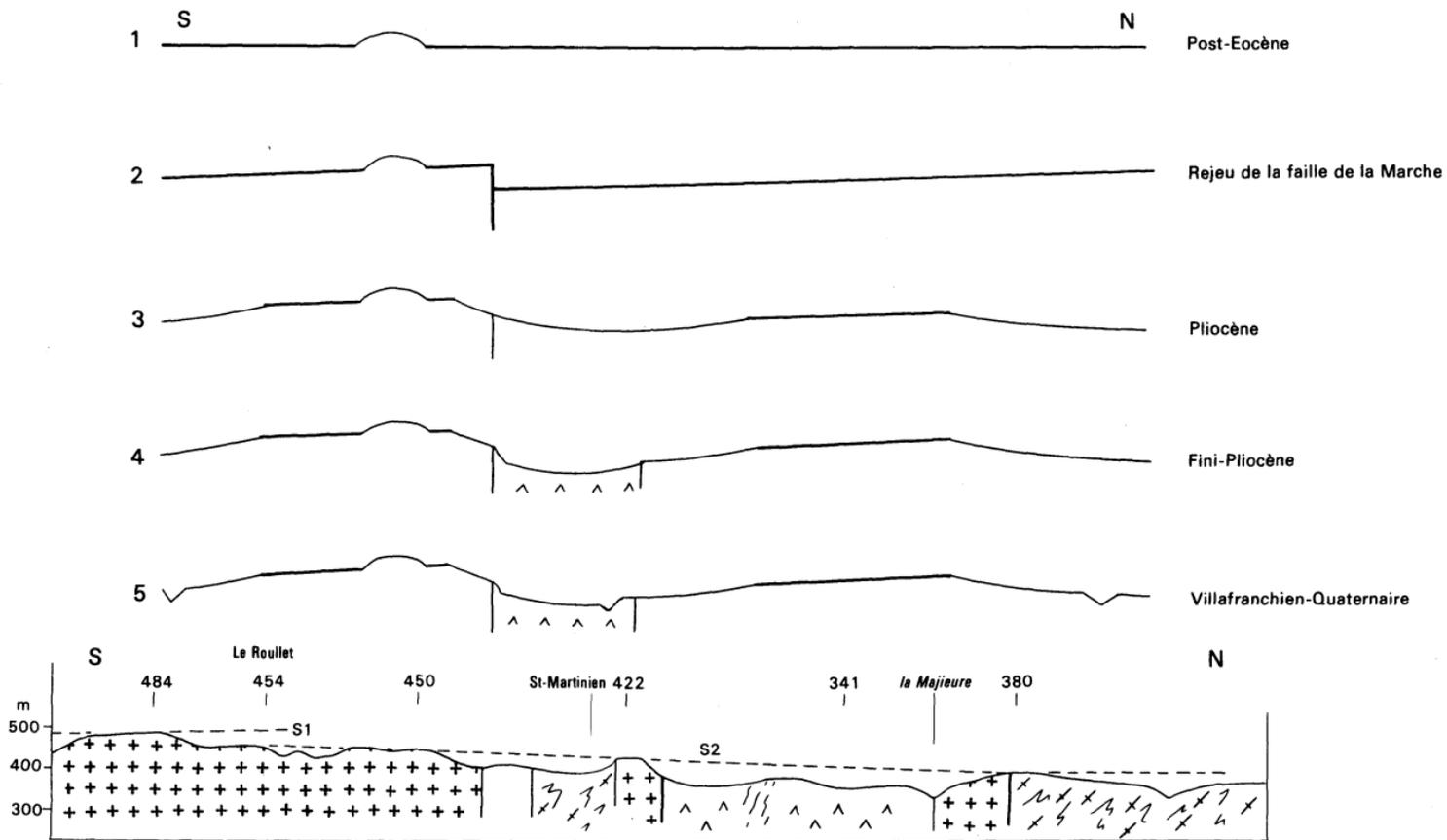


Fig. 6 - Schéma d'évolution morphologique de la partie est de la feuille Bousac

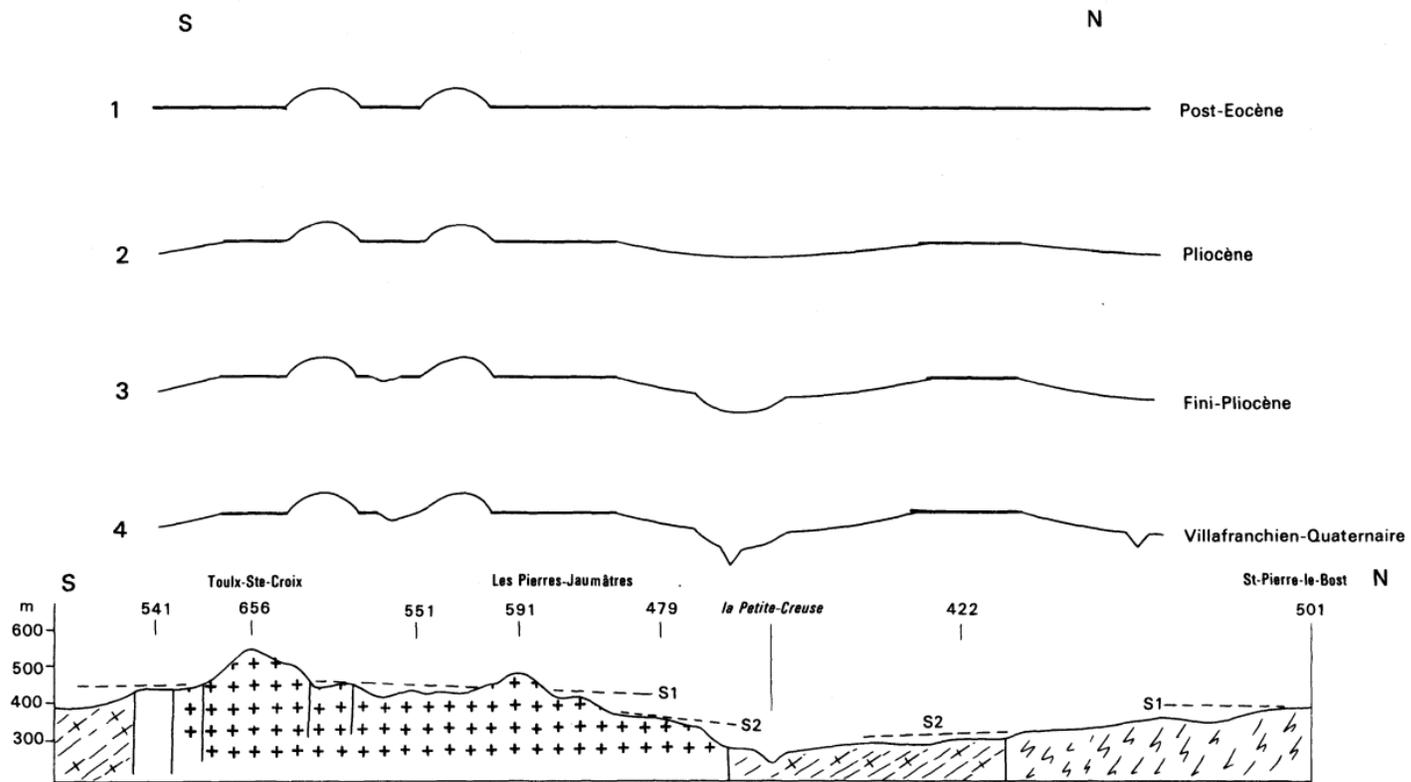


Fig. 7 - Schéma d'évolution morphologique de la partie ouest de la feuille Boussac

formes de dégradation comparables, sont des indices clairs. Cependant, cet ensemble est divisé par la faille de la Marche en deux blocs inclinés vers le Sud-Est : au Nord, le plan s'abaisse jusqu'à 460 m, tandis qu'il dépasse 520 m au sommet de l'escarpement de Treignat-Domérat. On est donc conduit à envisager que la faille a rejoué d'environ 80 m depuis l'élaboration de la surface supérieure.

Les lanières de glacis forment un système divergeant de chaque côté de l'échine supérieure ; elles ne sont pas dénivellées par les failles, et les replats et vallons apparaissent comme des inégalités mineures du plan.

Cependant, la lanière située entre Treignat et Huriel est nettement en contrebas de l'ensemble. L'hypothèse d'un rejeu tectonique d'âge pliocène ne peut être exclue, car le niveau déprimé est bordé au Sud par un talus rectiligne guidé par la faille de la Marche (entre Villebeau et Les Boueix). Toutefois, la coïncidence entre l'accident et l'escarpement n'est pas parfaite : certaines languettes du glacis haut débordent sans dénivellation au Nord de la faille (Vaseilles). D'autre part, la bordure septentrionale de la lanière basse (au Nord de la Magieure) résulte de l'érosion différentielle entre les migmatites et les gabbro-diorites. En effet, la zone déprimée correspond à l'affleurement des roches basiques, qui sont également en creux dans le secteur de Saint-Dizier-Les Domaines (feuille Aigurande) ; la grande carrière de Huriel montre les gabbros altérés sur 10 à 15 m. Ainsi, il est possible de considérer que la lanière basse résulte du défonçage du plateau-glacis dans un matériel particulièrement vulnérable ; son abaissement progressif a provoqué la capture du ruisseau de la Bartillate et le déblaiement partiel de l'alvéole de Saint-Martinien dans les migmatites. La cuvette de Soumans, sur la Petite-Creuse supérieure, pourrait avoir la même origine.

On est donc amené à envisager un seul rejeu néogène de la faille de la Marche, entre Treignat et Domérat.

À l'Ouest de la feuille, les talus lobés qui dominent la gouttière de la Petite-Creuse entre Le Theix et Saint-Silvain-Bas-le-Roc, apparaissent comme des escarpements d'érosion différentielle entre les granites intrusifs et les migmatites de Boussac.

Le massif de Toulx-Sainte-Croix présente plusieurs exemples d'érosion, sélective entre les granites, sans toutefois montrer de contraste systématique : le granite de Toulx-Sainte-Croix et la partie interne du granite de Saint-Silvain forment les reliefs résiduels et les hautes banquettes au dessus du granite de bordure (Saint-Silvain et surtout faciès C3 du granite de Chanon), tandis que le faciès C1 est largement mis en creux dans l'alvéole de Soumans. À l'Est de la feuille, l'alvéole de Saint-Martinien traduit la vulnérabilité des migmatites par rapport aux granites mylonitisés.

GÉOPHYSIQUE

PRÉSENTATION

Les cartes présentées à 1/100 000 (fig. 8 et 9, en dépliant) sont une réduction des nouvelles cartes à 1/50 000 disponibles au BRGM, établies à partir des levés réalisés par D. Lemaire en 1984, complétant les données préexistantes ; la densité des mesures est d'environ 1,75 point au kilomètre carré (Lemaire, 1987).

Les valeurs de l'anomalie de Bouguer ont été calculées pour une densité moyenne des roches de 2,70, (Lemaire, 1987 ; Lemaire *et al.*, 1986, 1987) habituellement choisie dans les régions de socle.

Nous présenterons rapidement les cartes de l'anomalie de Bouguer et de l'anomalie résiduelle avant de commenter les profils qui permettent de rendre compte de la disposition, en profondeur, des corps géologiques de densité différente.

Carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 8)

Sur l'ensemble de la coupure, l'anomalie de Bouguer reste négative, avec des valeurs extrêmes de -27 et -46 milligals. Les anomalies les plus intenses sont situées dans la partie sud-ouest de la carte, les anomalies les plus faibles dans la zone nord-est.

Les anomalies sont disposées suivant une direction grossièrement E-W, qui correspond à la direction générale des structures visibles sur la carte géologique. Les iso-anomales s'alignent dans la direction NE-SW dans le coin sud-est de la feuille, et deviennent subméridiennes au Nord-Est.

Le trait marquant de cette carte est constitué par la présence d'une anomalie très légère et étendue au Sud-Ouest.

Cette anomalie est la plus intense, elle dépasse -46 milligals, et l'iso-anomale -45 milligals se calque parfaitement sur le massif leucogranitique de Saint-Silvain-Bas-le-Roc (V¹S), appartenant à la chaîne de la Marche orientale, situé dans le quart sud-ouest de la carte.

Lorsque l'on se déplace vers l'Est, cette anomalie diminue en intensité mais reste néanmoins fortement négative sur l'ensemble du Sud de la feuille correspondant à la chaîne granitique de la Marche.

Un resserrement très net des iso-anomales, suivant la direction E-W est visible immédiatement au Nord de l'anomalie précédente. Celle-ci n'apparaît pratiquement que dans la partie centrale de la moitié est de la feuille. On remarque un alignement similaire sur 1 à 2 km à l'extrémité ouest de la coupure. Ces ressernements matérialisent la faille de la Marche orientale. L'accident étant cacheté par le leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, il ne se révèle que de part et d'autre de ce massif.

Au Nord de ce resserrement, les iso-anomales d'intensité moins grande, forment une incurvation (avec parfois de petites anomalies bien individualisées). Elles coïncident avec les gabbro-diorites du domaine de Boussac appartenant au massif de Beaumont-Huriel (θ - η).

Cette incurvation est contrebalancée par une structure de même type, immédiatement au Nord mais de sens contraire, soulignant la présence de la bande granitique de Fareille, de même direction E-W.

Une anomalie légèrement plus faible est mise en évidence au niveau du banc de leptynite de La Ville-Raymond dans les gneiss amygdalaires de l'unité d'Éguzon.

La carte de l'anomalie de Bouguer permet, en outre, de mettre en évidence des directions associées à des accidents :

— nous avons pu distinguer la faille de la Marche orientale, comme nous l'avons vu précédemment. L'accident de Boussac apparaît de façon également très nette au Nord de la précédente ;

— les autres accidents discernables sur cette carte sont : les nombreux accidents de direction N-S qui affectent le domaine de Boussac et parfois les formations situées de part et d'autre dans le plateau d'Aigurande et dans la chaîne de la Marche orientale (faille de Saint-Marien, de Leyrat, et de Saint-Sauvier, au Nord, ainsi que celles de Lavaufanche, de Treignat, de Frontenat-Nouhant, et de Saint-Christophe, au Sud) ; et les accidents NE-SW présents dans le domaine de la Marche-Guéret, limitant au Nord-Ouest et au Sud-Est la diorite de La Correspondance (η^{1-2}), ainsi que celui mettant en contact les migmatites du domaine de Guéret ($M^{1-2}G$) avec les granites de la chaîne de la Marche (${}^2Y_m^{3-2}$).

Carte de l'anomalie résiduelle (fig. 9)

L'anomalie résiduelle a été obtenue en soustrayant un effet régional (défini à partir de l'anomalie de Bouguer avec un polynôme du second degré) à l'anomalie de Bouguer. On ôte ainsi à l'anomalie de Bouguer les effets créés par les structures profondes. Dans le cas présent, ceci permet de retrancher la vaste anomalie négative observée dans le Massif central, dont l'origine serait liée à la remontée d'un corps anormalement chaud et léger au sein de la lithosphère (Lucazeau et Bayer, 1982).

Seuls interviennent donc, dans l'anomalie résiduelle, les effets engendrés par les structures superficielles (quelques kilomètres) de la croûte.

Les anomalies négatives les plus intenses se situent dans le quart sud-ouest de la carte sur la zone d'affleurement du massif leucogranitique de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, appartenant à la chaîne de la Marche orientale (—7,5 à —5,5 milligals). Vers l'Est, cette anomalie décroît progressivement en s'étendant suivant la direction E-W.

Cette anomalie reste de l'ordre de —5 milligals sur l'ensemble des massifs leucogranitiques post-tectoniques de la chaîne de la Marche orientale : Toulx-Sainte-Croix (Y^1T), Montebas, et Grand-Roche (Y^1S)

L'ensemble de la chaîne de la Marche montre une anomalie inférieure à $-2,5$ milligals.

La signature de cette chaîne granitique se fait sentir jusque dans les gneiss amygdalaires de la partie nord-ouest de la coupure.

Une anomalie résiduelle négative de l'ordre de $-2,5$ milligals est visible au Nord-Est de Boussac-Bourg, elle est localisée dans les gneiss amygdalaires de l'unité d'Éguzon appartenant au plateau d'Aigurande.

Une anomalie très légèrement négative (environ $-0,5$ milligal) coïncide avec le banc de leptynites (λV) de La Ville-Raymond (unité d'Éguzon).

Au Nord de l'anomalie due aux granites de la chaîne de la Marche orientale, les courbes iso-anomales se resserrent très vite dans la partie est de la feuille, suivant une direction E-W qui correspond à l'accident de la Marche orientale.

Trois anomalies résiduelles positives sont situées immédiatement au Nord de cette faille dans la moitié est de la coupure. Les deux plus intenses dépassent 6 milligals et correspondent à la partie est du massif de gabbro-diorites d'Huriel dans le domaine de Boussac. La troisième atteint plus de 3 milligals et se situe dans la portion ouest du massif de roches basiques de Beaumont-Huriel.

L'influence gravimétrique des roches basiques du domaine de Boussac est reconnue dans toute la zone située au Nord de leurs affleurements.

L'extrémité sud-est de la feuille présente un passage progressif vers des anomalies résiduelles positives intenses, ceci à partir de la diorite quartzique de La Correspondance et en direction du massif de Guéret vers le Sud.

Les accidents identifiés sur la carte de l'anomalie résiduelle sont les mêmes que ceux déjà cités pour la carte de l'anomalie de Bouguer.

On peut remarquer, de plus, que l'anomalie résiduelle souligne l'extension vers le Sud, dans la région de Saint-Martinien, du domaine de Boussac, par une incurvation relativement prononcée des iso-anomales positives.

MODÉLISATIONS

Les contrastes de densités et de susceptibilités magnétiques utilisés sont déduits des mesures effectuées sur des échantillons prélevés sur le terrain. La partie superficielle des modèles a été dessinée en prenant en compte les données cartographiques et structurales. L'introduction de contraintes précises concernant les densités, les susceptibilités magnétiques, les structures superficielles et les dimensions des corps dans la direction perpendiculaire au profil (2,5 D), conduit à une interprétation plus fiable de la géométrie profonde des corps, sans cependant que le modèle obtenu puisse être considéré comme unique. À noter, en effet, que les présentes interprétations sont réalisées dans le cadre de certaines hypothèses, telles que l'homogénéité des roches.

généité des densités et des susceptibilités magnétiques à l'intérieur des corps, le caractère cylindrique des structures, etc.

Les modélisations ont été réalisées selon des directions subméridiennes.

Modélisation gravimétrique des massifs granitiques de la chaîne de la Marche (fig. 10)

La partie nord du profil représente les séries métamorphiques du plateau d'Aigurande, matérialisées par la formation des gneiss amygdalaires, séparée des migmatites du domaine de Boussac par la faille de Boussac.

Le reste du profil fait apparaître les granites de la chaîne de la Marche. Il traverse les massifs de Chanon, de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, et de Toulx-Sainte-Croix.

L'anomalie résiduelle négative intense est due à la présence des massifs leucogranitiques de Saint-Silvain-Bas-le-Roc (-7,5 milligals) et de Toulx-Sainte-Croix (-6,5 milligals). Le granite de Chanon, de densité plus élevée, est à l'origine d'une anomalie beaucoup plus discrète.

● Le **granite de Chanon** se présente sous la forme d'une « lame » d'épaisseur à peu près constante, de 2 à 2,5 km.

Cette morphologie a été confirmée par deux autres modélisations gravimétriques, réalisées à partir des profils NNW-SSE, traversant toute la zone étudiée, et N-S concernant la klippe de Chéniers (présentées dans la notice de la feuille Aigurande à 1/50 000).

Le granite de Chanon se développe principalement au Sud du massif de Toulx-Sainte-Croix, où il affleure, mais il est, toutefois, présent en profondeur plus au Nord, entre les leucogranites de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et de Toulx-Sainte-Croix avec lesquels il est en contact, ces contacts étant très tranchés.

● Les **leucogranites** ont une forme tout-à-fait différente de celle du granite de Chanon. Ils ont des formes de « bulles », comme celles déjà reconnues pour les massifs de l'axe du plateau d'Aigurande (Lemaire *et al.*, 1986, 1987), témoignant de leur mise en place diapirique. Malgré leur forme similaire, les deux massifs restent néanmoins distincts l'un de l'autre.

Le *leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc* se présente comme une « goutte inversée » très aplatie et trapue. La bordure nord a une pente de l'ordre d'une dizaine de degrés et est en contact avec les migmatites du domaine de Boussac. La modélisation permet d'estimer sa profondeur d'enracinement à 3 km environ.

La limite sud du leucogranite recoupe très nettement le massif de Chanon.

L'accident de la Marche, qui est oblitéré, cartographiquement, par le leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc, n'apparaît pas sur la modélisation gravimétrique.

Le *leucogranite de Toulx-Sainte-Croix* a, quant à lui, une morphologie de « bulle » très effilée et étirée en profondeur. En effet, suivant la direction du

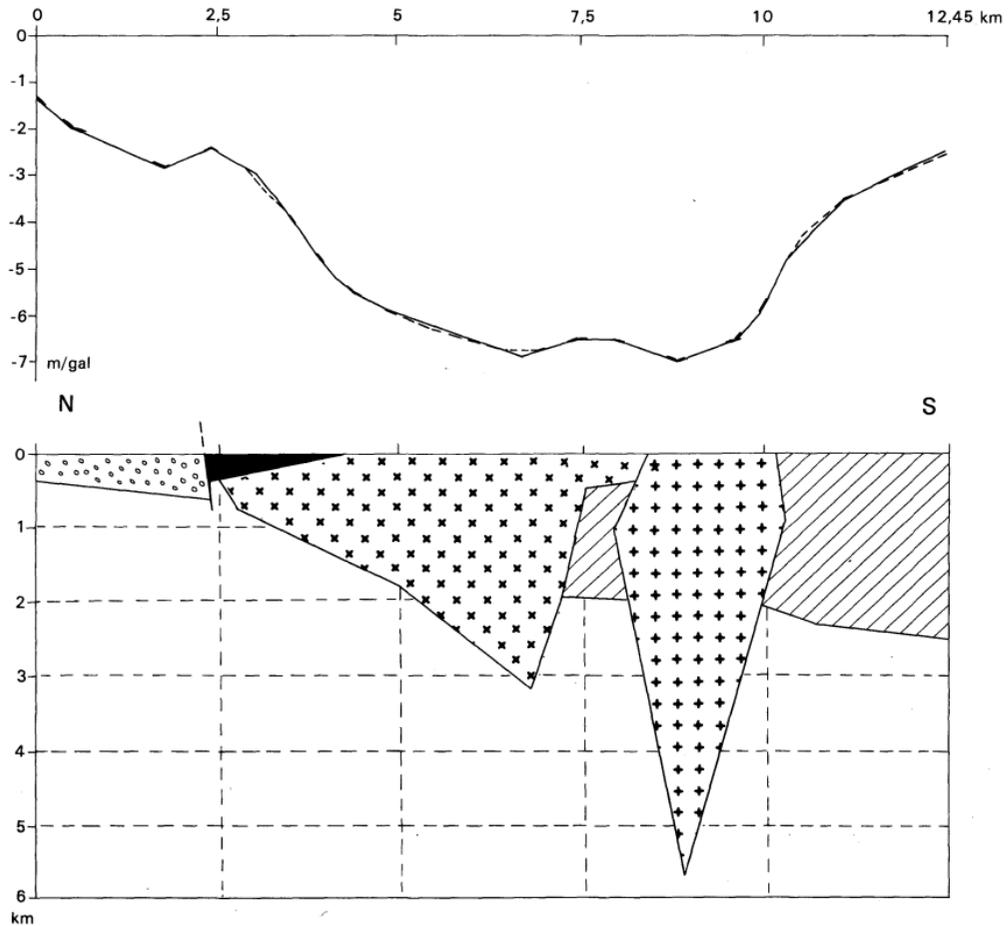


Fig. 10
Modélisation gravimétrique
des massifs granitiques
 de la chaîne de la Marche orientale

— Anomalie observée

- - - Anomalie calculée

 Gneiss amygdalaires (U.E., P.A.) 2,59

 Migmatites (D.B.) 2,70

 Leucogranite Toulx (D.M.) 2,61

 Leucogranite St-Silvain (D.M.) 2,60

 Granite Chanon (D.M.) 2,67

profil, il n'est large que de 1,5 à 2 km environ dans sa partie superficielle, mais s'enracine à une profondeur de 5 à 6 km.

Les bordures de ce massif sont très redressées, voire même subverticales.

La modélisation montre que ce massif a des contacts très nets avec les massifs de Chanon et de Saint-Silvain-Bas-le-Roc. Effectivement, le leucogranite de Toulx-Sainte-Croix recoupe le granite à biotite de Chanon sur toute son épaisseur, ainsi que la bordure sud du massif de Saint-Silvain-Bas-le-Roc.

La modélisation gravimétrique des massifs granitiques de la chaîne de la Marche (Lemaire *et al.*, 1987 ; Lemaire, 1987) a permis de montrer une opposition dans la forme des massifs de Chanon, d'une part, et de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et Toulx-Sainte-Croix, d'autre part : le premier en « lame », les autres en « bulle ». Celle-ci s'explique par le fait que le premier a subi une déformation importante lors du fonctionnement de la faille de la Marche (Lerouge *et al.*, 1983), les deux autres se mettent en place postérieurement aux derniers jeux cisailants de la Zone de cisaillement de la Marche—Combrailles.

Même au sein des leucogranites, la forme diffère. On pouvait s'y attendre, ces massifs étant d'aspect très différents à l'affleurement. Le massif en « coupole » de Saint-Silvain-Bas-le-Roc apparaît comme une « bulle » aplatie, et le massif en « filon » de Toulx-Sainte-Croix semble très étiré et effilé, s'enracinant plus profondément. Ces formes témoignent de la nature différente de deux massifs qui ont, néanmoins, le même mode de mise en place.

Les profondeurs minimales d'enracinement de ces intrusions (3 et 5 km) sont compatibles avec celles qui ont été déterminées à partir d'études similaires sur les leucogranites de l'axe du plateau d'Aigurande (Lemaire *et al.*, 1986 ; Lemaire, 1987).

De même, l'épaisseur de la « lame » de Chanon est en bon accord avec ce type de structure : l'épaisseur du granite de Guéret présentant, d'après la sismique, une forme analogue, est estimée à environ 2 ou 3 km.

Le mode de mise en place du granite de Chanon est totalement oblitéré par la déformation qui lui a donné son aspect lamellaire. Par contre, les formes en « bulle » des leucogranites de Saint-Silvain-Bas-le-Roc et de Toulx-Sainte-Croix, obtenues par la modélisation gravimétrique, résultent d'une mise en place diapirique du magma granitique. Ce type de mise en place est vraisemblablement valable pour les autres massifs post-tectoniques de la chaîne de la Marche orientale (Grand-Roche et Montebbras, en particulier).

Le caractère intrusif du leucogranite de Saint-Silvain-Bas-le-Roc dans le massif de Chanon est donc confirmé par la modélisation gravimétrique, de même que celui du leucogranite de Toulx-Sainte-Croix dans les précédents.

La modélisation gravimétrique apparaît, ici, en parfait accord avec les données géochimiques (Gauthier, 1973 ; de La Roche et Isnard, 1978), l'analyse structurale (Quenardel *et al.*, 1984) et la géochronologie (Bouvier,

1985), pour mettre en évidence les deux générations de granites de la chaîne de la Marche.

Modélisation des gabbro-diorites du domaine de Boussac, d'après les profils gravimétrique et magnétique subméridiens dans le massif de Beaumont-Huriel (fig. 11)

La modélisation gravimétrique et magnétique de ce profil, orienté à N 184°, montrent les gabbro-diorites des massifs de Beaumont et d'Huriel.

● Sur la **modélisation gravimétrique** de ces roches, on observe une très bonne correspondance entre les courbes observées et calculées. Cet ajustement des courbes n'est qu'approximatif dans le cas du magnétisme du fait de la prise en compte de la seule aimantation induite.

Les gabbro-diorites de Beaumont et d'Huriel apparaissent sur les modélisations comme appartenant à une même structure qui se prolonge sous les migmatites de Boussac ou sous les gneiss rubanés d'Huriel, à la fois au Nord et au Sud de leurs deux zones d'affleurement. Entre celles-ci, se place un panneau de gneiss rubanés dont l'épaisseur, estimée d'après les modélisations, est de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

Les gabbro-diorites ont des formes très aplaties qui s'effilent vers le Nord et vers le Sud. Leur puissance maximum est de 600 à 700 m dans la zone centrale. Elles disparaissent vers le Sud avant d'atteindre la faille de la Marche, alors qu'au Nord on peut les suivre jusqu'à celle de Boussac. Ces roches sont affectées par de nombreux accidents subverticaux qui abaissent les différents compartiments les uns par rapports aux autres quand on va vers le Nord. La modélisation révèle également la présence en profondeur de gabbro-diorites au Sud du massif d'Huriel. Les limites inférieures et supérieures des différents blocs sont subhorizontales.

Les accidents de Boussac et de la Marche apparaissent subverticaux sur la modélisation.

● L'existence d'un **profil magnétique** dans la région de Boussac où n'affleurent pas les gabbro-diorites, a permis de montrer que ces roches sont absentes en profondeur à cet endroit.

La modélisation met en évidence la présence de ces roches dans tous le domaine de Boussac, entre les accidents subverticaux de Boussac et de la Marche, sur une épaisseur qui ne dépasse pas 700 m à leur maximum de profondeur. Lorsque l'on s'éloigne de la partie centrale des massifs, vers le Nord (accident de Boussac) ou vers le Sud (faille de la Marche), les épaisseurs diminuent et la structure s'amincit, jusqu'à disparaître parfois.

Vers le Sud, l'accident de la Marche orientale met en contact les gabbro-diorites du domaine de Boussac avec les granites anté- à syntectoniques de la chaîne de la Marche, qui ont une forme de « lame » d'une épaisseur de 2 à 3 km, modélisés dans le profil gravimétrique présenté plus haut.

Si les roches basiques sont absentes entre les affleurements des massifs de Blandat-Clugnat et de Beaumont-Huriel dans la direction E-W, elles sont présentes et se prolongent sous les migmatites et les gneiss du domaine de Boussac, épais de quelques dizaines de mètres, dans la direction perpendiculaire.

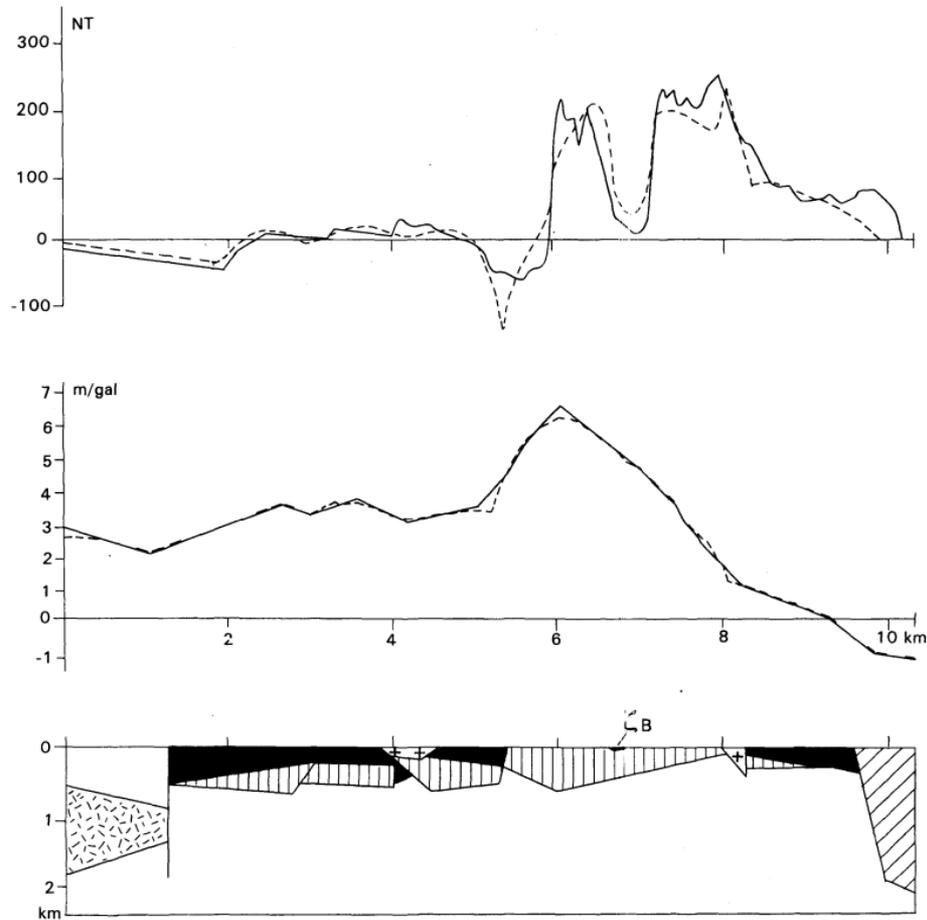


Fig. 11
Modélisations gravimétrique
et magnétique des gabbro-diorites du massif
de Beaumont/Huriel aux environs de Huriel

— Anomalie observée
 - - - Anomalie calculée

- ζB Gneiss (D.B.) 2,69
- Amphibolites (U.E.) 3,02
- Unité d'Eguzon 2,62 0,0024 uem
- Migmatites (D.B.) 2,70
- Gabbro-diorites (D.B.) 3,00
- Granites (D.B.) 2,60 0,0024 uem
- Granite (D.M.) 2,67

Les gabbro-diorites de Blandat—Clugnat et de Beaumont—Huriel présentent une forme tout-à-fait similaire, très plate et dont la partie la plus épaisse ne dépasse pas 700 m (Lemaire, 1987).

Les modélisations gravimétriques et magnétiques, réalisées dans l'ensemble du domaine de Boussac, ont permis de révéler l'existence de trois massifs distincts, entre lesquels les roches basiques seraient absentes (Lemaire, 1987 ; Quenardel *et al.*, 1991).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

La feuille Boussac couvre l'extrémité septentrionale du Massif central, au carrefour des régions naturelles de la Marche et du Berry.

La topographie mouvementée, fortement entaillée par un réseau hydrographique dense, résulte du modelé de l'ère tertiaire. Deux types géomorphologiques bien différenciés sont à distinguer :

- à l'Ouest, les hauts plateaux du bassin de la Petite-Creuse, faiblement inclinés en direction du Nord-Ouest, dont l'altitude s'échelonne entre 600 et 400 m ;
- à l'Est, une succession de collines moins élevées, passant de 500 à 300 m en direction de la vallée du Cher.

Au plan hydrologique, les eaux de surface sont drainées par deux cours d'eau principaux, la Petite-Creuse et le Cher, appartenant au bassin de la Loire.

Le climat est de type semi-océanique à forte influence continentale. Les précipitations, comparativement aux autres contrées du Limousin, y sont relativement faibles. La hauteur moyenne des pluies enregistrée depuis 1964 n'excède pas 900 mm par an.

Les températures relevées à Boussac sur une période de référence comprise entre 1964 et 1984 sont soumises à de fortes amplitudes, avec des extrêmes moyens de -1°C en janvier et $+25^{\circ}\text{C}$ en juillet.

Ressources exploitées

Les ressources en eau souterraine sont attribuées à l'aquifère discontinu à surface libre des formations cristallines et cristallophylliennes constituant la quasi-totalité du territoire concerné. Ce type de réservoir présente une potentialité faible, généralement inférieure à 3 l/s/km^2 , pour un taux d'infiltration maximal estimé à 100 mm/an.

Afin de compenser ce déficit important, le réseau d'alimentation en eau potable est structuré en syndicats regroupant plusieurs communes des régions avoisinantes.

À ce jour, seulement 15 sources, un puits et une station de pompage située sur le ruisseau du Bérout sont recensés sur le territoire de la feuille. Hormis la source de Villebeau gérée par le SIAEP d'Huriel sur la commune de Saint-Martinien, tous ces captages sont exploités par le syndicat des eaux de Boussac. Ils sont implantés sur les communes de Boussac, Saint-Marien, Saint-Silvain et Toulx-Sainte-Croix.

L'ensemble de ces ouvrages captent les eaux des petites nappes de surface associées à l'aquifère supérieur de l'horizon d'altération des granites et des gneiss.

Le niveau exploité est formé d'un matériau sablo-argileux de 5 à 10 m d'épaisseur, caractérisé par une faible transmissivité et un fort emmagasinement. Ce type de réservoir, d'extension limitée, présente une potentialité en eau généralement modeste, très sensible aux fluctuations saisonnières.

Les jaugeages effectués de janvier 1987 à décembre 1990 sur les 16 captages répertoriés confirment ces variations importantes de productivité. Durant cette période prise comme référence, les débits extrêmes moyens obtenus à l'étiage (octobre) et en hautes eaux (avril) ont été les suivants :
— de 6,3 à 11,5 l/s pour l'ensemble des 15 sources, soit un débit moyen de 0,6 l/s par ouvrage ;
— de 1,04 à 1,96 l/s pour le puits situé sur la commune de Boussac.

La faible profondeur et l'absence de protection naturelle de la plupart de ces nappes à surface libre, entraînent une vulnérabilité notable aux pollutions de surface. Les résultats d'analyses font apparaître qu'environ un tiers des points d'eau exploités sont atteints de souillures microbiennes nécessitant un traitement préalable.

Au plan physico-chimique les eaux sont faiblement minéralisées et d'un pH acide.

Ressources potentielles

Jusqu'à présent aucun programme de recherche permettant l'évaluation des ressources en eau profonde du domaine fissuré de socle n'a été entrepris dans cette région.

La mise en valeur de cet aquifère potentiel pourrait contribuer à assurer une plus grande diversification des approvisionnements actuels. Ces eaux profondes, à l'inverse des nappes de l'horizon supérieur d'altération, sont naturellement protégées au plan bactériologique. D'autre part, en raison de sa meilleure transmissivité, ce type de réservoir peut fournir localement des débits plus importants.

Le récent développement des techniques de reconnaissance, et les résultats encourageants obtenus par forages dans des formations géologiques similaires, devrait permettre, à terme, une meilleure gestion de cette ressource nouvelle.

GÎTES MINÉRAUX

Dans le cadre de l'inventaire du territoire métropolitain, la division minière du Massif central a effectué en 1984 sur l'ensemble de la feuille :

- 1 375 prises de sédiments de ruisseaux ;
- 1 046 prélèvements d'eau pour hydrochimie du fluor ;
- 245 concentrées de batées.

L'indice à *fluorine* **La Grande-Barre**, découvert en 1986, a fait l'objet d'un contrôle géophysique qui trace une anomalie N-S sur 800 m d'allongement. L'affleurement minéralisé présente une puissance métrique. Une reconnaissance plus détaillée est prévue par tranchées et sondages.

Au cours de la reconnaissance de l'indice précédent, un contrôle de géochimie semi-tactique par resserrement en streams et sols latéraux, a été étendu aux anomalies stratégiques *Pb-Zn* de **Moulin-Vert**, **Les Barilloux** et **Le Breuil**. Les résultats indiquent quelques valeurs en Pb, ponctuellement accompagné d'Ag. Les recherches sur le terrain se poursuivent.

L'anomalie de Toulx-Sainte-Croix (*W, Sn*), liée au leucogranite de Saint-Silvain-le-Bas-Roc, a été contrôlée par resserrement alluvionnaire. Quelques batées ont fourni de la *cassitérite* accompagnée de *scheelite* et de *wolframite*. Complément de prospection en cours.

À **Soulans** (*W*), des reconnaissances de terrain ont montré que les anomalies stratégiques se situent dans des dépressions marécageuses à l'amont du réseau hydrographique. Prospection en cours.

Un petit affleurement de *barytine* a été identifié aux **Parents** dans la région de Nouhant. Encaissé dans un granite, il a été reconnu au marteau et par test LVF. La prospection sera reprise en 1989.

Au **Theil** (*W, Sn*), les résultats semi-tactiques alluvionnaires obtenus sur cette anomalie, ont montré une teneur isolée en *cassitérite* (500 g/m³) et des traces de *scheelite*. Des compléments de travaux sont envisagés.

À **La Belle-Faye** (*Ba*), des contrôles de terrains ont identifié un affleurement filonien à *barytine* massive ; la puissance observée est 0,40 m, mais l'extension de la structure reste à définir.

Sur la bordure nord du granite de Guéret et à proximité de la dislocation de la Marche, l'anomalie de **Saint-Martinien** (*As, W, Cu*) a fait l'objet d'une reconnaissance marteau avec découverte de plusieurs structures cataclasées et hydrothermalisées. Une prospection systématique du secteur est prévue.

Les caractéristiques des indices et gîtes minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans le tableau en annexe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

BIBLIOGRAPHIE

ARNOLD M., KURTBAS K., RANCHIN G. (1968) — Différenciation pétrographique et géochimique de la partie ouest du massif de Guéret. *Sci. de la Terre*, Nancy, XIII, 4, 326-358.

AUBERT G. (1968) — Contribution à l'étude des granites à albite et micas blancs, riches en F, Li, Sn, Be, No, Ta, etc. Les gisements de Montebas et d'Échassières. In : « Endogenous Ore Deposits ». 23th Intern. Geol. Congr., Prague, 7. Prague : Academia édit., 215-232.

AUBERT G. (1969) — Les coupoles granitiques de Montebas et d'Échassières (Massif central français) et la genèse de leurs minéralisations en Sn, Li, Ti et Be. *Mém. BRGM*, 46, 349 p.

AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1977) — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. Relation entre les cycles calédonien et varisque. In : « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». Coll. intern. CNRS 243, Rennes, 1974. Paris : CNRS édit., 211-226.

BERTHIER F., DUTHOU J.L., ROQUES M. (1979) — Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Âge fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès-types. *Bull. BRGM*, 1, 2, 59-72.

BONNION S. (1983) — Structure du bassin houiller de l'Aumance (Allier). Analyse structurale des dépôts de charbon et stérile, géophysique. Thèse 3^e cycle, Dijon, 303 p.

BOINEAU R., NICAISE J. (1950) — Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de La Châtre et de Châteaumeillant. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 16, 7-42.

BOISSAVY-VINAU M. (1979) — Processus géochimiques de concentration liés à l'évolution de magmas granitiques. Applications aux filons à Sn, W du Massif central français et du Nord Portugal. Thèse 3^e cycle, univ. P. et M. Curie, Paris, 220 p., inéd.

BORNUAT M. (1969) — Étude géologique et métallogénique de la région de Montmarçon. Division du Massif central. D. L. Clermont-Ferrand, 217, D.R.M.M., BRGM.

BOUCHEZ J.L., JOVER O., DIOT H. (1984) — Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques des granitoïdes du massif de Guéret. In : « Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin) ». Programme géologie profonde de la France, 1, thème 3. *Doc. BRGM*, 81/3, 35-48.

BOUGNIERES L. (1950) – Les granites de l'extrémité orientale de la chaîne de la Marche dans la Creuse et l'Allier. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 16, 45-72.

BOULOTON J. (1974) – Étude géologique de la région d'Aigurande (NW du Massif central français). Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 166 p., inéd.

BOULOTON J. (1978) – La phase acadienne dans le Massif central - Extension vraisemblable à la Marche (série d'Aigurande). 6^e Réunion ann. sci. de la Terre, Orsay. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 61.

BOUVIER P. (1983) – Les intrusions dioritiques de la Marche (Nord-Ouest du Massif central français). DEA, univ. Paris-Sud, Orsay, 51 p., inéd.

BOUVIER P. (1984) – Le magmatisme basique de la Marche (NW du Massif central français). 10^e Réunion ann. sci. de la Terre, Bordeaux. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 90.

BOUVIER P. (1985) – Les gabbro-diorites du domaine de Boussac. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Relations avec le magmatisme acide du domaine de la Marche-Guéret. Thèse 3^e cycle, univ. Paris-Sud, Orsay, 268 p., inéd.

BOUVIER P., QUENARDEL J.M. (1984) – Principales caractéristiques des intrusions dévono-carbonifères du Massif central nord-occidental (France). 109^e Congr. soc. savantes, Dijon, Sciences, 1, 227-237.

BOUVIER P., QUENARDEL J.M., LANGANEY C. (1984) – Évolution magmatique de la bordure nord-ouest du Massif central français. Rapport C.E.A./D.A.M.N., 106 p.

BOUVIER P., SCHMITT P., QUENARDEL J.M., LEROUGE G. (1985) – Nature et évolution du magmatisme calédonno-varisque de part et d'autre du seuil du Poitou. Rapport C.E.A./D.A.M.N., 289 p.

BROWN M. (1973) – The definition of metatexis, diatexis and migmatites. *Proc. Geol. Ass.*, 4, 4, 373-383.

BURNOL L., AUTRAN A., BONNICI J.P., GEFFROY J. (1974) – P.I.C.G. « Minéralisations liées au magmatisme acide ». Symposium Karlovy-Vary : Granites acides du Massif central français et minéralisations associées. Guide excursion C, 76-88

CABANIS B., GUILLOT P.L., SANTALLIER D. *et al.* (1983) – Apport des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol., Fr. (7)*, XXV, 4, 563-574.

CANTAGREL J.M. (1973) – Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif central français et à l'Aleksod (Sahara algérien). *Annales sci. univ. Clermont-Ferrand*, 50, 282 p.

CHENEVOY M. (1958) — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. Mém. expl. Carte géol. Fr. Paris : Impr. nationale, 428 p.

CHENEVOY M. (1958) — Sur l'importance et les caractères d'un paléovolcanisme en Limousin septentrional (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, 2, 113-122.

CHENEVOY M. (1968) — Les gneiss amygdalaires du Massif central français : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 284, 787-790.

CIRODDE J.L., LUSTIG C. (1981) — Étude géologique et structurale de la région de Cluis. D.E.A. univ. Paris-Sud, Orsay, 47p., inéd.

CHERVET J. (1960) — Les minerais secondaires. In : M. Roubault « Les minerais uranifères français », t. 1, 2^e partie. Paris : P.U.F. édit.

COGNÉ J. (1977) — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In : « Écologie et géologie de l'Himalaya ». Colloque. intern. CNRS 268, Paris, 1976. Paris : CNRS édit., 111-129.

COURTY G. (1952) — Observations tectoniques sur la partie nord du plateau d'Aigurande (Indre). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 14, 312.

DABROWSKI H. (1952) — Étude géologique de la Marche au Sud de Montluçon. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, p. 17.

DEBEGLIA N., DEBRAND-PASSARD S. (1980) — Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIII, 4, 639-645.

DEBEGLIA N., GERARD A., WEBER C. (1977) — Apport des levés aéromagnétiques détaillés à la géologie du socle du Massif central nord-oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 3, 563-573.

DEBEGLIA N., WEBER C. (1978) — Apport des corrélations géophysiques à la connaissance du socle du bassin de Paris. In : « Sciences de la Terre et mesures », Coll. intern., jubilé Jean Goguel, Orléans, 1977. *Mém. BRGM*, 91, 63-70.

DELHAYE A., LACHAIZE M., SANTOIRE J.P. (1978) — La sismicité de la bordure nord du Massif central et ses implications tectoniques. 6^e Réunion ann. sci. de la Terre, Orsay. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 140.

DELORME J., EMBERGER A. (1949) — La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, 15, 45-82.

DERRE C., ROGER G., BOISSAVY-VINNEAU M., TREUIL M., JAFFREZIC H., KOSAKEVITCH A. (1980) — Processus géochimiques de concentration liés à l'évolution des magmas granitiques. Application aux filons à étain et tungstène du Massif central et du Portugal nord. Rapport final A.T.P.-CNRS « Formation et distribution des gisements », 1976, 2 vol., 129 et 254 p.

DUTHOU J.L. (1977) — Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). *Ann. sci. univ. Clermont-Ferrand*, 63, 288 p.

DUTHOU J.L. (1978) — Les granitoïdes du Haut-Limousin (Massif central français). Chronologie Rb-Sr de leur mise en place, le thermo-métamorphisme carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, XX, 3, 229- 235.

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 réün. ann. sci. de la Terre, Bordeaux. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 204.

DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) — Palaeozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by Rb87/Sr87 system. *Physics of the Earth Planet. Inter.*, 35, 131- 144.

FAURE J. (1963) — Étude pétrographique de l'extrémité nord-ouest du granite de Guéret et de ses enclaves. D.E.S., Clermont-Ferrand, 56 p., inéd.

FEYBESSE J.L. (1981) — Tectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Silon houiller. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 277 p., inéd.

FLOC'H J.P. (1983) — La série métamorphique du Limousin central : une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif central français). Thèse Sci., Limoges, 2 vol., 445 p., inéd.

FLOC'H J.P., QUENARDEL J.M., ROLIN P., SANTALLIER D. (1983) — Une géotraverse dans le Massif central occidental (France). 1^{re} partie : les unités lithologiques. In : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque ». Symposium Rabat, projet 27 du P.I.C.G. « Orologène calédonien ». *Mém. Serv. géol., Maroc*, n° 335 (1989), p. 369-377.

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 minière (or). *Chr. rech. min.*, 474, 5-10.

FREYTET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.M. *et al.* (1985) — Esquisse néotectonique des pays limousin, marchois et bourbonnais (Nord du Massif central). *C.R. Acad. Sci., Paris, (II)*, 301, 1163-1168.

FREYTET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986) — Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du bassin de Paris. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, 23, 2, 3-15.

GAUTHIER J.C. (1973) — Évolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale. 1^{re} partie : l'évolution granitique. *Sci. de la Terre*, Nancy, XVIII, 4, 318-351.

GAUTHIER J.C. (1974) — Évolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale. 2^e partie : géochimie des alcalins rares. *Sci. de la Terre*, Nancy, XIX, 2, 122-151.

GEFFROY J., SARCIA J. (1954) — Contribution à l'étude des pechblendes françaises. *Sci. de la Terre*, Nancy, II, 1-2, 71-73.

GERARD A., WEBER C. (1971) — L'anomalie magnétique du bassin de Paris interprétée comme élément structural majeur dans l'histoire géologique de la France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 272, 921-923.

GROLIER J. (1955) — Étude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaîne de la Marche. D.G.P., univ. Clermont-Ferrand, 120 p., inéd.

GROLIER J. (1971) — La tectonique du socle du Massif central. *In* : « Symposium Jean Jung », Clermont-Ferrand. Clermont-Ferrand : Plein Air Service édit., 215-168.

GROS Y., MARTIN P. (1981) — La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neville, Saint-Pierre-le-Moutier). Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO.

GUILLEN A., DEBEGLIAN. (1984) — Contribution à l'étude de l'anomalie magnétique du bassin de Paris. Programme géologie profonde de la France, 1, thème 2. *Doc. BRGM*, 81/2, 1-15.

GUILLOT P.L. (1981) — La série métamorphique du bassin limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du Bassin aquitain. Thèse Sci., Orléans, 391 p., inéd.

GUILLOT P.L., AUTRAN A., CABANIS B., QUENARDEL J.M. (1983) — L'évolution polyphasée siluro-carbonifère de l'orogène varisque en France. *In* : « Le Maroc et l'orogène paléozoïque ». Symposium Rabat, projet 27 du P.I.G.G. « Orologène calédonien ». *Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 335 (1989), p. 271-282.

GUILLOT P.L., FEIX I. (1984) — La dislocation d'Argentat, une frontière majeure dans le Massif central. *In* : « Chevauchements varisques (Limousin) », Programme géologie profonde de la France, 1, thème 3. *Doc BRGM*, 81/3, 71-85.

HIGGINS M.W., (1971) – Cataclastic rocks. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 687, 97 p.

ISNARD P. (1970) – Analyse statistique multivariable des données géochimiques par traitement automatique. Application au massif granitique de la Marche orientale. *Sci. de la Terre*, Nancy, XV, 2, 103-143.

ISNARD P., LA ROCHE H. (de) (1968) – De la composition chimique à la composition minéralogique des granites à deux micas. Traitement par le calcul automatique dans les études en grande série. Application au massif de la Marche orientale. *Sci. de la Terre*, Nancy, XIII, 1, 79-97.

JOVER O. (1986) – Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalles (Massif central français). Analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse, Nantes, 233 p., inéd.

JOHAN Z., VANNIER M. (1971) – Étude géochimique et pétrographique de la partie orientale du massif granitique de la Marche. Coll. sci. intern. E. Raguin. Paris : Masson édit., 9-16.

KURTBAS K., MARQUAIRE C., RANCHIN G. (1969) – Différenciations pétrographiques et géochimiques dans le massif granitique de Guéret et les massifs annexes en Marche occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 268, 2396-2398.

LAMEYRE J. (1963) – Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 256, 450-452.

LAMEYRE J. (1966) – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. fac. sci. Clermont-Ferrand*, géol. min., 29, 12, 264 p.

LAMEYRE J. (1982) – Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 294, 1237-1240.

LAMEYRE J. (1984) – Contribution à la géologie du Limousin (II) : les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 298, 895-900.

LA ROCHE H. (de) (1965) – Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, Nancy, XVII, 1-2, 31-46.

LA ROCHE H. (de) (1968) – Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 267, 39-42.

LA ROCHE H. (de) (1979) – Quelques cas d'interaction et d'échanges entre formations acides et formations basiques dans les zones profondes. *Sciences géologiques*, Strasbourg, mém. 13, 149-159.

LA ROCHE H. (de) (1980) – Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sci. de la Terre*, Nancy, sér. « Informatique géologique », 13, 67-88.

LA ROCHE H. (de), LETERRIER J. (1973) – Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 276, 3115-3118.

LA ROCHE H. (de), LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.

LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M., CHAURIS L., (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. *Sci. de la Terre*, Nancy, XXIV, 121 p.

LASNIER B. (1965) – Étude pétrographique de la région d'Éguzon (Indre). Coupe du versant nord de l'anticlinal du plateau d'Aigurande à zonéographie inversée. D.E.S., Poitiers, 105 p., inéd.

LASSERE M. (1951) – Les terrains cristallins de la terminaison orientale du plateau d'Aigurande (Allier). *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, p. 17.

LAUNAY M. (de) *et al.* (1894) – Carte géologique de France au 1/80 000. Aigurande (144) et notice explicative. Paris : Service des Mines édit.

LAUNAY L. (de) (1901-1902) – Carte géologique au 1/1 000 000^e. Révision du Plateau central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 13, 91, 569-571.

LAURENT P. (1972) – The hercynides of South Europe : a model. *In* : « Tectonics », 24th Intern. Géol. Congr., Canada. Montréal : Harpell's Press édit. 3, 363-370.

LEHINGUE D. (1951) – Les séries cristallines de la terminaison orientale du plateau d'Aigurande (Allier). *Rev. sci. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, p. 17.

LEMAIRE D. (1983) – Géologie et structure de la région sud de La Châtre, plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). D.E.A., univ. Paris-Sud, Orsay, 52 p., inéd.

LEMAIRE D. (1987) – Propriétés gravimétriques et magnétiques des plutonites en relation avec leur composition chimique et leur mode de mise en place. Exemples pris dans le Nord du Massif central français. Thèse, univ. Paris-Sud, Orsay, 2 vol., 274 p., inéd.

LEMAIRE D., DEBEGLIA N., QUENARDEL J.M. (1986) – Apport de la gravimétrie dans l'élaboration de modèles de mise en place des ensembles magmatiques du Nord du Massif central français. I – Le massif granitique de Crevant. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 303, 799-804.

LEMAIRE D., QUENARDEL J.M., DEBEGLIA N. (1987) — Apport de la gravimétrie dans l'élaboration de modèles de mise en place des ensembles magmatiques du Nord du Massif central français. II — Le massif granitique de la Marche orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 305, 1073-1079.

LEROUGE G. (1981) — Étude géologique et structurale de la région de Saint-Benoît-du-Sault et argument pour un sens de mise en place des nappes à l'aide de la fabrique de quartz. D.E.A., univ. Paris-Sud., Orsay, 50 p. inéd.

LEROUGE G. (1984) — Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, Orléans, 2 vol., 394 p. inéd.

LEROUGE G. (1987) — Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse Sci. univ. Paris-Sud, Orsay et *Mém. Géodiffusion*, Paris, 363 p.

LEROUGE G., FREYTET P. (1986) — Relations entre le Sud-Est du Massif armoricain et le Nord-Ouest du Massif central par la néotectonique déduite de la géomorphologie et de l'analyse structurale. Coll. Néogène, Nantes (à paraître).

LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C., LORENZ J. (1986) — Proposition d'une chronologie des événements tectoniques sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du bassin de Paris et le Nord-Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 303, 1749-1752.

LEROUGE G., QUENARDEL J.M. (1985) — Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 301, 621-626.

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 Rabat, projet 27 du P.I.C.G. « Orologène calédonien ». *Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 335 (1989), p. 261-270.

LEROUGE G., ROLIN P., QUENARDEL J.M. (1986) — Le Sillon houiller : couloir blastomylonitique carbonifère. 11^e Réunion ann. sci. de la Terre, Clermont-Ferrand. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 111.

LEROY J. (1978) — Métallogenèse des gisements d'uranium de la division de la Crouzille (COGEMA, Nord-Limousin, France). *Sci. de la Terre*, Nancy, mém. 36, 271 p.

LESPINASSE M. (1984) — Étude structurale des gisements d'uranium de la Marche occidentale : fracturation, circulations fluides, développement de l'épisyénitisation. *Géol. Géoch. Uranium Mém.*, Nancy, 8, 200 p.

LESPINASSE M., MOLLIER B., DELAIR J., BLADIER L. (1986) — Structuration tangentielle et chevauchements carbonifères dans les leucogranites du NW du Massif central français : l'exemple des failles de Bussières-Madeleine et d'Arrênes-Ouzilly. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 303, 1575-1580.

LORENZ C., LORENZ J. (1984) — Mise en évidence d'un « Accident Sud du Bassin de Paris » affectant le Paléozoïque entre Ancenis et Montluçon à partir de ses manifestations tectoniques et sédimentaires dans la couverture. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 297, 73-76.

LORENZ C., LORENZ J. (1985) — Structuration du Sud du bassin de Paris en blocs basculés de direction sud-armoricaine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), 301, 239-241.

MARCKMANN L. (1984) — Étude de la déformation ductile dans la région de la Marche-Combrailles (Nord-Ouest du Massif central français). Variations géochimiques au cours de la déformation. D.E.A. univ. Paris-Sud, Orsay, 70 p, inéd.

MARQUAIRE C., MOREAU M. (1969) — Esquisse géologique du Nord-Limousin et répartition des minéralisations uranifères. Rapport CEA-R-3484.

MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) — Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. In : « Écologie et géologie de l'Himalaya », Coll. intern. CNRS 268, Paris, 1976. Paris : CNRS édit., 261-267.

MELOUX J. (1983) — Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Bordeaux, Limousin, Poitou. Orléans : BRGM édit.

MENHERT K.R. (1974) — The définition of metatexis, diatexis and migmatites. *Proc. Geol. Ass.*, 5, 1, 113-114.

NICOT E., ROLIN P. (1980) — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la S.G.F. en Limousin, Vendée, Bretagne sud, 14-15 mai 1979. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, 2, 151-177.

NOLF J.L. (1980) — Le rôle tectonique cassante dans l'élaboration du relief du Limousin nord-oriental. Thèse 3^e cycle, Limoges, 183 p. inéd.

ORSINI J.B. (1979) — Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-Viséen moyen de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 298, 981-984.

ORSINI J.B., (1979) — Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères, à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 289, 1109-1112.

PARANT J. (1954) — Les amphibolites migmatitiques de la bordure sud de l'anticlinal du plateau d'Aigurande. D.G.P., Clermont-Ferrand, 43 p. inéd.

PETITPIERRE E. (1981) – Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte métamorphique et structural, plateau d'Aigurande (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 212 p., inéd.

PETITPIERRE E., DUTHOU J.L. (1980) – Âge westphalien par la méthode Rb : Sr du leucogranite de Crevant, plateau d'Aigurande (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (D), 291, 163-166.

PIN C., PEUCAT J.J., (1986) – Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 3, 461-469.

PRUVOST P. (in PETERLONGO J.M.) (1953) – Réunion extraordinaire de la S.G.F. en Auvergne, Bourbonnais, Marche, du 13 au 19 sept. 1953. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 17, 369-409.

QUENARDEL J.M. *et al.* (1982) – « Le socle du bassin de Paris dans la vallée de la Creuse, Nord-Ouest du Massif central français », d'après : Étude stratigraphique, structurale et paléogéographique de quelques formations paléozoïques à cénozoïques du Berry (S. Debrand-Passard *et al.*). *Bull. inf. géologues bassin Paris*, 19, 3.

QUENARDEL J.M. *et al.* (1984) – Livret guide de l'excursion annuelle des granitologues. Nord-Ouest du Massif central (France), 24-29 septembre, 138 p. inéd.

QUENARDEL J.M., COHEN-JULIEN M., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., PEULVAST J.P. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aigurande (617) – Orléans : BRGM, 100 p. Carte géologique par J.M. QUENARDEL *et al.* (1991).

QUENARDEL J.M., LEROUGE G., ROLIN P. (1985) – Histoire des déformations dévono-carbonifères dans le Nord du Massif central. *Doc. BRGM*, 95/2, 127-136.

QUENARDEL J.M., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P., BOUVIER P. (1984) – Grands traits géologiques du Massif central nord-occidental (France). 109^e Cong. nat. soc. sav., Dijon, Sciences, 1, 203-214.

VAUCHELLE L. (1988) – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français). Thèse univ. P. et M. Curie (Paris VI), 395 p.

VIALETTE Y. (1973) – Âge des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, 3-4, 260-270.

VIALON P. (1955) – Étude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret (Creuse). D.G.P., Clermont-Ferrand, 70 p., inéd.

VIGNERESSE J.L. (1982) – Les accidents hercyniens et leurs marqueurs géophysiques dans le Nord du Massif central et ses abords. 9^e Réunion ann. sci. de la Terre. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 623.

WEBER C. (1972) — Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. Thèse Sci., univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 169 p., inéd.

WEBER C. (1973) — Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM* (2), 11, 3 et 4, 293-343.

YANG KIEH (1932) — Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). *Mém. Soc. géol. Fr.* (n. s.), VIII, 19.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Aigurande*, par J.M. Quenardel, P. Bouvier, P. Freytet, D. Lemaire, G. Lerouge, P. Rolin., P. Schmitt (1991).

Feuille *Dun-le-Palestel*, par J.M. Quenardel, P. Schmitt, G. Lerouge, M. Cohen-Julien, P. Bouvier, P. Lerebourg, P. Rolin (1988).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Strasbourg*, par J. Meloux (1980).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Limousin, 4, cours Bugeaud, 87000 Limoges (pour le département de la Creuse), soit à l'agence régionale Auvergne Campus universitaire des Cézeaux, 27, av. des Landais, 63170 Aubière (pour le département de l'Allier), soit encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante :

- M. COHEN-JULIEN : formations éruptives et métamorphiques.
- P. FREYTET : formations posthercyniennes, néotectonique.
- D. LEMAIRE : géophysique.
- G. LEROUGE : tectonique et métamorphisme.
- C. LE CŒUR : géomorphologie, néotectonique.
- J.M. QUENARDEL : formations éruptives et métamorphiques.
- R. DELBOS : hydrogéologie.
- C. VAUTRELLE : gîtes minéraux.

Coordination : M. COHEN-JULIEN, J.M. QUENARDEL.

Présentation au C.C.G.F. : 23 juin 1988.

Acceptation de la carte et de la notice : 30 juin 1989.

Impression de la carte : 1991.

Impression de la notice : décembre 1991.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES

Pour les localisations des échantillons, se reporter aux ouvrages cités en référence.

DOMAINE DU PLATEAU D'AIGURANDE

Éch.	Unité d'Éguzon					
	Gneiss gris	Leptynites				Gneiss amygdalaires
«5579	SI34	SJ27	L3	L4	«5594	
SiO ₂	56,40	76,70	76,20	83,60	77,20	67,60
Al ₂ O ₃	21,75	12,50	12,60	8,70	12,80	15,15
Fe ₂ O ₃	5,65	1,30	0,95	1,05	0,86	1,60
FeO	2,40	0,29	0,65	0,22	0,22	2,20
MgO	2,50	0,20	0,20	0,33	0,02	2,55
MnO	0,25	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05
K ₂ O	3,80	3,75	4,70	2,90	4,55	4,40
Na ₂ O	1,70	3,80	3,45	0,90	3,75	3,10
CaO	1,00	0,18	0,28	0,02	0,20	1,70
TiO ₂	1,10	0,17	0,16	0,00	0,00	0,75
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,05			0,10
H ₂ O ⁺	2,80			1,45	0,93	0,90
H ₂ O ⁻	0,05			0,00	0,21	0,05
Total	99,55	98,96	99,26	99,17	100,74	100,15

« : J. Bouloton, 1974.

S : P. Bouvier *et al*, 1985.

L : B. Lasnier, 1965.

DOMAINE DE BOUSSAC

Ech.	Massifs de gabbro-diorites (Bouvier, 1985)														Séries métamorphiques (Bouvier, 1985)
	Massif de Beaumont-Huriel						Massif de Clugnat								Gneiss de La Borde
	BJ 24	BJ 25	BJ 26	BJ 11	BJ 31	BJ 32	BJ 8	BA 40	BJ 10	BA 43	BA 48	BA 44	BA 9	BJ 9	BJ 29
SiO ₂	54,60	45,24	47,67	52,92	60,49	62,29	44,22	44,46	46,79	46,84	47,96	49,25	51,42	52,76	62,13
Al ₂ O ₃	16,62	18,48	17,60	15,72	15,22	17,65	21,68	20,98	19,42	20,61	15,12	18,68	18,65	17,24	16,76
Fe ₂ O ₃	9,59	12,06	12,21	11,38	9,18	4,47	8,35	2,96	11,07	3,32	1,94	6,18	1,30	10,16	4,46
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7,72	nd	7,05	6,41	3,50	7,40	nd	
CaO	6,07	8,97	5,87	6,93	5,12	2,53	13,32	13,27	10,74	11,55	11,63	9,95	7,12	8,00	3,40
Na ₂ O	2,93	1,88	2,01	2,73	1,17	3,95	1,96	1,78	2,76	2,67	2,41	3,41	3,17	2,32	1,38
K ₂ O	2,08	0,89	1,01	1,42	1,55	2,30	0,17	0,19	0,73	0,38	1,99	0,34	1,91	1,16	3,07
MgO	3,88	8,11	7,43	5,39	3,44	1,89	5,73	6,25	5,73	4,54	7,41	5,81	4,85	4,44	2,91
TiO ₂	1,19	1,21	1,02	0,87	1,02	0,54	1,04	0,83	0,07	0,83	1,28	0,67	0,85	0,92	0,11
P ₂ O ₅	0,45	0,05	traces	0,19	0,15	0,03	1,23	0,16	0,13	0,20	0,53	0,19	0,14	0,21	0,43
MnO	0,16	0,17	0,17	0,25	0,19	0,09	0,23	0,21	0,23	0,21	0,23	0,19	0,19	0,20	0,08
PF	1,31	2,98	3,53	2,58	2,83	3,18	1,37	0,92	1,29	1,29	nd	1,06	1,46	1,51	4,33
H ₂ O ⁺							nd	nd	nd	nd	3,18	nd	nd	nd	
H ₂ O ⁻							nd	nd	nd	nd	0,16	nd	nd	nd	
Total	98,88	100,04	98,52	100,38	100,36	98,92	99,30	99,73	98,96	99,49	100,25	99,23	98,46	98,92	98,96

MARCHE ORIENTALE ET CENTRALE

Granites et leucogranites

	Granites tectonisés									Leucogranites tectonisés				
Faciès	Chanon C1			Chanon C2			Chanon C3			Jalesches				
										non déformés			déformés	
Ech.	§M1A	§M1B	§T19	§M15	§M14	§M20	§M17	§T196	§T7	xAl	xH15	xA6	xxA2	xA5
SiO ₂	70,98	69,77	70,40	70,71	70,38	70,56	75,21	72,70	72,50	72,90	71,60	73,60	71,70	74,40
Al ₂ O ₃	14,65	15,16	14,50	15,16	15,27	15,71	14,18	14,35	14,70	14,70	15,00	14,60	15,10	14,40
Fe ₂ O ₃	2,07	2,66	2,50	2,02	1,87	1,69	0,77	1,48	1,67	1,97	1,43	1,40	1,52	0,59
FeO														
CaO	1,01	0,89	0,98	0,93	0,79	0,59	0,20	0,84	0,64	0,54	0,64	0,59	0,58	0,19
Na ₂ O	3,31	3,34	3,00	3,16	3,35	3,29		3,77	3,51	3,50	3,49	3,70	3,35	4,16
K ₂ O	4,44	4,61	4,47	4,88	4,88	5,74	4,25	4,20	4,49	4,58	5,18	4,69	4,61	4,70
MgO	0,93	1,12	1,13	0,77	0,51	0,53	0,23	0,54	0,74	0,39	0,44	0,29	0,49	
TiO ₂	0,30	0,35	0,34	0,29	0,30	0,24	0,11	0,24	0,19	0,25	0,10	0,15	0,14	0,01
P ₂ O ₅	0,19	0,21		0,23	0,32	0,23	0,35							
H ₂ O ⁺														
H ₂ O ⁻														
PF	0,96	1,10	1,58	1,02	1,20	0,85	1,11	1,09	1,30	1,49	1,22	1,19	1,79	0,86
Mno	0,06	0,07	0,05	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,01	0,04
Total	98,90	99,28	98,95	98,73	99,89	99,47	100,21	99,25	98,99	99,77	100,36	99,35	99,89	99,35

§: C. Derre *et al.*, 1980

x: Banque de données C.R.P.G.

MARCHE ORIENTALE ET CENTRALE

Leucogranites non déformés

	Faciès Saint-Silvain			Montebas		Touix-Sainte-Croix		
	Saint-Silvain	Grand-Roche		Leucogranite	Microgranite			
	M10	M11	M12	M13A	M3	M5	M7	M6A
SiO ₂	68,83	74,29	74,57	72,16	76,07	75,08	74,73	74,57
Al ₂ O ₃	17,14	14,73	14,40	14,29	12,57	14,79	14,32	14,30
Fe ₂ O ₃	1,55	1,00	1,09	0,14	1,11	0,74	0,72	0,74
FeO	0,93	0,72	0,79		0,86			0,43
CaO	0,15	0,18	0,09	1,84	0,30	0,10	0,14	0,15
Na ₂ O	3,72	3,52	3,24	2,70	2,65	4,06	3,96	3,90
K ₂ O	5,45	4,44	4,15	3,81	3,91	4,02	4,24	4,23
MgO	0,21	0,18	0,11	traces	0,14	0,16	0,07	0,09
TiO ₂	0,13	0,09	0,09	0,02	0,06	0,04	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,49	0,44	0,37	1,24	0,45	0,39	0,42	0,35
MnO	0,05	0,02	0,03	0,04	0,09	0,04	0,06	0,04
PF	1,51	1,27	1,67	2,27	1,46	0,84	0,92	0,89
H ₂ O+								
H ₂ O-								
Total	99,23	100,16	99,81	98,51	98,81	100,26	99,64	99,34

DOMAINE DE GUÉRET

Granites à biotite													Enclave des Montées Ech. BJ 43				
Éch.	RH138	RH193	RH176	RH126	RH117	RH84	RH121	RH220	RH267	§ M18	§ M19A	§ M19B	ppm				
SiO ₂	71,80	69,30	70,40	66,70	66,90	64,90	66,10	62,90	69,80	69,74	64,74	64,05	46,66	U	0,84	La	48,9
Al ₂ O ₃	15,25	14,95	14,90	15,85	15,35	16,40	16,00	17,10	15,85	16,19	16,40	16,67	19,47	Th	1,92	Ce	95,20
Fe ₂ O ₃		0,02	0,02	0,53		0,09	0,16	0,78	0,29	2,06	4,03	4,28	10,66	Zr	188	Eu	2,79
FeO	2,02	2,30	2,03	2,89	4,03	4,24	3,51	4,56	2,63								
CaO	1,18	1,88	1,48	2,40	2,57	3,26	2,77	3,46	2,17	1,22	2,75	2,74	9,03	Hf	3,86	Tb	1,08
Na ₂ O	3,41	3,56	3,41	3,27	2,92	3,21	3,27	3,06	2,92	3,52	3,20	3,27	3,21	Ta	0,72	Yb	3,11
K ₂ O	4,60	4,70	4,36	4,60	4,25	3,81	4,11	3,81	3,51	4,49	4,55	4,60	2,15	Ba	2689		
MgO	0,86	1,23	0,99	1,66	1,98	2,32	1,93	2,27	1,43	0,68	1,90	1,97	5,67	Sr	1236	La/Yb	15,72
TiO ₂	0,27	0,45	0,30	0,62	0,59	0,69	0,69	0,85	0,45	0,33	0,68	0,74	1,24	Rb	76,1		
P ₂ O ₅	0,30	0,24	0,27	0,24	0,25	0,23	0,33	0,32	0,29	0,24	0,28	0,34	0,65	Cr	55		
MnO	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,05	0,07	0,06	0,17	Co	27,1		
PF	0,94	0,94	0,90	0,88	0,94	0,98	0,90	1,01	0,96	1,51	0,70	0,96	1,68	Ni	10		
Total	100,67	99,62	99,12	99,71	100,36	100,21	99,84	100,15	100,36	100,03	99,30	99,68	99,59	Th/Ta	2,66		

H 138, H 193, H 176 : granite à biotite à tendance porphyroïde. H 126 : granite à biotite à texture cataclastique. H 117, H 84 : granite à biotite à texture monzonitique. H 121, H 220, H 267 : granite à biotite orienté. M 18 : granite à biotite à tendance porphyroïde, très orienté. M 19 A : granite à biotite, grain fin à tendance porphyroïde. M 19 B : idem que M 19 A mais altéré.

ANNEXE 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Sagnes La Villate	2.4001	F, U	Quartz Fluorine Autunite	Filon	Anatexite	Prospection CEA en 1948. Radiométrie, tranchées. Minéralisation uranifères liées à des cassures argileuses et ferrugineuses situées à proximité du filon.
Le Breuil	2.4002	U	Pas de minéralisation visible	Disséminé	Anatexite	Prospection CEA vers 1948. Radiométrie. Tranchée sur une zone ferrugineuse à forte activité ambiante, 45 chocs/seconde en surface, 150 chocs à 0,8 m de profondeur.
Les Barras	4.4001	Fe, Mn	Oxyde de fer et de manganèse	Inconnu	Gneiss	Par pétition, du 25.02 1902 la Société bourbonnaise d'études et de recherche fait connaître qu'elle se propose à effectuer des recherches de manganèse et autres au lieu-dit Barras.
Pont-Auville	5.4001	U	Argile Pechblende Chalcolite Autunite Pyrite Marcassite Chalcopryrite Covellite Uranotile Quartz enfumé	Fissures, diaclase	Mylonite gneissique Granite	Observation, au parement sud d'une ancienne carrière, d'une lentille minéralisée. À peu de distance une tranchée creusée entre 2 cassures verticales, montre à 1,8 m de profondeur un filet de pechblende et des produits jaunes. 8 points minéralisés ont été reconnus jusque dans la ville à 50 m du pont du Château.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Montebras	6.4001	Kao, Feld Sn, Li	Quartz Kaolin Feldspath Cassitérite Amblygonite Lepidolite Nobiotantalite Wolframite Montrebrazite Tourmaline Turquoise Topaze Apatite Mispickel Scorodite Chalcosite Autunite Fluorine Wawellite Gorceixite	Coupole formée d'un contact pegmatitique entre leucogranite porphyroïde et le granite de Guéret.	Sable granulitique Pegmatite Boules de granite et de leucogranite Greisen Argiles et écuivons miocènes et quaternaires	Stannières gallo-romaine. Exploitations pour l'étain de 1865 à 1882 : 5 km de galeries tracées en 4 niveaux reliés par puits. L'amblygonite est exploitée de 1882 à 1907. Production : 2 000 t, teneur 3 à 6 % LiO ₂ . Actuellement exploitation à ciel ouvert de roche feldspathique par la société Villeroy et Bosch. Production antique inconnue. De 1865 à 1965 : 190 t Sn. Produits céramiques 26 à 40 000 tonnes/an. Brève production de kaolin.
Montebras	6.4002	Sn	Cassitérite Nobiotantalite Wolframite Bismuthinite Lollingite Scheelite	Placer	Alluvions. Puissance : 1 à 4 m de gravier Flats sur 12 kms Recouvrements 0 à 1 m	La société Penaroya, 1943-44, a effectué 275 puits, estimait 188 000 m ³ à 220 g/t Sn, soit 40 t Sn répartis en 4 panneaux avec cassitérite fine. L'étude BRGM 1954 à 1957 et 1964 a repris le secteur, sondages Banka et essai de traitement ; n'a trouvé 200 à 400 g/m ³ que dans 14 points.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Montebras (suite)	6.4002	Sn	Mispickel Pyrite Chromite Barytine Fluorine Chalcopyrite Autunite Anatase Topaze			Estimation 3 à 6 millions de m ³ à environ 100 g/m ³ cassitérite.
Lavaufranche Carrière de Pirou	6.4003	U	Quartz Pechblende Gummite Autunite Pyrite Mispickel Chalcopyrite	Filonnets	Gneiss Mylonite Leucogranite	Présence de filonnets et imprégnation de sulfures bien distincts des filonnets uranifères.
Vendoueix	6.4004	Sn	Quartz Orthose Albite Cassitérite	Micro-coupole	Granite porphyroïde, pegmatite, granite à albite et muscovite.	Les travaux de reconnaissance ont mis à jour une couche pegmatitique feldspathique, puissante de 1 m. Prospection géophysique, sondages.
La Mazerolle	8.4001	F	Quartz Fluorine	Filonnets	Granite à filons de microgranites	Anciennes tranchées de recherche vers 1913. Sondages percutants, BRGM en 1975. Les 6 sondages n'ont rencontré que des traces de fluorine.

